ISSN 0024-497X

· HAYKA ·



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ Выходит 6 раз в год Москва

6

НОЯБРЬ-ДЕКАБРЬ

1991

СОДЕРЖАНИЕ

Батурин Г.Н., Дмитриев Л.В., Курский А.Н. Вариации химического состава железо- марганцевых корок со дна Атлантического океана	3
Ищенко Л.В., Копылов С.А., Краковский Б.И., Крыжановская И.Н., Резник В.П., Свер-	
<i>тилов А.А.</i> Текстуры донных осадков Красного моря и Индийского океана (по ре- зультатам дешифрирования фотографий пна и рентгенографии) и их связь с соста-	
вом и свойствами.	24
Хворова И.В., Серова В.В. Нерудная составляющая глубоководных гидротермальных сульфидных построек	39
Кураленко Н.П. Отложения подножий островных стратовулканов (на примере хын- хлонайской свиты о-ва Карагинского)	57
Столяров А.С., Ислева Е.И. Металлоносные залежи костного детрита рыб в майкоп- ских отложениях Ергенинского рудного района	70
Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г. К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых отложениях Центрального Кавказа	84
Мещерякова В.Б., Бикторов В.В., Величков Д.П. Геохимические особенности раннепа- леозойских углеродсодержащих пород Западных Балкан (Республика Болгария)	99
Шатский Г.В., Горощенко Г.Л. Минерагения ятулийских образований Северо-Карельской зоны на примере Кукасозерского синклинория	107

Краткие сообщения

Можеровский А.В., Терехов Е.П. Корренситоподобные минералы осадочных пород	
подводной возвышенности Ямато (Японское море)	121
Богданов Н.А. Условия залегания морских россыпей как методическая основа под-	
водной добычи	127
Борщевский Ю.А., Игнатов П.А., Ильин О.В., Медведовская Н.И., Сабиров М.А. Изотоп-	
ный состав углерода и кислорода кальцитов как показатель генезиса стратиформной	
флюоритовой минерализации	132

Методика -

Лотфи М.Ф., Рашед	М.А. Применение	динамогенетической	диаграммы	асимметрия -	
эксцесс Рожкова	к современным оса	адкам морского края	дельты Нила		137

Критика

Ивановский А.Б. Полезная книга	 140
Содержание журнала за 1991 г.	 141

[©]Издательство "Наука",

[&]quot;Литология и полезные ископаемые", 1991 г.

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

6

NOVEMBER-DECEMBER

1991

CONTENTS

Baturin G.N., Dmitriev L.V., Kursky A.N. Variations of the chemical composition of Fe – Mn nodules from the Atlantic oceanic bottom	3
Ishchenko L.V., Kopylov S.A., Krakovsky B.I., Kryzhanovskaya I.N., Reznik V.P., Sverti- lov A A Structures of bottom rediments of the Red Sea and Indian Ocean (using results	
of interpretation of bottom photos and X-ray patterns) and their connection with the composition and properties	24
Khvorova I.V., Serova V.V. The non-ore component of deep-water hydrothermal sulfide constructions	39
Kuralenko N.P. Deposits at the base of island stratovolcanos (illustrated by the Khynkhlonai suite of Karaginsky Is.).	57
Stolyarov A.S., Ivleva Ye.I. Metalliferous occurence of fish bone detritus in the Maikop strata of the Yerginin ore province	70
Gavrilov Yu.O., Muzylev N.G. On the geochemistry of sapropelitic layers in Paleogene deposits of the Central Caucasus	84
Meshcheryakova V.B., Viktorov V.V., Velichkov D.P. Geochemical properties of Early Pa- leozoic coal-bearing rocks of the West Balcans (Republic of Bulgaria)	99
Shatsky G.V., Goroshchenko G.L. Minerageny of the Yatul units in the North Karelian zone illustrated by the Kukasozersky synclinorium.	107

Brief Communications

Mozherovsky A.V., Terekhov Ye.P. Corrensite-like minerals of the sedimentary rocks of the	
Yamato searise (The Japan Sea)	121
Bogdanov N.A. The environment of marine placer deposits as a methodical basis of submarine exploration	127
Borshchevsky Yu.A., Ignatov P.A., Ilyin O.V., Medvedovskaya N.I., Sabirov M.A. Isotope composition of carbon and oxygen of calcites as indicators of the genesis of stratiform	
fluorine mineralization	132

Methods

Lotfi M.F., Rashed M.A. Application of the dynamogenetic plot asymmetry Roshkov excess for present sediments of the seaward edge of the Nile delta											
Criticism											
Ivanovsky A.B. A useful book	140										
Contents of journal publications for 1991	141										

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1991

УДК 550.4:553 (31+32):552.124.4 (261/264)

© 1991

Батурин Г.Н., Дмитриев Л.В., Курский А.Н.

ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК СО ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Исследованы гидрогенные железомарганцевые корки из различных районов Атлантического океана. По химическому составу корки варьируют от железистых до марганцовистых, при отношении Mn/Fe 0,3-2,1. Содержание кобальта находится в прямой зависимости от марганца и в обратной от глубины залегания корок. Редкоземельные элементы (РЗЭ) связаны с железом. Доля РЗЭ гидротермального происхождения, оцененная по отношению Eu/Sm, составляет не более 2% от их валового содержания в корках. В отдельных образцах наблюдаются аномальные содержания Li, As, Th, возможно, обусловленные локальными проявлениями гидротермальной деятельности.

Железомарганцевые корки, близкие по составу к железомарганцевым конкрециям, известны во многих районах Мирового океана.

В начальный период их исследования они рассматривались совместно с конкрециями как единый тип образований [13], но в дальнейшем были выделены в самостоятельную разновидность минеральных ресурсов океана ввиду своеобразия их состава и условий залегания. Корки, широко распространенные на подводных горах и возвышенностях, обычно находятся на значительно меньших глубинах по сравнению с типичными пелагическими конкрециями. Корки имеют пластообразную форму и нередко образуют на подстилающих породах протяженные покровы, продуктивность которых (в кг/м²) может быть значительно больше по сравнению с конкрециями. И наконец, корки отличаются повышенным содержанием кобальта – обычно более 0,3%, а в некоторых регионах – до 1% и более [4, 11–14, 25–27]. Последнее не относится лишь к гидротермальным коркам, формирующимся в непосредственной близости от активных подводных гидротерм и характеризующихся низким содержанием всех цветных металлов при резких колебаниях соотношений Mn/Fe [3, 12, 33].

Вопрос о распространении и составе корок вызывает в последнее время повышенный интерес, и их исследованию посвящены специальные научные программы [27].

Корки Атлантики изучены значительно меньше по сравнению с тихоокеанскими. Некоторые общие сведения об их составе сообщаются в работах [12, 27, 33], а описание отдельных находок приводится в статьях [6, 8, 10, 31].

Настоящая работа посвящена описанию результатов исследования химического состава коллекции рудных корок (38 проб), собранных в различных районах Северной, Центральной и Южной Атлантики экспедициями ГЕОХИ и Института океанологии АН СССР (2, 5 и 7-й рейсы НИС "Академик Борис Петров", 31-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев" и 40-й рейс НИС "Академик Курчатов"). Кроме того, три образца с Углового поднятия были получены от В.Х. Геворкьяна (ГИН АН УССР), за что авторы выражают ему признательность.

Таблица 1

-

Общая характеристика исследованного материала

Номер образца	Район	Глубина, м	Характер образца (размер, мм)	Подстилающие породы
7ПД-1/3 (1)*	Южная часть Азоро-Бискайского поднятия (41°15' с.ш., 15°11' з.д.)	3642–3300	Зональная корка: рыхлый верх- ний серый (до 10) и плотный ниж- ний черный (до 10) слой	Литокластическая брекчия с кар- бонатным цементом
7ПД-2/3 (2)	Там же (39° 47' с.ш., 17° 43' в.д.)	3650 3200	Рыхлые корки (до 7) и конкре- ции (диаметром до 50) с ядрами гиалокластитов	Уплотненный карбонатный осадок
7ПД-29/8 (3)	Азоро-Гибралтарский порог (36° 39' с.ш., 15° 00' з.д.)	4040–1700	Плотные черные корки (до 14)	Фрагменты пиллоу-базальтов
БП-12-1-22 (4)	Северный склон разлома Океано- граф (35° 22' с.ш., 35° 57' з.д.)	3000-2450	Плотные корки (до 15)	Серпентинизированные гипер- базиты
БП-12-4-6 (5)	Северный склон офсетной части разломной зоны "Петров" (31° 12' с.ш., 41° 34' з.д.)	2817–2497	Рыхлые корки: слабо сцементи- рованный гидроксидами форамини- феровый ил (1-4)	Базальты
БП-12-5-6 (6)	Западный склон хребта, примы- кающего к разломной зоне "Петров" (31° 11' с.ш., 41° 30' з.д.)	2600-2140	Тоже	Фораминиферовые илы
32/28 (7)	Угловое поднятие (34° 38' с.ш., 49° 47' з.д.)	1120-1060	Плотные корки (20-40) с про- жилками фосфата толщиной от 0.5 по 2 мм	Базальты
7ПД-10/2 (8)	Восточный фланг Срединно-Ат- лантического хребта (28° 35' с.ш., 28° 28' з.д.)	4300–3950	Плотные корки (15)	Выветрелый гиалокластит
7ПД-7/2, 7ПД-7/5 (9)	Там же (27° 54' с.ш., 33° 07' з.д.)	5400-4600	Рыхлые (до 45) и плотные (до 30) корки	Фрагменты пиллоу-базальтов
БП-12-17 (10)	Восточный фланг рифтовой до- лины (24° 35' с.ш., 44° 26' з.д.)	2950–2050	Рыхлые корочки (2-4)	Толеитовые базальты и гипер- базиты
БП-12-15 (11)	Подводная гора Келдыш, хр. Ре- серчер (15°16' с.ш., 50°22' з.д.)	2050-1112	Плотные гладкие (до 20) и рыхлые бугорчатые (2-4) корки	Гиалокластиты, известняки
4306 (12)	Гвианская котловина (09° 21' с.ш., 55° 15' з.д.)	4120	Рыхлая корка (до 15–20) с вклю чениями материала подстилающего осадка	 Фораминиферовый осадок

5 ПД-51/4 (13)	Срединно-Атлантический хребет, восточный борт рифтового ущелья (01°45' ю.ш., 11°54' э.д.)	3700 3400	Плотные и пористые корочки (до 5–8) с бугорчатой поверхностью	Габбро и диабазы
5ПД-52/5 (14)	Там же (01° 55' ю.ш., 12° 37' з.д.)	2500-2200	Рыхлые и плотные корочки (до 2-3)	Ожелезненный гиалокластит с ре- ликтами свежего стекла
5 ПД-39 (15)	Юго-Восточный склон Гвинейско- го поднятия (05° 58' ю.ш., 0° 58' в.д.)	3700-3200	Плотная корка (6)	Пористый афировый базальт
5 ПД-41 (16)	Подводная гора Камерунской зо- ны (05° 14' ю.ш., 02° 27' в.д.)	.3100-2800	Зональные корки (рыхлый верхлий и плотный нижний слой) и рыхлые пористые корки	Базальты вариолитовой струк- туры с гиалокластовой оболочкой
5 ПД-43 (17)	Там же (04° 30' ю.ш., 03° 29' в.д.)	3350 3150	Зональная корка: верх – черный массивный плотный слой (до 20), низ – серый полосчатый слой с бу- рыми линзовидными включениями (25)	Пористый афировый базальт с гиалокластитовой оболочкой
5.ПД-15 (18)	Склон подводной горы Д'Ампир, (11°11'ю.ш., 0° 27' з.д.)	1510-1390	Бугорчатая корка (10)	Трахиандезит
5 ПД-13 (19)	Склон подводной горы (11° 30' ю.ш., 01° 17' з.д.)	1950 1640	Плотная глянцевая корка (30)	Трахибазальт
5 ПД-20 (20)	Склон подводной горы (11° 34' ю.ш., 03° 03' з.д.)	2050–1650	Плотные слоистые (до 35) и рых- лые пористые (до 10) корки	Измененная охристая брекчия
5 ПД-22 (21)	Борт трансформного разлома (12° 13' ю.ш., 01° 54' з.д.)	4550-4100	Корочки (1-3) на обломках пород	Плагноклаз-порфировые и афировые базальты
A-26 (22)	Западный фланг Срединно-Атлан- тического хребта (16° 27' ю.ш., 19° 48' з.д.)	4650-4520	Рыхлая бурая корка (45)	Афировые базальты
A-17 (23)	Там же, зона перехода к Бра- зильской котловине (22° 00' ю.ш., 23° 16' з.д.)	4900-4770	Плотная корка (40)	Плагноклазовые базальты
2876 (24)	Склон подводной горы, восточный борт Капской котлови- ны (36° 30' ю.ш., 08° 10' в.д.)	3300	Корковидная глыбовая кон- креция (200 × 200 × 150)	Фораминиферовые илы

S

ı

^{*} В скобках — порядковые номера (см. фиг. 1).

Основной химический состав корок, %

Номер пробы	a Fe Mn Mn/Fe Na K Mg Ca Si A		Al	Ti										
	T - I	T	Азоро-Ги	бралтар	і Эский ра	I IÙON	r — —			r				
7ПД-1В	17,04	12,18	0.71		0.38	1.68	6.40	3.18	1.99	1.12				
7ПД-1С	20,28	18.05	0.89	-	0.25	1.64	2.40	1.35	1.20	1.15				
7ПЛ-2К	14.32	12.18	0.85	_	0.37	1.26	9.00	3 23	1 64	0.85				
7ПД-2Ж	18.58	12.49	0.67	_	0.42	1.64	1 60	7 30	3 14	0,65				
7ПЛ-29	23 68	13.96	0,58	12	0,72	271	3.65	1 31	2 24	0,05				
Среднее	18.78	13.79	0.74		0.33	1 78	4 6 1	3 20	2,34	0,03				
Cree Cree	10,70				0,55	1,70	4,01	5,20	2,00	0,95				
Cese	не склор	161												
7ПД-7/2	19,42	12,49	0,64	1,3	0,59	1,83	1,15	7,97	4,03	0,66				
/ПД-7/5	22,20	12,38	0,56	1,5	0,47	1,68	1,23	5,77	2,96	0,75				
7ПД-7/5Р	20,28	14,59	0,72	-	0,37	1,80	1,57	3,46	2,46	1,02				
711Д-10	23,26	11,44	0,49	-	0,33	1,86	1,40	4,77	2,71	0,96				
БП-12-1-22	27,32	13,01	0,48	-	0,37	2,12	1,65	2,25	2,44	1,38				
БП-12-4-6	25,80	7,45	0,29	-	0,19	1,57	7,40	2,72	1,99	0,78				
БП-12-5-6	20,70	7,24	0,35	-	0,25	1,68	10,28	3,18	1,69	0,82				
Среднее	22,71	11,23	0,50	1,4	0,37	1,80	3,52	4,30	2,61	0,91				
Угловое поднятие														
32/28-1	15, 40	28,33	1,84	1,8	0,29	1,6	4,54	0,37	0,68	0,66				
32/28-2	12,74	24,75	1,94	1,8	0,23	1,3	9,52	0,18	0,52	0,53				
32/28-3	11,19	23,50	2,10	1, 6	0,24	1,2	10,50	0,23	0,46	0,48				
Среднее	13,11	25,33	1,93	1,7	0,25	1,4	8,32	0,26	0,55	0,56				
		Ce	веро-запа	дная тр	опическ	ая зона								
БП-12-15	25,18	14,80	0,59	-	0,18	1,72	2,28	1,42	-	0,86				
БП-12-17	26,24	9,87	0,38	-	0,26	2,2	2,80	3,83	1,67	0,89				
4306	19,20	15,80	0,82	1,2		1,40	1,51	2,50	7,60	0,77				
Среднее	23,54	13,49	0,66	1,2	0,22	1,77	2,20	2,58	4,63	0,84				
	. Эквал	ориалы	ная часть	Средин	но-Атла	нтическа	ого хреб	ita						
5ПД-51	29,22	11,86	0,41	1,3	0,23	1,64	2,58	2,84	0,68					
5ПД-52	21.76	13.85	0.64	-	0.40	2.09	2.03	5.01	1.92	0.58				
Среднее	25,49	12,85	0,50	1,3	0,31	1,86	2,30	3,92	1,97	0,64				
		Гвине	ŭcroe nod	нятие и	Камер	унская з	она							
5ПД-39	23,68	16,69	0,70	_	0,34	2,05	1,95	3,28	1, 99	0,66				
5ПД-41/2В	25,40	11.54	0,45	-	0,30	1,54	6,00	3,18	1,54	0,66				
5ПД-41/2Н	28,58	13,96	0,49		0,22	1,72	2,34	2,25	1,37	0,64				
5ПД-41/2Р	26,46	12,28	0,46	-	0,30	1,80	3,45	3,37	1,87	1,08				
5ПД-43/3В	27.52	14,27	0,52	1,4	0,19	1,41	1,95	1,54	0,95	0,37				
5ПД-43/3Н	27,94	14,69	0,52	1,5	0,28	1,72	2,00	2,39	1,29	0,46				
Среднее	26,60	13,90	0,52	1,45	0,27	1,70	2,95	2,65	1,50	0,64				
		Подва	одные гор	ы Гвин	ейской	котлови	ны							
5ПД-13	17,44	19,84	1,14	-	0,36	2,01	2,65	2,06	1,62	0,86				
5ПД-15	18,54	19,94	1,08	-	0,41	1,98	2,52	2,02	1,12	0,94				
5ПД-20/1	21,98	20,25	0,92	1,6	0,41	1,98	2,32	1,70	1,29	0,91				
5ПД-20В	19,86	19,10	0,96		0,34	1,90	2,58	-	1,02	0,96				
5ПД-20Н	22,84	18,68	0,82	-	0,54	1,87	2,10	3,23	1,79	0,91				
5ПД-20Р	21,14	14,06	0,67	_	0,41	1,87	2,56	2,58	1.62	1.07				
5ПД-22	16,76	17.53	1.05	_	0.41	2.16	1.45	5.70	2.91	0.39				
Среднее	21.97	18,64	0,93	-	0,41	1,93	2,45	2,88	1,41	0,92				
	Γ	Тодводн	ые возвы	шеннос	ти Южн	ой Атла	чтики							
A-26	18,97	15,83	0,83	1,3	-	0,95	0,93	7,62	2,52	0,65				
A-17	15,48	11,00	0,71	1,5	-	1,70	1,61	20,43	4,96	0,50				
2876-5B	13,94	14.63	1,05	1,5	-	1,30	2,94	11.60	3,02	0.76				
2876-5H	14,53	17,55	1,21	1,7	_	1,81	3,48	10,30	7,70	0.98				
Среднее	15,73	14,75	0,95	1.5	-	1,69	2,24	12,49	4.55	0.72				
-	-						•		• •					

Ni	Cu	Zn	Co	Pb	v	Мо	Sr	Be	Р	co,	Copr
				4				<u> </u>			
0.25	0.062	0.055	0.620	A 30 po-1	иоралтар		OH 0.126	0.12	0.27		
0,25	0,002	0,055	0,329	0,125	0,070	0,034	0,120	0,13	0,37	-	-
0,51	0.050	0.037	0.458	0.083	0.131	0,032	0,140	0,20	0,30	-	-
0.25	0,126	0,039	0,418	0,048	0.063	0.029	0.079	0.10	0.37	_	· _
0,32	0,032	0,059	0,699	0,240	0,116	0,041	0,153	0,24	0,53	3,11	0,09
0,27	0,068	0,050	0,578	0,130	0,083	0,038	0,127	0,16	0,39	-	-
	Ce	верная ч	исть Сп	единно-	Атлантич	еского х	ребта, в	осточнь	не скло	ны	
0,25	0,150	0,046	0,422	0,064	0,068	0,029	0.080	0.10	0,44	0.33	0.08
0,26	0,130	0,051	0,406	0,051	0,075	0,033	0,090	0,10	0,43	0,37	0,12
0,32	0,084	0,047	0,850	0,096	0,078	0,025	0,095	0,08	0,39	-	-
0,20	0,108	0,049	0,378	0,099	0,080	0,031	0,103	0,13	0,41	-	-
0,27	0,112	0,065	0,588	0,086	0,102	0,029	0,116	0,19	0,50	-	-
0,10	0,058	0,044	0,238	0,025	0,096	0,016	0,118	0,11	0,52	-	-
0,13	0,058	0,038	0,2/4	0,035	0,092	0,015	0,120	0,13	0,40	- 0.35	010
0,22	0,100	0,047	0,450	0,005	0,004	0,020	0,105	0,12	0,43	0,35	0,10
					Vernoeoe r	юднятие	0.104		0.26	2.60	0.12
0,51	0,048	0,052	0,81	0,227	0,078	0,070	0,194	0,18	1 92	3,07 240	0,15
0,43	0,037	0,053	0,70	0,195	0,069	0,036	0,180	0,10	265	1.97	0,14
0,39	0,037	0.053	0,71	0,105	0.076	0.064	0,102	0.18	1.64	2,72	0,12
0,44	0,011	0,000	0,70					-,	-,-		
0.20	0.06	0.056	0 0 0 0 0 0	.еверо-з	апаоная 1 0 116	ропическ	ая зона 0 120	0.17	0.60		
0,28	0,00	0,050	0,823	0,141	0,110	0,044	0,139	0,17	0,30	-	_
0,10	0,074	0,033	0,40	0,001	-	0,027	0,120	-	0.44	1 79	0.23
0.16	0.07	0.151	0.54	0.091	0.106	0.034	0.114	0.15	0.46	1,79	0,23
,		344	-		Canadau						
0.21	0.76	JK8 0.040	аториал 0 2 2 4	0 067	0 097	0.036	0 1 2 K	0 1 S	0.57	1 92	0.13
0,21	0,70	0,000	0,554	0,007	0,087	0,030	0.114	0,15	0.38		-
0,30	0,71	0,071	0,402	0,057	0,083	0,033	0,125	0,17	0,47	1,83	0,13
			Геля	eŭere	10 AU STUR	u Kamen		0 <i>44</i>			
0.39	0.108	0.064	0.482	0.058	0.090	0.038	0.125	0.22	0 38	_	_
0,20	0,042	0,054	0,330	0,064	0.096	0.038	0.133	0.14	0.41	-	_
0,23	0,054	0,066	0,534	0,125	0,101	0,048	0,141	0,17	0,44	-	-
0,19	0,026	0,054	0,569	0,099	0,096	0,034	0,130	0,15	0,48	-	-
0,23	0,050	0,051	0,478	0,051	0,111	0,060	0,139	0,19	0,50	0,43	0,08 ·
0,75	0,046	0,050	0,587	0,093	0,107	0,048	0,141	0,15	0,49	0,62	0,07
0,25	0,034	0,050	0,493	0,082	0,100	0,044	0,135	0,17	0,45	0,52	0,07
			Под	водные	горы Гви	нейской	ко тлови	ны			
0,38	0,036	0,060	1,144	0,154	0,092	0,049	0,161	0,2	0,38	-	-
0,33	0,027	0,056	1,469	0,208	0,097	0,048	0,167	0,18	0,39	-	-
0,35	0,050	0,065	1,139	0,157	0,096	0,048	0,158	0,20	0,49	0,80	0,19
0,34	0,030	0,062	1,280	0,103	0,090	0,052	0,105	0,19	033	_	-
0,52	0,038	0.054	1.144	0,138	0.089	0.028	0,141	0,12	0.43	-	_
0.46	0.246	0.076	0.390	0.070	0.066	0.030	0.086	0,17	0.26	_	-
0,33	0,041	0,060	1,162	0,156	0,093	0,044	0,152	0,19	0,38	-•	_
			Подеол	дные во	38ы <i>шен ж</i>	ости Южн	οŭ Ατρα	нтики			
0,03	0,130	0,050	0,37	0,062	0,053	0,022	0,100	0,06	0,31	0,41	0,29
0,05	0,082	0,038	0,17	0,056	0,037	0,023	0,068	0,30	0,27	0,31	0,19
0,36	0,15	0,057	0,32	0,094	0,043	0,030	0,097	-	0,57	-	-
0,61	0,27	0,098	0,28	0,108	0,055	0,043	0,106	-	0,25	-	
0,26	0,16	0,061	0,28	0,080	0,047	0,030	0,093	-	0,35	0,36	0,24

Микрозлементы в корках, г/т

Номер пробы	Li	Cs	Cd	Sc	Hf	As	Sb	Ta	Cr	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Yb	Lu	ΣTR	Ce/La	La/Yb	Eu/Sm
		1	t	1	1	1				+ -	t		1	1					1		1	
7ПД-29	17	1	16	21,2	6,4	505	35	1	56	39	10,3	295	873	286	39	12	23,9	3,3	1532	3,0	12,3	0,31
7ПД-7/2	41	5	14	22,3	9,5	286	58	1	44	92	6.3	202	1630	233	37	10.6	24,4	2.7	2140	8.1	8.3	0,29
7ПД-7/5	30	5	14	21,7	10	311	42	2,5	70	99	9,4	293	1800	360	54	15,2	28,2	3,5	2554	6,1	10,4	0,28
32/28-1	_	5	_	9,3	6,7	369	48	2,9	35	42,3	11	257	1400	223	32	9,8	16,8	2,5	1941	5,4	15,3	0,30
32/28-2	-	5	- .	7,8	5,5	362	43	1,9	46	32,5	9,3	232	1550	242	34	9,3	16,7	2,7	2087	6,7	13,9	0,27
32/28-3	-	5		7,2	6,1	300	42	5,4	46	26,7	9,3	254	1320	211	30	9,6	19,2	2,9	1847	5,2	13,2	0,32
4306	12	-	12	12,2	8,2	377	70	1	47	96,2	4,7	220	776	211	42	10,2	12,0	1,8	1273	3,5	18,3	0,24
5ПД-51	12	5	13	18,6	11,4	374	53	1,1	35	48,5	7,7	364	961	366	49	13,8	25,4	3,6	1783	2,6	14,3	0,28
5ПД-43/3В	5	5	10	19,0	8,2	413	52	0,9	29	77,7	7,7	407	1470	441	63	17,4	23,3	3,0	2425	3,6	17,5	0,28
5ПД-43/3Н	9	5	13	20,2	14,2	404	61	1	31	63,4	7,1	333	1 50 0	374	53	15,3	23,0	2,8	2300	4,5	15,1	0,29
5ПД-20/1	5	5	16	16,9	11,4	332	25	1	34	51,5	-	326	2000	292	45	12,5	29	3,3	2708	6,1	11,2	0,28
A-26	20	1	13	16,0	9	212	63	-	24	0,9	_	229	1517	-	37,4	10	17,6	2,4	2060	6,6	13,0	0,27
A-17	-	1	-	14,0	16	1630	40	-	9	5,0	-	160	1475	-	17,2	2	8,1	1,1	1860	9,2	19,7	0,12
2876-5B	24	5	10	11,2	7,8	270	42	-	22	39,5	-	261	1250	264	39	10,7	19,7	2,8	1847	4,8	13,0	0,29
2876-5H	79	25,7	17	10,5	6,2	242	40	-	22	32,0	-	314	1250	330	43	12,6	21,8	3,0	1974	4,0	14,4	0,30



Фиг. 1. Схема расположения станций (см. табл. 1)

Данные о районах и глубинах отбора проб, рельефе дна, подстилающих породах и морфологии корок приведены в табл. 1, расположение точек отбора проб — на фиг. 1.

Корки собраны в различных климатических и литолого-фациальных зонах Атлантики — от Азоро-Бискайского поднятия до Капской котловины. Условия их залегания — вершины и склоны подводных гор и возвышенностей, глубины от 1-2 до 5 тыс. м; субстрат представлен базальтоидами, габбро, диабазами, гипербазитами, в отдельных случаях — известковыми фораминиферовыми осадками. Мощность корок колеблется от 4 мм до 30 см, текстура — от однородной до слоистой, в последнем случае вследствие чередования слоев различной плотности и состава.

Корки исследовались комплексом химического, атомно-абсорбционного, нейтронно-активационного и рентгенофлуоресцентного анализов с определением до 40 элементов. Результаты определений представлены в табл. 2 (макроэлементы) и 3 (микроэлементы).

основной химический состав корок

К числу компонентов основного химического состава железомарганцевых корок (как и конкреций) относят, наряду с породообразующими, ряд рудных элементов, определяющих геохимический облик этих образований и их ценность как потенциальных минеральных ресурсов. Помимо кобальта и никеля к ним относят Cu, Zn, Ti, Pb, V, Mo, хотя их содержания зачастую оказываются ниже 0,1%.

При рассмотрении основного химического состава корок из различных зон обращает на себя внимание следующее обстоятельство.

В корках из северо-восточного сектора океана содержание железа меняется в пределах 14,32–27,32%, марганца – 7,24–14,59% (в одной пробе 18,05%), при соотношении Mn/Fe 0,3–0,9. Содержание суммы нерудных элементов (Si, Al, Na, K, Mg, Ca) составляет 10–15%, Sr и Ba – соответственно 0,079–0,153 и 0,18–0,24% при довольно постоянном (0,6–0,8) их соотношении. Содержание рудных элементов составляет, %: Co 0,378–0,788; Ni 0,10–0,32; Cu 0,032–0,112; Zn 0,037–0,065; Pb 0,025–0,160; V 0,064–0,102; Mo 0,015–0,059. По степени стабильности содержаний рудные элементы можно разделить на три группы: a) Co, Zn, V, Ti; б) Cu, Ni, Mo; в) Pb – с колебаниями соответственно до 2, до 4 и 6,5 раз.

На Угловом поднятии корки марганцовистые, с величинами Mn/Fe 1,8-2,1. Для них характерны относительное обогащение Co, Ni, Pb, Mo, Sr, Ba, P, а также минимальное содержание Si (0,18-0,37) и Al (0,46-0,68%) при низком (0,3-0,5) значении Si/Al.

Корка с подводной горы Келдыша близка по содержанию железа к железистой корке с Углового поднятия, а по содержанию кобальта — к марганцовистым коркам с того же поднятия; по содержанию других рудных, а также нерудных элементов она занимает промежуточное положение.

Корка из Гвианской котловины также относится к железистому типу, но обеднена кобальтом.

Корки из восточной части Гвинейской котловины и экваториальной зоны восточной Атлантики имеют в целом близкий химический состав при относительно стабильных содержаниях железа (21,76–29,92%) и марганца (11,54–16,96%); Со, Ni, Zn, Mo меняются в них не более чем в 2 раза, Ti и Pb – до 3 раз, Cu – до 4 раз; величина Mn/Fe составляет в среднем 0,5.

Корки из южной части Гвинейской котловины отличаются более высоким (в среднем 0,9) значением Mn/Fe и обогащены кобальтом (0,79–1,469%), за исключением одного образца (0,39%). В кобальтоносных корках содержание остальных рудных элементов довольно равномерно, при колебаниях не более чем в 2 раза, и находится в тех же пределах, что и в вышеописанных образцах. Корка, обедненная кобальтом, обеднена также относительно прочих Fe, Ti, Pb, V, но обогащена Cu, Ni, Zn.

Все остальные корки, собранные в Южной Атлантике, обеднены кобальтом (0,17-0,37), а образцы из зоны Срединно-Атлантического хребта – также и никелем (0,03-0,05%). Корки с минимальным содержанием кобальта обеднены также железом (при Mn/Fe ~ 0,7) и отличаются повышенным содержанием нерудных компонентов.

Содержание фосфора, органического углерода и карбонатность (CO₂) колеблются соответственно в пределах 0,26-2,65; 0,07-0,29 и 0,31-3,69%. Карбонаты представлены рассеянным биогенным детритом – в основном раковинами фораминифер.

микроэлементы

Микроэлементы исследовались в целом менее детально по сравнению с компонентами основного химического состава. Во всех образцах определяли лишь Cr, Cd и Li, а остальные микроэлементы – только в 14. Наиболее интересны



Фиг. 2. Соотношение между содержанием кобальта в корках и средней глубиной их залегания

данные по редкоземельным элементам (РЗЭ), из которых изучали семь. При дальнейшем описании содержание микроэлементов приводится в граммах на тонну.

Содержание в корках суммы РЗЭ колеблется от 1273 (Гвианская котловина) до 2708 (Гвинейский залив). При исключении первого образца этот диапазон значительно сокращается и примерно одинаков как в Северной, так и в Южной Атлантике.

Содержание мышьяка меняется в пределах 212–1630, причем оба крайних значения встречены в корках южной, тропической части Срединно-Атлантического хребта. Распределение сурьмы более равномерно (25–70), при максимальном содержании ее в корке из района Гвианской котловины.

Распределение урана относительно равномерно (4,7-11), тория — крайне неравномерно (0,9-102). Минимальные его содержания отмечены в корках южной части Срединно-Атлантического хребта, повышенные и максимальные — в корках с подводных гор северо-восточного сектора, Гвианской, Гвинейской и Бразильской котловин.

Содержание лития меняется от 5 до 41, но в одной пробе из южной части Гвинейской котловины достигает 107.

Содержание хрома колеблется в пределах 9-70, но в большинстве проб – в пределах 30-50.

Содержание прочих микроэлементов относительно однородно: Cd 10-18, Hf 5,5-16, Sc 7,2-22,3, Ta 0,9-5,4.

поведение элементов

Для оценки поведения элементов в корках используют сопоставления их содержаний с условиями залегания и составом корок, корреляции и характеристические соотношения между отдельными элементами в корках и других объектах.

Как показали предыдущие исследования [2, 11, 14, 15, 26, 27, 30], состав корок в значительной степени определяется глубиной их залегания.

Но при рассмотрении всей совокупности полученных нами данных выясняется, что содержание железа, марганца и соотношение Mn/Fe не обнаруживают связи с глубиной. В то же время для кобальта прослеживается обратная связь с глубиной (фиг. 2), что неоднократно отмечалось и ранее в различных районах Тихого океана [11, 14 и др.].

Другим важным фактором контроля элементного состава корок является,

	Mn	Mn/Fe	к	Mg	Ca	Si	Al	Ti	Ni	
	1	1	1	1	1	1		1	1-1	
Fe	-0,50	-0,78	-0,24	0,34	-0,37	-0,30	-0,19	0,13	-0,37	
Mn	-	0,88	-0,033	-0,10	0,076	-0,32	-0,23	-0,15	0,67	
Mn/Fe		-	0,007	-0,31	0,37	-0,13	-0,13	-0,22	0,61	
К			-	-0,35	-0,29	0,62	0,46	-0,14	-0,46	
Mg				-	-0,36	-0,088	0,0004	0,32	0,29	
Ca					-	0,31	0,33	-0,082	0,054	ł –
Si						-	0,59	-0,20	-0,53	
Al							_	-0,054	-0,13	
Ti								-	0,002	27
Ni									-	
Cu										
Zn										
Co										
Рь										
v										
Мо										
Sr										
Ba										

Парные коэффициенты корреляции между породообразующими и рудными элементами

1	Іарные коэффициенты	корреляции	между по	родообразуюц	цими и редк	нми элементами

	Mn	Mn/Fe	Si	AI	Ti	Ni	Cu	Co	РЬ	Р	Hſ	
	1			r	r					1	1 7	_
Fe	-0,55	-0,64	-0,26	-0,14	-0,043	-0,33	0,38	-0,030	-0,24	-0,48	0,42	
Mn	-	0,81	-0,53	-0,41	-0,042	0,60	-0,35	0,68	-0,66	0,52	-0,56	
Mn/Fe		_	-0,36	-0,22	-0,08	0,47	0,056	0,32	0,41	0,70	-0,54	
Si			-	0,55	0,063	-0,28	0,092	-0,70	-0,47	-0,41	0,48	
A1				-	0,48	-0,19	0,15	-0,62	-0,36	-0,45	0,074	
Ti					-	0,31	0,19	0,095	0,31	-0,38	-0,25	
Ni						-	-0,046	0,41	0,59	0,28	-0,56	
Cu								-0,41	-0,31	-0,18	0,16	
Co								-	0,70	0,35	-0,25	
РЪ									-	-0,22	-0,48	
Р										-	-0,42	
Hf											-	
As												
Th												
La												
Ce												
Nd												
Sm												
Eu												
Yb												
Lu												
ETR												
Cé/La												

Cu	Zn	Co	РЬ	v	Мо	Sr	Ba	Р
0.12	0.028	-0.098	-0,23	0,58	-0.069	-0.039	-0.12	-0.54
-0.16	0.33	0,58	0,69	-0,14	0,77	0,65	0,35	0,42
-0.12	0,19	0,35	0,52	-0,37	0,54	0,51	0,26	0,63
0,023	-0,18	-0,19	-0,21	-0,55	-0,34	-0,40	-0,14	-0,19
0,045	0,40	0,27	0,26	0,30	-0,01	0,009	0,35	-0,34
-0,19	-0,24	-0,079	0,079	0,094	0,012	0,45	-0,017	0,59
0,17	-0,041	-0,51	-0,40	0,69	-0,46	-0,71	0,11	-0,30
0,18	0,16	-0,46	-0,31	-0,53	-0,39	-0,69	-0,074	-0,32
-0,21	0,15	-0,23	0,28	0,26	-0,11	0,035	-0,099	-0,29
0,13	0,70	0,37	0,50	-0,12	0,57	0,42	0,33	0,20
_	0,36	-0,32	-0,28	-0,12	0,18	-0,004	0,28	-0,23
	_	0,15	0,24	-0,045	0,30	0,16	0,35	-0,069
		_	0,72	0,37	0,54	0,63	0,22	0,13
			-	0,22	0,70	0,72	0,40	0,17
				_	0,18	0,39	0,099	-0,11
					-	.0,76	0,42	0,24
						_	0,36	0,47
							_	0,11

по 37 пробам (значимы величны свыше 0,38)

Таблица 5

по 15 пробам (значимы величины свыше 0,49)

 As	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Yb	Lu	ETR	Ce/La	La/Yb
	• • • •	• • •	•				1		•	• • • -	
-0,093	0,44	0,70	-0,066	0,76	0,75	0,81	0,52	0,44	0,25	-0,47	-0,0077
-0,31	-0,25	-0,083	0,15	-0,30	-0,28	-0,57	-0,13	0,023	0,044	0,01	3 -0,01
-0,21	-0,32	-0,21	-0,18	-0,41	-0,43	-0,66	-0,29	-0,036	-0,30	-0,050	5 0,089
0,63	-0,33	-0,48	0,09	-0,32	-0,44	0,004	-0,40	-0,54	-0,08	0,54	0,20
0,19	0,15	-0,33	-0,37	-0,21	-0,13	-0,083	-0,33	-0,41	-0,43	-0,002	2 0,24
-0,29	0,048	0,025	-0,16	-0,044	0,014	-0,16	0,35	0,31	-0,15	-0,24	-0,39
-0,39	-0,097	0,27	0,12	0,16	0,084	-0,11	0,35	0,47	0,18	-0,19	-0,30
-0,11	-0,014	0,32	-0,32	0,31	0,20	0,23	0,24	0,35	-0,14	0,94	-0,49
-0,30	0,013	0,21	0,35	-0,006	0,045	-0,19	0,36	0,35	0,34	- 0,05	-0,30
-0,13	-0,26	-0,003	-0,10	-0,20	-0,26	-0,40	0,067	0,19	-0,15	-0,16	-0,14
-0,17	-0,20	-0,11	0,004	-0,23	-0,25	-0,42	0,086	0,12	-0,08	0,031	-0,11
0,62	0,0015	-0,05	0,29	0,057	-0,23	0,55	-0,09	-0,31	0,27	0,25	0,24
-	-0,34	-0,41	-0,58	-0,36	-0,53	0,31	0,58	-0,67	-0,16	0,47	0,58
	-	0,27	0,038	0,45	0,63	0,45	0,40	0,28	-0,36	-0,23	-0,22
		-	-0,004	8 0,93	0,85	0,87	0,68	0,74	0,39	-0,71	-0,033
			-	0,087	0,076	0,17	0,34	0,11	0,91	0,65	-0,40
					0,93	0,97	0,69	0,69	0,48	-0,57	-0,086
					_	0,95	0,68	0,65	0,17	-0,59	-0,14
						-	0,64	0,58	0,50	-0,39	0,11
							0,79	0,80	0,42	-0,64	-0,33
							-	0,93	0,59	-0,32	-0,73
								-	0,40	-0,52	-0,64
									-	0,32	-0,38
										-	-0,15



Фиг. 3. Соотношения между металлами на треугольных диаграммах

1 – рудные корки Атлантики (1 – Азоро-Гибралтарский район, 2 – северная часть Срединно-Атлантического хребта, 3 – Угловое поднятие, 4 – ст. БП-12-17, 5 – гора Келдыш (БП-12-15), 6 – ст. 4306, 7–9 – подводные горы Гвинейского залива, 10–13 – подводные горы Южной Атлантики); 2–4 – среднее соответственно для конкреций Атлантики [2], Тихого океана [2], рудных корок Тихого океана [4]; 5–7 – марганцовистые корки из зон гидротермальной активности [33] (5 – Северная Атлантика (ТАГ), 6 – марганцовистые корки Галапагосского района, 7 – район FAMOUS)

видимо, их минеральный состав. Предварительные исследования методом аналитической электронной микроскопии (В.Т. Дубинчук) показали, что минеральный состав корок характеризуется значительной пестротой, в их рудной фазе присутствуют в различных соотношениях вернадит, фероксигит и гематит, реже встречаются асболан и бузерит. Однако для количественной характеристики соотношений между минералами имеющихся данных недостаточно и увязать их с химическим составом не представляется возможным.

Рудные элементы конкреций и корок связаны с главными минеральными фазами — оксидами и гидроксидами железа и марганца. Так, в конкрециях с железом обычно связаны кобальт и свинец, с марганцем — никель, медь, цинк. Но в исследованных корках с железом коррелирует только ванадий, а с марганцем кобальт, никель, свинец, молибден, стронций и фосфор. Обнаруживается также характерная для фосфатов связь Ca-P-Sr (табл. 4).

Для наиболее общей оценки соотношений между элементами в железомарганцевых образованиях океана широко используется треугольная диаграмма $Mn-Fe-(Ni + Cu + Co) \cdot 10$ [18], с помощью которой пытаются разделить объекты гидрогенного, гидротермального и диагенетического генезиса. На этой диаграмме наши результаты кучно ложатся в часть поля, характеризующую гидрогенные образования (фиг. 3, *a*).

Не меньший интерес представляют соотношения между самими рудными элементами, представляемые с помощью аналогичных треугольных диаграмм (см. фиг. 3, б). Величины Co/Ni, Co/Cu и Co/Zn максимальны в рудных корках, умеренны в железомарганцевых конкрециях и минимальны в гидротермальных образованиях, приводимых для сравнения.

Характерны также соотношения между Ni, Cu и Zn. В рудных корках никель преобладает над медью, а медь и цинк находятся в переменных соотношениях, причем чаще преобладает медь. В гидротермальных образованиях никель резко, а цинк умеренно преобладает над медью. Ранее нами было также установлено [3], что в гидротермальных образованиях Японского моря имеет место повышенное отношение Mo/Pb, чего в наших образцах не наблюдается.



Фиг. 4. Соотношение между Co/Zn и Ni + Cu + Zn. Условные обозначения см. на фиг. 3

Фиг. 5. Соотношение между суммарным содержанием РЗЭ в корках и средней глубиной их залегания

Станции: 1 – 7 ПД-29/8; 2 – 7 ПД-7/2; 3 – 7 ПД-7/5; 4 – 32/28; 5 – 4306; 6 – 5 ПД-51; 7 – 5 ПД-43; 8 – 5 ПД-20; 9 – А-26; 10 – А-17; 11 – 2876

Связь между металлами можно также представить, следуя примеру [33], в виде графика зависимости между Co/Zn и суммой Ni + Cu + Zn (фиг. 4).

Между сравниваемыми величинами намечается прямая зависимость. Исключение представляет образец корки с аномально высоким содержанием меди и корковидная гигантская конкреция, близкая по этому показателю к среднему составу железомарганцевых конкреций Атлантического океана.

Ранее было показано [33], что гидротермальные образования занимают на этом графике левую нижнюю часть поля. Из этого следует, что в составе двух образцов корок из южной части Срединно-Атлантического хребта может присутствовать материал гидротермального происхождения.

В распределении микроэлементов можно выделить также особенности, связанные с разнообразием условий океанской среды. Показательны в этом плане редкоземельные элементы.

Установленная ранее зависимость характера распределения РЗЭ в водной толще океанов от глубины [21, 22] позволяет предположить, что содержание этих элементов в корках также контролируется глубиной их залегания. Однако в целом в рассматриваемом материале такой зависимости нет (фиг. 5). Так, корка с максимальным содержанием РЗЭ поднята в Гвинейском заливе с глубины менее 2000 м, но ряд корок с повышенным содержанием РЗЭ поднят в других районах с глубин более 4000 м.

В железомарганцевых корках и конкрециях Тихого океана зависимость между содержанием РЗЭ и глубиной в большинстве случаев также неопределенна. Так, на подводных горах Лайн корки с глубин 1–2 км беднее РЗЭ по сравнению с собранными ниже 2 км, но в других районах материал с глубин 2–3 км может быть как обогащен, так и обеднен РЗЭ по сравнению с более глубоководными [17, 27, 30].

Другой существенный момент поведения РЗЭ заключается в их связи с железом, которое, по некоторым данным, является их основным носителем в железомарганцевых образованиях океана [9]. В нашем случае такая связь проявляется вполне четко: железо коррелируется со всеми РЗЭ, исключая церий (табл. 5). В связи с этим интересно отметить, что в детально исследованных железомарганцевых корках подводных гор района Маршалловых островов (Тихий океан) редкоземельные элементы не коррелируются ни с железом, ни с марганцем [26].

Для оценки характера распределения РЗЭ в океане их содержания нормализуют относительно среднего состава сланцев, т.е. используют соотношения содер-



Фиг. 6. Нормализованное (по сланцам [32]) распределение РЗЭ в корках. Условные обозначения см. на фиг. 5

жаний РЗЭ в рассматриваемом океанском объекте и сланце, считающемся стандартным репером. Мы также воспользуемся этим традиционным способом для демонстрации результатов, представленных выше в табл. 3.

На фиг. 6 приведены нормализованные относительно сланцев графики распределения РЗЭ в 11 пробах корок, выявляющие значительную положительную цериевую аномалию, менее значительную положительную европиевую аномалию и отрицательную аномалию по лютецию. Таким образом, в результате процедуры нормализации получен результат, свидетельствующий об аномальном поведении в корках представителей легких, средних и тяжелых РЗЭ.

Однако при обсуждении этого результата необходимо рассмотреть, насколько объективна такая нормализация в применении к океанским объектам.

Древние сланцы Европы и Америки, отлагавшиеся в основном в кембрийских и докембрийских бассейнах, отражают, видимо, тип седиментогенеза, не идентичный существующему в современном океане, из которого получены исследованные корки. Об этом может свидетельствовать, в частности, значимая разница в микроэлементном составе, с одной стороны, древних сланцев, а с другой – платформенных глин, океанских осадков и земной коры в целом. Сказанное иллюстрируется соотношением содержаний РЗЭ в перечисленных выше объектах (табл. 6). Как видим, проявившаяся европиевая аномалия является по существу "генатуральной" — при нормализации по океанским осадкам (что более естественно в применении к океанским объектам) она исчезает, поскольку эти осадки сами обогащены европием относительно сланцев. Обогащены европием относительно сланцев также и глины платформ, но в меньшей степени по сравнению с океанскими осадками. Однако при нормализации осадков по земной коре европиевая аномалия полностью сглаживается; тот же эффект имеет место при нормализации содержаний РЗЭ в исследованных нами корках по океанским осадкам или земной коре. При этом произойдет также выполаживание аномалий по лютецию, которым сланцы несколько обогащены по сравнению с иттербием. Однако цериевая аномалия во всех вариантах остается в силе.

Интерпретация этой аномалии впервые была дана Э. Голдбергом [24]. По его мнению, с которым согласны другие исследователи, церий накапливается в океанских железомарганцевых образованиях в результате его окисления в водной толще (Ce³⁺ → Ce⁴⁺), что сопровождается его сорбщией и соосаждением с гидроксидами макроэлементов, в том числе железа; другие РЗЭ характеризуются, в отличие от церия, постоянной валентностью в океанской воде.

Соотношение средних содержаний редкоземельных элементов в осадочных образованиях и земной коре*

	Соотношение	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gđ
Океанск	ие осадки / земная кора	2,62	2,90	2.44	3.18	3.00	2,46	2.38
**	" / глины платформ	1,18	1,34	1,57	1,64	1,88	2,67	1,67
**	" / сланцы	1,02	1,10	1,10	1,42	1,68	2,00	1,57
Сланцы	/ глины платформ	1,15	1,23	1,44	1,15	1,12	1,30	1,06
"	земная кора	2,56	2,68	2,24	2,23	1,78	1,24	1,51

	Соотношение	Тъ	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu
Океанск	ие осадки / земная кора	2,14	2,34	2,67	2,81	3,15	2,83	2,80
**	" / глины платформ	1,50	1,73	1,92	2 2,35	3,11	2,20	2,11
**	" / сланцы	1,22	1,64	1,79	1,95	2,22	1,85	1,50
Сланцы /	глины платформ	1,23	1,04	1,07	1,21	1,40	1,19	1,35
"]	земная кора	1,76	1,42	1,49	1,44	1,57	1,53	1,79

*Океанские осадки – по [3], глины платформ и земная кора – по [1], сланцы – по [32].

Величина цериевой аномалии, оцениваемая нами в данном случае по соотношению Ce/La, колеблется от 2,6 (экваториальная восточная зона) до 9,2 (южная часть Срединно-Атлантического хребта).

Между содержанием церия и величиной Се/La имеется нечетко выраженная прямая зависимость (фиг. 7), которую, вероятно, можно интерпретировать как связь величины цериевой аномалии со скоростью роста корок: чем медленнее осаждается рудное вещество, тем больше оно извлекает из морской воды РЗЭ, среди которых церий накапливается наиболее активно вследствие последующего контакта уже сформировавшейся твердой фазы с циркулирующей морской водой.

Для характеристики распределения РЗЭ используется также соотношение между легкими и тяжелыми элементами, например La/Yb. В наших образцах эта величина меняется в пределах 8,3–19,7, причем обе крайние величины относятся соответственно к северной и южной частям Срединно-Атлантического хребта. Аналогичны значения Nd/Yb, поскольку содержания этих элементов обычно близки. Поскольку в пробах гидротермальных растворов, изливающихся в зонах Срединно-Атлантического и Срединно-Тихоокеанского хребтов, определяли неодим, но не определяли лантан, воспользуемся для дальнейших сопоставлений вторым соотношением.

Величина Nd/Yb в глубоководных осадках и железомарганцевых конкрециях составляет в среднем 8-9 (по [2]), в терригенных осадках Атлантики 13-19 [32], в поверхностной и придонной воде Северной Атлантики соответственно ~ 9 и ~ 7 [22], в гидротермальных растворах Северной Атлантики 11,5-30,5 [20], в гидротермальных растворах из Тихого океана 20-43 [28, 29].

Следовательно, наиболее высокие значения Nd/Yb в корках можно, видимо, связать с влиянием гидротермальной поставки РЗЭ, поскольку доля терригенного материала в их составе невелика и содержание РЗЭ в нем относительно небольшое.

Но более убедительным доказательством участия РЗЭ гидротермального происхождения рудного материала могло бы явиться повышенное значение Eu/Sm,



Фиг. 7. Соотношение между Се и Се/La в корках. Условные обозначения см. на фиг. 5 Фиг. 8. Соотношение между Рt и Се в корках (1) и конкрециях (2) по данным настоящей работы н [5]

которое характерно для гидротерм и прослеживается в некоторых металлоносных осадках [9] и рудных корках [33]. В изученных нами образцах величина Eu/Sm колеблется в пределах 0,22–0,32, за исключением одной пробы с аномально низким (0,12) отношением (южная часть Срединно-Атлантического хребта).

Для сопоставления укажем, что в отложениях конуса выноса Амазонки величина этого отношения составляет 0,16-0,19, в терригенных осадках Северной Атлантики – 0,17-0,20 [32], в глубоководных осадках океана – в среднем 0,23 (по [2]), в глинах платформ 0,185 [1], в древних сланцах континентов 0,21 [32], в водах Северной Атлантики 0,18-0,25 [22], в водах Тихого океана 0,24-0,32 [21], а в породах земной коры – в среднем 0,31 [1]. В гидротермальных растворах, изливающихся со дна рифтовой зоны Северной Атлантики, это отношение колеблется от 4 до 14 [28], а со дна рифтовой зоны в южной тропической части Тихого океана – от 1,4 до 3,2 [29]. Заметим также, что содержание РЗЭ в гидро термальных растворах как Атлантики, так и Тихого океана на два-три порядка выше, чем в океанской воде.

Судя по этим данным, эндогенная поставка вещества в определенной мере влияет на состав РЗЭ океанской воды, причем в Атлантическом океане, где значение Eu/Sm в гидротермах максимально, это влияние сказывается все же слабее, чем в Тихом, где масштабы гидротермальной деятельности значительнее. При этом в целом величина Eu/Sm в океанской воде выше, чем в терригенных осадках, и соответствует той, которая характерна для глубоководных осадков, обогащенных аутигенными РЗЭ.

Поскольку в рассматриваемых нами рудных корках значение Eu/Sm выше, чем максимальные значения в водах Аталантики, следует предположить, что это обстоятельство обусловлено дополнительной поставкой РЗЭ из гидротермальных источников.

Однако доля этой гидротермальной поставки в общем балансе РЗЭ рудных корок невелика. Если принято, что средние значения Eu/Sm составляют в гидротермальных растворах 4, в водах Атлантики 0,20 и в рудных корках 0,27, то эта доля составит менее 2% от валового содержания РЗЭ в корках. Если допустить, что при отсутствии влияния гидротерм значение Eu/Sm в водах Атлантики составляло бы 0,18 (как в терригенных осадках), то для повышения его до наблюдаемой ныне средней величины (0,20) потребовался бы гидротермальный вклад в количестве ~0,5% от общего баланса РЗЭ в океане, а с учетом влияния речного стока с пониженным значением Eu/Sm (по данным [32] ~0,125) – до 2%.

Аналогичные наблюдения относительно поведения РЗЭ были сделаны ранее (1989 г.) И.М. Варенцовым с соавторами [8] при послойном исследовании рудных корок с подводной горы Крылова (Зеленомысская котловина, Восточная Атлантика). В этом материале было установлено закономерное уменьшение значений Eu/Sm от нижних частей рудной корки (0,30–0,32) к верхней (0,26). По мнению указанных авторов, подобные различия могут указывать на ощутимую роль гидротермальных процессов на ранних этапах формирования корок, поскольку повышенные (0,31) значения Eu/Sm отмечались рядом исследователей в гидротермальных тодорокитовых корках из зоны Галапагосского рифта в Тихом океане.

В поведении других изучавшихся нами микроэлементов наблюдаются лишь единичные аномалии, которые, вероятно, также можно связать с влиянием гидротермальных источников. Наиболее примечательные из этих аномалий – резко повышенное содержание лития в образце корки из северо-восточного сектора, "ураганное" содержание мышьяка в одном и чрезвычайно низкое содержание тория в двух образцах, поднятых с отрогов южной части Срединно-Атлантического хребта. При обсуждении поведения платины в нескольких образцах рассматриваемых корок (где ее содержание 0,054–0,41 г/т) нами ранее не было установлено корреляции с породообразующими и рудными элементами, в то время как в конкрециях платина коррелировала с никелем и медью [5]. Новые данные по РЗЭ показывают, что в рассматриваемом материале имеется достаточно выраженная тенденция к корреляции Pt-Се (фиг. 8), что ранее предполагалось, но не было подтверждено. Этот факт имеет немаловажное значение для познания общих закономерностей поведения платины в рудных корках, где кларк ее концентрации относительно земной коры составляет приблизительно 100.

В литературе уже в течение рядалет ведется дискуссия о механизме накопления платины в корках: связано ли это с ее окислением или, напротив, с восстановлением. Так, П. Хальбах и др. [25] полагают, что платина, находящаяся в морской воде преимущественно в 2-валентном состоянии в форме отрицательно заряженного комплекса $PtCl_4^{2-}$, может восстанавливаться до металла благодаря одновременному окислению марганца ($Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$); предполагается, что такая реакция может происходить в океане ниже зоны кислородного минимума, на глубинах порядка 1000–1500 м. Именно на таких глубинах в центральной части Тихого океана, на подводных горах, распространены корки с повышенным содержанием платины. Однако термодинамические расчеты, выполненные теми же авторами, показали, что для осуществления такой реакции необходима концентрация марганца в морской воде примерно на порядок выше, чем это имеет место в современном океане.

В то же время, по мнению Гольдберга [23], накопление платины в корках происходит вследствие ее окисления до 4-валентного состояния и последующей сорбщии гидроксидами. Однако механизм этого процесса неясен, поскольку окисление платины идет по реакции $PtCl_4^{2-} \rightarrow PtCl_6^{2-}$, а отрицательные комплексы не могут сорбироваться гидроксидами марганца, также имеющими отрицательный заряд [25].

Полученные нами данные не разрешают этого противоречия. Корреляция платины с церием, казалось бы, свидетельствует в пользу окислительного характера процесса ее накопления; о том же свидетельствует концентрация платины в глубоководных железомарганцевых корках и конкрециях, которые формируются в резко окислительных условиях, вне какой бы то ни было связи с зоной кислородного минимума. Но, с другой стороны, в глубоководных конкрециях нами была ранее обнаружена самородная платина в форме ультрамикроскопических

Средние содержания элементов в железомарганцевых корках и конкрециях Атлантического и Тихого океанов

0	Атлант	ический океан	T	ихий океан
Элемент	корки	конкреции	корки	конкреции
	Ποπολοοδι	1	a manth %	l
	1000000	Asymutic a pychole s	пементы, 70	
Fe	20,4	17,0	15,5	10,4
Mn	15,3	13,25	22,5	21,6
Si	6,7	6,3	3,7	7,7
Al	2,4	2,4	1,0	2,8
Na	1,4	1,85	1,7	2,2
K	0,60	0,57	0,49	0,87
Mg	1,7	1,75	1,12	1,53
Ca	3,0	3,72	3,6	2,12
Sr	0,117	0,100	0,130	0,090.
Ba	0,16	0,23	0,19	0,24
P	0,70	0,30	0,30	0,28
CO2	1,40	0,40	0,95	0,33
С	0,15	0,07	0,18	0,16
Ti	0,73	0,42	0,97	0,73
Co	0,50	0,27	0,63	0,26
Ni	0,27	0,32	0,45	0,90
Cu	0,10	0,13	0,12	0,60
Zn	0,056	0,123	0,066	0,110
Pb	0,093	0,140	0,160	0,074
v	0,077	0,060	0,060	0,050
Мо	0,036	0,037	0,040	0,040
	Mi	крозлементы, 10 ⁻⁴ ,	%	
Li	18	80	4	85
Sc	16	20	8	10
Cr	34	60	25	30
As	447	170	230	110
Sb	47	40	53	50
Cđ	13	9	8	6
Cs	1	-	2	1
Hf	9,5	8	6,2	8
Та	1,3	-	1	-
Th	54	50	14	25
U	8	7	17	7
La	276	223	270	115
Ce	1400	1766	920	480
Nd	294	256	226	133
Sm	43	48,5	45	28
Eu	11,4	11,0	10	7,6
Yb	21	16,6	24	14,3
Lu	2,6	2,4 .	3,5	2,4
Pt	0,200	0,250	0,440	0,210
Pđ	0,003	0,005 -	0,0014	0,006
Rh	0,007	0,010	0,014	0,009
Au	0.004	0.005	0.003	0,002

Примечание. Св., Та и благородные металлы — по нашим данным, РЗЭ — по [16] и нашим данным.

включений [7], что может быть связано лишь с восстановлением при поставке из морской воды, либо с приносом из гипотетического гидротермального источника. Для выяснения этого вопроса необходимы дополнительные исследования платины в конкрециях и корках с определением всех форм ее нахождения и количественных соотношений между этими формами.

* . *

В заключение целесообразно сопоставить средний состав изученных корок со средним составом железомарганцевых конкреций Атлантического океана, а также корок и конкреций Тихого океана по опубликованным данным [2, 4 и др.]. Состав РЗЭ железомарганцевых конкреций Атлантики принят нами как среднее по [16] (северная часть океана) и нашим новым данным (южная часть океана).

При рассмотрении этих результатов (табл. 7) выявляются наиболее характерные особенности химического состава сравниваемых видов железомарганцевых образований.

Исследованные железомарганцевые корки Атлантики обогащены по сравнению с конкрециями Fe, Mn, P, CO₂, C_{орг}, Ti, Co, V, Sr, As, Cd, La, Nd, Yb, Lu, обеднены Na, Ba, Zn, Pb, Ni, Cu, Li, Cr, Ce, благородными металлами и имеют примерно одинаковые содержания Si, Al, K, Mg, Ca, Mo, Sc, Eb, Hf, Th, U, Sm, Eu, Lu, а также значения Mn/Fe.

Аналогичная картина наблюдается и в Тихом океане, но с тем отличием, что здесь рудные корки обогащены относительно конкреций Са, Pb, P3Э, но обеднены нерудными элементами Si, Al, K, Mg.

При сопоставлении средних составов корок Атлантического и Тихого океанов выявляется относительное обогащение первых Fe, Si, Al, K, Mg, P, CO₂, V, Li, Sc, As, Cd, Hf, Th, Ce, Nd, Pb, обеднение Mn, Ni, Co, Pb, Ti, Zn, Cu, Cs, U, Lu, Pt, Rh, при сопоставимых содержаниях Na, Ca, Sr, Ba, C_{opr}, Mo, Cr, Sb, Ta, La, Sm, Eu, Yb, Au.

Разница в составе корок и конкреций обусловлена прежде всего тем, что первые формируются преимущественно вследствие поступления рудного материала непосредственно из океанской воды, в то время как вторые имеют дополнительный источник рудного вещества – подстилающие осадки, при значительных вариациях относительной роли этих источников; чем выше роль диагенетического источника при формировании конкреций, тем сильнее они отличаются по своему составу от корок. Наиболее существенными чертами химического состава корок являются повышенное содержание кобальта и пониженное – других основных рудных элементов (Ni, Cu, Zn). Но в Тихом океане разница составов корок и конкреций проявляется значительно контрастнее, чем в Атлантическом; в Тихом океане среднее значение Mn/Fe в железомарганцевых конкрециях составляет 2,2, в корках 1,4, в то время как в Атлантическом океане и в корках, и в конкрециях оно одинаково (~0,7). Характерно также, что на треугольной диаграмме средние составы корок и конкреций Атлантического океана совпадают, при этом они заметно различаются в Тихом океане (см. фиг. 4).

Видимо, при формировании железомарганцевых конкреций в Атлантическом океане доминирующую роль играет гидрогенный фактор, а в Тихом – диагенетический.

Отличие исследованных корок Атлантики от корок Тихого океана связано прежде всего со следующими факторами: существенной примесью в их составе нерудного обломочного материала, значительной глубиной их залегания и разницей микроэлементного состава вод двух океанов.

Присутствие в корках Атлантического океана нерудного материала обусловлено, видимо, выветриванием подстилающих коренных пород; корки, поднятые со склонов подводных возвышенностей, засорялись этим материалом (перемещавшимся вниз по склону) в процессе своего длительного роста. Кроме того, для Атлантики характерно активное поступление, вплоть до пелагиали, терригенного осадочного материала.

Глубина залегания корок влияет на их состав в связи с неравномерным распределением металлов в водной толще. Так, в слое кислородного минимума, который может располагаться на глубинах от 500 до 1500 м, наблюдается максимальное содержание растворенного в океанской воде марганца и максимальное значение Mn/Fe. Неравномерно распределяются по глубинам и другие рудные элементы, а также благородные металлы [19, 23]. Кроме того, имеются и региональные различия в распределении металлов в океанах, что относится, в частности, к редкоземельным элементам [21].

Роль гидротермального материала в составе исследованных корок в целом незначительна. Можно предположить, что он участвовал в формировании марганцевых разностей корок Углового поднятия; с ним могут быть также связаны отдельные геохимические аномалии в поведении микроэлементов — "ураганные" содержания мышьяка и лития и низкие содержания тория.

Список литературы

- 1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
 Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых образований дна Японского моря // Океанология. 1990. Т. 30. № 2. С. 278-287.
- 4. Батурин Г.Н. Элементный состав кобальтоносных корок Тихого океана // Океанология. 1990. № 6. С. 945-956.
- 5. Батурин Г.Н., Дмитриев Л.В., Курский А.Н. Благородные металлы в железомарганцевых корках и конкрециях Атлантического океана // Геохимия. 1991. № 1. С. 157–163.
- 6. Батурин Г.Н., Дмитриев Л.В., Раковский Э.Е., Курский А.Н. О геохимии железомарганцевых корок со дна Южной Атлантики // Геохимия. 1989. № 4. С. 592-596.
- 7. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Шевченко А.Я. О самородных металлах в железомарганцевых конкрециях океана // Океанология. 1984. Т. 24. Вып. 5. С. 777-781.
- 8. Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И., Андреев Ю.К. Fe-Мп-корки Аталантики: геохимия редких земель и аспекты генезиса, подводная гора Крылова // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 24-36.
- 9. Дубинин А.В., Волков И.И. Механизм накопления редкоземельных элементов на гидроксидах железа в океане // Геохимия. 1989. № 8. С. 1089-1100.
- Емельянов Е.М., Сафонов В.Г. Краткая химическая характеристика железомарганцевых конкреций и корок некоторых котловин Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 122–130.
- 11. Железомарганцевые конкреции Тихого океана / Под ред. П.Л. Безрукова. М.: Наука, 1976. 301 с.
- 12. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
- 13. Меро Д. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.
- 14. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Заикин В.Н. Кобальт в железомарганцевых корках и конкрециях Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2. С. 106–121.
- 15. Хальбах П., Путеанус Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана состав и образование // 27-й Междунар. геол. конгр. "Геология Мирового океана". Секц. С.06. Доклады. Т. 6. Ч. 1. М.: Наука, 1984. С. 27-40.
- 16. Addy S.R. Rare earth elements patterns in manganese nodules and micronodules from nortwest Atlantic // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. V. 43. № 7. P. 1105-1115.
- Aplin A.C. Rare earth element geochemistry of Central Pacific ferromanganese encrustation // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 71. № 1. P. 13-22.
- Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // Ferromanganese deposits on the ocean floor / Ed. D.R. Horn. Wash.: Nat. Sci. Found, 1972. P. 149-166.
- Bruland K.W. Trace metals in sea water // Chemical Oceanography. L.: Acad. press, 1983. P. 157-220.
- Campbell A.C., Palmer M.R., Klinkhammer G.P. et al. Chemistry of not springs on the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1988. V. 335. № 6190. P. 514-519.
- 21. De Baar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G., Bruland K.W. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Ocean // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. № 9. P. 1943-1960.

- 22. Elderfield H., Greaves M.J. The rare earth elements in seawater // Nature. 1982. V. 296. P. 214-219.
- 23. Goldberg E.D. Heavy metal analyses in the marine environment-approaches to a quality control// Marine Chem. 1987. V. 22. № 2/4. P. 117-124.
- 24. Goldberg E.D., Kolde M., Schmidt R.A., Smith R.H. Rare earth distribution in the marine environment // J. Geophys. Res. 1963. V. 68. № 14. P. 4209-4217.
- 25. Halbach P., Kriete C., Prause B., Puteanus D. Mechanism to explain the platinum concentration in ferromanganese seamount crusts // Chem. Geol. 1989. V. 76. № 1. P. 95-106.
- 26. Hein J.R., Kang J.K., Schulz M.S. et al. Geological, geochemical, geophysical and oceanographic data and interpretation of seamounts and Co-rich ferromanganese crusts from the Marshall islands, KORDI-USGS R.V. Farnella cruise F 10-89-CP // U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 90-407. 1990. 246 p.
- 27. Manheim F.T. Marine cobalt resources // Science. 1986. V. 232. № 4750. P. 600-608.
- Michard A. Rare earth elements systematics in hydrothermal fluids // Geochim. et cosmochim. acta. 1989. V. 53. P. 745-750.
- 29. Michard A., Albarède F., Michard G. et al. Rare earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrotermal vent field (13°N) // Nature. 1983. V. 303. № 5920. P. 795-797.
- 30. Piper D.Z. Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. V. 38. № 7. P. 1007-1022.
- 31. Ridout P.S., Carpenter M.S.N., Morris R.Y. Analysis of a metalliferous encrustation from a seamount in the Guif of Guinea // Chem. Geol. 1984. V. 42. № 1/2. P. 219-225.
- 32. Sholkowitz E.R. Rare earth elements in the sediments of the North Atlantic Ocean, Amazon delta and East China Sea: reinterpretation of terrigenous input patterns to the oceans // Amer. J. Sci. 1988. V. 228. № 3. P. 236-281.
- 33. Toth J.R. Deposition of submarine crusts rich in Mn and Fe // Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. Pt 1. V. 91. № 1. P. 44-54.

Институт океанологии АН СССР, Москва Поступила в редакцию 17.XII.1990

УДК 552.12:551.35(267.5)

© 1991

Ищенко Л.В., Копылов С.А., Краковский Б.И., Крыжановская И.Н., Резник В.П., Свертилов А.А.

ТЕКСТУРЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ КРАСНОГО МОРЯ И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ ФОТОГРАФИЙ ДНА И РЕНТГЕНОГРАФИИ) И ИХ СВЯЗЬ С СОСТАВОМ И СВОЙСТВАМИ

На основании дешифрирования 230 глубоководных фотографий дна составлены региональные классификации поверхностных текстур донных осадков Красного моря и Индийского океана. Рентгенографическое изучение внутренних текстур осадков в комплексе с микрозондированием позволило выявить связь их внутреннего строения, наследующего характеристики поверхностного слоя, с прочностными свойствами осадков. Обосновывается возможность составления литологических и инженерно-геологических карт на основании анализа глубоководных фотографий дна с минимальным объемом пробоотбора.

Изучение внешнего вида поверхности напластования, ее микрорельефа, являющихся индикаторами физической и органической среды осадконакопления, находит широкое применение в литологии [2]. Внедрение метода автоматического глубоководного фотографирования поверхности дна океана в пределах станций пробоотбора способствовало изучению облика поверхности пелагических осадков. Использование внешнего вида поверхности дна в сочетании с данными о составе осадков в качестве индикаторов лскальной изменчивости фациальных условий на примере приэкваториальной зоны радиоляриевых илов Тихого океана, показало перспективность данного направления исследований [8]. В этой связи представляется актуальным проведение сравнительного изучения поверхностных текстур современных осадков различного состава и генезиса, приуроченных к условиям разных глубин, геодинамической активности, геоморфологических элементов и др.

Изучение поверхностных текстур по фотографиям целесообразно сочетать с рентгенографическими исследованиями [4] внутренних текстур осадков, зафиксированных в вертикальном разрезе.

Текстуры поверхностей бывают простыми и сложными, а в их образовании могут участвовать один или несколько процессов. Известны общие и частные классификации текстур осадочных пород Л.Н. Ботвинкиной [3], Ф.Д. Петтиджона [7], Р.К. Селли [9], основанные на генетическом и морфологическом принципах. Н.Б. Вассоевичем [2] предложена классификация текстур осадочных пород по отношению к стадиям литогенеза.

Настоящая работа выполнена на основании детального изучения 230 фотографий дна в пределах Красного моря и трех полигонов Индийского океана, полученных в трех рейсах НИС "Антарес" Одесского государственного университета (1982–1986 гг.) научным сотрудником ОНИЛ-3 Одесского ун-та А.Н. Лопушанским, инженером ВНИИокеангеология А.Р. Володарским и сотрудником ЦГРИ ГДР Й. Парсигла. При дешифрировании фотографий авторы использовали, кроме собственных данных, полевые описания, гранулометрические и физикоКлассификация текстур поверхностей донных осадков (по результатам дешифрирования фотоскимков дна)

	Груп	na
Класс	седиментационная	постседиментационная (диагенетическая)
	Красное море	
Механогенный	Пятниствя текстура осаж- дения	Гофрированная склад- чатость оползания
Биогенный	_	-
Механохемогенный	1. Однородная (монотон- ная) текстура осаждения	Пятнистая с вертикаль ными ходами высачивани
	2. Субколлондная	металлоносных рассолов (вентами)
	Индийский океан	
Механогенный	Однородная (массивная)	-
Биогенный	_	Пятнистая текстура 1) с норками и "пеллета- ми", 2) со спиралеобразні ми и изогнутыми валика- ми, бороздами (следами перемещения илоедов), 3) со штопорообразными "пеллетами" (слепками?) беспозвоночных илоедов, 4) с беспорядочным рас- положением "пеллет"
Биохемогенный	-	Конкреционные, пятні тые с "пеллетами"

химические анализы, выполненные О.П. Кравчуком, С.А. Астафуровой, Е.Г. Калашлинской, Ю.И. Деркачом, И.О. Гончаровой, Л.Н. Хапченко, В.А. Колосовым, Л.П. Пономаревой и др.

Интерпретация фотографий с учетом литологических особенностей и состава осадков позволила составить региональные классификации текстур поверхностей осадков Красного моря и Индийского океана (табл. 1). В классификациях учтены генезис, морфология текстур поверхностей осадков и стадии их образования в процессе литогенеза. Предложенные классификации отражают особенности седиментационных обстановок в следующих районах: ступенчатые сбросы и осевые грабены впадин Атлантис-II, Чейн, Дискавери, Шагара Центральной рифтовой долины Красного моря; абиссальной равнины Центральной котловины Индийского океана (полигон 1); рифта Центрально-Индийского хребта (полигон 2); грабена Индрани, сопряженного с одноименным валом в пределах Центрального массива [6] Центральной котловины Индийского океана (полигон 3).

В пределах изученной части Красного моря глубины океана изменяются от 927 до 2174 м, а дно выполнено батиальными и гемипелагическими осадками. Регионально они разделяются на нормальные красноморские осадки и рудные илы. Поверхностный горизонт нормальных осадков представлен птероподово-фораминиферовыми илами, в которых содержание карбонатов превышает 60%. По гранулометрическому составу преобладают алеврито-пелитовые и пелитовые разности илов. Окраска илов изменяется от палевой до палево-бурой, часто пятнистая. Металлоносные осадки (рудные илы) рифтовых впадин, ассоциирующиеся с металлоносными рассолами, представлены субколлондными тонкослоистыми илами пестрых окрасок, обусловленных чередованием различных рудных фаций — железо- и марганцевоокисных, сульфидных, карбонатных, силикатных. Цвета прослоев мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров – красные, желтые, бурые, черные. Карбонатность рудных илов невысокая (не более 20%). Полигон 2 в районе рифта Центрально-Индийского хребта характеризуется глубинами океана от 2080 до 4700 м, гемипелагическими и пелагическими осадками. По составу преобладают известковые илы наннопланктоно-фораминиферовой группы осадков. По гранулометрическому составу встречаются илы алеврито-пелитовые, пелитовые и смещанные, содержание карбонатов в них изменяется от 76,9 до 91,7%. Цвет осадков коричневый, а тональность зависит от количества глинистой составляющей. Пятнистая окраска, очевидно, связана со следами биотурбации. Район грабена Индрани, или Центрального массива Центральной котловины Индийского океана (полигон 3) характеризуется глубинами океана 4880-5293 м; осадки пелагические, расположены ниже глубины карбонатонакопления, по составу кремнистые радиоляриевые и радиоляриево-глинистые. По гранулометрическому составу илы преимущественно пелитовые, окраска илов коричневая. В пределах абиссальной равнины Центральной котловины Индийского океана (полигон 1) глубины колеблются от 4860 до 5440 м, осадки пелагические, кремнистые радиоляриевые и диатомоворадиоляриевые, иногда к ремнисто-глинистые и глинистые, редко - известковопелитовые и пелитовые, цвет осадков палевый, желтый, коричневый.

Изучение фотографий показало, что текстуры поверхностей нормальных осадков Красного моря в основном относятся к классу механогенных, по стадии литогенеза - к седиментационной и диагенетической группам. Биогенные текстуры в районе встречаются редко (в основном в виде "пеллет"). Распространен также механо-хемогенный класс текстур, характерный для металлоносных осадков во впадинах с рассолами. По морфологии в седиментационной группе выделены типы текстур: однородная (массивная), пятнистая, субколлоидная. Однородная (массивная) текстура с серым и темно-серым фототоном является характерным признаком рудных илов (фиг. 1, а). Субколлоидные текстуры (см. фиг. 1, б) также широко распространены в рудных илах. Показательно, что эти дешифровочные признаки присущи не только всем рудным илам рассолоносных впадин Красного моря, но и металлоносным осадкам участка ТАГ рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (по данным 6-го рейса НИС "Антарес" 1988 г.). Пятнистая текстура характерна для нормальных красноморских высококарбонатных осадков (см. фиг. 1, ∂). В постседиментационной (диагенетической) группе выделены деформационные текстуры: следы оползания, высачивания флюндов. Морфологические типы этих текстур представлены в табл. 1 и на фиг. 1, г. е. Текстуры оползания, течения связаны с гравитационными пвижениями нелитифицированных осадков на дне моря в связи с повышенной гидродинамической активностью в условиях Центральной рифтовой долины Красного моря. По данным, приведенным в работе [12], критические скорости течений для эрозии пелагических илов составляют 15-35 см/с; глубинными течениями со скоростью 70 см/с могут размываться и перемещаться крупнозернистые илы, алевритовые и песчаные частицы [10]. Наличие следов смещения осадков и образования деформационных текстур поверхностей свидетельствует о присутствии в районе донных течений, скорости которых превышают критические. Очень характерен фотоснимок (см. фиг. 1, в), где отчетливо видны ударные волновые концентрические текстуры в пограничном ("рассол-осадок") субколлоидном слое, возникающие при внедрении ударной грунтовой трубки, что свидетельствует о чуткой реакции поверхностного слоя осадков на гидродинамическую обстановку.

Пятнистую текстуру с вертикальными углублениями (см. фиг. 1, г) в исследуемой зоне Красного моря можно объяснить просачиванием через рыхлые карбо-



Фиг. 1. Характеристика типов текстур поверхностей гемипелагических осадков Красного моря a — однородная текстура (ст. 104, гл. 2143 м, ил пелитовый, металлоносный, темно-коричневый, CaCO₃ 67,48%); b — субколлондная (расплывчатая) текстура (ст. 126, гл. 2133 м, ил пелитовый, карбонатный, темно-серый); e — концентрические волновые формы в субколлондном черном осадке, вызванные ударом грунтовой трубки (ст. 129, гл. 2174 м); e пятнистая текстура со следами подводящих каналов ("вент", "вулканчиков"), диаметр отверстий 2-5 см, каналы оконтурены светлыми пятнами (ст. 147, гл. 1579 м); d — пятнистая текстура (ст. 121, гл. 891 м, ил песчаю-алевритовый, палево-бурый, пятна преимущественно округлой формы, светлые, размер пятен от 4 до 40 см, местами сливаются); e — гофрированная складчатость оползания (ст. 109, гл. 2342 м, складочки лежачие, изотнутые, параллельные, ширяна складок изменяется в направлении смещения от 15 до 5 см, песок, СаСО₃ 59,31%)

натные осадки горячих рассолов, флюидов и выпадением солей: в однородном осадке образуются цветные хемогенные пятна. Этот тип текстур можно отнести к смешанному классу – механохемогенному. Диаметры подводящих каналов ("вент") составляют 20–50 мм, их оконтуривают более светлые пятна ила, что четко видно на фотографиях (см. фиг. 1, г). Аналогичная фототекстура наблюдается и на ст. 149; характерно, что обе станции расположены за пределами рассолоносной впадины Атлантис-II, заполненной рудными илами, и приурочены к субмеридиональной каньонообразной долине на склонах рифта глубиной до 2000 м, очевидно, фиксирующей тектонический разлом, по которому поступают термальные растворы. Таким образом, описываемая текстура является важным фотодешифрировочным признаком гидротермально-измененных карбонатных осадков. Гидротермальные изменения осадков подтверждаются их физико-химическими особенностями: Eh = +1 мВ, пониженная карбонатность.

В связи со спокойной гидродинамической обстановкой (глубины более 5000 м)



Фиг. 2. Харак теристика типов текстур поверхностей пелагических осадков Индийского океана a - спиралеобразные валики – следы перемещения червей (приповерхностные ходы) на фоне пятнистой текстуры (ст. 250, гл. 5100 м); δ – бороздкообразный след ползания илоедов на фоне пятнистой текстуры (ст. 218, гл. 2778 м, ил алевритовый, палевый, СаСО₃ 91,5%, ширина бороздки 6,5 см); e – изогнутые следы ползания илоедов, "пеллеты", ширина следа от 5 до 10 см (ст. 231, гл. 5390 м); e – пятнистая текстура со следами норок илоедов и "пеллетами" (ст. 237, гл. 5060 м. ил алевро-пелитовый, коричневый, с пятнами палевого, пятна округлые и неправильной формы, размер норок 1–3 см); d – штопорообразные пеллеты (ст. 206, гл. 2430 м, ил карбонатный); e – конкреционная пятнистая текстура с "пеллетами" и ЖМК разного размера (ст. 313, ил пелитовый, бурый)

в пределах абиссальной равнины Центральной котловины Индийского океана (скорости донных течений по данным рейса НИС "Антарес" составляют 4-20 см/с) поверхность дна (полигон 1) изобилует бентосной фауной, благодаря которой образуются биогенные текстуры и происходит биотурбация глубоководных илов. По данным М.Н. Соколовой [1], слой биотурбации в аридных зонах пелагического седиментогенеза составляет несколько миллиметров. Ассоциация следов жизнедеятельности организмов является показателем фациальной обстановки и глубины бассейна, что отразилось на текстурах поверхностей осадков Индийского океана. Организмы приспосабливаются к конкретной среде обитания: в глубоководных условиях беспозвоночные оставляют следы ползания на поверхности осадка (ихниты), фекальные комочки ("пеллеты"), слепки организмов. В условиях более активной гидродинамической обстановки беспозвоночные вырывают в иле норки для питания и обитания вне зоны воздействия подводных течений. На дне Индийского океана в текстурах поверхностей осад-



Фиг. 3. Средние характеристики состава и свойств илов с разными текстурами поверхности, ихнофациями и деформациями осадков

I-III – Красное море: I – однородная текстура, металлоносные осадки, II – пятнистая, нормальные карбонатные осадки, III – пятнистая с вентами, гидротермально-измененные осадки; IV-VIII – Индийский океан: IV – однородная, карбонатные осадки (полигон 2), V – пятнистая, карбонатные осадки (полигон 2), VI – пятнистая с ЖМК, "пеллетами", кремнистые, глинистые осадки (полигон 3), VII – пятнистая с "пеллетами" и норками, кремнистые осадки (полигон 1), VIII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые осадки (полигон 1), VIII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые осадки (полигон 1), VIII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые осадки (полигон 1), VIII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые осадки (полигон 1), VIII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые осадки (полигон 1), VIII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые осадки (полигон 1), VIII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые карбонатные осадки (полигон 3), VII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые с асадки (полигон 1), VIII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые карбонатные осадки (полигон 3), VII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые карбонатные осадки (полигон 3), VII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые карбонае (полигон 1), VIII – конкреционная, пятнистая с "пеллетами", кремнистые карбонае (полигон 1), I-3 – гранулометрический состав, мм: I - > 0,1; 2 - 0,1 - 0,01; 3 - < 0,01; 4 - 5 - типы текстур (4 - однородная, 5 - пятнистая); 6 - венты; 7 - ЖМК; 8 - ходы илоедов; 9 - "пеллетами"; 10 - гофрированная складчатость

ков отражены разные типы ихнитов - следов жизнедеятельности организмов, среди которых преобладают следы ползания, пеллеты и норки (фиг. 2, 3). Р.К. Селли [9], описывая глубоководные морские ихнофации (Nereites). отмечает, что в этой обстановке беспозвоночные обитают на поверхности осацка, в связи с чем преобладают следы ползания и почти отсутствуют трубчатые ходы (норки). В пелагиали абиссальной равнины Индийского океана эта закономерность не подтвердилась, так как поверхность густо покрыта норками. Норки приурочены к пятнистым текстурам поверхностей, диаметр нор от 10 до 30 мм (по [1] диаметр полихет равен 1-10 мм). Следы перемещений илоедов и других организмов наблюдаются в виде изогнутых неправильной формы углублений с неровными краями (см. фиг. 2, в), правильных спиралеобразных и прерывистых валиков (см. фиг. 2, а) и др. "Пеллеты" имеют особую штопорообразную форму (см. фиг. 2, д) больших размеров (длина 65-100 см при ширине 25 см); по данным Ф.Д. Петтиджона [7] длина "пеллет"-копролитов составляет 1-15 см. Судя по форме и размерам "пеллет", можно предположить, что в условиях абиссали Индийского океана встречены "пеллеты" (слепки?) беспозвоночных погонофор (щупаљца погонофор, внутри которых происходит пищеварение, имеют вид штопорообразной спирали и длину от десятков сантиметров до 1,5 м [5]). Подобные формы "пеллет" встречены в перечне ихнофаций, описанных в работе [11] для глубоководных осадков моря Беллинсгаузена в Антарктиде. Встречаются также беспорядочные (нарушенные) расположения "пеллет" (слепков?).

Поверхности осадков на полигоне 2 Индийского океана имеют первично однородные и диагенетические пятнистые текстуры со следами биотурбации (осадки карбонатные). На полигонах 1 и 3 Индийского океана распространены пятнистые, конкреционные текстуры поверхностей (осадки кремнистые и глинистые), т.е. преобладают текстуры биохемогенного класса (фиг. 2, е).



Фиг. 4. Треугольная диаграмма гранулометрического состава осадков с разными текстурами поверхности (а – Красное море, б – Индийский океан)

1 – пятнистая текстура нормальных карбонатных осадков; 2 – однородная текстура металлоносных осадков; 3 – пятнистая текстура с вентами гидротермально-измененных осадков; 4 – пятнистая текстура карбонатных осадков 2-го полигона; 5 – однородная текстура карбонатных осадков 2-го полигона; 6 – пятнистая текстура, кремнистые осадки 3-го полигона; 7 – то же 1-го полигона Центральной котловины; 8 – пятнистая текстура с ЖМК, кремнистые осадки 1-го полигона Центральной котловины; 1–IV – поля точек

Исследована связь текстур поверхностей осадков с их гранулометрическим составом. На треугольной диаграмме (фиг. 4, a, б) изображен в виде полей точек гранулометрический состав осадков Красного моря и трех полигонов Индийского океана. Анализ диаграммы (см. фиг. 4, а) показывает, что карбонатные осадки Красного моря и 2-го полигона Индийского океана (рифтоген Центрально-Индийского хребта) с пятнистыми текстурами поверхностей образуют широкое поле со значительной гранулометрической пестротой: содержание пелита от 30,11 до 79,56% (илы от алеврито-песчаных до глинистых – поле I). Металлоносные осалки Красного моря с однородными текстурами поверхности ограничены на диаграмме узким, коротким полем II с изменчивостью содержания пелита от 55,91 до 96,35%. Карбонатные осадки с однородными текстурами 2-го полигона Индийского океана расположены на диаграмме на одной линии (ст. 204, 221, 224, 225, 216). В обособленном положении находится ст. 107, которой соответствует текстура с вентами, а осадок является гидротермально-измененным. При этом существенно различны средние значения содержания глинистой фракции (менее 0,01 мм) для карбонатных осадков с пятнистыми текстурами поверхности (Красное море – 59,89%, 2-й полигон Индийского океана – 47,54%) и однородными текстурами (Красное море – 73,96%, 2-й полигон Индийского океана – 67,75%). Иная картина распределения осадков по гранулометрическому составу наблюдается для пелагических слабокремнистых и глинистых илов на площади Центрального массива (структуры Индрани – полигон 3) и Центральной котловины (полигон 1) Индийского океана (см. фиг. 4, б). Этим осадкам с пятнистой текстурой поверхности, со следами биотурбации соответствуют разные поля точек на диаграмме (поле III – Центральный массив и поле IV – Центральная котловина). По классификации Е.Ф. Шнюкова и др. осадки относятся к илам плинистым (Центральный массив) и алеврито-глинистым (Центральная котловина). Для алеврито-глинистых илов Центральной котловины Индийского океана с пятнистой текстурой и железо-марганцевыми конкрециями в гранулометрическом составе от мечается минимальное содержание псамми товой составляющей (точки располагаются вдоль нулевой поверхности содержания псаммита).

Различие полей распределения гранулометрического состава осадков при одинаковых типах текстур поверхностей можно объяснить разными условиями седи-

	€)60(бщенные харак	теристики состан	на, свойств и тип	ы текстур пове	рхностей осадков
--	---	------	---------------	------------------	-------------------	----------------	------------------

Место рас-	Гран соста	улометрич в, %	еский							Вещест- венно- генети-	
положения (глубина, м)	> 0,1 MM	0,1— 0,01 мм	< 0,01 ММ	CaCO ₃ , %	pН	Eh, мВ	^р д, г∕см³	W ₆ ,%	<i>τ</i> , кПа	ческие типы осад- ков	Типы тек- стур
Красное море: (1509)	21,01	20,07	59,89	64,59	7,61	417	-	-	- _	Кар- бонат- ные нор-	Пят- нистая
То же (2096)	6,46	19,57	73,96	15,46	6,62	210	_	-	·	мальные Гли- нисто- карбо- натные, металло-	Одно- ро дная
" (1663) [·]	3,78	43,92	52,30	48,36	7,52	270	-	500	2,80	Гид- ротер- мально- изме- ненные, карбо-	Пят- нистая, иногда с вен- тами
Индийский океан: полигон 2, (3465)	25,87	27,59	47,54	85,44	7,53	468	1,42	120	5,45	Кар- бонат- ные	Пят- нистая
(3403) To же (4032)	15,21	20,15	67,75	86,41	7,52	524	-	159	2,80	Кар- бонат- ные	Одно- родная
полигон 3 (5161)	2,87	14,85	82,10		7,47	459	1,20	544	5,00	Сла- бокрем- нистые, глинис-	Пят- нистая с ЖМК
полигон 1 (5210)	0,78	39,0	58,90	-	7,75	426	1,15	510	3,73	То же	Пят- нистая с "пелле- тами" и норками
то же (5129)	0,63	41,91	37,54	_	7,73	433	1,16	478	4,24	**	Пят- нистая с ЖМК, "пеллета-

Примечание. ρ_d – плотность; W_e – естественная влажность; τ – сопротивление вращательному срезу. Гранулометрический состав и физико-механические свойства осадков определялись по стандартным методикам.

ментации (глубина океана, геоморфологические условия, вещественный состав илов).

В табл. 2 для разных групп и типов текстур поверхностей дна Красного моря и Индийского океана представлены средние характеристики состава и свойств осадков. На фиг. 3 показана изменчивость средних значений показателей состава и физико-механических свойств осадков в пределах разных типов текстур поверхностей, характерных для различных глубин рассмотренных регионов; изображены типичные для соответствующих глубин следы деформаций (гидрогенного и гравитационного генезиса) и жизнедеятельности организмов (ихнофаций). Анализ связей текстур поверхностей с составом и свойствами осадков показал спедующее. Влажность карбонатных и кремнистых осадков для одного и того же типа пятнистых текстур в пределах Индийского океана больше у кремнистых, что связано с разными глубинами и генезисом осадков. Плотность илов уменьшается от карбонатных осадков к глинистым и кремнистым при пятнистых текстурах поверхности (от 1,42 до 1,15 г/см³) и уменьшается при наличии на поверхности осадков норок (от 1,20 до 1,15 г/см³). Для Индийского океана прочность поверхностного слоя осадков (сопротивление вращательному срезу) уменьшается от карбонатных илов к глинистым и кремнистым (см. фиг. 3), а в кремнистых – повышается у осадков с пятнистыми текстурами поверхности в присутствии ЖМК (в текстурах биохемогенного прои схождения).

Высокая "чувствительность" современных глинистых осадков естественного сложения и влажности к внешним механическим воздействиям, приводящим к разрушению, или деформации текстурных элементов, значительно сокращает возможности изучения их внутреннего строения. Наиболее перспективен для этой цели рентгенографический метод, позволяющий получать достаточно полные и достоверные данные о внутреннем строении осадков по всему интервалу скважин [4].

Изучение внутренних текстур донных осадков Красного моря и Индийского океана методом рентгенографии проводилось по материалам шести станций. Характеристики состава и свойств изученных осадков представлены в табл. 3. Малое число образцов хотя и не позволяет предложить региональные классификации текстур и сделать выводы об их относительной распространенности и приуроченности к определенным типам седиментационных обстановок, но может существенно дополнить сведения о текстурах осадков, наблюдаемых на поверхности дна.

В значительной мере возможности метода раскрываются при сопоставлении текстурных особенностей осадков, выявленных в результате визуального описания образцов и рентгенографического анализа (табл. 4).

По данным рентгенографии для изученных осадков наиболее характерны пятнистая (ст. 209, 210, 211, 373) и комковатая текстуры, а также отсутствие сортированности материала (ст. 136, 209). Слоистость отмечается лишь для красноморских металлоносных илов. В осадках зафиксированы также различные нарушения первоначального облика (полости, каналы), происхождение которых в ряде случаев (ст. 211) в отличие от поверхностных текстур не может быть объяснено однозначно. Подобные нарушения могут связываться как с деятельностью бентосных организмов, так и с различными процессами, протекающими в толще осадка, в том числе с высачиванием флюидов сквозь осадки в рифте Красного моря (ст. 107).

Выявленные текстуры имеют, по нашему мнению, постседиментационное, раннедиагенетическое происхождение и отражают интенсивность перераспределения вещества осадков. Подтверждением этого являются различные минеральные новообразования, отмеченные в осадках. Так, например, в илах ст. 209 при визуальном описании отмечались пятна округлой и эллипсовидной форм, диагностируемые как ходы илоедов. По данным ДТА, материал пятнистых выделений практически нацело состоит из кальцита. Вмещающий осадок также состоит из кальцита, который, судя по некоторому снижению температуры эндоэффекта, является более дисперсным, чем материал выделений. На рентгенограммах каналы, заполненные крупнозернистым калыцитом, имеют повышенную, относительно вмещающего осадка, плотность, что не характерно для следов ихнофауны, оказывающей, обычно, разуплотняющее воздействие на осадок.

По мере захоронения поверхностных текстур и их перехода во внутренние, последние, хотя и наследуют определенные черты первоначального облика, в зна-

Харак теристика состава и свойств донных осадков, изученных методом рентгенографии

		Γ					
Номер станции (глубина, м)	Интервал опробова- ния, м	> 0,1 MM	0,1→ 0,05 MM	0,05 — 0,01 MM	0,01- 0,001 MM	< 0,001 мм	ρ _d , г/см ³
107 (2174)	1 3.7-3.8	5.91	1.89	22.13	51.87	18.20	1.37
136 (1237)	0.3-0.4					-	
209 (3400)	1,0-1,1	27,43	10,38	17,95	21,10	22,54	1,19
210 (3220)	0,5-0,6	<u> </u>	-	-	_	_	1,42
211 (3229)	0,5-0,6	-	-	-	-	_	1,53
373 (5140)	2,4-2,5	-	-	-	-	-	-

Таблица 3 (окончание)

Номер станции (глубина, м)	W _e ,%	₩ _L ,%	τ, кПа	рН	Eh, мВ	CaCO ₃ , %	Fe, %	M n, %
107 (2174)	500	' 100	2.8	6.25	+53	17,23	7.76	0.312
136 (1237)	-	_	_	7.56	+80	43.65	3,40	0.07
209 (3400)	128	92	19,2 8,3	7,52	+481	82,06	2,08	0,146
210 (3220)	102	81	9,3- 3,3	7,52	+448	90,01	0,68	0,08
211 (3229)	-	64	4,0- 1.7	7,54	+507	91,65	0,80	0,12
373 (5140)	-	-	-	7,15	+545	-	3,98	0,971

Примечание. W_L – влажность на границе текучести, остальные обозначения показателей свойств осадков см. в приложении к табл. 2.

чительной мере трансформируются. Степень трансформации определяется обстановкой и интенсивностью диагенетических процессов. Так, поверхностные пятнистые текстуры биогенного (см. фиг. 2, б, в) и механогенного классов (см. фиг. 1, д) в своем развитии преобразуются в комковатые, "брекчиевидные" внутренние текстуры, иногда с плохой сортировкой материала (см. фиг. 5, г). Однородные поверхностные текстуры механогенного класса (см. фиг. 1, a) переходят в пятнистые внутренние текстуры с субвертикальными или разнонаправленными участками различной плотности, образовавшимися в процессе диагенеза (см. фиг. 5, б, в). В отличие от этого близкая по фоторисунку, но отличающаяся некоторыми фотодешифрировочными признаками однородная (монотонная) поверхностная текстура рудных илов (см. фиг. 1, а, б) в связи с особенностями осадконакопления (пульсационный режим гидротермальных источников) переходит в тонкослоистую, линзовидно-слоистую внутреннюю текстуру (фиг. 5, a). Подводящие гидротермы каналы - "венты", фиксирующиеся на поверхностных фотографиях (см. фиг. 1, г), четко выделяются во внутренней текстуре вертикально ориентированными полостями, каналами пониженной рентгеновской плотности.

Для количественной оценки неоднородностей, определяемых составом и строением осадков, был применен комплексный метод их изучения, включающий рентгенографию и микрозондирование. Последнее осуществлялось внедрением конуса с углом раскрытия 30° и высотой 10 мм в грунт (скорость внедрения – 20 мм/мин) с непрерывной регистрацией лобового сопротивления грунта наконеч-

Сравнительная харак теристика особенностей литологического состава и строения осадков Красного моря и Индийского океана по данным визуального описания и рентгенографического анализа

Номер станции (глубина, м)	Визуальное описа- ние поверхности	Состав и строение осадков по колонке				
	осадка (по данным пробоотбора и подводного фото- графирования)	Интер- вал, м	Визуальное описа- ние литологичес- ких особенно стей	Рентгенографичес- кая характеристи- ка внутренних текстур		
136 (1237)	Кр Песок илистый палево-желтый, карбонатный, текстура пят- нистая	асное 0,3–0,4	м о р е Песок илистый, сильно известковый (фораминиферо- вый), палево-жел- тый, неслоистый, тугопластичный, слабовлажный; от- мечаются карбонат- ные стяжения раз- мером до 1 см	На снимке отме- чаются темные (бо- лее плотные) и свет- лые (менее плот- ные) пятна преиму- щественно изомет- ричной формы. Светлые пятна, сли- ваясь, образуют разноориентирован- ные стустки различ- ных форм и линзы. В средней и нижней частях снимка ука- занные линзы зачас-		
107 (2174)	Ил пелитовый темно-коричневый; текстура преиму- щественно одно- родная с мелкими светлыми пятнами	3,7-3,8	Ил песчаный раз- нозернистый (от тонко-до грубозер- нистого), карбонат- ный, темно-зелено- го цвета с серым оттенком, слоис- тый, тонко- и не- яснослоистый, мяткопластичной консистенции. Слоистость обу- словлена присутст- вием в середине интервала прослоев мощностью 2-5 мм, обогащенных рако- винами форамини- фер и иглами морс- ких ежей диамет- ром 0,1-0,5 мм и длиной до 5 мм. Кроме того, слоис- тость обусловлена изменением цвета материала – отме- чаются четко обособ- ленные прослои светло- и темно- серого цветов, а так- же слойки черного цвета с неясными границами в нижней части образца. По прослоям, сложенным трубо- зернистым материал	В нижней части образца отмечается споистость, обуслов- ленная различной плотностью сложе- ния слойков. Их мощность изменяет- ся от 0,5 до 5 мм. В верхней части об- разца выделяются многочисленные линзы. Здесь же линзовидное строе- ние нарушается не- сколькими крупны- ми полостями (одна из них с подводя- щим каналом). Воз- можно, это следы миграции флюидов и газов в толще осадка. Мелкие темные пятна различной формы (от изомет- ричной до изомет- ричной цо изо		

Номер станции (глубина, м)	Визуальное описа-	Состав и строение осадков по колонке				
	ние поверхности осадка (по данным пробоотбора и подводного фото- графирования)	Интер- вал, м	Визуальное описа- ние литологичес- ких особенностей	Рентгенографичес- кая характеристи- ка внутренних текстур		
	Индийски		океан			
209 (2400)	Ил алевро-пели- товый карбонат- ный; текстура пят- нистая; отмечают- ся отдельные пел- летные образова- ния	1,0-1,1	Ил песчаный гли- нисто-известковый, тугопластичный, мелкокомковатый, неспоистый. Цвет палево-бурый. На фоне бурой окраски заметны белесые пятна округлой и эллипсоидальной форм (до 10 мм в поперечнике)	На фоне мелких изометричных пятен в средней части снимка выделяются несколько участков повышенной плот- ности вытянутой формы, параллель- ные между собой и ориентированные субвертикально		
210 (3220)	Ил пелит-алев- ритовый коричне- вого цвета с желты- ми пятнами, карбо- натный; текстура пятнистая	0,5-0,6	Ил песчано-алев- рито-глинистый с желтым оттенком, слабо влажный, не- слабо влажный, не- оракция представ- вена раковинами форакция представ- вена раковинами форакция представ- вена раковинами форакция представ- то- серого до белого серого серого серого до белого серос серос серос серос серос серос серос серос серос серос серос сер	Пятнистость при- урочена в основном к нижней части об- разца. Характер че- редования светло- и темноокрашенных пятен свидетельст- вует о том, что ме- нее плотные (свет- лые) участки образ- ца отделяются друг от друга узкими, относительно более плотными (темны- ми) каемками. Многочисленные светлые мелкие пятна в верхней части образца соот- ветствуют, по-види- мому, крупным порам		
211 (3229)	Ил глинистый карбонатный; текс- тура пятнистая с отдельными штопо- рообразными пел- летными образова- ниями	0,5-0,6	Ил глинисто-из- вестковый алевро- пелитовый до пес- чанисто-алеврито- вого, палево-жел- тый, пластичный. Текстура неслоис- тая, беспорядоч- ная. Карбонат- ность обусловлена примесью (до 10- 20%) раковин фораминифер алеврито-мелко- песчаной размер- ности	В центре снимка отмечаются участ- ки пониженной плотности (свет- льке), имеющие вы- тянутую форму и ориентированные вертикально. Диаг- ностируются как каналы миграции поровых вод в свя- зи с уплотнением осадков. Кроме того, флукту ации плот- ности проявляются в виде облачных стустковых скопле- ний близко распо- ложенных мелких светлых пятен, соот- ветствующих круп- ным порам		
				2* 35		
Номер станции (глубина, м)	Визуальное описа- ние поверхности осадка (по данным пробоотбора и подводного фото- графирования)	Состав и строение осадков по колонке				
-------------------------------	--	--------------------------------------	---	--	--	
		Интер- вал, м	Визуальное описа- ние литологичес- ких особенностей	Рентгенографичес- кая характеристи- ка внутренних текстур		
373 (5140)	Ил кремнисто- глинистый коричне- вого цвета; участ- ками осветленный, с "пеллетами"; текстура пятнистая	2,4-2,5	Ил алеврито-пе- литовый кремнис- то-глинистый ко- ричневого цвета, пластичный, не- слоистый. На ко- ричневом фоне отмечаются мелкие изометричной фор- мы включения свет- ло-коричневого цве- та диаметром 0,5– 2 мм	Более светлый тон в верхней и нижней частях сним- ка свидетельствует об уменьшении плот- ности образца от середины. Пятнистость ана- логична обр. 210, с той лишь разни- цей, что градиент плотности между темными и светлы- ми участками более низкий. Плотные включения эллипсо- видной формы при- урочены к зонам изменения плотнос- ти. Размер пятен варьирует от 1 до		

нику зонда (точность регистрации глубины внедрения — $\pm 0,1$ мм, точность измерения усилия внедрения — ± 10 г). Графики изменения лобового сопротивления грунта наконечнику зонда в зависимости от глубины внедрения и рентгенограммы для удобства сравнения были приведены к одному масштабу (см. фиг. 5).

Сопоставление результатов определений показало их высокую сходимость. Сочетание указанных методов позволяет выявлять неоднородности строения грунта и количественно оценивать их в заданных направлениях.

* * *

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. В результате изучения фотографий поверхности донных осадков выделен ряд дешифрировочных признаков, позволяющих распознавать их генетическую природу и состав (вплоть до выделения металлоносных осадков) в зависимости от приуроченности к различным структурным элементам ложа океана.

2. Разработка системы дешифрировочных признаков позволит использовать ее для построения региональных литологических и инженерно-геологических карт дна океана по методу аналогий с выборочным разреженным опробованием донных осадков.

3. Предложенные региональные классификации поверхностных текстур донных осадков Красного моря и Индийского океана нуждаются в дальнейшей детализации. Несомненно, что опыт построения подобных классификаций необходимо распространить на другие зоны Мирового океана, расширяя набор фотодешифрировочных признаков.

4. Наличие генетических связей между поверхностными и внутренними текстурами, определяющими физико-механические свойства донных осадков, позво-



Фиг. 5. Текстурные особенности и изменчивость прочностных свойств донных осадков Красного моря (a) и Индийского океана ($\delta - \epsilon$)

a - ct. 107 (инт. 3,7-3,8 м); слоистая, линзовидная, кавернозная текстура; на диаграмме отмечается падение прочности от периферии к центру; пониженные значения прочности соответствуют на снимке "ослабленной" зоне (белая полоса в центре) и кавернам (вентам); максимумы по краям диаграммы отвечают слойкам с повышенной плотностью. В нижней части диаграммы на фоне широкого максимума отмечаются локальные падения прочности, соответствующие слойкам с относительно низкой плотностью; $\delta - ct. 210$ (инт. 0,5-0,6 м); пятнистая текстура; "фоновая" величина прочности, за исключением пилообразных мелких минимумов и максимумов, постоянна по всей длине образца; $\sigma - ct. 211$ (инт. 0,5-0,6 м); пятнистая, канальчатая текстура; на диаграмме прочность увеличивается снизу вверх; минимальные значения прочности соответствуют разуплотненным (светлым) участкам; $\varepsilon - ct. 373$ (инт. 2,4-2,5 м); пятнистая ("брекчиевидная") текстура; наиболышие значения прочности на диаграмме соответствуют участкам сосредоточения темных (плотных) пятен на снимке. Увел. 1,5

ляет использовать фотодешифрировочные признаки для прогнозирования свойств отложений, находящихся на ранней стадии диагенеза.

5. Сочетание методов рентгенографии и микрозондирования позволяет связать неоднородности внутреннего строения осадков с изменчивостью их механических свойств.

Список литературы

- 1. Айбулатов Н.А., Друщиц В.А. Роль биогенного фактора в переносе и переотложении осадков в шельфовой зоне морей и океанов // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 194-214.
- 2. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. М.: Недра, 1969. 706 с.
- 3. Ботвинкина Л.Н. Споистость осадочных пород // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 59. 1962. 542 с.
- 4. Воскобойников В.М., Краковский Б.И. Методика рентгенографического исследования строения субаквальных осадков // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 4. С. 131–136.

- 5. Иванов А.В. Погонофоры. Фауна СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 269 с.
- 6. Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 268 с.
- 7. Петтиджон Ф.Д. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- 8. Свальнов В.Н., Шишкова Е.Ю., Мурдмаа И.О. Осадкообразование в радиоляриевом поясе Тихого океана по фотографиям дна // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 2. С. 12-24. 9. Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
- 10. Твенхофел У.Ф. Учение об образовании осадков. М.: ОНТИ, 1936. 215 с.
- 11. Bjers C.W. Geological significance of Marine Biogenic Sedimentary Structure // Anim.-Sediment Relat.: Biog. Alterat Sediments. 1982. P. 221-256.
- 12. Schwarz H.V. Subaqueous slope farluresexperiments and modern occurences // Contributions to Sedimentology. 1982. № 11. P. 76-81.

Одесский государственный университет

Поступила в редакцию 28. V.1990

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1991

УДК 553.319:551.353

© 1991

Хворова И.В., Серова В.В.

НЕРУДНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СУЛЬФИДНЫХ ПОСТРОЕК

Рассмотрены состав и структурные особенности нерудных компонентов из гидротермальных построек, развитых в рифтовых зонах хр. Хуан-де-Фука и Калифорнийского залива. Основные минералы (барит, ангидрит и гипс, кальцит, своеобразный комплекс глинистых минералов, опал, реже кварц) образуют ряд ассоциаций. Взаимоотношение минералов указывает на формирование в изменчивой, пульсационной среде, обусловившей большую неоднородность отложений.

После обнаружения в 60-х годах в системе рифтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) выходов металлоносных плюмажей рифтовые зоны океанов привлекли к себе большое внимание океанологов и рудников. Как известно, в настоящее время на ВТП открыто несколько участков, где формируются сульфидные руды, ассоциирующие с современными гидротермальными источниками. На выходах последних возникают своеобразные постройки — гидротермальные холмы, столбы, башни, увенчанные дымами черных и белых "курильщиков"; часто постройки сложены сульфидами мсталлов (Fe, Zn, Pb, Cu) и рядом нерудных компонентов. Высота этих построек достигает 70 м, а в отдельных случаях – 100 м.

Эффективное изучение этих образований стало возможным лишь с применением глубоководных обитаемых аппаратов.

В продолжение серии исследований по металлогении рифтовых зон океана, которая была начата экспедициями в юго-восточной части Тихого океана в 1972 г. (8-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев"), в 1986 г. Институтом океанологии АН СССР были проведены работы на двух полигонах (фиг. 1): в южной части хр. Хуанде-Фука и в Калифорнийском заливе, в котловине Гуаймас (экспедиция 12-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" под руководством чп.-корр. АН СССР А.П. Лисицына). Эти полигоны, несмотря на принадлежность к одной системе поднятий Срединного хребта Тихого океана (Восточно-Тихоокеанскому поднятию) и близкую скорость спрединга (около 6 см/год), существенно различаются.

Хребет Хуан-де-Фука расположен в северо-восточной части океана, в 400– 700 км от побережья Северной Америки, примерно между 44,5 и 50° с.ш. и близ 130° з.д. Он входит в состав группы северных хребтов системы Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и отделен трансформными разломами Сованко (на севере) и Бланко (на юге) от хребтов Эксплорер и Горда.

Хребет Хуан-де-Фука имеет северо-восточное простирание, протяженность его около 500 км при ширине до 25 км. В осевой части хребта расположена относительно прямая рифтовая долина глубиной 80–100 м и шириной 1–3 км, ограниченная по бортам крутыми разломами (эскарпами). Дно долины находится на глубине около 2200 м и покрыто исключительно свежими базальтами. Вдоль оси проходит узкая расщелина – центр современных лавовых излияний и локус гидротермальной деятельности. Долина осложнена подводным поднятием (гора Осевая), находящимся на пересечении хребта с цепочкой подводных гор (Пратт-Уэлкер, Эйкельберг, Кобб).



Фит. 1. Схема расположения полигонов Хуан-де-Фука и Гуаймас (12-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш")



Фиг. 2. Батиметрическая карта кальдеры горы Осевой (хр. Хуанде-Фука)

1 – дночерпатели; 2 – погружение "Пайсисов". Точками обозначены геологические станции

Полигон Хуан-де-Фука был расположен на горе Осевой, вершина которой осложнена плоскодонной кальдерой с приуроченными к ней гидротермальными полями (фиг. 2). Одной из особенностей долины является почти полное отсутствие осадочного покрова (мощность осадков в кальдере не превышает 20 см).

Калифорнийский залив — очень молодая океаническая структура, развивающаяся из континентального рифта. Здесь океанский рифт продолжается на континент, а затем далее к северу вновь выходит в океан. Рифт Калифорнийского залива серией трансформных разломов разбит на отдельные сегменты, смещенные по отношению к общему направлению простирания рифта. На юге он переходит в ВТП, на севере — в континентальный трог Солтон. В заливе выделяется несколько котловин, в одной из них — котловине Гуаймас — и проводились работы (полигон Калифорнийский залив).

Котловина (240 × 60 км) осложнена двумя кулисообразно расположенными грабеноподобными трогами (Северным и Южным) шириной 3–5 км. В них откартировано несколько небольших холмов. В трогах в ходе глубоководного бурения было пробурено несколько скважин, которые вскрыли толщу позднечетвертичных осадков, вмещающих мощные долеритовые силлы и дайки [7]. Такие комплексы обычно определяют как силло-седиментационные. Появление их иногда связывается с очень большой скоростью осадконакопления (лавинная седиментация): мощные осадочные толщи могут в определенных условиях затруднять поднятие базальтовой магмы и препятствовать ее поступлению на поверхность дна.

Таким образом, в отличие от хр. Хуан-де-Фука, где горячие минерализованные растворы поступают на дно непосредственно из базальтового фундамента, в котловине Гуаймас они проходят через мощную (до 500 м) толщу терригенно-биогенных (глинисто-кремнистых) осадков.

На обоих полигонах использование глубоководных обитаемых аппаратов позволило не только провести поиски и геологическое картирование гидротермальных полей, но и всесторонне изучить гидротермальные проявления: морфологию построек, температурный режим гидротерм, связанную с ними биоту, влияние их на окружающую водную массу и донные осадки.

В процессе этих работ был собран общирный каменный материал, дающий информацию о составе гидротермальных построек и дымов.

Оба региона ранее изучались зарубежными экспедициями, им принадлежит открытие здесь современных гидротерм. По полигону Хуан-де-Фука это работы [5, 6, 9, 10, 12, 14], по полигону Калифорнийский залив – [10, 11].

Следует отметить, что, хотя публикаций уже довольно много, каждая новая экспедиция дает дополнительную существенную информацию, касающуюся обстановки и процессов рудогенеза, а также вещественного состава и строения гидротермальных образований.

Данная статья посвящена результатам изучения нерудной составляющей "курильщиков", на которую до сих пор обращалось мало внимания.

Основные черты морфологии построек. На хр. Хуан-де-Фука в центральной части гидротермального поля кальдеры горы Осевой были обнаружены два типа построек. Первый тип — это небольшие холмообразные тела, заполняющие понижения между вулканическими подушками. В плане они имеют форму эллипса, вытянутого в субмеридиональном направлении и имеющего длину ~ 2 и ширину $\sim 0,5$ м. Высота тел не более 0,5 м. Поверхность их неровная с многочисленными мелкими (диаметр $\sim 5-10$ см) шарообразными наростами. Окраска поверхности темно-серая, несколько светлее окружающих базальтов. Отмечаются многочисленные неправильной формы темно-бурые пятна и белые полосы, последние часто довольно протяженны и хаотично ориентированы. Постройки сложены баритом с рассеянной сульфидной вкрапленностью.

Второй тип, более обычный — это трубы высотой до 2 м и диаметром 20-40 см [12]; экспедицией при погружениях на "Пайсисах" были обнаружены две более

крупные трубы – колонны (диаметром 5 и высотой 10 м), расположенные близко (менее 10 м) одна к другой. Поверхность их неровная, осложнена многочисленными выступами и кавернами. Вершины колонн имеют мелкие трубообразные выросты (шпили). Основным рудным минералом, слагающим колонны, является сфалерит. Отдельные выросты на колоннах сложены сульфатом кальция (ангидритом или гипсом) с вкрапленностью сульфидов. Опробование основных рудных образований колонн оказалось весьма сложным. Очень твердый материал не дает возможности взять манипулятором образец. На борт судна удалось поднять только два небольших обломка.

В котловине Гуаймас обнаружено большое разнообразие построек, различающихся морфологией, размерами, температурным режимом и соотношением рудных и нерудных компонентов.

Гидротермальные проявления здесь могут быть разделены на три группы: 1) приуроченные к депрессиям между поднятиями в трогах; 2) пространственно связанные с последними; 3) приуроченные к сбросовым уступам, обрамляющим трог.

В экспедиции получены материалы только по первым двум группам образований. В пределах первой группы выделяются два типа построек. Наиболее характерная постройка первого типа приурочена к периферии гидротермального поля. Нижняя часть ее представляет собой пологий цоколь диаметром 20-25 и высотой 3-5 м. На цоколе расположены небольшие (10-20 см) трубообразные выросты – одиночные и в виде цепочек. В центре цоколя находится похожая на усеченный конус вершинная часть высотой 3-5 м с довольно крутыми ($40-50^{\circ}$) склонами. Плоская вершина имеет диаметр 4-5 м. На ее поверхности присутствуют многочисленные мелкие трубовидные образования, аналогичные обнаруженным на поверхности цоколя.

Второй тип построек, занимающих основное пространство гидротермального поля, имеет более простое строение. Форма их приближается к конической, высота не более 10 м. Диаметр центрального канала достигает 0,5 м.

Ко второй группе относятся постройки высокотемпературных гидротерм ("черных курильщиков"). Они представлены высокими (до 50 м) колоннами диаметром ~3 м; некоторые из них имеют "шляпу", придающую сооружению вид пагоды. Состоит "шляпа" из ассоциации карбонатов, сульфатов и сульфидов. Венчается она небольшой трубой, из которой поступает темная взвесь – "черный дым".

Одна из особенностей котловины — локальное пропитывание гидротермальных построек и участков дна вблизи них жидким битумом. Кроме того, здесь встречаются постройки, сложенные обычным осадочным материалом, сцементированным продуктами гидротерм.

Минеральный состав и структура нерудной части гидротермальных построек. Минеральный состав нерудной части характеризуется большим разнообразием. Различаются: барит, сульфаты кальция (ангидрит и гипс), кальцит, опал, кварц и глинистые минералы¹. Все эти минералы образуют довольно сложные сочетания и характеризуются различными формами выделения.

Барит раскристаллизован неравномерно. Часто это пелитоморфное вещество (баритовый микрит), обычно слагающее мелкие (0,075-0,15 мм) неправильные или удлиненные сгустки. Их агрегаты нередко составляют "основу" ажурнопористого костяка породы и образуют корки на поверхности органических остатков (вестиментифер). Иногда внутри сгустков появляются отдельные тонкие кристаллики барита, количество которых может увеличиваться к периферии,

¹ Все минералы определялись оптически; подтверждены рентгендифрактометрическим и химическими анализами.



Фиг. 3. Барит — лучистые агрегаты и пелитоморфные сгустки (внизу). Шлиф, увел. 35, без анализатора; обр. 1473, рифтовая долина хр. Хуан-де-Фука, гл. 1585 м

при этом располагаются они радиально и пелитовые сгустки переходят в тонкокристаллические сферолиты. Многие участки образованы перисто-метельчатыми агрегатами тонких и длинных (до 1-2 мм), "нитевидных" кристаллов, пространство между которыми заполнено баритовым пелитом (фиг. 3). Барит встречается также в виде столбчатых и пластинчатых гипидиоморфных кристаллов, как мелких ($0,01 \times 0,05-0,15$ мм), так и довольно крупных ($0,05 \times 0,25-0,4$ мм). Они целиком слагают отдельные участки породы, а также обрастают сгустки и инкрустируют стенки пор и каверн. Очевидно, первоначально сульфаты бария выпадали в виде тонкодисперсного вещества, претерпевшего затем быструю и неравномерную перекристаллизацию. Кроме того, барит изредка встречается в виде крупных (до 1 мм) идиоморфных кристаллов.

Сульфаты кальция — это преимущественно ангидрит, но местами вместе с ним в значительных количествах присутствует гипс. Ангидрит наблюдается в идиоморфных и гипидиоморфных пластинчатых кристаллах, размер которых варьирует в пределах шлифа; одни участки состоят из кристалликов величиной 0,05 мм и меньше, в других преобладают кристаллы > 0,1 или > 0,25 мм. Характерно присутствие "звездчатых" сростков (фиг. 4, *a*) и сильно вытянутых кристаллов, образующих агрегаты в виде расходящихся лучей. Последние иногда "осложнены" метельчатыми отростками из тонких ангидритовых нитей (см. фиг. 4, *б*). В центре таких сростков и "лучей" часто наблюдаются темные включения с рассеянными мельчайшими кристаллами сульфидов.

Ангидритовые образцы пористы, но в некоторых случаях поры заполнены гипсом, пойкилитово включающим кристаллы и агрегаты кристаллов ангидрита.



Фиг. 4. Ангидритовые участки разного строения *а* – пористая масса мелкокристаллического ангидрита. Шлиф, увел. 35, без анализатора; обр. 1534/1, котловина Гуаймас, Калифорнийский залив, гл. 1990 м; *б* – метельчатый агрегат ангидрита. Шлиф, увел. 96, без анализатора; обр. 1525/3, там же, гл. 2000 м

В формах выделения барита и ангидрита есть общие черты (лучистые aгрегаты, гипидиоморфные крупные кристаллы), но в отличие от барита пелитоморфный ангидрит встречен не был и в целом раскристаллизация его выражена лучше.

Карбонат кальция (кальцит) раскристаллизован очень неравномерно. Участки тонко- и микрозернистые (< 0,01 мм) соседствуют с мелко- и среднезернистыми (до 0,5 мм)- и крупнокристаллическими (до 2 мм); пелитоморфный кар-



Фит. 5. Кальцитовые образования в виде растворяющихся трубок. Шлиф, увел. 35, без анализатора; обр. 1541/1, котловина Гуаймас, Калифорнийский залив, гл. 2000 м

бонат менее распространен. Кристаллы ксено- и идиоморфные, причем часто это ромбоздры, местами зонарного строения. Характерны своеобразные агрегаты. Одни из них состоят из пелитоморфного карбоната, слагающего удлиненные комочки и нити; последние образуют кустистые формы, внешне похожие на микроколонии эпифитона (сине-зеленые водоросли). Другие, развитые значительно шире, — представляют собой скопления трубок (0,06–0,09, реже до 0,15 мм в поперечнике), стенки которых образованы очень микрозернистым кальцитом. Трубки осложнены "ветками" (фиг. 5), веерными и сноповидными скоплениями. Размеры их разные, крупные достигают 1,0 см. Наряду с довольно правильными формами наблюдается беспорядочное скопление обломков трубок. При перекристаллизации трубки могут полностью исчезнуть, но по расположению новообразованных мелких кристаллов иногда можно судить об их былом присутствии.

Крупнокристаллический кальцит образует крустификационные корки на стенках пустот.

Глинистые минералы – это главным образом гидратированный тальк, иногда с примесью сапонита; отмечается также смешанослойная фаза (тальк – сапонит)² [2]. Уже невооруженным глазом видно, что такие участки состоят из тонких (<1 мм) нитей, образующих веерные, кустистые и метельчатые, в целом беспорядочно ориентированные агрегаты. На многих нитях наблюдаются гроз-

² В дальнейшем для краткости будем условно пользоваться термином смектит.



Фиг. 6. Нитевидные глинистые образования. На поверхности нитей – глинистые агрегаты. Электронно-микроскопический снимок, обр. 1541, котловина Гуаймас, Калифорнийский залив, гл. 2000 м

ди округлых глинистых наростов (фиг. 6). Микроскопическое изучение показывает, что внутри нитей часто встречаются поры, огранка которых соответствует пластинчатым кристаллам и их агрегатам. Поры могут быть ориентированы правильными рядами, и глинистое вещество образует на них как бы "футляры", но нередко оно частично или почти нацело заполняет такие пустоты. Кроме нитевидных присутствует много неправильных, звездчатых, амебо- и корковидных глинистых образований.

Форма глинистых минералов листоватая, и они часто слагают леписферы размером 30-100 мкм. Нити и другие агрегаты обычно имеют зональное строение, где остальные зоны различаются по степени раскристаллизации и ориентировке глинистых частиц. Чем больше зон, тем толще нити. Структура глинистых образований иногда подчеркивается выделением битума на поверхности агрегатов и в центре нитей.

Гидротермальные минералы кремнезема представлены опалом, редко кварцем. Опал встречается часто, хотя не повсеместно, как второстепенный компонент. Преобладают две формы его выделения.

Во-первых, это мелкие (< 0,01 мм) глобули. Они концентрируются на некоторых кристаллах и агрегатах кальцита, барита и на сульфидных дендритах, а также образуют пленки и натеки на стенках пор. Встречены своеобразные скопления полуслившихся опаловых глобуль в виде цепочек, в центре которых прослеживаются тончайшие нити оксидов железа (фиг. 7). Такие цепочки могут раздваиваться, пересекаться и создавать запутанные клубки, иногда распознаваемые лишь по "железистым нитям" в опаловой массе. Допускается, что эти железистые нити являются бактериальными образованиями. Фиг. 7. Цепочка опаловых глобулей, в центре с тончайшей нитью оксидов железа. Рисунок со шлифа, обр. 1473/1, рифтовая долина хр. Хуан-де-Фука. Гидротермальное поле в северной части кальдеры

Во-вторых, опал замещает барит и кальцит. Иногда это замещение неполное, но местами крупные (до 10 мм) участки сложены сплошным опалом, в массе которого сохранились лишь контуры кристаллов и их агрегатов.

В отличие от опала, кварц был встречен в единичных образцах. Обычно он представлен неправильными, угловатыми зернами, размером 0,1-0,25 мм, образующими плотную мозаику, с микростиллолитовым и инкорпорационным соотношением зерен. Для них характерны трещиноватость и волнистое угасание. В тех же образцах (шлифах) присутствуют халцедоновые сферолиты (0,15 мм) с концентрически-зональным строением в периферической части. В некоторых из них нередко проявлена кристаллическая огранка. Сферолиты могут образовывать небольшие сростки.

Главные минеральные ассоциации³. Рассмотренные минералы образуют определенные сочетания, связанные с той или иной постройкой или ее частью (зоной). Практически все ассоциации являются сульфидоносными и содержат то или иное количество сульфидов разного состава (преобладают пирротин и сфалерит). По преобладающему компоненту выделяются следующие минеральные ассоциации (таблица): сульфидно-баритовая с опалом, сульфидно-опалово-кальцитово-баритовая, сульфидно-опалово-кальцитовая, сульфидно-смектитово-ангидритовая с гипсом, сульфидно-смектитовая и многокомпонентная: сульфидно-баритово-смектитово-карцевая с опалом.

Сульфидно-баритовая ассоциация слагает отложения серого цвета со светлыми и более темными участками; в некоторых образцах наблюдаются расплывчатые пятна охристых и красноватых оттенков. Отложения в разной степени пористые и кавернозные, но иногда довольно плотные, причем наблюдались образцы с чередованием плотных и пористых зон.

Образцы характерны для небольших (высота 10-50 см) построек ("султанчики"), расположенных рядом с термальными источниками или вблизи их и на склонах крупных гидротермальных сооружений. Иногда в отложениях много остатков вестиментифер в виде полых или крустифицированных баритом трубок.

Основная масса отложений состоит из сгустково-лучистых и перисто-метельчатых агрегатов барита. Вместе с ними в подчиненных количествах присутствуют сульфиды (преимущественно Fe и Zn), оксиды железа, гипс и опал.

Сульфиды в виде идиоморфных кристаллов и глобуль (0,025-0,05 мм) могут быть рассеяны, но часто сливаются в цепочки, неправильные сростки, дендриты, а также образуют сплошные массы. В соотношениях сульфидов и барита не улавливается строго закономерного "структурного" подчинения. Внутри метельчатых и лучистых агрегатов барита присутствуют сульфидные глобули и их сростки, причем они не влияют на расположение и форму баритовых кристаллов и как бы включены в агрегат последних. Вместе с тем местами наблюдается скопление

³ Под ассоциацией здесь понимается наблюдаемое (а не парагенетическое) сообщество минералов.

Ассоциации	Состав сульфи- дов	Второстепенные минералы	Структура	Номер образца
 Сульфидно-ба- ритовая и суль- фидно-опалово- кальцитово-бари- товая	нарротин, сфалерит, халь- копирит	и Опал, окси- ды железа, гипс (мало)	Сгустковая, сгустково-лу- чистая, метель- чатая, кристал- ломорфная	1473 1519/2,7 1524 1528/1,6 1583 1614/8a
Сульфидно- опалово-кальци- товая	То же	Смектиты (очень редко)	Неравномер- ная: кристалло- морфная, колло- морфная, денд- ритовая, ветко- видная, веерная, трубчатая	1525-1,2 1534-5 1541/1a,6 1529/5a,7 1575/4,8 1583/3,5 1615/1
Сульфидно- (гипсово)-ангид- ритовая и суль- фидно-смектито- во-ангидритовая с гипсом	Пирротин, халькопирит, сфалерит		Кристалло- морфная, пойки- литовая, (ангид- рит в гипсе), звездчатая, веер- ная, крестообраз- ная	1519/9,14 1525/3,5 1534/1a 1614/1,3,8a 1615/7 1614/1,3
(Сульфидно)- смектитовая			Разнообразные колломорфные агрегаты	1519/4,76 1529/3,4 1541/2,3 1583/4 1614
Сульфидно- многокомпонент- ная (смектитово- баритово-кварце- вая с опалом)	Сфалерит, пирротин, халь- копирит		Неравномер- ная: кристалло- и колломорфная	1534

Примечание. 1. Полужирным шрифтом выделены главные минералы сульфидов. 2. Обр. 1473 взят из кальдеры горы Осевой (хр. Хуян-де-Фука), остальные образцы – из котловины Гузймас. 3. В скобках приведены минералы, встречающиеся в ассоциации не повсеместно. 4. Обр. 1473, 1519/4,76 – жидкие битумы, в обр. 1583/3,5 – мало опала.

сульфидных глобуль на границе между мелко- и крупнокристаллическими зонами барита; это можно объяснить либо тем, что после отложения одного баритового "слоя" произошло оседание сульфидов, а затем возник новый баритовый "слой", либо тем, что при раскристаллизации сульфата бария имело место некоторое перемещение рудного вещества. Нередко даже в пределах шлифа одни поры крустифицированы баритовыми кристаллами, а другие (соседние) – оторочены сульфидными выделениями. Очевидно, образование обоих компонентов было близким по времени и пульсационным.

Как указывалось, в некоторых баритовых отложениях наблюдаются красноватые пятна (образцы с полигона на хр. Хуан-де-Фука). Это связано с присутствием оксидов железа. Они окращивают поверхность баритовых сгустков и лучистых агрегатов, отмечаются иногда внутри последних между кристаллами, но чаще концентрируются на периферии пор и каверн, в том числе в трубках вестиментифер. С поверхности каверн они проникают и внутрь баритового субстрата. Местами оксиды железа образуют "ядра" в мельчайших (0,0075-0,03 мм) опаловых глобулях, а также встречаются в виде гроздевидных скоплений на стенках пор и, как было показано выше, слагают нитевидные цепочки (см. фиг. 7). Оксиды железа не являются здесь продуктом изменения сульфидов, а представляют самостоятельные образования и сосредоточены на внешней поверхности построек; судя по форме выделения, можно предполагать их связь с жизнедеятельностью бактерий.

В баритовых отложениях часто присутствует опал. О формах его нахождения сказано выше. Добавим лишь, что он является наиболее поздним выделением по отношению и к бариту, и к сульфидам, и к оксидам железа.

Кроме перечисленных минералов в резко подчиненном количестве встречаются мелкие (от 0,03 до 0,15 мм) таблитчатые кристаллы гипса, нарастающие местами на стенки пор; иногда в них включены кристаллики барита.

В баритовой массе изредка попадаются единичные раковинки радиолярий и створки диатомей, а иногда отмечаются резко очерченные поры, по форме соответствующие органогенным остаткам.

Встречаются также баритовые отложения с многочисленными ярко-белыми включениями кальцита и большим количеством опала (опалово-кальцитовобаритовая ассоциация); в структурно-композиционном отношении эта ассоциация является переходной к рассматриваемой ниже. Соотношение минералов показывает, что кальцит, заполнивший пустоты в баритовой массе, возник позднее сульфата бария, опал же — на заключительных стадиях образования ассоциации. Соотношение карбоната кальция и кремнезема здесь то же, что и в следующей ассоциации.

Сульфидно-опалово-кальцитовая ассоциация образует довольно твердую породу, обычно неравномерно окрашенную в темно- и светло-серый цвета, что определяется распределением рудного и карбонатного материалов. Местами отмечаются кальцитовые прожилки и друзы.

Образцы взяты в котловине Гуаймас из небольших столбчатых и конусовидных построек (пагод) или из обломочных накоплений у основания крупных активных рудных сооружений (трубы, башни); такие образцы представляют фрагменты стенок старых разрушенных построек. Судя по крупным обломкам, можно считать, что внешняя часть стенок труб более карбонатна, чем внутренняя, сильнее насыщенная сульфидами.

Кальцит представлен тонкозернистой и более крупнораскристаллизованной разностями, сочетающимися неравномерно и беспорядочно. Постоянно присутствуют трубчатые и ветвистые агрегаты (см. фиг. 5). Опал тоже распределен пятнисто, и в пределах шлифа участки с незначительным его содержанием соседствуют с почти бескарбонатными, где опал — основной нерудный компонент. Границы между такими участками довольно резкие и неровные; они "секут" основные структурные элементы породы, что особенно наглядно проявляется там, где присутствуют веерные и другие образования. В карбонатных участках опал тонкой пленкой покрывает кристаллы кальцита там, где они неплотно прилегают друг к другу, и частично замещает их. В бескарбонатных "пятнах" опал встречается в виде сплошных масс, в которых можно различить контуры прежних зерен кальцита и характерных трубчатых и ветвистых сростков, а также образует натеки на сульфидных выделениях и стенках пор. Изредка встречаются тонкие (0,015 мм) и длинные (до 0,4 мм) опаловые нити, концентрирующиеся в пучки; пространство между нитями заполненно тонкозернистым кальцитом и мельчайшими выделениями сульфидов. Пучки могут переходить из карбонатного участка в опаловый. Неясно, представляют ли они первично кремнистые образования или развивались по карбонатам.

Сульфиды в рассматриваемой ассоциации представлены различными формами: палочковидными, неправильными и дендритовыми стяжениями, мелкими идиоморфными кристаллами и их сростками. Там, где кальцит мелкозернистый, выделения сульфидов обычно мелкие и нередко концентрируются на поверхности и внутри карбонатных агрегатов. В более крупнораскристаллизованной породе сульфидные выделения крупнее. Их соотношения с кальцитом разнообразны: они встречаются внутри кальцитовых зерен и между ними, а также развиваются "независимо" — сульфидное стяжение (например, дендрит) может быть заключено в одном или нескольких кристаллах кальцита. В общем взаимоотношение сульфидов и карбонатов довольно сходно с тем, что наблюдается в сульфидно-баритовой ассоциации, но так как среди карбонатов крупнокристаллических разностей больше, чем в баритовых отложениях, то "захват" рудных минералов нерудными здесь выражен резче. В опале выделения сульфидов имеют ту же форму, что и в карбонатах. При этом один крупный сульфидный сросток, например дендритовый, может переходить из карбонатного участка в опаловый. В целом опаловые участки более пористы и в них больше сульфидных дендритов, обычно слошь покрытых натеками опала. В некоторых порах опаловые натеки "обросли" тончайшей (0,0075-0,01 мм) глинистой пленочкой, иногда имеющей зональное строение. Встречаются образцы почти без опала, в которых присутствует заметное количество метельчатых агрегатов смектита (переход к другой ассоциации).

Последовательность выделения трех минеральных фаз не всегда можно определить однозначно. Очевидно, микро- и тонкозернистые карбонатные агрегаты возникали несколько раньше, чем сульфиды, концентрирующиеся на их поверхности. Однако кристалло- и колломорфные выделения сульфидов часто располагаются и "независимо" в относительно крупнораскрисгаллизованной массе кальцита. По-видимому, отложение карбонатов и сульфидов происходило практически одновременно. Это подтверждает и состав друз на стенках пустот, где вместе с кальцитом присутствуют кристаллы сульфидов.

Опал — более позднее образование. Мы видели, что он неравномерно замещает карбонаты и обрастает сульфидные агрегаты. Распределение его в отложениях очень неравномерно, пятнисто.

Сульфидно-(гипсово)-ангидритовая и сульфидно-смектитово-ангидритовая ассоциации объединяют отложения, в которых главным или существенным компонентом является сульфат кальция. Обе ассоциации композиционно связаны переходами и могут рассматриваться как разновидности.

Окраска и физические свойства этих образований определяются относительным содержанием нерудных и рудных компонентов. Там, где много последних, порода тверже и темнее, там где их мало, — светлее и менее крепкая, а при значительном содержании глинистого вещества становится рыхлой. Рассматриваемые отложения встречены на холмах, венчаемых крупными трубами и башнями, с активными "черными курильщиками". Образцы взяты из небольших "паразитических" труб на склонах холмов и из скоплений обломков вблизи подножья крупных сульфидных построек. В некоторых образцах обнаружены многочисленные прямые полые трубковидные каналы (d 1-2 см), стенки которых покрыты черным рудным налетом и мелкими кристалликами пирротина. Трубки располагаются параллельно и, возможно, отмечают места выхода флюидов.

Первая разновидность ассоциации состоит из мелких и более крупных кристаллов ангидрита, распределенных в породе неравномерно. На некоторых участках много сильно вытянутых кристаллов, располагающихся веерообразно. Встречаются ветковидные формы (см. фиг. $4, \delta$). В одних образцах ангидрит слагает пористую массу (см. фиг. 4, a), а в других пойкилитово включен в гипсе. Сульфидных выделений сравнительно немного; представлены они рассеянными пылевидными зернами и мелкими стяжениями, но местами образуют скопления в виде мелких дендритов. Последние тяготеют к участкам с веерными агрегатами ангидрита, концентрируясь на поверхности удлиненных кристаллов. Почти во всех образцах попадаются в незначительном количестве смектитовые агрегаты.

Вторая разновидность отличается от первой большим количеством смектитов. О составе и формах выделения последнего уже говорилось. В ангидритовой массе участки со смектитовыми агрегатами распределены неравномерно: на одних они почти отсутствуют, на других – обильны (их количество может быть соизмеримо с сульфатом). Они представлены разнообразно: в виде прямых тонких (0,015-0,020 мм) прутиков, слагающих веерные агрегаты, палочек с перпендикулярно отходящими отростками, обтекаемо-звездчатых (шестилучевых) образований и мелких бобовин⁴. Минеральный состав и структурная характеристика их приведены в работе [2]. Соотношение таких смектитовых образований с ангидритом довольно сложное и в любом шлифе различаются две его генерации. Первая представлена гипидиоморфными кристаллами, замутненными примесью тонкодисперсного вещества (смектит?), вторая — чистыми, прозрачными, более правильными кристаллами.

"Замутненный ангидрит" тесно ассоциирует со смектитовыми образованиями, и формы их выделения сходны; в смектитовых агрегатах иногда наблюдаются следы ангидрита. Можно предположить, что обе минеральные фазы возникли почти одновременно. Прозрачные кристаллы обрастают смектитовыми и ангидритово-смектитовыми агрегатами, причем наблюдается тенденция приспособления таких кристаллов к агрегатам. На звездчатые сростки кристаллы ангидрита нарастают радиально, иногда продолжая "смектитовые лучи"; они ориентированы вдоль смектитовых трубок и их отростков. Однако основная масса ангидрита располагается беспорядочно между смектитовыми агрегатами. По-видимому, вторая генерация сульфатов кальция является более поздней по сравнению с первой и смектитовой.

Одна из особенностей ангидритовых ассоциаций, отличающая их от описанных выше, – отсутствие опала.

(Сульфидно)-смектитовая ассоциация спагает хрупкую, легкую, пористокавернозную породу, светло- и темно-серого цвета, в сухом состоянии часто с голубоватым оттенком. Для нее, как указывалось, особенно характерны колломорфные агрегаты в виде своеобразных нитевидновеерных, сноповидных, звездчатых и дендритовых форм, причем они нередко заметны невооруженным глазом.

Такие отложения широко распространены на гидротермальных полях. Как и другие ассоциации, они встречаются в небольших постройках, часто вблизи источников, а также среди обломков старых разрушенных гидротермальных сооружений. Кроме того, смектитовые отложения в виде довольно рыхлого материала покрывают невысокие холмы. Иногда в местах развития этой ассоциации много вестиментифер и скоплений бактериальных матов. Некоторые образцы пропитаны жидким битумом.

По сравнению с другими ассоциациями смектитовая менее богата сульфидами. Обычно они неравномерно рассеяны в виде мельчайших зерен, но местами концентрируются на поверхности глинистых агрегатов и внутри их. Электронномикроскопическое исследование показало, что сульфиды представлены идиоморфными кристаллами, образующими небольшие скопления в порах (фиг. 8,a); иногда можно видеть обрастание глинистого агрегата кристаллом пирротина, причем агрегат этот влияет на форму его роста (см. фиг. $8,\sigma$). Очевидно, сульфиды здесь образовались после формирования глинистой фазы и связаны с более поздним, наложенным процессом минералообразования.

Многокомпонентная ассоциация состоит из сульфидов⁵, барита, смектита, кварца и опала. Присутствие кварца отличает ее от других, рассмотренных выше, минеральных ассоциаций. Встречена она лишь на одной станции в обломках у подножья холма с "курильщиком". Порода крепкая, темно-серая, зернистого строения. Она очень неоднородна по составу, что проявляется в пределах не только небольшого образца, но и шлифа.

Одни участки состоят из беспорядочно ориентированных чещуек глинистого

⁴ Иногда такие бобовины почти полностью замещены сульфидами.

⁵ В отличие от других образцов, собранных в котловине Гуаймас, в данном образце отмечается обилие сфалерита, а не пирротина.



Фиг. 8. Соотношение пластинчатых гексагональных кристаллов пирротина с глинистыми агрегатами

а — гнездовидное скопление пирротина в массе глинистых леписфер, обр. 1541/1а, гл. 2000 м; б — нарастание пирротина на глинистый агрегат. Электронно-микроскопический снимок, обр. 1541/16, котловина Гуаймас, Калифорнийский залив, гл. 2000 м

вещества, не образующего тех характерных агрегатов, которые обычны среди рассмотренных выше ассоциаций. Другие участки представлены плотной мозаикой мелких кристаллов кварца (фиг. 9); в небольшом количестве присутствуют сферолиты халцедона. В породе много мелких и крупных идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов барита. Распределены они неравномерно и присутствуют как в глине (мелкие и в небольшом количестве), так и в кварцевых участках (крупные и в большом количестве), образуя в последних кварцевобаритовые скопления. Сульфиды обильны и тоже распределены неравномерно: они рассеяны в виде мелкой (0,05 мм) вкрапленности, но чаще образуют "стяжения" (до 5 мм). Последние могут быть однородными или включать мелкие остатки кварцевых зерен и глинистого вещества. Сульфиды представлены как



Фиг. 9. Срастание кварца (светлое), сульфидов (темное) и глинистого вещества (слева вверху). Шлиф, увел. 35, с анализатором; обр. 1534/16, котловина Гуаймас, Калифорнийский залив, гл. 1990 м

идиоморфными кристаллами и их сростками, так и неправильной формы агрегатами (см. фиг. 9). Они присутствуют в кварцевых участках, но больше их в глинистых. В сульфидах почти нет барита, и лишь там, где в них сохранились остатки глинистого материала, можно встретить кристаллик барита.

Соотношение перечисленных компонентов сложное. Границы кварцевых и глинистых участков неправильные, извилистые и довольно резкие, хотя местами в переходной зоне глина включает кварцевые агрегаты и наоборот. Сульфидные выделения пересекают границы кварцевых зерен и могут переходить из глинистой в кварцевую часть породы.

Опал тоже распределен неравномерно, пятнами. Он тяготеет к пористым участкам и отсутствует в плотной кварцевой мозаике. Опал обрастает поры, встречающиеся в глине, и проникает отсюда в последнюю, замещая при этом заключенный в ней барит, а также образует "футляры" на некоторых кристаллах барита, зернах кварца и халцедоновых сферолитах. Очевидно, выделения опала наиболее поздние. Что касается остальных минеральных фаз, то последовательность их образования по структурным соотношениям установить трудно. Все они обладают структурной независимостью и нет приспособления кристаллов одного минерального вида к другому. Можно предположить, что все эти образования по времени близкие, а их распределение отражает неоднородную среду в пористой постройке. Присутствие кварца, очевидно, указывает на высокотемпературные условия формирования ассоциации.

Образцы взяты из обломков, в одном из которых (крупном) кроме рассмотренной породы встречены ангидритовые участки, почти без сульфидов.

Обсуждение результатов исследования. Имеется довольно много данных [9, 10] о составе и структурных преобразованиях сульфидов, слагающих гидротермальные постройки на дне океана. Состав их в разных местах различен как по относительному содержанию главных (сульфиды Zn и Fe) и второстепенных компонентов, так и по преобладанию тех или иных минеральных форм (например, сфалерит или вюрцит). На некоторых объектах установлена зональность в строении построек, выраженная в тенденции разделения минеральных фаз и степени раскристаллизации вещества. Отмечено повторение соответствующих зон в пределах одной постройки, что свидетельствует о пульсационном изменении условий. Это может определяться не только неравномерностью подачи флюида, но и строением постройки, меняющимся в процессе ее развития. "Зрелые" постройки с плотной стенкой и покрышками, затрудняют смешение флюида с окружающей морской водой, при этом в "кондуите" дольше сохраняется высокая температура и отлагаются соответствующие минералы. Внутренние части крупных построек (труб, башен) образованы преимущественно сульфидами, а на периферии большое значение имеют нерудные минералы; последние являются также главной составляющей мелких построек.

Нерудные части построек, как мы видели, представлены несколькими минеральными ассоциациями, в которые неизменно входит то или иное количество сульфидов. Отложения здесь характеризуются очень высокой пористостью и микронеоднородностью – пятнистым распределением компонентов в самой ассоциации. Неоднородность проявляется и в сочетании разных ассоциаций в пределах образца, причем здесь наблюдаются и переходного типа минеральные сочетания. Так, баритовая ассоциация может переходного типа минеральные сочетания. Так, баритовая ассоциация может переходить в кальцитовую, через кальцитово-баритовую (на некоторых гидротермальных полях баритовые накопления не содержат карбонатов).

Формирование сульфидов, барита и кальцита было близким по времени, но происходило в очень неоднородной и изменчивой среде, вследствие чего соотношение минералов, отражающее последовательность их выделения, было непростым. Так, поверхность баритовых агрегатов часто покрыта "налетом" тонких сульфидных частиц, но барит образовывался и в интерстициях сульфидных агрегатов. То же относится и к кальциту, однако последний часто пойкилитово включает сульфидные выделения, следовательно, возник позднее. Такая физикохимическая неоднородность и пульсационное ее изменение — одна из характерных черт образования гидротермальных накоплений в водной среде (океане).

Опал обычно является образованием более поздним и низкотемпературным; он инкрустирует поры и дендриты сульфидов, особенно интенсивно развивается по кальциту, замещая его, а также полностью захватывает отдельные участки, невзирая на первичный состав и структуру.

Пестрота физико-химических условий в пористом субстрате, формирующемся на переходе от гидротермального источника к морской воде, не сопоставима с той, что наблюдается в осадочных образованиях, даже в диагенезе. Хотя и там, как указывал Н.М. Страхов [3], физико-химические параметры могут различаться в разных точках внутри однородного осадка.

Одной из особенностей баритовых и баритово-кальцитовых накоплений в изученных гидротермальных постройках является отсутствие или незначительное содержание ангидрита. Это отмечалось и на некоторых других участках с подводными гидротермами [4, 11, 14]. Принято считать, что либо ангидрит первично присутствовал, но был растворен при охлаждении вследствие его ретроградной растворимости [8], либо не образовывался из-за невысокой (< 130°C) температуры флюида [4].

Ангидритовые отложения связаны переходной разностью со смектитовыми (тальковыми), хотя существуют ангидритовые образцы без смектита, а еще чаще смектитовые без ангидрита. Характерно в таких отложениях отсутствие опала; ни в одном случае не встречены также и карбонаты.

Очевидно ангидритово-смектитовые отложения формировались в более высокотемпературных условиях, чем баритово-карбонатные и опаловые. Может быть, поэтому в ангидритовых накоплениях не были встречены остатки вестиментифер, которые иногда в большом количестве заключены в баритовых (баритовые инкрустации по трубкам).

Подтверждают такой вывод изотопные данные и геотермометрия флюидных включений. Для ангидритовых образцов были получены значения 268 и 285°С [6] (разные цифры отражают флуктуацию температур при образовании минералов), а для барита, ассоциирующего с опалом, – 80–170°С [4]; близкие цифры (35–

130°С) дали и непосредственные измерения температуры у источников, осаждающих преимущественно барит [10].

В гидротермальных отложениях обычно встречается кварц. Формировался он там, где богатый кремнеземом (опалом) участок постройки попадал в другие температурные условия⁶, что приводило к трансформации опала в кварц. Высказываются предположения о возможности образования последнего непосредственно из раствора в том случае, когда рост температуры в постройке приведет к недосыщению порового флюида по отношению к опалу, но может быть насыщен по отношению к кварцу. Знаменательно, что нигде не обнаружен кристобалит (опал CT) – обычная фаза при трансформации опала в кварц⁷.

Обращает на себя внимание широкое распространение среди гидротермальных отложений котловины Гуаймас магниевых слоистых силикатов: гидратированного талька, сапонита и их смешанослойной фазы. Присутствие талька было обнаружено предыдущими исследователями у подводного эскарпа северного трога" [13], но широкое его распространение на гидротермальных полях не отмечалось. Как мы видели, форма нахождения упомянутых минералов совершенно необычна. Нередко они присутствуют вместе с ангидритом или в виде слабо литифицированного материала покрывают склоны холмов. Изучение образца талька, взятого из эскарпа, показало его высокотемпературное происхождение (~280°C) [11]. Описанная выше ассоциация тальково-сапонитовых минералов с ангидритом, а иногда и с кварцем, согласуется с таким определением, хотя в некоторых случаях (покров "глинистых" осадков на холмах) позволяет предположить и более низкотемпературное их образование (если такой покров не возник из продуктов разрушения и переотложения материала построек).

Гидротермальные отложения обладают не только минеральной, но и структурной неоднородностью, выраженной как сочетанием колломорфных и кристалломорфных образований, так и большим пределом размерности и формы породообразующих частиц. Особенно характерны разной формы скелетные, дендритовидные агрегаты, причем они свойственны здесь не только рудным, но и нерудным компонентам (барит, кальцит, реже ангидрит). Известно, что чем больше пересыщение раствора, тем больше возникает центров кристаллизации и тем меньше величина возникающих зерен. Быстрый рост кристаллов, особенно когда по тем или иным причинам нарушается равномерный приток питающего раствора, способствует образованию кристаллических скелетов или дендритов [1]. Крупные кристаллы формируются при медленном росте и низкой концентрации раствора. В океанских гидротермальных постройках – с их различной пористостью, проницаемостью и с неравномерным (пульсационным) питанием – структурная неоднородность вполне закономерна.

* . *

Приведенный материал дает новую информацию об особенностях строения и состава не только рудных, но и нерудных компонентов гидротермальных построек в океане.

Изучение "живых" гидротермальных накоплений показывает большое разнообразие слагающих их минералов и структур.

⁶ Есть указания, что по изотопным данным температура образования кварца в гидротермальных постройках колеблется от 230 до 320°С [4].

⁷ То же отмечается в скважине бурения непосредственно под базальтовым силлом.

Список литературы

- 1. Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Госгеолтехиздат, 1950. 956 с.
- 2. Дриц В.А., Хворова И.В., Соколова А.Л., Воронин Б.И. Глинистые минералы в глубоководных гидротермальных постройках // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 15-22.
- 3. Страхов Н.М. К познанию диагенеза // Тр. Львовск. гос. ун-та. 1956. Кн. 3-4. С. 8-26.
- 4. Alt T.C., Lonsdale P., Haymon R. et al. Hydrothermal sulfide and oxide deposits on seamounts near 21°N, East Pacific Rise // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. V. 98. № 2. P. 157-168.
- Bishoff J., Rosenbauer R.J., Aruscavage P.A. et al. Sea-floor massive sulfide deposits from 21°N East Pacific Rise; Juan de Fuca Ridge and Galapagos Rift: Bulk chemical composition and economic implications // Econ. Geol. 1983. V. 78. № 8. P. 1711-1720.
- 6. Brett R., Evans H.T., Gibson E.K. et al. Mineralogical studies of Sulfide samples and volatite concentrations of basalt glasses from the Southern Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B 11. P. 11373-11379.
- 7. Curray J.R., Moore D.G., Aguayo J.E. et al. Initial Reports of DSDP. Wash.: US Govern. Print. Office, 1982. V. 64. 507 p.
- 8. Davis E.E., Goodfellow W.D., Bornhold B.D. et al. Massive sulfides in a sediment rift valley, northern Juan de Fuca Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. V. 82. № 1/2. P. 49-61.
- 9. Koski R.A., Clague D.A., Qudin E. Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from Juan de Fuca ridge // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. V. 95. № 8. P. 930-945.
- 10. Londsdale P., Becker K. Hydrothermal plumes, hot springs and conductive heat flow in the Southern trough of Guaymas Basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 73. № 2/4. P. 211-225.
- Lonsdale P.F., Bishoff J.L., Burns V.M. et al. A high temperature hydrothermal deposit an the seabed at a Gulf of California spreading center // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 49. № 1. P. 8-20.
- 12. Normark W.R., Morton J.L., Koski R.A. et al. Active hydrothermal vents and sulfide deposits on the Southern Juan de Fuca Ridge // Geology. 1983. V. 11. № 3. P. 158-163.
- 13. Sleep N.H., Wolery T.J. Egress of hot waters from midoceanic ridge hydrothermal systems some thermal costraints // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. № B89. P. 5913-5922.
- 14. Tivey M.K., Delaney T.K. Sulfide deposits from the Endegvour segment of the Juan de Fuca Ridge // Marine Mining. 1985. № 5. № 2. P. 165-179.

Геологический институт АН СССР, Москва Поступила в редакцию 5.VI.1991

УДК 551.21:551.7.022

© 1991

Кураленко Н.П.

ОТЛОЖЕНИЯ ПОДНОЖИЙ ОСТРОВНЫХ СТРАТОВУЛКАНОВ (НА ПРИМЕРЕ ХЫНХЛОНАЙСКОЙ СВИТЫ О-ВА КАРАГИНСКОГО)

Рассматриваются строение, вещественный и фациальный состав вулканогенноосадочной хынхлонайской свиты о-ва Карагинского (Восточная Камчатка). На основе полученных данных предлагается модель строения и формирования отложений автокинетических потоков у подножий островных базальтовых стратовулканов и модель строения всего комплекса отложений подножий таких вулканов.

Познание закономерностей строения, состава и формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ важно для палеогеографических, палеовулканических, геодинамических исследований, различных корреляций и реконструкций. Особый интерес представляют отложения островодужных систем, изученные пока недостаточно [1, 5 и др.]. Важную роль среди таких отложений играют накопления, формирующиеся в районах подводного и островного вулканизма. Примером являются мощные верхнемеловые вулканогенно-осадочные толщи хапицкой, кирганикской, хынхлонайской свит, ирунейской серии, широко распространенные на Камчатке.

В связи с изложенным определенный интерес представляют результаты детального изучения строения и формирования мощной (до 1500 м) толщи вулканокластических пород хынхлонайской свиты (верхний мел) о-ва Карагинского, накапливавшихся у подножий подводных и островных базальтовых стратовулканов.

строение и вещественный состав отложений

Хынхлонайская свита широко развита на о-ве Карагинском. В виде полосы шириной 2-4 км она прослеживается от м. Голенищева на севере острова до устья р. Ильхатунваям на юге. К этой же свите, по-видимому, относятся существенно вулканогенные образования, слагающие небольшой тектонический блок в районе мыса Тонс. Свита описана С.А. Мельниковой и др. в районе руч. Вороньего, Мейнкаккальту, Ильхатунваям и др. Она представлена переслаивающимися агломератовыми, лапиллиевыми, пепловыми туфами, тефрогенными гравелитами, песчаниками, реже пластами пироксеновых базальтов.

В северной части острова в верхней части хынхлонайской свиты много прослоев туфогенных аргиллитов, содержащих бентосные фораминиферы маастрихт-датского возраста [7]. Мощность хынхлонайской свиты в отдельных разрезах достигает 960 м. К юго-востоку от горы Хынхлонай хынхлонайская свита вверх по разрезу постепенно, но быстро сменяется толщей однородных аргиллитов, мощность которых достигает 700 м [6].

Автором был изучен сравнительно полный разрез хынхлонайской свиты, вскрытый на юго-восточном берегу острова к северу от устья р. Ильхатунваям. Здесь туфогенные породы свиты надвинуты на аргиллиты ильхатунваямской свиты и образуют антиклиналь, разбитую многочисленными разрывами со значительными



Фиг. 1. Сводный разрез хынхлонайской свиты к северу от устья р. Ильхатунваям

1-5 — породы (1 - супесчаные валунно-глыбовые литокластические агломераты, 2 песчано-щебенчатые существенно гиалокластитовые агломераты, 3 — песчаники и гравелиты,4 — алевролиты, 5 — аргиллиты); <math>6-9 — вещественный состав (6 — гиалокластитовый материал — обломки вулканического стекла и стекловатых базальтов, 7 — лавокластический материал — обломки базальтовых лав, шлаков, кристаллов плагиоклаза и др., 8 — вулканотерригенный и терригенный материал — окатанные обломки базальтовых лав, плагиоклаззов, ящм, кремнистых пород и др., 9 — трудноопределимый алевропелитовый материал); 10 — склоны подводного стратовулкана; 11-12 — соответственно подножие и периферия подводного и островного стратовулкана; 13 — "фоновая" относительно глубоководная морская обстановка.

смещениями, пронизаны обильными дайками и силлами базальтов. В ядре и на южном крыле этой антиклинали в составе свиты выделено семь толщ (снизу вверх). На фиг. 1 сведены данные об их литологическом составе и показаны основные обстановки осадконакопления.

1. В основании разреза залегает толща черных алевритовых аргиллитов с неясной субпараллельной слоистостью, с частыми (через 0,5–1,5 м) тонкими прослоями алевролитов, песчаников (до 5–10 см), реже гравелитов (до 0,2 м). В составе последних преобладают в различной степени окатанные обломки кремнистых аргиллитов, яшм, халцедона, кварца (до 40%) и вулканотерригенного материала: базальтовых лав, шлаков, плагиоклазов (до 40%). В толще прослеживаются цепочки карбонатных конкреций, встречены редкие отпечатки мелких раковин мол-



Фиг. 2. Разрезы нижней части хынхлонайской свиты севернее устья р. Ильхатунваям 1 – песчано-щебенчатые существенно гиалокластитовые агломераты; 2, 3 – тефроиды (2 – песчано-дресвяные, 3 – песчаные); 4 – алевролиты; 5 – алевритовые аргиллиты; 6 – карбонатные конкреции. I–III – номера разрезов

люсков. Эта существенно терригенная глинистая толща подстилает собственно туфогенную толщу. Видимая мощность ее до 60-80 м.

2. Флишоидная толща ритмичного переслаивания черных алевритовых аргиллитов со слоями и пачками желтовато- и зеленовато-серых тефрогенных песчаников, гравийных песчаников, неслоистых и горизонтально-слоистых, мощностью от 0,03-0,1 до 1-2 м (фиг. 2). В отличие от подстилающих пород в составе песчаников резко преобладает вулканокластический материал, сходный с продуктами субаэральных извержений базальтовых вулканов: 1) обломки пироксен-плагио-клазовых, пироксеновых, частично окисленных базальтов (до 40-50%) с хорошо раскристаллизованной микролитовой и тахилитовой основной массой, содержащей вкрапленники (30-40%) плагиоклазов и пироксенов; 2) пористые частицы стекла (10-20%); 3) зерна плагиоклазов (20-25%) и пироксенов (до 10%). В виде примеси присутствует терригенный материал (до 10-15%) – обломки халцедона, кремнистых аргиллитов, кварца и т. п. Общая мощность толщи достигает 30 м.

3. Неравномерное ритмичное чередование желто- и зеленовато-серых песчанодресвяных неслоистых агломератов (мощностью от 0,2-0,5 до 5-10 м) и прослоев и пачек переслаивающихся желто-серых песчаников и алевролитов (от 0,1-0,2 до 4-6 м). Вверх по разрезу (см. фиг. 2) преобладают более мощные слои агломератов, а мощности прослоев алевролитов и песчаников снижаются (до 0,1-0,2 м). В составе всех типов пород резко преобладает гиалокластитовый материал: угловатые, остроугольные частицы мелкопористого бесцветного стекла, замещенного глинистыми минералами. В этих частицах присутствуют лишь редкие вкрапленники (до 10-20%), что свидетельствует об извержениях жидкого, слабо раскристаллизованного расплава. В виде примеси присутствуют обломки лав, шлаков, минералов. Общая мощность толщи достигает 100 м.

4. Агломераты зеленовато-серые, песчано-дресвяно-щебенчатые, неслоистые и несортированные, с грубой нечеткой слоистостью, выражающейся в наличии интервалов, в различной степени обогащенных изометричными обломками базальтов размером до 5-10 см. В составе пород резко преобладает гиалокластитовый материал, свидетельствующий о подводно-эксплозивном его происхождении. Так, мелкозем состоит из изометричных, угловатых остроугольных частиц тонкопористого коричневого стекла (все поры мельче 0,5-1 мм), в котором заключены вкрапленники плагиоклазов (10-15%), пироксенов (до 5%) и редкие микролиты, иногда обильные микронолиты. В подчиненном количестве в мелкоземе содержатся обломки черных шлаков, основной массы лав (до 10%) и обломки и идиоморфные зерна плагиоклазов, пироксенов. Более крупные обломки: дресва, щебень состоят из темных зеленовато-серых обломков лав, в которых основная масса в отличие от песчаного материала тонко раскристаллизована, имеет грязно-серый цвет, кристаллитовую, микронолитовую, иногда мелкомикронолитовую структуру и пронизана многочисленными, очень мелкими газовыми порами. По краям обломки иногда имеют смолистый блеск и более стекловатую структуру основной массы, что указывает на наличие остатков корки закала, частично нарушенной при переотложении. Частицы стекла обычно полностью замещены и цементируются глинистыми минералами, цеолитами, пренитом, иногда карбонатами. Толща содержит пласты подушечных лав и пронизана дайками и силлами базальтов. Общая мощность толши достигает 300 м.

5. Толща переслаивающихся грубообломочных дресвяно-глыбово-валунных литокластических агломератов черного, черно-бурого, бурого цвета, неслоистых и несортированных, мощностью от 1-2 до 10-20 м, и дресвяно-гравийных песчаников, гравелитов (до 1 м). В составе грубого материала преобладают обломки темно-серых, черных свежих и в различной степени окисленных бурых, красных лав, шлаков, по облику весьма сходные с материалом из агломератовых и лахаровых отложений современных вулканических районов Камчатки [2, 3].

Грубообломочный материал представлен обломками шлаков, плагиоклазов и плотных пироксен-плагиоклазовых базальтов. В составе этих базальтов выделяются вкрапленники плагиоклазов (10–30%), пироксенов (до 5–8%) и темносерая полупрозрачная, либо непрозрачная основная масса с микролитовой, микронолитовой, тахилитовой структурой. Среди мелкозема присутствуют обломки основной массы таких лав, тахилитовых шлаков (50–70%), пористых полупрозрачных стекловатых частиц с микронолитовой, микролитовой структурой (от единиц до 15%), обломков плагиоклазов (15–30%), пироксенов (до 5%). В одних случаях преобладает неокисленный материал и породы имеют черный цвет, в других случаях много в различной степени окисленных бурых, красных обломков лав, шлаков, мелкозема, и порода приобретает бурый цвет. Отдельные слои агломератов слагают пачки грубого (по 5–20 м) и сравнительно более частого (по 2–5 м) переслаивания. Общая мощность толщи, оцениваемая по пяти блокам, видимо, превышает 500 м.

6. Завершает разрез вулканогенно-осадочного комплекса толща, состоящая из пачек грубо и тонкоритмично переслаивающихся песчано-щебенчатых черных агломератов (0,4-2 м), гравелитов, разнозернистых песчаников с субгоризонтальной слоистостью (0,1-0,4 м). Вверх по разрезу породы в целом становятся



Фиг. 3. Схема строения и формирования отложений автокинетического потока у подножия подводного стратовулкана

1 – неслоистые и несортированные песчано-щебенчатые гиалокластитовые агломераты; 2 – то же, с катунами, блоками подстилающих песчаников, алевропитов, аргиллитов; 3 – массивные и грубогоризонтально-слоистые дресвяные песчаники; 4 – параллельно-слоистые песчаники; 5 – мелко- и косослоистые песчаники и алевропиты; 6 – массивные и параллельно-слоистые алевропиты; 7 – "фоновые" породы – алевропиты; 8 – направление движения потока

более мелкозернистыми. Их состав близок к составу пород полетилающей толщи. Толща залегает во фронте крупного надвига и рассечена многочисленными оперяющими его разрывами, поэтому истинную ее мощность оценить трудно. Видимая мощность толщи достигает 70 м.

7. Выше залегает флишоидная толща алевролитов, темно-серых, щебенчатых, с прослоями песчаников (от 0,05-0,1 до 0,5 м), общей мощностью более 50 м.

Общая мощность хынхлонайской свиты в этом разрезе достигает 1000 м.

генезис отложений

Изучение текстур и структур пород, их взаимоотношений в разрезе показало, что вулканогенно-осадочный комплекс состоит из отложений подводного вулканического конуса (вулканогенного подводного коллювия), ритмично переслаивающихся отложений подводных лахар, а также высоко- и низкоплотностных турбидных потоков, накапливавшихся у подножий подводного (толщи 2-4) и островного (толщи 5, 6) вулканов.

Среди большого разнообразия элементарных единиц выделяется шесть типов разрезов отложений автокинетических потоков (фиг. 3). Часто удается проследить их взаимопереходы на расстоянии в несколько десятков метров по латерали.



Фит. 4. Типичные разрезы отложений подводных лахаровых потоков, образовавшихся при подводных (толща 3) и субазральных (толща 5) извержениях

 супесчаные валунно-глыбовые литокластические агломераты; 2 – супесчаные песчано-щебенчатые гиалокластитовые агломераты. Остальные условные обозначения см. на фиг. 3

Отложения подводного насыпного конуса (вулканогенный подводный коллювий) состоят почти исключительно из мелкообломочного гиалокластитового материала, слагают толщу 4 (см. фиг. 3, I).

Подводный насыпной конус по аналогии с наземной обстановкой, видимо, формируется главным образом при спокойных извержениях. Продукты катастрофических извержений, обрушиваясь на него, не задерживаются, а, образуя гравитационные потоки, выносятся к подножию подводного вулкана и на его периферию. Периодические обрушения склонов вулкана, подводные оползни также могли порождать гравитационные потоки. Среди отложений таких потоков наиболее широко развиты отложения подводных лахар, распространенные главным образом у подножия подводного и островного вулкана. По условиям образования, гранулометрическому и вещественному составу среди них четко различаются отложения потоков, возникших при подводных извержениях, и потоков, проникших в воду со склонов островного вулкана.

Отложения лахар, возникших при подводных извержениях, развиты в толщах 2 и 3. Они представлены слоями зеленовато-серых, грязно-зеленых и желто-серых (выветрелые разности) существенно гиалокластитовых неслоистых и несортированных песчано-дресвяных накоплений с рассеянными включениями и цепочками лавового щебня и обозначены на разрезах индексом Л (см. фиг. 3, Л). В верхней части толщи 3, где мощность слоев этих накоплений составляет от 2 до 8 м, резко преобладает щебенчато-дресвяный лавокластический материал, погруженный в обильный гиалокластитовый песчанистый матрикс (фиг. 4, толща 3). В целом, чем меньше мощность слоя, тем песчанистее его состав. Отложения залегают согласно, либо с небольшими размывами на таких же накоплениях, либо на прослоях (0,05–0,5 м) разделяющих их параллельно-слоистых песчаников. В отдельных случаях мощности слоев резко, в 2–3 раза, изменяются, что связано с заполнением мелких промоин, созданных эродирующим действием потоков. Ниже (в

толще 2) более маломощные (от 0,1 до 2 м) слои подобных гиалокластитовых накоплений переслаиваются с "фоновыми" черными аргиллитами и алевролитами. В связи с этим нижняя граница слоев лахаровых отложений обычно неровная, с мелкими размывами, с текстурами захвата черных глинистых илов лахаровым потоком, а также текстурами нагрузки. Кроме того, в грязно-зеленой, желто-серой песчано-дресвяной гиалокластитовой массе содержатся смятые фрагменты слоев, комков, растащенных и закрученных "полос" и линзочки черных аргиллитов. Подобные текстуры убедительно свидетельствуют об активном захвате и перемывании лахаровыми потоками подстилающих илов. В ряде случаев их отложения залегают согласно, лишь с мелкими текстурами нагрузки.

Отложения подводных лахар, возникших на склонах островных вулканов, залегают на гиалокластитовых накоплениях толщи 4 и слагают самую мощную толщу 5 (см. фит. 4). От ранее рассмотренных образований они отличаются чрезвычайно грубым, существенно лавокластическим составом и черным, темно-бурым цветом. Они представлены неслоистыми и несортированными дресвяно-глыбово-валунными накоплениями, с обильным алеврито-песчаным заполнителем. В них различается лишь грубая наслоенность, обусловленная наличием цепочек и линзовидных скоплений валунов и глыб лав размером до 2-3 м. Такие скопления, очевидно, разделяют отдельные порции отложений лахар. Лишь такие грубые обломки не могли поддерживаться грязекаменной массой во взвешенном состоянии и постепенно оседали, переносились волочением и образовали отмостку и отдельные скопления. На подстилающих накоплениях отложения залегают согласно, либо с небольшим размывом. Мощность отложений колеблется от 1 до 20 м. По облику они весьма сходны с лахаровыми накоплениями, широко развитыми у подножия вулкана Ключевского [2, 3]. Отличие заключается главным образом в том, что отложения подводных лахаровых потоков вверх по разрезу сменяются грубопараллельно-слоистыми отложениями высокоплотностных турбидных потоков (см. фиг. 3, II).

Отложения высокоплотностных турбидных потоков обычно залегают на отложениях подводных лахар (в толщах 2, 3, 5) и представлены переслаивающимися несортированными дресвяными песчаниками и песчаными дресвяниками с нечеткой грубой параллельной слостоистью (см. фит. 3, Π , Π). Отдельные слои мощностью 5-20 см прослеживаются в разрезе на расстояние до 5-10 м, реже больше. Они выражены главным образом в несколько разном содержании наиболее крупных обломков – дресвы, мелкого щебня. Иногда наблюдается слабо выраженная градированность. Подобные слои являются в определенной степени аналогами "ковров волочения" [9] и обозначены принятым для них индексом S₂. Мощность осадков этого типа достигает 0,6 м.

Вверх по разрезу слоя такие отложения становятся более мелкозернистыми, за счет постепенного исчезновения щебня и дресвы, и часто переходят в неслоистые песчаники мощностью 0,1-0,3 м. Исчезновение грубого материала связано с его выпадением по мере снижения плотности и скорости потока. Появление прослоев неслоистых песчаников отражает быстрое сгруживание осадков в связи с резким падением скорости потока, например, по его краям и в местах его расширения. В верхних частях залежей появляется нечеткая параллельная слоистость и отложения постепенно сменяются осадками низкоплотностных турбидных потоков.

Отложения низкоплотностных турбидных потоков встречаются в основном в толщах l, 2, 7, играют сравнительно небольшую роль и на разрезах обозначены характерными индексами T_{a-d} последовательности А. Бума (см. фит. 3, III-VI). Среди них выделяются четыре типа осадков, которые в наиболее полных разрезах последовательно сменяют друг друга, отражая постепенное снижение плотности и скорости исходного потока (см. фит. 3, IV). Часто они залегают на отложениях высокоплотностных потоков.

В таких случаях их разрез начинается слоем нечетко градированных (T_a),



Фиг. 5. Типичный разрез слоя вулканотурбидитовых отложений в нижней части хынхлонайской свиты (толща 2). Условные обозначения см. на фиг. 3

либо параллельно-слоистых песчаников (T_b) (см. фит. 3, III). Отдельные слойки, несколько различающиеся по крупности, мощностью 1–5 мм, прослеживаются в разрезе на многие метры, постепенно выклиниваясь. Нижние слойки в целом более мощные и крупнозернистые. При этом можно видеть, что по простиранию мощность групп таких слоев закономерно колеблется, подчеркивая очень пологие песчаные волны. Общая мощность пород этого типа обычно не превышает 0,2--0,4 м. Образование параллельной слоистости, по нашему мнению, отражает процесс продолжающегося массового осаждения песчаных наносов из уже сильно разбавленного потока. При этом у его основания благодаря высокой концентрации частиц сохраняется ламинарное, послойно дифференцированное движение. Тонкий сплошной слой водопесчаной пульпы перед окончательной остановкой, видимо, перемещался волочением на некоторое расстояние. Пульсации скорости потока приводили к образованию серии таких параллельных слойков.

Иногда выше по разрезу появляется маломощный (до 1-3 см) прослой мелкозернистых песчаников и алевролитов с нечеткой пологой косой, косоволнистой слоистостью мелкой ряби течения, высотой до 1-2 см (T_c).

Чаще вверх по разрезу паралельно-слоистые песчаники постепенно сменяются алевролитами и алевропелитами (мощностью 1-3 см) с нечеткой параллельной слоистостью (T_b) . Такая последовательность встречается в слоях дистальных турбидитов в толще 2 и в нижней части толщи 3. Наконец, в этих же толщах встречаются тонкие (до 1-3 см) прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов (см. фиг. 3, V, VI), являющиеся осадками остаточных мутьевых потоков.

Во многих случаях, особенно на слоях лахаровых накоплений, подобный ряд сильно сокращен. В разрезах наблюдается непрерывный градированный переход от неслоистых песчано-дресвяно-щебенчатых лахаровых накоплений к алевролитам и алевропелитам и далее к "фоновым" черным аргиллитам.

Здесь приведены наиболее простые типы последовательностей осадков, отра-

жающие простую эволюцию единичного гравитационного потока. В большинстве случаев наблюдается более сложное переслаивание различных осадков, что объясняется особенностями формирования гравитационных потоков во время извержений (фиг. 5).

модель строения и формирования отложений гравитационного потока

Изложенные данные позволяют наметить следующую модель формирования залежи отложений подводного гравитационного потока, связанного с подводным эксплозивным извержением (см. фит. 3). Такое извержение может сопровождаться большими выбросами гиалокластитового материала как в водную толщу, так и в атмосферу. Обрушиваясь затем на склоны подводной постройки, они образуют грязекаменные потоки, которые устремляются дальше вниз и благодаря значительным уклонам достигают больших скоростей.

Судя по экспериментам [8 и др.], индивидуальные зерна и их скопления движутся по подводному склону по-разному. Отдельные обломки катятся вниз, испытывая значительное сопротивление. Скопления обломков двигаются уже как единое целое вместе с заключенной между ними водой, испытывая относительно меньшее сопротивление. Поэтому большие порции материала "стремятся" двигаться единой массой, легко догоняя и поглощая мелкие порции и отдельные обломки, и образуют отчетливо выраженную "голову" потока, имеющую обтекаемую форму (см. фит. 3). Нижняя часть этой "головы" образует с ложем острый угол, что позволяет предполагать, что между потоком и ложем остается какое-то количество не вытесненной воды и образует вместе с жидким илом своеобразную смазку и даже водную "подушку". Наличие такой смазки и "подушки" обусловливает незначительность силы трения.

Поддерживанию движения лахар, особенно на пологих склонах, способствуют помимо действия сил тяжести, инерции, возможной "водяной подушки" существование гидравлического напора все новых масс вулканокластики, а также постепенное увеличение несущей способности матрикса этих потоков. Увеличению несущей способности матрикса благоприятствует непрерывное обогащение его тонкозернистым алевропелитовым материалом в результате измельчения непрочной стекловатой вулканокластики, с одной стороны, и захвата мелкозернистых осадков с ложа — с другой. О последнем свидетельствуют многочисленные текстуры захвата таких осадков, их линзовидные включения в грязекаменной массе.

Эксперименты показывают, что по мере движения потока происходит постепенное его разбавление окружающей водой, главным образом в верхней части в результате смыва материала с его головы и турбулентности [10 и др.]. Сразу за головой потока образуется вихрь мутной воды. Далее над телом потока продолжают клубиться облака мути, образуя по существу переходную зону между ним и толщей неподвижной воды. Нижняя часть этой зоны увлекается потоком, и скорость ее движения близка к скорости движения самого потока. Очевидно, что постепенно роль разбавленных порций будет возрастать и, наконец, они станут преобладающими.

Переход от фазы переноса и эрозии к фазе переноса и осаждения связан с уменьшением скорости потока (в связи с выполаживанием склона, распластыванием потока, уменьшением гидравлического напора) и как следствие — увеличением градиента распределения скоростей по разрезу потока. Перед окончательной остановкой лахарового потока движение в нем становится ламинарным. Легче всего, видимо, останавливаются боковые порции, образуя своеобразные боковые валы. В конце концов собственно лахаровый поток полностью останавливается, а движение сохраняют лишь верхние разбавленные его порции. Эти порции и называются собственно турбидными потоками.

По мере движения и снижения скорости этих потоков продолжается их не-

прерывная трансформация, выражающаяся в снижении их плотности вследствие разбавления, с одной стороны, и постепенного сгруживания наиболее крупнозернистого материала – с другой. При этом разбавление потока дополнительно стимулирует осаждение крупных обломков.

В нижних частях высокоплотностного турбидного потока, перегруженных оседающим материалом, от лахарового потока наследуется послойно дифференцированное течение. Оно приводит к образованию грубой, все более четкой параллельной слоистости, иногда с отчетливой обратной градированностью, возникающей в связи с тем, что более крупные частицы стремятся двигаться в зону существования меньшего сдвигающего усилия, т. е. вверх, в то время как мелкие накапливаются в зоне максимального сдвига.

Необходимо отметить, что у подножия подводного вулкана, особенно в верхних его частях, мощность сопровождающих лахары вулканотурбидитовых потоков была сравнительно небольшой и они быстро иссякали. Об этом свидетельствует быстрый градированный переход от лахаровых накоплений к фоновым осадкам. На периферии подводного вулкана, где трансформация лахаров была значительнее, накапливались более разнообразные турбидиты.

Постепенное снижение плотности потока приводило к тому, что вдоль плоского ложа переносился лишь маломощный слой песчано-мутьевой смеси, периодически "застывавшей" в виде песчаного слойка, параллельного предыдущим. Быстрое падение скорости потока приводило к тому, что и из низкоплотностного потока столь же быстро оседал весь песчаный и алевритовый материал, так что сколько-нибудь выраженной ряби течения не формировалось.

В целом в строении залежей отложений гравитационных потоков резко преобладают лахаровые накопления. Слабость развития отложений турбидных потоков, особенно низкоплотностных, связана, видимо, с кратковременной, импульсивной подачей материала во время извержений и неполной трансформацией лахаров у подножия подводного вулкана. При этом, чем крупнее вулканическая постройка, тем, видимо, сильнее степень трансформации автокинетических потоков. Об этом свидетельствуют и результаты изучения миюценовых отложений о-ва Карагинского [4].

модель строения комплекса отложений подножий островного вулкана

Изложенные выше данные позволяют следующим образом интерпретировать строение хынхлонайской свиты о-ва Карагинского.

В основании разреза залегают (толща 1) обычные "фоновые" существенно терригенные тонкозернистые осадки, накапливавшиеся в сравнительно глубоководных условиях. Они содержат лишь редкие прослои и линзы турбидитов, сложенные также довольно эрелым терригенным и вулканотерригенным материалом. Выше залегают толщи вулканогенно-обломочных и тефрогенных пород, образовавшиеся в результате возникновения и развития подводных, а затем и островных базальтовых высокоэксплозивных вулканов (толщи 2-6). При этом нижняя толща 2 наиболее мелкообломочная. Она состоит из переслаивающихся пачек обычных "фоновых" черных аргиллитов и пачек дистальных вулканотурбидитов. Последние образовались в результате сноса материала автокинетическими потоками, особенно вначале, со склонов удаленных вулканических аппаратов. Возможно, они располагались на прилежащей суше. Об этом свидетельствует петрографический состав вулканотурбидитов (преобладание вулканокластического материала субаэральных извержений и наличие примеси обычного терригенного материала).

Выше по разрезу залегает более грубообломочная толща 3, состоящая из ритмично переслаивающихся отложений подводных лахаровых и связанных с ними турбидных потоков, образовавшихся на склонах подводного вулкана. Это под-



Фиг. 6. Принципиальная схема строения комплекса отложений островного базальтового стратовулкана, его подножия и периферии

1 – базальтовые дайки и жерловые образования; 2 – подушечные лавы; 3, 4 – отложения соответственно подводного и островного насыпного вулканического конуса; 5, 6 – отложения лахар, образовавшихся соответственно при подводных и субаэральных извержениях; 7 – вулканотурбидиты; 8 – "фоновые" морские осадки

тверждается гиалокластитовым составом отложений. Этот вулкан, видимо, возник совсем недалеко (не далее нескольких километров). Судя по обилию гиалокластитового материала, сгруживавшегося подводными лахаровыми потоками у его подножия, извержения были высокоэксплозивны, а магма весьма газонасыщенна. Глубина извержений в начале соответственно могла быть значительной, в пределах 0,5-1 км.

Толща 4, сложенная массивными гиалокластитовыми агломератами, накапливалась, видимо, непосредственно на склонах подводного вулкана.

Толща 5, наиболее мощная, сложена чрезвычайно грубообломочными, литокластическими по составу, отложениями подводных лахаровых потоков, возникавших уже на склонах островного вулкана. Поэтому переход к толще 5 отражает переход вулкана от подводной к островной стадии развития. Большая мощность толщи, накапливавшейся достаточно быстро, связана не только со значительной глубиной бассейна, но и с эффектом бокового наращивания, в связи с расширением вулкана. Грубая цикличность строения толщи несомненно связана как с цикличностью развития вулкана, так и с периодическими изменениями направлений выбросов продуктов извержений.

Наконец, в толще 6 наблюдается постепенное уменьшение вверх по разрезу мощности и грубозернистости подводно-лахаровых и вулканотурбидитовых накоплений, что, видимо, отражает прекращение извержений островного вулкана и постепенное его разрушение.

В целом такое строение вулканогенно-осадочного комплекса, обилие неравномерно распределенных на площади роев даек и силлов показывают, что в рассматриваемом районе существовало несколько сближенных вулканических центров. Это заметно усложнило картину. В идеализированном виде комплекс отложений островного вулкана, его подножия и периферии можно представить в виде следующей модели (фиг. 6), на которой выделяются три зоны осадконакопления: 1) собственно вулканическая постройка, где накапливаются существенно гиалокластитовые, а на островной стадии – литокластические агломераты; 2) область подножия, где формируются отложения подводных лахар, зарождающихся соответственно на склонах подводного, а затем и островного вулкана; 3) область периферии – обширный шлейф, где отлагаются в основном уже лишь осадки турбидных потоков.

67

Вторая и третья зоны возникают и широко развиваются лишь по мере роста подводной вулканической постройки. В связи с этим в разрезах отложений ее подножия и периферии в целом наблюдается постепенная смена снизу вверх маломощных дистальных вулканотурбидитов подводно-лахаровыми накоплениями. Вначале они состоят в основном из гиалокластитового материала, что связано с формированием подводного вулкана. Выше по разрезу появляются толщи еще более грубообломочных существенно лавокластических пород, что отражает островную стадию развития вулкана.

Наконец, завершается разрез вулканогенно-осадочного комплекса сравнительно маломощной переходной толщей, в которой в обратной последовательности вверх по разрезу подводно-лахаровые накопления сменяются все более маломощными и мелкообломочными турбидитовыми и мелкозернистыми "фоновыми" осадками. Такой переход отражает постепенное ослабление роли гравитационных потоков в транспортировке материала в связи с прекращением формирования вулкана и его разрушением.

Следует подчеркнуть, что в островодужных системах такая простая последовательность часто существенно осложняется неоднократным возобновлением вулканической деятельности, появлением новых и влиянием соседних вулканических центров, тектоническими движениями.

* * *

1. Хынхлонайская свита представлена мощным вулканогенно-осадочным комплексом, который подстилается и перекрывается тонкозернистыми сравнительно глубоководными отложениями. Образование этого комплекса связано со вспышкой базальтового высокоэксплозивного вулканизма и происходило вблизи от вулканических центров.

2. По составу обломочного материала в комплексе различаются две части. Нижняя часть сложена зеленовато-серыми песчаниками, песчано-дресвяными агломератами, состоящими в основном из гиалокластитового материала. Такой материал возникал в результате подводных эксплозивных извержений и накапливался на склонах и в подножии подводного вулкана. Верхняя часть, более мощная, сложена в основном темно- и буровато-серыми, очень грубообломочными агломератами, состоящими преимущественно из лаво- и кристаллокластического материала. По петрографическим особенностям он сходен с продуктами извержений современных базальтовых вулканов Камчатки. Это свидетельствует о накоплении отложений уже в островную стадию развития вулкана.

3. В генетическом смысле вулканогенно-осадочный комплекс состоит в основном из ритмично переслаивающихся мощных слоев и пачек неслоистых и несортированных отложений подводных лахаровых потоков, возникавших на склонах как подводных, так и островных вулканов, и в меньшей мере слоев и прослоев (главным образом в нижней части комплекса) отложений турбидных потоков. На основе сопоставления многочисленных разрезов была составлена идеализированная модель строения единой залежи лахаровых и вулканотурбидитовых накоплений, формирующихся в результате прохождения одного гравитационного потока. Характерной особенностью ее строения является резкое преобладание в е проксимальной части лахаровых накоплений, от которых наблюдается быстрый градированный переход к "фоновым" тонкозернистым осадкам. В дистальной части преобладают параллельно-слоистые песчаные осадки; все более тонкозернистые вверх по разрезу. Преобладание лахаровых накоплений и отсутствие косослоистых разностей в вулканотурбидитах свидетельствуют о слабой степени трансформации высокоплотностных гравитационных потоков на склонах подводного вулкана и о кратковременности существования сопровождающих низкоплотностных течений. Переслаивание разных типов осадков в одной

залежи подтверждает связь образования потоков с извержениями, для которых характерна многократная импульсивная подача вулканического материала.

4. Изучение разреза вулканогенно-осадочного комплекса, связанного с подводным, а затем и островным базальтовым вулканизмом, позволяет наметить модель строения комплекса отложений островного вулкана, его подножия и периферии. Для него характерны четкая радиальная и вертикальная зональность и цикличность строения. Выделяются три зоны осадконакопления: 1) собственно вулканическая постройка, в составе которой преобладает вулканогенный подводный, а затем и наземный коллювий; 2) подножие вулкана, сложенное в основном лахаровыми накоплениями, и возникающее у достаточно крупных вулканов; 3) периферийный шлейф, сложенный преимущественно вулканотурбидитами.

По мере роста вулкана эти зоны расширяются, что и проявляется в разрезах в смене (снизу вверх) тонкозернистых дистальных вулканотурбидитов грубообломочными подводно-лахаровыми и даже коллювиальными накоплениями. Ярко выраженная цикличность, "флишоидность" строения вулканогенно-осадочного комплекса обусловлены периодичностью прохождения гравитационных потоков и вулканической активности, изменениями ее характера и направлений выбросов вулканокластического материала.

Прекращение вулканической активности неизбежно влечет ослабление активности гравитационных потоков и постепенно сокращение, деградацию отмеченных зон осадконакопления. Таким образом, образование подводных и островных вулканов сопровождается образованием у их подножий вулканогенно-осадочного комплекса (клина), специфического по петрографическому и генетическому составу.

Список литературы

- 1. Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. 462 с.
- 2. Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977. 125 с.
- 3. Кураленко Н.П. Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок. М.: Наука, 1986. 110 с.
- Кураленко Н.П. Мноценовые лахаровые и вулканотурбидитовые отложения острова Карагинского // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 73-87.
- 5. Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 3-18.
- 6. Шапиро М.Н. Геосинклинальное развитие Камчатки во второй половине мела // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 54–108.
- 7. Шапиро М.Н., Петрина Н.М. Новые данные о геологическом строении о. Карагинского // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 106-110.
- 8. Bouma D.H. Ancient and recent turbidites // Geol. mijnbouw. 1964. V. 43. P. 357-379.
- 9. Lowe D.R. Sediment gravity flows: 11. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // J. Sediment. Petrol. 1982. V. 52. № 1. P. 279-297.
- Middleton G.V. Experiments on density and turbidity currents. I. Motion of the head // Canad. J. Earth Sci. 1966. V. 3. P. 2-546.

Геологический институт АН СССР, Москва Поступила в редакцию 14.VI.1990

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1991

УДК 551.781.5:553.64(470.63)

© 1991

Столяров А.С., Ивлева Е.И.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ЗАЛЕЖИ КОСТНОГО ДЕТРИТА РЫБ В МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕРГЕНИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

На конкретном примере Ергенинского рудного района рассмотрена фациально-палеогеографическая обстановка формирования залежей костного детрита рыб. Показаны различия в их компонентном составе, морфологии и степени концентрации в костном фосфате редких земель и урана в зависимости от фациальных условий формирования.

Длительное время сведения о ископаемых залежах костного детрита рыб освещались в литературе с самых общих позиций, при этом металлоносность их представлялась односторонне — как исключительно редкоземельная [2, 3]. И лишь в последней публикации на эту тему [9] состав содержащихся в залежах полезных элементов был охарактеризован нами в полном объеме, а месторождения данного типа выделены в качестве с ульфидно-фосфатной у раново-редкометальной рудной формации. Вместе с тем и в указанной работе были приведены лишь обобщенные данные по металлоносности залежей, характеризующие особенности состава руд в целом. Поэтому имеющиеся в литературе сведения совершенно недостаточны для понимания природы таких уникальных образований, пока широко известных только в одной формации Земли майкопской олигоцен-нижнемиоценового возраста, т.е. представляющих собой по сути дела геологическую экзотику. В настоящее время появилась возможность более предметного изложения имеющихся общирных материалов по данной проблеме.

Залежи металлоносного костного детрита установлены во многих районах развития майкопских отложений на территории юга европейской части СССР и Закаспия. Однако основная их масса сосредоточена в двух из них — Мангышлакском и Ергенинском. Несмотря на значительную удаленность этих районов друг от друга и имеющие место геологические различия, залежи костного детрита в их пределах формировались практически одновременно и имеют много общих черт в составе и строении. Настоящая статья посвящена залежам Ергенинского рудного района, которые авторам довелось изучать в последние годы. Этот район представляется геологически наиболее информативным. Кроме того, здесь выявлены не только наиболее характерные типы залежей, но и их разновидности, не встречающиеся в других районах. Это позволяет показать достаточно полно фациально-палеогеографические условия формирования залежей различного состава и морфологии, а также особенности концентрации в костном фосфате редких земель и урана в зависимости от фациальной обстановки образования.

Краткие сведения по геологии района. Ергенинский рудный район располагается в пределах кряжа Карпинского, составляющего северную краевую часть Скифской эпигерцинской плиты. Линейные структуры кряжа, имеющего северо-западное простирание, осложнены серией поперечных разломов, определяющих его блоковое строение. Рудный район вписывается в Элистинский блок, частично захватывая на западе приподнятый Ремонтненско-Куберлинский блок. На востоке район ограничивается также приподнятым Бузгинским блоком. С юга структуры кряжа Карпинского граничат с Манычской системой глубоких прогибов, развивавшихся с позднепалеозойского времени.

Геологическая история кряжа Карпинского на платформенном этапе характеризовалась автономным, конседиментационным развитием отдельных блоковых структур, составлявших более или менее четко выраженные структурно-фациальные элементы. Это определяло преимущественно поперечный, субмеридиональный характер литолого-фациальной зональности в морских бассейнах, особенно ярко проявленный в палеогеновое время [4, 5, 10]. Наиболее резкая граница, разделявшая мелководную и относительно глубоководную области морских бассейнов, прослеживалась между Ремонтненско-Куберлинским и Элистинским блоками. Здесь с северо-запада на юго-восток осуществлялся региональный фациальный переход мелководных (внутришельфовых) отложений эпиконтинентального морского бассейна в более глубоководные (внешельфовые) образования, широко развитые в Предкавказье [5]. Поэтому в районе Ергеней проявлены различные фациальные типы разреза майкопских отложений: мелководный, переходный и относительно глубоководный [6]. Рудный район характеризуется переходным типом отложений. Олигоценовый разрез майкопской серии составляют (снизу) цимлянская, соленовская, калмыцкая и нугринская свиты; нижнемиоценовая часть представлена арадыкской и цаганхакской свитами [6].

Цимлянская свита к западу от рудного района сложена маломошными (до 40 м) алевритовыми глинами и алевролитами. В области Ергеней мощность отложений резко возрастает до 150–170 м, они становятся более глубоководными и представлены глинами, внизу известковыми. К востоку (в районе Черных Земель) развиты наиболее тонкие по составу известковые глины с рассеянными остатками рыб небольшой (до 20 м) мощности; местами они выпадают из разреза. На таких площадях крупного стратиграфического несогласия (от палеоцена до верхнего олигоцена) была сформирована рудная залежь (Цубукская), отличающаяся от всех других залежей, которые будут рассмотрены ниже, наличием большого количества инородного, переотложенного материала в виде глауконита и фораминифер [8]. Отложения цимлянской свиты формировались в условиях резко расчлененного морского бассейна нормальной солености с глубоководной, некомпенсированной осадками областью в Восточном Предкавказье [5].

Соленовская свита характеризует иной, солоноватоводный и в целом более мелководный тип морского бассейна. Общая направленность фациальных изменений в отложениях сохраняется, но проявлена в более сглаженном виде. Нижняя часть свиты сложена остракодовыми слоями, являющимися основным маркирующим горизонтом майкопской серии. Он представлен известковыми глинами и мергелями небольшой (первые метры, редко 20-30 м) мощности, заключающими характерный комплекс органических остатков. Верхняя часть свиты (икибурульские слои), мощностью до 80 м, сложена неизвестковыми глинами с ходами илоедов.

Рудовмещающая к а л м ы ц к а я свита является самым мощным (до 400-500 м) и сложнопостроенным комплексом майкопской серии, местами с резкими (клиноформными) изменениями мощностей и литофаций. Наиболее характерна нижняя подсвита, сложенная темными глинами с рассеянными остатками рыб, в основании известковыми (виргулинелловые спои). Она заключает все рудные образования Ергенинского района, составляющие так называемые *рыбные* слои [6]. Верхняя подсвита (до 115 м) сложена зеленоватыми слоистыми глинами, часто алевритовыми с конкрециями сидеритов. К северо-западу от рудного района рыбные слои замещаются светлыми алевритовыми глинами без остатков рыб. Здесь трудно расчленить калмыцкую свиту по литологическим признакам.

Верхнюю часть разреза олигоцена составляет нугринская свита зелено-
ватых глин с примесью песчано-алевритового материала, мощностью до 50 м. Нижнемиоценовые отложения связаны с нугринской свитой постепенным переходом. В пределах рудного района они проявлены спорадически, но южнее (в Манычском прогибе) могут достигать 250—300 м. Представлены песчано-алевритовыми глинами с пачками песков и алевритов арадыкской и цаганхакской свит.

Как видно, в мощной глинистой толще рассматриваемые ниже залежи приурочены к сравнительно узкому стратиграфическому интервалу, отражающему относительно кратковременную эпоху рудообразования в позднем олигоцене.

Рудоносность рыбных слоев калмыцкой свиты. Ергенинский рудный район расположен в юго-западной части Калмыкии, на границе с Ростовской областью, и имеет близкое к изометричному очертание размером около 70 × 90 км. В его пределах выявлено большое число (десятки) рудных залежей самых различных размеров – от мелких (в сотни метров) до крупных, протяженность которых измеряется многими километрами.

Детальное изучение и картирование продуктивных отложений на огромном фактическом материале бурения показало, что залежи костного детрита располагаются на различных стратиграфических уровнях. В результате рудоносная толща была расчленена геологами, проводившими поисково-разведочные работы¹, на три рудных горизонта (снизу): степновский, южнобуратинский и багабурульский, — имеющих более или менее отчетливо выраженное ритмичное строение с положением залежей в основании каждого из ритмов осадконакопления и алевритовых глин в верхней их части. Общий характер литолого-фациальных изменений рудоносных отложений тесно связан с формированием залежей, которые, с одной стороны, могут сопровождаться большими ореолами рассеянного костного детрита, а с другой — быть практически безореольными.

Руды в залежах Ергенинского района обнаруживают весьма существенные колебания по количественному соотношению основных рудообразующих компонентов: костного детрита рыб (P_2O_5), сульфидов железа ($S_{\pi\mu\rho}$) и глинистого материала (Al_2O_3), а также концентрации в них различных металлов. Для отдельных типов руд количество основных компонентов изменяется в пределах, %: P_2O_5 1–25, $S_{\pi\mu\rho}$ 5–29, Al_2O_3 1–10; примесь карбонатного материала также непостоянна – CO_2 0,5–12,5% [9]. Вместе с тем средние количественные показатели компонентного состава руд для отдельных залежей в целом представляются в более сглаженном виде, %: P_2O_5 3,9–17,8, $S_{\pi\mu\rho}$ 5,0–16, Al_2O_3 3,9–9,0. Исходя из приведенных значений нами принята следующая условная градация компонентного состава руд Ергенинского района.

А. По количеству костного детрита рыб (КД) в пятиокиси фосфора P_2O_5 (среднее содержание P_2O_5 в минерализованных костях около 30%): 1) низкофосфорные (КД < 20%, $P_2O_5 < 7\%$); 2) среднефосфорные (КД 20–30%, P_2O_5 7–10%); 3) высокофосфорные (КД > 30%, $P_2O_5 > 10\%$).

Б. По количеству сульфидов железа (СЖ) и пиритной серы (во вмещающих глинах среднее содержание $S_{пир}$ 1,5-2,5%): 1) низкосернистые (СЖ < 15%, $S_{пир} < 7,5\%$); 2) среднесернистые (СЖ 15-25%, $S_{пир}$ 7,5-12,5%), 3) высокосернистые (СЖ > 25%, $S_{пир} > 12,5\%$).

В. По количеству глинистого материала (ГМ) и глинозема (среднее содержание Al_2O_3 во вмещающих глинах 17-18%): 1) низкоглиноземистые (ГМ < 40%, $Al_2O_3 < 7\%$); 2) среднеглиноземистые (ГМ 40–50%, Al_2O_3 7–8%); 3) высо-коглиноземистые (ГМ > 50%, $Al_2O_3 > 8\%$).

Все компоненты рудного вещества металлоносны [9]. Наибольшее количество полезных элементов связано с фосфатом кальция остатков рыб, концентри-

¹ Большой вклад в изучение Ергенинского рудного района был внесен В.М. Шалаховым, Г.И. Семеновым, В.А. Марковичем, П.М. Колесниковым, С.И. Григоровым, В.И. Ломовой, В.В. Соболевым, Е.Т. Жилой и другими геологами.



Фиг. 1, а

рующим практически в полном составе (за исключением прометия) редкоземельные элементы, а также уран и скандий. В сульфидах железа постоянно присутствуют никель, кобальт, молибден и рений, встречаются медь, цинк, свинец и мышьяк [3]. В глинистом веществе как рудных пластов, так и вмещающих отложений всегда содержится скандий. В настоящей статье, направленной на освещение общих вопросов рудоносности Ергенинского района, мы будем ниже привлекать лишь основные данные по металлоносности залежей, так или иначе отражающие фациальные обстановки рудообразования. Напомним, что среднее содержание редких земель и урана в костном фосфате для рудного района в целом составляет [9]: $\Sigma TR 1,13\%$, U 0,20%; значения коэффициентов металлоносности: $\Sigma TR/P_2 O_5 0,038$, U/P₂O₅ 0,0067.

Изложение материалов приводится ниже по отдельным рудным горизонтам снизу вверх, что позволяет оттенить особенности каждого из этапов рудообразования и основные черты эволюции рудного процесса во времени.

Степновский горизонт (фигура, a)². Наиболее крупными залежами

^а Схемы (см. фигуру) составлены с упрощениями и дополнениями на основе погоризонтных литолого-фациальных карт масштаба 1 : 200 000 Ергенинского района (авторы: Г.И. Семенов, А.С. Столяров, В.В. Соболев, Е.Т. Жила).



Фиг. 1, б

степновского горизонта являются Степновская и Центральная. Степновская залежь вытянута в юго-западном направлении более чем на 10 км при ширине до 2,5 км, круто погружаясь в Манычский прогиб на большие глубины. Мощность залежи увеличивается к юго-востоку до 6-8 м за счет расщешления по типу "конского хвоста". Выклинивание в противоположном направлении связано с прислонением рудного пласта к достаточно резко выраженному уступу морского дна. Наиболее компактной является северо-западная часть залежи, представленная однородным пластом черного цвета мощностью до 3 м, сложенным в основном глинистым материалом (Al₂O₃ 7,5%) и сульфидами железа (S_{пир} 16%). Костный детрит имеет подчиненное значение (Р205 4,8%), особенно в нижней части пласта (Р2 О5 1,5-2,5%), представленной массивной глинисто-сульфидной породой. По количеству костного детрита залежь является одной из самых бедных в рудном районе, однако фосфатное вещество костей отличается повышенной металлоносностью: ΣTR 1,44%, U 0,31%³; ΣTR/U 4,6. По типу руд Степановская залежь относится к низкофосфорным, высокосернистым, высокоглиноземистым.

³ Ниже по всем залежам приводятся средние содержания элементов в фосфатном веществе, рассчитанные по большому количеству аналитических данных.



Фиг. 1, в

Фациально-палеогеографические схемы степновского (a), южнобуратинского (б) и багабурульского (в) этапов рудообразования

1 — область отсутствия олигоценовых отложений (неоген-четвертичный размыв); 2 — площади отсутствия отложений данного рудного горизонта (развития подстилающих отложений олигоцена); 3 — предполагаемая островная суща. Акватория морского бассейна (отложения повсеместно глинистого состава, знаком не обозначены: 4 — ареалы проявления близкой к "нулевой" седиментации; 5 — то же с развитием маломощных (до 0,1 м) сульфидных прослоев; 6 — залежи костного детрита рыб; 7 — ореолы рассеянных остатков рыб с радиоактивностью 45–100 мкр/ч; 8 — то же с радиоактивностью 20–45 мкр/ч; 9 — осевые линии палеоподнятий; 10 — то же палеопрогибов; 11 — контур подводного уступа, определявшего выклинивание рудоносных отложений (a — установленный, δ — предполагаемый); 12-13 границы ареалов (12 — повышенной сульфидности отложений и развития сульфидных прослоев, 13 — развития глин с примесью алевритового материала, точки направлены в сторону ареала); 14 — линии равных мощностей, м; 15 — направления расслаивания залежей костного детрита рыб

Залежи. І – Степановская; ІІ – Центральная; ІІІ – Яшкульско-Троицкая; IV – Воробьевская; V – Нугринская; VI – Северохарабулукская; VII – Прудово-Южнобуратинская; VIII – Багабурульская; IX – Шаргалыкская; X – Богородская

Центральная залежь вытянута в субмеридиональном направлении более чем на 20 км (в геологических контурах) при ширине до 4 км. Однако мощность залежи сравнительно невелика (0,3–1,5 м в серднем 0,75 м). Растянутость и маломощность рудных пластов, прихотливое распределение основных компонентов придают залежи сложное внутреннее строение, со слабовыраженным расщеплением к востоку. По количеству остатков рыб (Р₂ О₅ 3,9%) и сульфидов железа ($S_{пир}$ 12,8%) руды несколько уступают Степновской залежи, являясь более глинистыми (Al_2O_3 8,8%). Металлоносность костного фосфата снижается до близких к средним значениям для рудного района: ΣTR 1,16%; U 0,23%, но редкоземельно-урановое отношение сохраняется на уровне пятикратного. Руды в целом относятся к типу низкофосфорных, средне- и высокосернистых, высокоглиноземистых.

На фигуре (a) отображена фациально-палеогеографическая обстановка, максимально приближенная к времени формирования рудных залежей. Обратим внимание на следующие обстоятельства: 1) отсутствие на широкой площади синхронных отложений в северо-западной части рудного района, представлявшей собой общирную область "нулевой седиментации", юго-западная часть которой характеризовалась широким развитием маломощных (до 0,1 м) сульфидных прослоев, аналогичных описанным ранее на Мангышлаке [1, 7]; 2) наличие протяженного (через весь район) уступа морского дна, вдоль которого происходило выклинивание отложений и местами формировались залежи костного детрита; 3) значительное увеличение (до 160 м) мощности синхронных залежам отложений к юго-востоку, что указывает на значительное погружение этой части района в период формирования залежей; 4) проявление к юго-востоку от залежей обширных ореолов рассеянных ураноносных остатков рыб (кости, чешуя), выраженных широкими полями повышенной радиоактивности в пределах 45– 100 мкр/ч⁴.

Фациально-палеогеографическая обстановка свидетельствует об общем юго-восточном направлении сноса обломочного материала как терригенного преимущественно пелитового, так и органогенного. Можно полагать, что область "нулевой седиментации" представляла собой пологонаклонную подводную ступень, располагавшуюся выше или на уровне базиса действия волн, из пределов которой материал выносился к юго-востоку. При этом костный детрит накапливался или непосредственно за уступом (Степновская залежь), либо вблизи него на склоне палеоподнятия (Центральная залежь) на глубинах ниже базиса действия волн. Предполагаемые низкие островные сооружения или отмели (банки) в районе Белоглинского и Большеремонтненского поднятий, вероятно, служили местами прижизненного скопления рыб. Таким образом, рудные залежи степновского горизонта проявляют себя как относительно глубоководные образования, формировавшиеся в спокойной гидродинамической обстановке ниже базиса действия волн на значительном (десятки километров) удалении от береговой зоны предполагаемых островных массивов внешней зоны шельфа.

Ю жнобуратинский воризонт (фигура, б). Картина распространения рудных залежей на втором этапе рудообразования существенно изменилась: они проявлены более широко, охватывая весь рудный район, но сосредоточены в северо-западной и юго-восточной его частях, разделяясь довольно широкой (до 20 км) практически безрудной полосой. К данному горизонту приурочено наибольшее количество рудных залежей: Яшкульско-Троицкая, Нугринская, Северохарабулукская, Прудово-Южнобуратинская, Воробьевская и др. Они характеризуются рядом индивидуальных особенностей, различаясь между собой как по морфологии и размерам, так и по соотношению основных рудообразующих компонентов.

Наиболее значительной по площади является *Яшкульско-Троицкая* залежь, разделенная неогеновой промоиной шириной более 5 км. Она занимает крайнее северное положение и имеет юго-западное удлинение почти на 25 км (в реставрированном виде) при ширине до 10–13 км. Залежь сложена двумя выдержанными, но маломощными (0,2–0,4 м) пластами; в восточном направлении они слива-

⁴ Поскольку уран целиком связан с остатками рыб, интенсивность полей радиоактивности является прямой функцией количества в глинах рассеянного костного детрита и чешуи рыб. Эта закономерность характерна для майкопской формации в целом.

ются и выклиниваются, прислоняясь к уступу дна, а на юго-западе разделяются пачкой глин до 15 м мощности и окаймляются значительным ореолом рассеяния остатков рыб с радиоактивностью 45–100 мкр/ч. Руды в целом низкофосфорные (P_2O_5 3–7%) — средне- и высокосернистые (S_{nup} 8–16%), высокоглиноземистые (Al_2O_3 8–9%). По сравнению с залежами степновского горизонта резко (в 2–3 раза снижается содержание урана в костном фосфате (0,13%), при близкой к средним значениям концентрации редких земель (1,1%). В результате залежь становится значительно более редкоземельной: $\Sigma TR/U$ возрастает до 8,5.

На юге западной части района располагается достаточно крупная $(7 \times 1-5 \text{ км})$, но маломощная (0,2-0,7 м) Воробьевская залежь, имеющая компактное строение рудного пласта, лишь местами слаборасслоенного. Руды этой залежи характеризуются очень небольшим количеством костного детрита $(P_2O_5\ 2-3\%)$, но являются высокосульфидными $(S_{\pi \mu p}\ 15-17\%)$. По компонентному составу это типичные сульфидные руды, подобные нижней части Степновской залежи. Для них свойственню высокое обогащение костного детрита ураном (0,3%), но самое незначительное (0,75%) для рудного района содержание редкоземельных элементов. В результате на этой залежи отмечается уже резко пониженное значение $\Sigma TR/U$, равное всего 2,5.

В целом в западной части района южнобуратинский горизонт представлен большими по размерам, но маломощными высокосульфидными залежами, сопровождающимися широкими ореолами рассеяния костного детрита и повышенной сульфидностью рудовмещающих глин. Сходные по компонентному составу рудного вещества и морфологии, они (залежи) тем не менее резко различаются по степени концентрации редких земель и урана.

В восточной части рудного района характер рудоносности существенно изменяется. Здесь проявлено большое число рудных залежей, но они, как правило, отличаются сравнительно небольшими размерами. К разряду крупных относится только одна залежь — Нугринская. Она расположена в юго-восточной части района и вытянута в субмерициональном направлении более чем на 15 км, при ширине до 5 км, круто погружаясь в Манычский прогиб. Северная часть залежи маломощная (0,1-0,3 м) с высокой концентрацией костного детрита (P2Os 17%) и небольшим количеством глинистого материала (Al₂O₃ 4-5%), а также сульфидов железа (S_{пир} 3-7%). Следовательно, в Нугринской залежи появляется новый тип руд: высокофосфорных, низкосернистых, низкоглиноземистых. Однако к югу они сменяются низкофосфорными (P₂O₅ 6,6%), высокоглиноземистыми $(Al_2O_3, 8, 1\%)$ разностями, которые отличаются от руд ранее охарактеризованных залежей также низким количеством сульфидов (S_{пир} 5-6%). Содержание редких земель и урана в костном фосфате достаточно высокое: ΣTR 1,2-1,3%; U 0,23%. Отметим, что существенных различий в концентрации элементов для различных типов руд (высоко- и низкофосфорных) не отмечается. Выдерживается на уровне 5,2-5,5 также редкоземельно-урановое отношение.

К северу все залежи имеют значительно меньшие размеры и характеризуются линзовидным или слабовыраженным расслаивающимся (к юго-западу) строением. Самой крупной из них является Северохарабулукская, вытянутая в субмеридиональном направлении на 8 км при ширине 1–2 км. Руды характеризуются в целом преобладанием глинистого материала (Al₂O₃ 8–9%) и костного детрита (P₂O₅ 12%), а сульфиды являются подчиненными (S_{пир} 6%). Концентрация металлов в костном фосфате аналогична Нугринской залежи: ΣTR 1,27%; U 0,24%; $\Sigma TR/U$ 5,5.

Как видно, в нугринско-северохарабулукской субмеридиональной рудной полосе с юга на север залежи становятся меньше по размерам, а морфология их меняется от расщепляющейся до линзовидной. Они характеризуются также небольшими ореолами рассеяния костного детрита (за исключением южной, расщепляющейся части Нугринской залежи). Залежи самого восточного Прудово-Южнобуратинского участка еще более специфичны и представлены разноориентированными линзовидными телами небольшой (0,2--0,6 м) мощности, группирующимися в полосу северо-восточного направления длиной более 15 км, при ширине около 4 км. На севере расположена Южнобуратинская группа, представленная несколькими рудными телами, сосредоточенными на площади $4 \times 1,2$ км. Они представляют узкие (первые сотни метров), вытянутые на 1-2 км разнонаправленные линзы, в составе которых всегда преобладает костный детрит (P_2O_5 16,5%); глинистый материал (Al_2O_3 4,8%) и сульфиды железа ($S_{пир}$ 9%) содержатся в подчиненном количестве. Концентрация редких элементов и урана в фосфатном веществе близка к средним значениям для рудного района: 1,04 и 0,21% соответственно; $\Sigma TR/U 4,9$.

Прудовая залежь расположена южнее и представлена узким (0,2-0,6 км) линзовидным телом протяженностью 2,8 км. Выделяется наибольшим количеством костного детрита (P_2O_5 17,8%) и одновременно высокими концентрациями редких земель (1,18%) и особенно урана (0,27%), что в целом не свойственно высокофосфорным залежам. Повышенное количество урана приводит к снижению редкоземельно-уранового отношения до 4,3.

Как видно, рассмотренный участок выделяется для всего горизонта проявлением рудных залежей совершенно иного типа – высокофосфорных, низкоглиноземистых с относительно небольшим содержанием сульфидов. Они отличаются крайней невыдержанностью на площади в связи с линзовидным строением и небольшой мощностью.

Итак, по характеру рудоносности в южнобуратинском горзионте резко различаются западные и восточные площади. На западе залежи характеризуются большими размерами, более или менее выраженным расщеплением в сторону погружения, сравнительно небольшим содержанием костного детрита, но высокой сульфидностью и глинистостью. В восточных районах, наоборот, они отличаются значительно меньшими размерами и высокой концентрацией костного детрита рыб при низкой сульфидности и глинистости. Залежи Нугринско-Северохарабулукской рудной полосы имеют промежуточный характер.

Отмеченные особенности состава, строения и распространения залежей следует связывать с существенными изменениями фациально-палеогеографической обстановки осадконакопления и рудообразования (см. фигуру, б). В это время достаточно отчетливо было проявлено Центрально-Ергенинское палеоподнятие, в северо-восточной части, видимо, возвышавшееся над уровнем моря в виде низкого островного сооружения, служившего генератором костного материала для Яшкульско-Тронцкой и Нугринско-Северохарабулукской группы залежей. Оно (поднятие) разделяло различные по характеру области осадконакопления. На западе рудного района, где в степновское время существовала область "нулевой седиментации", произошло углубление бассейна и формировались залежи относительно глубоководного типа – низкофосфорные с повышенной сульфидностью (последняя характерна и для вмещающих отложений). При этом в наиболее погруженной южной части (Воробьевская залежь) костный детрит в большей степени обогащен ураном, чем на севере, где в нем наиболее резко преобладают редкие земли (Яшкульско-Троицкая залежь). Появление на востоке нового типа высокофосфорных линзовидных залежей, несущих черты более мелководной гидродинамической обстановки образования (неровная подошва со следами размыва подстилающих отложений, следы взмучивания и перемыва костного детрита, наличие крупных костей и обломков древесины, обрывков глин и др.) следует связывать с появлением еще одного источника привноса костного материала, располагавшегося к востоку от рудного района (Песчаное поднятие Бузгинского блока). Залежи, тяготеющие к осевой зоне Центрально-Ергенинского поднятия, имеют промежуточный характер. Судя по изменению мощностей отложений южнобуратинского горизонта (5-50 м), морфоструктурные элементы являлись сравнительно сглаженными.

Багабурульский горизонт (см. фигуру, *в*). Рудные залежи багабурульского горизонта занимают самое высокое положение в разрезе рыбных слоев, отражая особенности заключительного этапа рудообразования. Площадное развитие залежей отлично от подстилающих горизонтов: они целиком отсутствуют в южной и северной частях района, а в центральной сосредоточены в основном на западе и востоке, составляя два рудных поля.

Пространственное положение рупных залежей на востоке района практически унаследовано от предшествующего этапа рудообразования, но более локализовано на площади в виде узкой (1-2 км), удивительно линейной полосы протяженностью свыше 20 км, представляющей Багабурульское рудное поле. Его составляют многочисленные (более 20) рудные линзы сложной конфигурации с субширотным удлинением до 3,5 км при ширине 0,05-1,1 км. Мощность их резко изменчива (0,2-1,1 км), что определяется неровной (часто "пилообразной") формой подошвы, связанной с размывом подстилающих отложений, обрывки которых размером в несколько сантиметров встречаются в рудной массе, особенно по краям линз. Преобладающим компонентом является костный детрит ($P_2 O_5$ 15-17,5%), при пониженном количестве сульфидов железа (S_{пир} 8-11%) и глинистого материала (Al₂O₃ 3,5-5,0%). Концентрация редкоземельных элементов в костном фосфате сравнительно невысокая (0,98-1,04%), а урана — изменчива (0,13-0,21%). Поэтому редкоземельно-урановое отношение также колеблется в значительных пределах (5-7,5). Руды Багабурульских линзовидных тел всегда являются высокофосфорными, средне сернистыми, низкоглиноземистыми.

В западной части района рудные залежи развиты более широко, образуя Шаргадык-Богородское рудное поле. Они характеризуются рядом только им присущих особенностей, обнаруживая черты сходства как с крупными залежами, свойственными подстилающим горизонтам, так и с охарактеризованными выше на востоке района.

Шаргадыкская залежь является по положению самой западной в рудном районе, наиболее приближенной к Белоглинскому поднятию. Она вытянута к северо-востоку на 9-10 км при ширине до 5 км; представлена единым пластом мощностью 0,4-1,2 м с полого-волнистой подошвой. Если рассматривать средний компонентный состав руд, то следует говорить как о высоком количестве в них костного детрита (P₂O₅ 13,6%), так и сульфидов железа (S_{пир} 15,4%), с одной стороны, а с другой — о сравнительно небольшом содержании глинистого материала (Al_2O_3) 5%). В такой усредненной характеристике состав руд будет отличаться от всех залежей района, поскольку они (руды) нигде не являются одновременно высокофосфорными и высокосернистыми. Однако в действительности такого типа руд не существует, так как в разрезе Шаргадыкской залежи различные типы руд четко дифференцированы: высокофосфорные развиты в нижней и средней частях, а высокосернистые, как правило, проявлены в кровле (0,2-0,4 м). Следовательно, в Шаргадыкской залежи следует различать два основных типа руд: а) высокофосфорные, низко- и среднесернистые, низкоглиноземистые, характерные для залежей Багабурульского рудного поля, и б) низкофосфорные, высокосернистые, высокоглиноземистые, свойственные крупным рудным залежам типа Степновской.

Высокофосфорные руды характеризуются резким преобладанием коричневатого костного детрита ($P_2O_5 20-25\%$), представляя собой перемытый ("трухлявый") линзослоистый природный "костный концентрат" с подчиненным количеством сульфидов ($S_{\pi\mu\rho} 5-10\%$) и особенно глинистого материала (Al_2O_3 1-4%); такие руды часто являются известковыми ($CO_2 2-5\%$). Высокосернистые руды выделяются черным цветом и массивной текстурой. Преобладающими в них являются сульфиды железа ($S_{\pi\mu\rho} 20-30\%$), а остатков рыб мало ($P_2O_5 3-7\%$). Руды Шаргадыкской залежи выделяются также наиболее низкой металлоносностью костного фосфата (ΣTR 0,84%; U 0,1%), не испытывающей различий для разных типов руд. Обращает внимание также более резкое снижение концентрации урана (в 2 раза по сравнению со средними значениями для района), в связи с чем заметно (в 8,3 раза) преобладают в рудах редкие земли над ураном.

Богородская залежь находится в 2-3 км к юго-востоку от Шаргадыкской, являясь фактически ее продолжением. Однако характер рудоносности здесь заметно изменяется: рудные тела становятся менее выдержанными, хотя и развиты на более широкой площади (20×5 км) за счет ареалов маломощных (до 0,3 м) прослоев. Местами проявлены также линзы с высокой концентрацией костного детрита, по типу руд аналогичные высокофосфорным разностям Шаргадыкской залежи и рудным линзам Багабурульского рудного поля. В отличие от последних высокофосфорные линзы описываемой залежи характеризуются сравнительно большой мощностью, достигающей 1,5-3,0 м. Эти линзы, однако, имеют узколокальный характер, измеряясь сотнями метров в длину и всего 50-125 м в ширину. Нижняя часть их (линз), выполняющая углубления ("промоины"), наиболее обогащена костным детритом (P_2O_5 до 21-23%) с подчиненным количеством сульфидов (S_{пир} до 10%) и особенно глинистого материала (Al₂O₃ 1-3%). Вверх по разрезу количество костного детрита постепенно уменьшается (P2O5 5-7%), а сульфидов железа возрастает (Sпир до 23%). Такие руды характерны для большей части площади Богородской залежи. Концентрация металлов в них выше, чем на Шаргалыкской: ΣTR 1.06%; U 0.16%; ΣTR/U несколько снижается (6-7) за счет более высокого содержания урана.

Итак, на последнем этапе рудообразования залежи формировались лишь на западе и востоке, практически не проявляясь в центральной части района в связи с прекращением генерации костного детрита в области слабовыраженного Центрально-Ергенинского поднятия. Если на западе достаточно определенно намечается пространственная связь с островами или подводными поднятиями (банками) — Белоглинским, Большеремонтненским, которые могли являться источником костного материала, то на востоке интерпретация палеогеографической обстановки, как и для предшествующего времени, остается проблематичной в связи с глубоким размывом отложений (до мела) на Песчаном поднятии. Все залежи багабурульского горизонта имеют пластово-линзовидный (до мелколинзовидного) характер и практически не сопровождаются ореолами рассеяния костного детрита ("безореольные"). Они формировались преимущественно в подвижной, относительно мелководной обстановке, при многократном перемыве костного детрита, приводившем в конечном счете к высокой его концентрации в залежах. Однако металлоносность костного фосфата в отдельных залежах (например, Шаргадыкская), формировавшихся в таких условиях, оказалась самой низкой. Заключительные этапы рудообразования отмечаются более спокойной (трансгрессивной) обстановкой седиментации и формированием руд "относительно глубоководного" типа – высокосернистых, низкофосфорных, но и в них заметного увеличения концентрации полезных элементов в костном фосфате уже не происходило.

* * *

Краткое погоризонтное рассмотрение основных особенностей компонентного состава, строения (морфологии) и металлоносности залежей костного детрита рыб Ергенинского рудного района, а также фациально-палеогеографических обстановок их образования позволило отметить характерные черты, свойственные каждому из рудных горизонтов (этапов рудообразования) и показать историко-геологическую эволюцию рудного процесса. Для первого, степновского этапа свойственны крупные высокосульфидные залежи относительно глубоководного типа с более или менее ярко выраженной расщепляющейся морфологией. Средний, южнобуратинский этап носит промежуточный характер: в нем сохранились черты степновского этапа, но появились новые обстановки, приведшие к формированию иных по составу и морфологии залежей, которые отличаются, как правило, меньшими размерами, пластово-линзовидной морфологией и главным образом более высокой насыщенностью их костным детритом (средне- и высокофосфорные). В заключительный, багабурульский этап залежи последнего типа являлись преобладающими, но среди них формировались достаточно крупные со смещенным типом руд — высокофосфорным в нижней части и низкофосфорным на самых поздних стадиях рудообразования.

Концентрация редкоземельных элементов и урана в фосфатном веществе остатков рыб, выраженная ниже в средних для залежей показателях коэффициентов металлоносности, испытывает более или менее определенно проявленные изменения в различных рудных горизонтах и типах залежей. Характерным примером наиболее глубоководных залежей является Степновская, выделяющаяся самыми высокими концентрациями в костном фосфате рудных элементов, составляющими: $\Sigma TR/P_2O_5$ 0,048; U/P₂O₅ 0,01 (средние показатели для рудного района 0,038 и 0,0067 соответственно [9]).

В крупных залежах южнобуратинского горизонта (Яшкульско-Троицкая, Нугринская) концентрация редких земель в костном фосфате близка к средней для рудного района ($\Sigma TR/P_2O_5 0,036$), а для урана существенно снижается ($U/P_2O_5 0,043$). В Воробьевской залежи того же горизонта, наоборот, отмечается аномально низкая концентрация редких земель ($\Sigma TR/P_2O_5 0,028$) и наиболее высокая — урана ($U/P_2O_5 0,01$). В более высокофосфорных залежах концентрация рудных элементов близка к средним для района значениям: $\Sigma TR/P_2O_5 0,034$; $U/P_2O_5 0,007$.

В мелких высокофосфорных залежах багабурульского горизонта концентрация редких земель сохраняется, а урана заметно снижается (до U/P₂O₅ 0,0055) по сравнению с аналогичными залежами в подстилающем горизонте. Наконец, залежи Шаргадык-Богородского рудного поля выделяются самой низкой металлоносностью костного фосфата: $\Sigma TR/P_2 O_5 0,031$; U/P₂O₅ 0,004.

Тенденция снижения вверх по разрезу концентрации редких земель и урана в костном фосфате отчетливо прослеживается и на величинах средних значений коэффициентов металлоносности, подсчитанных для всех рудных залежей, локализованных в пределах каждого из горизонтов $\Sigma TR/P_2O_5$ и U/P₂O₅: степновский – 0,043 и 0,0090, южнобуратинский – 0,040 и 0,0066, багабурульский – 0,033 и 0,0055. Более значительное снижение концентрации урана приводит к закономерному возрастанию редкоземельно-уранового отношения снизу вверх (соответственно горизонтам): 4,8; 6,0; 6,5. При этом наиболее заметный скачок происходит при переходе от степновского, наиболее глубоководного этапа рудообразования, к южнобуратинскому с рудами разнофациального типа.

Из приведенных погоризонтных геохимических показателей можно сделать вывод о том, что относительно глубоководная обстановка рудообразования, характеризующаяся резко восстановительной средой и отсутствием следов перемыва костного детрита, содержащегося в залежах в подчиненном количестве (до 15%), наиболее благоприятна для накопления как редкоземельных элементов, так и урана. Более мелководные условия формирования рудных залежей, сопровождающиеся перемывом костного детрита и меньшей генерацией сульфидов железа в диагенезе, приводят к снижению концентрации в костном фосфате всех элементов, в большей мере отражающемуся на уране. Поэтому высокофосфорные залежи верхних горизонтов являются в целом более редкоземельными.

Приведенные в статье материалы позволяют отметить также некоторые общие особенности рудообразования рассматриваемого, необычного в осадочной рудной геологии, типа. Прежде всего следует подчеркнуть региональное палеогеографическое положение рудных залежей во внешней части шельфовой области на участках, осложненных локально проявленными низкими островными сооружениями или общирными отмелями (банками), т.е. на значительном удалении (первые сотни километров) от континентальной суши Русской платформы, которая могла служить источником поступления в бассейн рудных элементов.

Повсеместная металлоносность костного фосфата как в пределах залежей, так и в одиночных, рассеянных на многие сотни километров, остатках рыб показывает, что концентрация редких земель и урана осуществлялась в любой точке майкопского морского бассейна. Данное обстоятельство фактически исключает из сферы рассмотрения генетических вопросов один из важнейших факторов рудообразования (источник рудного вещества как показатель локальности развития процесса) и приводит к предположению о том, что накопление рудных элементов с неизбежностью реализовалось в резко восстановительной, богатой органическим веществом обстановке, по всей вероятности, даже из фоновых содержаний редких элементов и урана в морской воде. Видимо, следует допустить подобное предположение и для процесса рудного сульфидообразования, поскольку какие-либо конкретные источники железа на близлежащих островных массивах представить трудно. Не установлены также признаки существенной диагенетической миграции сульфидов в глинистой толще.

Итак, широкая металлоносность костного фосфата (и чешуи рыб) в майкопских глинистых отложениях определяет то обстоятельство, что общее количество сконцентрированных в залежах рудных элементов (не считая рассмотренных выше различий в степени их концентрации) всецело зависит от параметров самих залежей костного детрита рыб, главным образом и определяющих масштабы отдельных месторождений. Следовательно, одной из главных стадий формирования последних является седиментационная. Накопление рудных элементов в фосфатном веществе остатков рыб происходило позднее, в стадию диагенеза [3]. Это определяет генезис данного типа месторождений как седиментационно-диагенетический.

Приведенные краткие сведения по Ергенинскому рудному району свидетельствуют о грандиозности масштабов данного природного явления, локализованного на сравнительно небольшом участке позднеолигоценового морского бассейна. Следует, однако, отметить, что подавляющая часть пластовых скоплений костного детрита в этом районе характеризуется сравнительно невысокими (0,5– 1,5 м) мощностями при большой растянутости по латерали. Выделяется лишь одна залежь (Степновская), где мощность компактного пласта на значительной площади составляет 2–3 м (а расслоенного до 6–8 м).

Очевидно, что наибольшее практическое значение могут представлять залежи с повышенной ("рабочей") мощностью пластов, что существенно увеличивает степень площадной концентрации костного детрита. В этом отношении более благоприятно развивался процесс на Мангышлаке, где отдельные залежи, отрабатываемые карьерами, характеризуются мощностями, аналогичными указанным выше для Степновской залежи. Этот промышленно-рудный район авторы предполагают охарактеризовать в дальнейшем.

Список литературы

- 1. Коченов А.В., Столяров А.С. О некоторых особенностях выделения сульфидов железа в разрезе майкопских отложений Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133. № 6. С. 1412–1415.
- 2. Коченов А.В., Зиновьев В.В. Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений // Геохимия. 1960. № 8. С. 714-725.
- 3. Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столяров А.С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб // Состояние и задачи советской литологии. Т. 2. М.: Наука, 1970. С. 165–170.
- 4. Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1961. 552 с.

- 5. Семенов Г.И., Столяров А.С. О корреляции разрезов разнофациальных отложений олигоцена Мангышлака и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XLV (1). С. 84-94.
- 6. Семенов Г.И., Столяров А.С. Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 70-83.
- 7. Столяров А.С., Щарков А.А. О некоторых особенностях седиментации в морском олигоценовом бассейне Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. LI (6). С. 20-33.
- 8. Столяров А.С., Ивлева Е.И. О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 52-65.
- 9. Столяров А.С., Ивлева Е.И., Рехарская В.М. Металлоносность ископаемых залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 1. С. 61-71.
- 10. Муцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказыя и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГРИ. 1970. Вып. LXX. 255 с.

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, Москва

Поступила в редакцию 29. V. 1991

УДК 550.4:552.578.061.32(479)

© 1991

Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г.

К ГЕОХИМИИ САПРОПЕЛИТОВЫХ ПРОСЛОЕВ В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

На примере палеогеновых отложений Центрального Кавказа рассмотрены геохимические особенности обогащенных органическим веществом прослоев. Установлено обогащение их рядом химических элементов – S, Ni, Co, Mo, Cu, Pb, Cr, иногда Fe и P, при одновременном уменьшении содержаний CaCO₃, Mn, Ti. Показано, что степень концентрации элементов в пластах и характер их распределения контролировались различными факторами, ведущими из которых были диагенетические процессы. Отмечена близость геохимического облика палеоцен-эоценовых сапропелитовых пластов к сходным образованиям четвертичного возраста в Черном море и восточной части Средиземного моря.

В разрезе мезозойской и кайнозойской толщ Кавказа и Предкавказья существуют интервалы отложений, характеризующиеся повышенным содержанием в породах органического вещества (OB). Накопление осадков, обогащенных OB, происходило в специфических условиях тех или иных бассейнов, существовавших на протяжении достаточно длительного времени, оцениваемого в сотни тысяч и миллионы лет (например кумская, майкопская, чокракско-караганская толщи и др.). Вместе с тем местами (в частности, в палеогеновых отложениях) встречаются прослои небольшой (несколько дециметров) мощности, выделяющиеся на фоне основной массы пород своей темной окраской, связанной с их резким обогащением ОВ. Несмотря на малую мощность, некоторые из этих прослоев обнаруживаются на синхронных стратиграфических уровнях в разрезах, удаленных друг от друга на многие сотни и тысячи километров, т.е. образование этих прослоев было связано с некоторыми сравнительно кратковременными событиями, происходившими на общирных территориях, повторявшихся в прошлом неоднократно и носивших пульсационный характер. Поскольку эти события сопровождались повышением биопродуктивности водоема, осадки обогащались ОВ и в них возникали особые геохимические условия, резко контрастировавшие с условиями, существовавшими в отложениях до и после накопления прослоев. Вполне вероятно, что при этом менялась геохимическая обстановка и в водной толще бассейна – видимо, возникало сероводородное заражение, по крайней мере в придонных частях вод.

Для того чтобы выяснить направленность изменений литолого-геохимических характеристик отложений, возникавших при резких сменах условий седиментации и образовании сапропелевых осадков, нами была изучена серия пластов сапропелитового¹ типа и вмещающих их пород в палеогеновой толще Центрального Кавказа.

¹ Качественный состав рассеянного OB на данной стадии исследования нами не определялся, поэтому используемые в статье термины "сапропелевый" по отношению к нелитифицированному осадку, обогащенному OB, и "сапропелитовый" – к литифицированной породе до некоторой степени условны. Вместе с тем следует отметить, что в зарубежной литературе (например, [17, 28]) термин "сапропелевый" широко используется для обозначения образований, аналогичных рассматриваемым нами, причем безотносительно к составу OB.



Фиг. 1. Литолого-стратиграфическая колонка разреза палеоцензоценовых отложений Центрального Кавказа (р. Хеу)

1 – известняки; 2 – мергели; 3 – глины с пластами кремнистых пород; 4 – мергелистая глина; 5 – сапропелитовые прослои

При рассмотрении геохимических особенностей прослоев сапропелитов следует иметь в виду следующее обстоятельство. Палеоценовые и эоценовые отложения в районе исследования не погружались на значительные глубины и не несут на себе сколько-нибудь заметных следов катагенетической переработки: породы достаточно легко размокают в воде, глинистые смешанослойные образования гидрослюд-смектитового ряда не обнаруживают признаков упорядоченности. Поэтому, на наш взгляд, можно исключить катагенетические преобразования из возможных причин, которые могли бы ощутимо повлиять на геохимию сапропелитовых прослоев. Особенности геохимического облика сапропелитов сформировались в основном на стадиях седиментации и диагенеза.

Описание и отбор проб сапропелитовых прослоев проводились в непрерывном разрезе палеогеновых отложений, вскрывающихся в долине р. Хеу (Кабардино-Балкарская АССР) в 15 км к юго-востоку от г. Нальчик. Как видно из литостратиграфической колонки, толща слагается отложениями различного типа, но преобладающими являются мергели и мергелистные глины (фиг. 1). Сапропелитовые прослои залегают на двух стратиграфических уровнях.

Нижний из этих прослоев располагается в разрезе особняком — на некотором удалении от остальной группы прослоев и характеризуется рядом черт, присущих только ему. Залегает этот пласт в верхнепалеоценовых отложениях на интервале,



соответствующем по фораминиферам зоне Acarina acarinata (слон с Globorotalia aequa). Ранее [8] стратиграфическое положение этого интервала по наннопланктону определялось как самая верхняя часть подзоны Chiasmolithus bidens зоны Discoaster multiradiatus. Последующее изучение наннопланктона из очень детально отобранной серии образцов показало, что сапропелитовый пласт находится строго на верхней границе подзоны Chiasmolithus bidens (т.е. граница проходит внутри пласта).

Следует отметить, что горизонты, обогащенные ОВ и приуроченные к этому же стратиграфическому интервалу, фиксируются в разных районах юга СССР – в Прикаспии, Южной Туркмении, Таджикской депрессии, т.е. аналоги рассматриваемого сапропелитового пласта прослеживаются на огромных территориях.

В разрезе р. Хеу сапропелитовый прослой расположен в верхней части монотонной толщи мергелистых глин мощностью около 50 м. Отложения, слагающие толщу, голубовато-серые, неслоистые, с многочисленными и разнообразными по форме и размеру следами биотурбации. Карбонатность пород достигает 40% и более (см. фиг. 1). Интервал, к которому приурочен сапропелитовый пласт, является как бы переходным к следующей толще, что, в частности, проявляется в понижении карбонатности пород (с 40 до 10–20%); над прослоем через 5 м выше по разрезу характер отложений существенно меняется – появляются относительно слабокарбонатные (CaCO₃ < 10%) глины, содержащие пласты кремнистых пород.

Мощность сапропелитового пласта составляет 0,4–0,45 м, под и над ним прослеживаются прослои (8–12 см) менее интенсивно окрашенные, чем сапропелиты, но имеющие несколько более темную окраску по сравнению с породами остальной части вмещающей толщи.

Сапропелитовый пласт своей окраской, обусловленной повышенным содержанием OB, четко выделяется в разрезе. Вместе с тем сам прослой не является однородным: в его пределах интенсивность окраски меняется — наиболее интен-



Фиг. 2. Распределение химических элементов в прослоях сапропелитов 1 – мергелистые глины; 2 – мергели; 3, 4 – породы, соответственно слабо и интенсивно обогащенные ОВ

сивна она в нижней части пласта, выше — постепенно светлеет и в верхней части прослеживается небольшой слой довольно светлой породы (фиг. 2).

На плоскостях напластования глин встречается рыбья чешуя (от нескольких миллиметров до 1 см и более), зубы акул (до 1 см), отмечены редкие отпечатки фрагментов скелетов рыб, по которым иногда образуются псевдоморфозы пирита.

В самом слое, а также в непосредственно подстилающих и перекрывающих его слойках глин встречаются стяжения (до нескольких сантиметров в диаметре относительно изометричной формы, бугорчатые, почковидные с поверхности, покрытые мелкими кристалликами пирита; внутри – сгустки мелкозернистого пирита чередуются с выделениями барита. В нижней – наиболее обогащенной ОВ части слоя встречаются крупные (до 10 см) конкреции радиально-лучистого сульфидного минерала.

Среди других включений в пласте отмечаются редкие (единичные) небольшие (1-2 см) обломочки древесины, по которым развиваются псевдоморфозы пирита.

На темном фоне глин местами видны мелкие (несколько миллиметров) трубочки, канальчики, заполненные зеленовато-серой глиной, а в верхней части слоя (вблизи от кровли) — линзовидные пятна (0,3–1 × 0,5–4 см), являющиеся следами зарывавшихся в ил организмов.

Исследование минерального состава глин из пласта, обогащенного OB, и из подстилающих и перекрывающих его отложений не показало каких-либо заметных различий между ними: главными породообразующими минералами являются смешанослойные гидрослюда и смектит, в подчиненном количестве содержится хлорит.

В том же разрезе в верхней части нижнезоценовой толщи залегает группа из восьми прослоев, относительно вмещающих пород обогащенных ОВ (см. фиг. 1) – содержание Сорг достигает нескольких процентов. Эти прослои по сравнению

Про- слои	Номер образца	CaCO3	C _{opr}	S _{вал}	Fe	Mn	Ti	Р	Cr	Ni	v	Cu	Co	Pb	Мо	Ga	Ge
	1	12.0	() ()	0.70	2.00	0.20	0.51		1 4 1	112	1(2)	70	1	1 20	ו סי	י ו רי ו	
	9	13,6	Следы	0,78	3,89	0,30	0,51	0,06	141	112	162	19	38	30	2,3	22	2,3
	10	1,0	0,52	0,20	4,25	0,02	0,48	0,07	152	430	208	122	100	34	0,40 02.1	32	2,3
T	112	Het	8,0	2,73	5,95	0,16	0,41	0,31	/40	338	1700	1/2	53	22	23,1	21	3,5
1	110	12,9	1,2	3,99	0,09	0,10	0,38	0,30	2/0	222	215	122	32	32	7.3 9.4	10	0,1
	118	23,0	6.05	0,75	3,03	0,07	0,30	0,11	1213	332 400	313	110	32	40	53	20	2,0
	12	26.1	0,05	0,82	4.68	0,007	0,30	0,24	106	701	304	104	51	34	5,5	21	3.0
	14	17.8	0,50	0,47	5 56	0,10	0,47	0,15	140	182	179	49	26	32	19	23	33
	14	17,0	0,17	0,25	5,50	0,52	0,50	0,00	140	102		47	20	52	1,2	23	5,5
	55a	56,5	0,44	0,16	4,67	1,03	0,53	0,06	182	356	202	117	55	44	2	23	4,6
11	556	48,9	2,57	2,27	5,67	0,95	0,48	0,10	254	968	323	160	156	59	7,8	23,5	5,9
	55в	43,5	0,25	0,71	4,57	0,44	0,51	0,14	204	455	314	103	87	46	5,5	28	4,3
	55г	48,4	Следы	0,35	5,43	0,68	0,52	0,19	215	275	233	89	31	43	3,5	23	4,7
	59a	56,2	••	0,43	5,23	0,75	0,52	0,27	205	267	173	132	32	52	3,2	18	4,6
Ш	596	27,5	3,37	0,93	3,66	0,13	0,36	0,11	269	455	242	141	51	63	3,8	36	5,4
	59в	35,9	Следы	0,40	5,16	0,34	0,45	0,18	203	814	374	154	134	85	5,0	28	4,2
	64a	61.0	**	0,62	5,27	0.72	0.49	0.25	182	266	131	77	38	39	1,1	15	4,1
	646	40,5	2,15	0.45	4,61	0.25	0.47	0.13	202	491	205	113	109	49	3,4	25	3,4
IV	64в	41,3	4,02	1.82	6.10	0,34	0,44	0.32	191	520	216	164	124	61	3,6	26	3,4
	64г	42,2	1,42	0,97	5,73	0,28	0,48	0,41	199	718	185	173	142	60	4,8	33	5,2
	64д	54,0	Следы	0,30	4,52	0,54	0,48	0,11	183	326	176	89	50	28	1,1	17	2,3
	68a	63.9	,,	Не опр.	4.35	0.80	0.47	0.17	172	305	158	144	80	30	1,2	~15	~2
v	686	49,5	2,41	" ·	3,94	0,28	0,46	0,06	208	722	317	170	257	67	4,4	30	~2
						Клар	ки элеме	чтов в гли	нистых п	opodax*'	k						
					3,33	0,067	0,45	0,077	100	95	130	57	20	20	2	30	2
					4.72	0.085	0.46	0.07	98	68	130	45	19	20	2,6	19	1,6

*Содержания СаСО₃, С_{орг}, S_{вал}, Fe, Mn, Ti, P приведены в процентах, остальных элементов – в 10⁻⁴%.
**В числителе приведены кларки по А.П. Виноградову, в знаменателе – по К.К. Турекьяну и К.Х. Ведеполю.

с палеоценовым пластом менее обогащены ОВ. Стратиграфический интервал, на котором прослеживаются прослои, определяется вполне уверенно: по фораминиферам — соответствует зоне Globorotalia aragonesis и самому основанию зоны Acarinina bullbrooki; по наннопланктону — средней и верхней частям зоны Mathasterithes tribrachiatus и зоне Discoaster lodoensis. Отметим, что тому же стратиграфическому интервалу соответствуют сапропелитовые прослои, обнаруженные в ряде разрезов Прикаспия [8].

В разрезе р. Хеу прослои залегают в интервале 13-15 м и отстоят друг от друга на расстоянии от нескольких дециметров до первых метров. Причем характер вмещающих отложений на всем интервале развития сапропелитов остается в целом постоянным, карбонатность их достигает 70% (см. фиг. 1). Мощность сапропелитовых прослоев от 0,1 до\0,25 м, они различаются между собой по степени обогащенности ОВ. Подошва и кровля прослоев обычно нерезкая, в верхней части, а иногда и по всей их мощности встречаются следы роющих организмов, хорошо выделяющиеся светло-серой окраской ходов на фоне коричневых сапропелитов. Из включений можно отметить редкие остатки мелкой (несколько миллиметров) чешуи рыб, единичные мелкие кусочки древесины; крупные конкреционные стяжения, как правило, отсутствуют, но в шлифах видны сгустковые скопления сульфидных минералов.

Характер силикатной части породы в прослоях и вне их одинаков: глинистые минералы представлены смешанослойными смектитом и гидрослюдой, в подчиненном количестве присутствует каолинит, который в палеоценовом прослое отсутствует, отмечаются следы хлорита.

СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЛАСТАХ САПРОПЕЛИТОВ

В сапропелитовых прослоях и во вмещающих их отложениях было изучено распределение ряда компонентов: C_{opr} , CO_2 , S, P, Fe, Mn, Ti, определение которых производилось химически, V, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Ga, Ge, Mo — методом количественного спектрального анализа. Определения выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР. На фиг. 2. изображены три из изученных прослоев и показано расположение отбиравшихся образцов. Образцы отбирали таким образом, чтобы по возможности были опробованы различные части сапропелитовых прослоев, отличающиеся друг от друга по степени обогащенности OB, а также вмещающие их породы из подстилающих и перекрывающих слоев.

В подавляющем большинстве образцов установлено довольно высокое содержание карбонатного материала, представленного в основном CaCO₃, количество которого заметно варьирует в разных образцах. Для того чтобы избежать влияния этого фактора на картину распределения элементов, их содержания были пересчитаны на бескарбонатное вещество (таблица). Для сравнительной характеристики поведения элементов подсчитаны их относительные коэффициенты концентрации в сапропелитовых прослоях (фиг. 3), при этом за единицу условно принималось содержание элементов в подстилающих сапропелиты слоях. Следует отметить, что для ряда элементов во вмещающих сапропелитовые прослои отложениях вообще характерен достаточно высокий фон их содержания. Так, например, Cr, Ni, V, Cu, Co, Pb в 1,5-3 раза превышают кларковый уровень для глинистых и тем более карбонатных пород (см. таблицу). В связи с этим коэффициенты относительных концентраций не достигают больших величин, хотя абсолютные значения содержаний элементов в сапропелитовых прослоях значительны. Обращает на себя внимание довольно высокая (0,3-1%) концентрация марганца во вмещающих сапропелиты отложениях (см. таблицу, обр. 9, 14, 55а, г, 59а, 64д, 68a).

Сопоставляя поведение элементов в разных прослоях, видим, что среди них



выделяются две группы: для одной из которых характерно увеличение концентрации в слоях, обогащенных ОВ, для другой — уменьшение.

Одну группу образуют такие элементы, как Mo, V, Ni, Co, Cr, Cu, Pb, Ge, S, которые в большинстве случаев обнаруживают тенденцию к концентрации в сапропелитах.

В другую группу компонентов — с определенной направленностью к понижению содержаний в прослоях входят CaCO₃, Mn, Ti.

Несколько неопределенно ведут себя Fe и P, которые в большинстве случаев обогащают (хотя и незначительно) сапропелитовые прослои, но вместе с тем в двух зоценовых прослоях отмечено понижение их содержаний по сравнению с вмещающими породами.

Нижний (палеоценовый) пласт выделяется среди остальных наибольшим обогащением ОВ и относительно сложным строением. Рассмотрим в первую очередь геохимические особенности этого пласта.

Как видно из данных, приведенных на фиг. 2 и в таблице, содержание ОВ внутри пласта существенно меняется от 8% Сорг в подошвенной части до 1,3% в свет-



Фиг. 3. Диаграммы коэффициентов концентраций химических элементов в сапропелитовых прослоях

За единицу приняты содержания в подстилающих прослои отложениях; масштаб – логарифмический, от 0 до 1 – линейный. На диаграммах по оси абсцисс нанесены точки опробования прослоев, которые соответствуют номерам образцов на фиг. 1 и 2 и в таблице. В связи со сложностью диаграммы палеоценового прослоя она представлена в виде двух частей

лом слойке из верхней его половины. Практически все изученные элементы и CaCO₃ в той или иной мере реагируют на эти колебания.

Особо обращает на себя внимание поведение CaCO₃ – как компонента, играющего породообразующую роль. Содержания ОВ и карбонатного материала в породах в общем связаны обратно пропорциональной зависимостью – увеличение количества C_{opr} неизменно сопровождается уменьшением CaCO₃, причем в максимально обогащенном C_{opr} прослойке CaCO₃ вовсе отсутствует. Марганец обнаруживает ярко выраженную тенденцию к уменьшению его количества в сапропелитовом горизонте; при этом он в меньшей степени реагирует на колебания содержания Сорг в разных частях пласта.

Концентрации Ті также показывают устойчивую тенденцию к некоторому уменьшению в сапропелитах, однако разница между фоновым содержанием элемента и его содержанием в пласте по сравнению с другими элементами выражена гораздо менее резко.

Увеличение содержаний в сапропелитовом пласте, причем иногда весьма значительное, характерно для довольно многочисленной группы элементов — Fe, S, P, Co, Ni, V, Mo, Cr, Cu, Ge. Так в отдельных пробах концентрации возрастают до, 10^{-4} %: Cr 1200, V 1700, Ni 700, Mo $60 \div 70$, что более чем в 5–10, а для Мо в 30 раз превышает фоновые содержания элементов и в еще большей степени кларковые величины.

Однако следует отметить, что при общей тенденции накопления этих элементов в сапропелите, внутри самого пласта их распределение прихотливо и разные элементы ведут себя неодинаково. Как видно из фиг. 2 и 3, наиболее устойчивую корреляцию с ОВ проявляет хром: максимумы и минимумы содержаний этого элемента совпадают с соответствующими экстремумами концентраций Сорг. С некоторой долей условности то же можно сказать и про Р и Сu.

Другие элементы, накапливающиеся в сапропелитах (Fe, Mo, V, Ni, Co, Pb, Ge) распределены таким образом, что их максимальные концентрации сдвинуты относительно максимумов содержаний Сорг. Довольно неопределенно в этом пласте ведет себя Ga.

Нижнезоценовые сапропелитовые прослои отличаются от палеоценового пласта прежде всего меньшим содержанием в них OB (см. таблицу). Однако несмотря на это, геохимические особенности прослоев во многом схожи с рассмотренным ранее пластом. Во всех эоценовых прослоях CaCO₃, Mn и Ti также демонстрируют устойчивую тенденцию к уменьшению их содержаний. Напротив, Ni, Co, Mo, Pb, Cu, S заметно концентрируются в сапропелитах. Хром также относится к этой группе, но, во-первых, его относительные концентрации существенно меньше, чем в палеоценовом пласте, и, во-вторых, его корреляция с OB в том виде, в каком она проявлялась, здесь не отмечается. Fe и P ведут себя неоднозначно – в одних прослоях их содержания увеличиваются, в других уменьшаются; то же можно сказать о Ga и Ge.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в эоценовых прослоях (обр. 59, 64) обнаруживается такая же картина, как и в палеоценовом пласте: ряд элементов (Co, Ni, V, Cu, Pb) в наибольшей степени концентрируется не в том слойке внутри прослоя, в котором наблюдается наибольшее содержание C_{opr} , а в смежном сверху слойке, где отмечается некоторое уменьшение количества OB. Таким образом, этот своеобразный "сдвиг" максимума концентраций некоторых элементов, видимо, вообще характерен для рассматриваемых сапропелитовых пластов; различия же в конфигурации кривых распределения элементов в значительной степени обусловлены тем, как производился отбор проб в сапропелитовом пласте и во вмещающих отложениях, т.е. от схемы расположения точек отбора образцов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характеризуя в общих чертах обстановку, существовавшую в водоеме во время образования сапропелитов, отметим следующее. Геологические данные по строению палеогеновой толщи на площади указывают на то, что образование палеоценового сапропелитового пласта происходило на фоне кратковременной и достаточно быстрой трансгрессии. Согласно данным, приведенным в работе [24], временному интервалу, синхронному с накоплением палеоценового пласта, соответствует трансгрессивный эпизод, проявившийся в глобальном масштабе. В этой связи представляют большой интерес данные Н. Шеклтона [26], который в результате изучения изотопного состава углерода карбонатов из отложений Южной Атлантики пришел к выводу об уменьшении содержания кислорода в водах океана в конце палеоцена. Это явление, по-видимому, находится в прямой связи с широко распространенным в то время накоплением повышенных количеств Сорг в осадках водоемов. Здесь уместно подчеркнуть, что накопление во время трансгрессий отложений, обогащенных ОВ, вообще является широко распространенным процессом [23].

В работе [24] на обобщенной кривой эвстатических колебаний уровня водоемов для раннего зоцена показаны несколько частых и небольших трансгрессивнорегрессивных эпизодов, которые, как и в случае палеоценового горизонта, могли быть ответственны за образование серии эоценовых сапропелитовых прослоев. Причиной же увеличения при этом биопродуктивности водоемов, очевидно, было добавочное поступление в них биофильных химических веществ, способствовавших бурному развитию некоторых видов планктонных организмов.

Следует отметить, что рост биопродуктивности не был простым увеличением количества организмов, а сопровождался появлением иных органических форм по сравнению с предыдущим периодом. Так, количество фораминифер в сапропелитовых пластах падает, причем совсем исчезают бентосные формы. Одновременно появляются достаточно многочисленные остатки динофлагеллат, которые следует рассматривать как один из источников ОВ при образовании сапропелитовых отложений. Как отмечалось выше, в этих прослоях встречаются также обрывки растительных тканей наземных растений, однако по сравнению с органическими остатками бассейнового происхождения они находятся в подчиненном количестве, т.е. состав ОВ здесь смешанного (бассейнового и наземного) происхождения. Исчезновение бентосных фораминифер, по-видимому, связано с возникновением неблагоприятных условий для их существования в периоды накопления сапропелевых илов. Причинами этого могло быть сероводородное заражение придонных вод вследствие диффузионного потока H₂S из осадков, а также достаточно высокие концентрации в иловых водах сапропелей некоторых токсичных металлов, таких, как Cu, Ni, Co и др. [14].

Поскольку накопление карбонатного материала в осадках обусловливалось в основном биогенной седиментацией, уменьшение доли фораминифер и расцвет динофлагеллат и других форм фитопланктона, не обладавших карбонатными раковинами, неизбежно должно было сказываться на количестве CaCO₃, захороняемого в осадках. Это обстоятельство явилось одной из причин уменьшения содержания карбонатного материала в сапропелитовых пластах. Другой причиной, которая вела к тому же результату, следует считать процесс диагенетического растворения CaCO₃ в богатых ОВ илах и возможное частичное удаление его из осадков. Нам представляется, что понижение карбонатности сапропелитов было результатом совокупного действия отмеченных причин, однако неясно, какой из этих факторов играл ведущую роль.

На формирование геохимических особенностей сапропелевых прослоев могли оказывать влияние различные причины: накопление некоторых элементов в тканях живых организмов в процессе метаболизма, сорбция элементов остатками отмерших организмов во время седиментации, диагенетические процессы, которые приводили к накоплению одних и удалению других элементов из осадков.

К настоящему времени выполнено довольно много исследований по определению элементного состава живых организмов, и, в частности, планктонных форм [2, 10, 18, 20, 21, 27 и др.]. Установлено, что почти все рассматриваемые нами элементы содержатся в тканях различных видов фито- и зоопланктона, пеллетах. Однако, как правило, в той или иной разновидности планктона происходит заметное накопление одного-двух элементов и не в столь больших количествах, чтобы впоследствии существенно обогатить ими осадки.

Вполне вероятной причиной обогащения сапропелитовых прослоев рядом

элементов мог явиться процесс сорбции отмершими организмами этих элементов из морской воды до их захоронения в осадках [5 и др.]. Роль сорбентов могли выполнять также гидроксидные формы Fe и Mn, однако сложная и неустойчивая зависимость между ними и другими элементами, концентрирующимися в сапропелитах, не позволяет нам считать вклад этого механизма в накопление элементов достаточно весомым.

Существует также ряд других факторов, которые могли бы оказать влияние на геохимические особенности осадков. И.И. Волков [3], рассматривая распределение химических элементов в осадках Черного моря, отмечал, что характер их поведения в определенной степени зависел от геохимической эволюции бассейна и контролировался в том числе такими событиями, как изменение гидродинамического режима бассейна и связанные с этим вариации скоростей осадконакопления, появление сероводородного заражения водоема, поступление в бассейн вод иного состава (по солености и содержанию растворенных в ней элементов).

Однако в нашем случае (в палеогеновой толще) провести сравнительную оценку скоростей накопления сапропелитовых прослоев и вмещающих их отложений в настоящее время практически невозможно в связи с тем, что определения абсолютной геохронологии не могут дать требуемой точности, а палеонтологические методы из-за относительно быстрых темпов образования осадков не показывают каких-либо изменений в составе руководящих организмов в подстилающих и перекрывающих прослои сапропелитов отложениях. Не решается также однозначно вопрос о масштабе сероводородного заражения вод палеогенового бассейна в периоды накопления сапропелевых илов: охватывало оно только придонные слои или распространялось на значительную мощность водной толщи?

Особое место в формировании геохимического облика сапропелитовых прослоев занимали диагенетические процессы.

Изучение современных осадков показало, что в обогащенных ОВ илах осуществляются преобразования, обусловливающие миграцию ряда элементов из наддонных вод в восстановленные осадки. Происходит это, во-первых, вследствие существенного различия окислительно-восстановительных условий между наддонной водой и осадками, в которых возникает анаэробная среда; во-вторых, в результате осуществляющихся в осадках сульфатредукционных процессов, что ведет к сульфидообразованию. Сочетание этих условий приводит к миграции элементов из наддонной воды в иловую воду осадков и связыванию некоторых из них в сульфиды – обычно в виде аутигенного пирита [1, 6 и др.].

Прежде всего это касается серы, которая демонстрирует отчетливую тенденцию к концентрации в сапропелитах (см. фиг. 2 и 3). Интересно, что при этом количество Fe, как отмечалось, в одних прослоях увеличивается, а в других – уменьшается. Вместе с тем вполне очевидно, что основная масса S в сапропелитах идет на формирование пирита. Казалось бы, что между Fe и S в прослоях должна существовать ясная корреляционная зависимость, которая наблюдается однако не всегда. Проявляющаяся несогласованность в поведении элементов легко объяснима, если учесть, что механизм попадания их в осадок был различен: практически все Fe захоронялось в осадках на стадии седиментации, в то время как подавляющее количество S попадало в осадок уже после его накопления – на стадии раннего диагенеза (активная зона по [11]) – в результате диффузии сульфат-иона из наддонной воды. В итоге прямая зависимость может существовать между S и Fe пиритным, а не Fe валовым.

Такие элементы, как Mo, Cu, Pb, Ni, Co, также видимо обогащали сапропели в основном в результате диффузии в осадок из морской наддонной воды. Однако для успешной работы механизма диффузии таких элементов, как Mo, Cu и др. из наддонной воды в осадок, необходимо, чтобы на поверхности илов отсутствовала окислительная пленка, так как при ее наличии не происходит перехода элементов в осадки [4, 12]. Следовательно, можно предположить, что при прочих равных условиях тот сапропелевый слой, который более длительное время не будет перекрыт окисленными осадками – сможет в бо́льшей степени обогатиться поступающими в него из наддонных вод элементами. Возможно, именно с этой причиной связано неодинаковое обогащение элементами разных частей палеоценового сапропелитового прослоя (см. фиг. 2, 3): его относительно мощная нижняя часть (обр. 11а) сильнее обогащена Си и особенно Мо, чем более тонкий верхний слой (обр. 11г), который накопился гораздо быстрее.

Поступающие в осадок элементы в процессе диагенетической переработки илов могут входить в состав сульфидов. Так, например, явление концентрации в сульфидах сапропелевых илов таких элементов, как Cu, Pb, Co, Ni, Mo и др., было зарегистрировано в осадках Черного моря [1, 6]. Присутствие в палеогеновых сапропелитах микро- и макровыделений сульфидов позволяет предполагать, что и в этом случае ряд элементов мог связываться в сульфидах. В одной из сульфидных конкреций (диаметр - около 4 см) было определены следующие содержания элементов, 10⁻⁴%: Pb 50, Ni 370, Co 44, Zn 100, Cu < 100, Mo 10, As 320, Sb ~200. Если сравнить их содержания в конкреции с содержанием соответствующих элементов во вмещающей породе (см. таблицу), то видно, что если и есть обогащение сульфида некоторыми элементами, выражено оно слабо, в целом эти содержания близки друг к другу. Какая-то часть элементов несомненно входит в состав сульфидов, но вместе с тем отсутствие ясной корреляции S с рядом элементов, в том числе и халькофильными (например, в слоях 59 и 64, см. фиг. 3) можно рассматривать как указание на иные, чем сульфидные формы, нахождения этих элементов в сапропелитах.

Диагенетические процессы не только в значительной мере ответственны за обогащение илов сапропелитов во время их накопления рядом элементов, но и обусловили в дальнейшем заметное перераспределение элементов внутри прослоев. С этим, в частности, связан отмечавшийся выше "сдвиг" максимумов некоторых элементов относительно максимума С_{орг} в верхний слой, в меньшей степени обогащенный ОВ (см. фиг. 2, 3). Такой характер распределения элементов в определенном смысле сродни известному явлению обогащения слоев окисленных илов, залегающих над редуцированными осадками [4, 12] и обусловлен миграцией подвижных восстановленных форм элементов вверх, где они, окисляясь, высаживаются в виде малоподвижных соединений.

Миграции элементов, видимо, способствовал также процесс уплотнения сапропелитовых прослоев, мощность которых сокращалась в диагенезе в бо́льшей степени, чем у вмещающих отложений. Обусловлено это было тем, что карбонатность сапропелей была меньше фоновой, а повышенное содержание ОВ обусловливало увеличенную обводненность и рыхлость сапропелевых илов (соответственно и бо́льшую первоначальную пористость). Впоследствии относительно более высокая степень сокращения мощности прослоев сапропелитов приводила к отжиманию вверх иловых вод с растворенными в них ОВ [9] и элементами, которые могли осаждаться в верхних частях прослоев или даже в перекрывающих их отложениях.

С диагенезом можно также, видимо, связывать процесс "самообогащения" некоторыми элементами геохимической системы в результате потери части реакционного ОВ и карбонатов, механизм которого предложен Холодовым В.Н. и Недумовым Р.И. [13].

Разнообразные диагенетические процессы протекали одновременно и поэтому существующая картина распределения элементов в значительной мере является совокупным результатом их действия.

Как уже отмечалось, в связи с обсуждением распределения в осадках CaCO₃, диагенетическая переработка илов могла способствовать удалению некоторых компонентов из осадка. В нашем случае это прежде всего относится к Mn, количество которого в сапропелитовых прослоях заметно уменьшается по сравнению с вмещающими отложениями. Причем отсутствие окисленного слоя на поверхности осадка играло важную роль как для поступления в илы элементов из наддонной воды, так и для эвакуации из них некоторых элементов, в частности Mn. Диагенетическое удаление Mn нам представляется наиболее вероятным, хотя, конечно, следует учитывать возможность изначального, возникающего в процессе седиментации, обеднения осадочного материала Mn, что связано с сероводородным заражением водоема. Это явление наблюдается при достаточно мощной зоне сероводородного заражения, где Mn удерживается в растворе и в результате не захороняется в осадках, в которых отмечаются его низкие содержания (например, Черное море [3, 12 и др.]).

Оценивая вероятность сероводородного заражения вод палеоценового бассейна во время накопления сапропелей, следует учитывать следующие обстоятельства. Исчезновение в сапропелитах бентосных форм организмов свидетельствует о том, что заражение H₂S существовало. Но одновременно возникает вопрос о масштабе этого явления, так как от него зависит и трактовка некоторых геохимических процессов, протекавших в водоеме. Следует учитывать, что в подстилающих и перекрывающих палеоценовый пласт сапропелитов отложениях присутствует большое количество следов ползающей и зарывающейся в ил бентоносной фауны. Степень биотурбации илов была достаточно велика. В связи с этим глубина водоема в этом месте очевидно составляла первые сотни метров и менее. Соответственно сероводородное заражение, даже при максимальном его развитии, охватывало толщу вод в несколько десятков метров, а вероятнее - зону придонных вод. Но в любом случае осадочный материал (в том числе и Mn) в процессе седиментации мог быстро проходить через водный слой с H₂S и в незначительной степени подвергаться его влиянию. Напротив, даже ограниченная по мощности зона придонных вод с H₂S создавала благоприятные условия для мобилизации растворимых соединений Мп из осадка и их рассеяния. В дальнейшем после исчезновения сероводородного заражения Mn высаживался и мог обогащать осадки. С этим, видимо, отчасти связаны достаточно высокие его содержания во вмещающих прослои отложениях.

Сопоставление геохимии палеогеновых сапропелитовых пластов со схожими образованиями других временных интервалов свидетельствует о существовании между ними многих общих черт. Например, в интенсивно обогащенных ОВ древнечерноморских отложениях Черного моря по сравнению с подстилающими их новоевксинскими осадками также происходит накопление одних элементов (Mo, Co, Ni, Cu, V) и напротив уменьшение содержания двух (Mn, Ti и CaCO₃) [3]. Однако сравнение в этом случае абсолютных величин содержаний элементов показывает более высокие концентрации Ni, Co, Cu, V в палеогеновых прослоях. Различно ведет себя только Cr: если в древнечерноморских илах его содержание уменьшается, то в палеоценовом пласте наблюдается его интенсивное накопление. В ряде работ действительно отмечалась способность этого элемента накапливаться в восстановленных осадках, но гораздо в меньшей степени, чем это обнаруживается в нашем случае [15 и др.]. Причем на примере некоторых современных водоемов было показано вхождение Сг в состав комплексных органических соединений, содержащихся в иловых водах [19]. Отмечаемая корреляция растворенного в иловых водах OB с Cr (наряду с Мо и V) позволяет сделать вывод о важной роли ОВ в мобилизации этих элементов [16]. Установлено, что в некоторых древних отложениях, например, в нефтяных сланцах формации Рандл-Кондор (Австралия) повышенные концентрации Сг связаны с ОВ, в частности, с фракцией гуминовых кислот [22], т.е. в ряде случаев связь Сг с ОВ прослеживается как в современных, так и в древних отложениях. Однако это, видимо, не является широко распространенной закономерностью и ярким примером тому служат древнечерноморские сапропели [3]. Очевидно, решить вопрос о причинах концентрации Сг в палеоценовом сапропелитовом пласте можно будет после специальных исследований

состава ОВ (в частности, о содержании в них гуминовых кислот), а также после изучения геохимического облика синхронных палеоценовых пластов на широкой плошали, что позволит оценить влияние локальных факторов на геохимию хрома. В связи с возможностью такого влияния отметим следующее. Известно, что источником хромсодержащих минералов, образовавших в некоторых мезозойских толщах весьма высокие концентрации, являлись массивы палеозойских серпентинитов, широко распространенные на Северном Кавказе. Так, например, в песчаниках из низов лейасовой толши на Северо-Западном Кавказе в результате обогащения их продуктами разрушения серпентинитового массива содержание Сг достигает 0,28% [7]. Вполне возможно, что в период, предшествовавший соответствующей палеоценовой трансгрессии, некоторые серпентинитовые массивы попвергались выветриванию и поступавший из их кор выветривания Сг включался в дальнейший осадочный процесс, сутью которого, однако, было не простое переотложение минералов, а вовлечение Сг в более сложные геохимические взаимодействия. В частности, как показали исследования последних лет, заметное влияние на поведение хрома оказывают бактерии [25]. Деятельность бактерий способствует растворению соединений Сг и связыванию его в долгоживущие полисахариды. Если подобный механизм действовал и в рассматриваемом нами случае, то вполне вероятно, что эти полисахариды утилизировались морскими организмами и в дальнейшем вместе с ними обогащали донные осадки. В процессах диагенетического перераспределения компонентов осадка хром, если и участвовал, то очевидно в гораздо меньшей степени, чем такие элементы, как Ni и Co, в результате чего сохранилась отчетливая корреляционная связь Cr с Copr.

Помимо сапропелей Черного моря весьма схожая с палеогеновыми горизонтами геохимическая картина наблюдается в плейстоценовых сапропелевых прослоях из осадков Восточной части Средиземного моря [17, 28], в которых в основном те же группы элементов обнаруживают повышенные (С_{орг}, S, Fe, Mo, Ni, Pb, Zn, Cu) и пониженные (CaCO₃, Mn) концентрации.

То обстоятельство, что для морских сапропелитовых горизонтов разного возраста, накапливавшихся не в одинаковых условиях, характерен в целом близкий геохимический облик, свидетельствует о существовании сходных механизмов обогащения рассеянными элементами прослоев осадков с повышенными содержаниями OB; наблюдаемые же отличия между ними обусловлены действием частных факторов, присущих конкретным условиям седиментации и диагенетических преобразований.

Список литературы

- 1. Бугузова Г.Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 4. С. 3-16.
- Виноградова З.А., Петкевич Т.А. Химический элементарный состав планктона Черного, Азовского, Каспийского морей // Биохимия морских организмов. Киев: Наук. думка, 1967. С. 27-45.
- 3. Волков И.И. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 3-22.
- Волков И.И. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 144–168.
- 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., Фомина Л.С. Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 6. С. 18-24.
- 7. Гирин Ю.П., Кривицкий В.А., Седых Э.М., Нижегородова И.В. Редкие и рассеянные элементы в осадках ранно-среднелейасового бассейна Кавказской геосинклинали // Геохимия. 1986. № 7. С. 965-978.
- 8. Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П. Сапропелевые прослои в нижнепалеогеновых отложениях Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 117-119.
- 9. Новосельцева Д.Ш., Мясникова И.П. О масштабах выделения органических веществ с водами, отжимающимися из осадков в процессе их уплотнения // Органическое вещество

в современных и ископаемых осадках (тез. докл. V Всесоюз. семинар. Москва, 8–10 июня, 1976). М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 64–65.

- 10. Савенко В.С. Элементарный химический состав океанского планктона // Геохимия. 1988. № 8. С. 1084–1089.
- 11. Страхов Н.М. Баланс редукционных процессов в Тихом океане // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 4. С. 65-92.
- 12. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- 13. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Роль органического вещества на ранней стадии формирования "черных сланцев" // Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 135-147.
- 14. Bowen H.J.M. Environmental chemistry of the elements. L.: Acad. Press, 1979. 333p.
- 15. Bonatti E., Fischer D.E., Joensuu O., Rydell H. Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorus, uranium and thorium in deep sea sediments // Geochim. et cosmochim. acta. 1971. V. 35. № 2. P. 189-201.
- 16. Brumsack H.J., Gieskes J.H. Interstitial water tracemetal chemistry of laminated sediments from the Gulf of California, Mexico // Marine Chem. 1983. V. 14. P. 89-106.
- 17. Calvert S.E. Geochemistry of pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean // Oceanologica Acta. 1983. V. 6. № 3. P. 255-267.
- 18. Chester R., Griffiths A., Stoner J.H. Minor metal content of surface seawater particulates and organic-rich shelf sediments // Nature. 1978. V. 275. P. 308-309.
- 19. Douglas C.S., Mills G.L., Quinn J.C. Organic copper and chromium in the interstitial waters of Narragansett Bay sediments // Marine Chem. 1985. V. 19. P. 161-174.
- 20. Eisler R. Trace metal concentrations in marine organisms. Oxford: Pergamon Press, 1981. 687 p.
- Fowler S.W. Trace elements in zooplankton particulate products // Nature. 1977. V. 269. P. 51-53.
- 22. Glikson M., Chappell B.W., Freeman R.S., Webler E. Trace elements in oil shales, their source and organic association with particular reference to Australian deposits // Chem. Geol. 1985. V. 53. № 1/2. P. 155-174.
- 23. Hallam A., Bradshaw M.J. Bituminous shales and colitic ironstones as indicators of transgressions and regressions // J. Geol. Sci. 1979. V. 136. Pt. 2, P. 157-164.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the triassic // Science. 1987. № 4793. P. 1156-1167.
- Loutit M.W., Aislabie J., Bremer Ph., Pillidge Chr. Bacteria and chromium in marine sediments // Adv. Microb. Ecol. V. 10, N.Y.; L.: 1988, P. 415-437.
- 26. Shackleton N.J. The carbone isotope record of the Cenosoic: history of organic carbone burial and of oxygen in the ocean and atmosphere // Marine Petrol. Sour. Rocks. Oxford e.a. 1987. P. 423-434.
- 27. Martin J.H., Knouer G.A. The elemental composition of plankton // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. № 7. P. 1639-1654.
- Sutherland H.E., Calvert S.E., Morris R.J. Geochemical studies of the recent sapropel and associated sediment from the Hellenig Quter Ridge, Eastern Mediterranean sea. 1. Mineralogy and chemical composition // Marine Geol. 1984. V. 56. № 1-4. P. 79-92.

Геологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 12.11.1991

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1991

УДК 550.4 : 552,578.061.32(497.2)

© 1991

Мещерякова В.Б., Викторов В.В., Величков Д.П.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ЗАПАДНЫХ БАЛКАН (РЕСПУБЛИКА БОЛГАРИЯ)

Уточнено стратиграфическое положение углеродсодержащих пород среди палеозойских зеленосланцевых образований Западных Балкан; установлена их принадлежность к разным формационным группам; на основании статистической обработки анализов, отобранных из них проб, выявлено их различие по радиогеохимическим и геохимическим признакам.

В составе палеозойских вулканогенно-осадочных и осадочных толщ, широко развитых на территории Западных Балкан (Западной Старапланины), присутствуют углеродсодержащие разности, которые можно отнести к так называемым черным сланцам.

О развитии этих пород упоминается в работах ряда исследователей [4, 11 и др.], однако геохимическим особенностям их не уделялось должного внимания. В то же время результатам исследований углеродсодержащих (черносланцевых) толщ других территорий посвящена общирная литература [1, 2, 7, 8, 10, 13, 15 и др.]. Особое внимание к этим образованиям привлечено в связи с тем, что они характеризуются своеобразными геохимическими свойствами, выражающимися в присутствии в них повышенных концентраций многих элементов (ванадия, молибдена, серебра, золота, урана и др.). Изучение черных сланцев вызывает повышенный интерес, поскольку они могут рассматриваться в качестве потенциального источника ряда элементов и служить благоприятной (в литолого-геохимическом отношении) средой в процессе эндогенного рудообразования. По мнению Я.Э. Юдовича [14], в рудном аспекте черные сланцы выполняют следующие функции: ресурсную (источник рудного вещества для эпигенетических месторождений), барьерную (физико-химический и механический барьеры на пути рудоносных флюндов) и транспортную (агенты мобилизации и транспортировки рудного вещества к местам рудоотложения).

В связи с изложенным выше при проведении геолого-прогнозных работ в пределах Западно-Балканской зоны авторами было уделено внимание подобным образованиям. При этом в отличие от прежних представлений о приуроченности черных сланцев только к позднесилурийским—раннедевонским (?) отложениям был установлен более широкий диапазон их распространения. Сланцы с повышенными содержаниями С_{орг} присутствуют также и среди пород позднего кембрия и раннего—среднего ордовика.

Одновременно с выяснением стратиграфического положения этих образований авторы проводили их опробование. При этом в конкретном пункте отбирали по 5-10 проб из каждой разновидности черных сланцев, отличающейся макроскопически по окраске, зернистости и т.д., и такое же количество из вмещающих их отложений на интервале до 10 м и более от контактов. Все отобранные пробы проанализированы в спектральной лаборатории Северо-Казахстанской геологической станции ИГЕМ АН СССР (г. Щучинск), содержания золота, редких и редкоземельных элементов (нейтронно-активационным методом), а также Сорг

99

Таблица 1

Свита	Возраст	Мощ-	Характерис- тика свиты	Φοι	Районы развития		
		ность, м		тип	подтип		
Огойская	S ₂ –D ₁	900	Песчано- глинистая с лидитами	Терригенно- глинисто-угле- родистый	Глинисто- кремнисто-уг- леродистый	с. Владо Тричков	
Грохотен- ская	0 ₂ -0 ₃	800	Песчано- сланцево- кварцитовая (слабо мета- морфизован- ная)	То же	Терригенно- глинисто-угле- родистый	р. Пробой- ница, с. Зим- нишки дол, с. Чурек	
Долгодел- ская	0 ₁₋₂	1000	Аргиллито- песчанистая (слабо мета- морфизован- ная)	"	Терриген- но-глинисто- вулканоген- но-утлеродис- тый	с. Гара Бов	
Средогрив- ская	€ -0,	1200	Базальт- липарит-песча- но-сланцевая (сильно мета- морфизован- ная)	Вулкано- генно-глинис- то-углеродис- тый		с. Средо- грив, г. Бело- градчик	

деляли в лаборатории болгарской государственной фирмы "Редкие металлы". В прилагаемых таблицах приведены среднеарифметические значения для каждой разновидности проб. Определение содержаний радиоактивных элементов (уран, радий, торий, калий) в пробах производили в лаборатории Редкометального отделения ИГЕМ АН СССР радиометрическим методом на многоканальном анализаторе с порогом чувствительности, %: $1 \cdot 10^{-4}$ (по урану), $0.5 \cdot 10^{-4}$ (по радию), $0.8 \cdot 10^{-4}$ (по торию) и 0.2 (по калию). За порог чувствительности метода и установки принято то минимальное количество измерений элемента, которое может быть зафиксировано с точностью $\pm 25\%$. В табл. 1, 2 содержание радия дано в эквивалентных процентах равновесного с ним урана. На основании проведенных измерений радиоактивных элементов вычислены статистические характеристики изменчивости исследуемых параметров: $\overline{X} = \sum X/n$ – среднеарифметическое содержание радиоактивных элементов; $\sigma = \sqrt{\frac{\sum (\overline{X} - X)^2}{n}}$ – среднеквадратичное откло-

нение от среднеарифметического (где X – содержания урана, радия, тория или калия в отдельной пробе, n – число проб для одной разновидности пород).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Черные сланцы на территории Западно-Балканской зоны известны среди отложений, формяровавшихся в линеаментно-геосинклинальных условиях, существовавших здесь в течение палеозойского (каледоно-герцинского) цикла [3]. Вмещающие их толщи, подразделенные нами на четыре свиты [12], сложены вулканогенно-осадочными и осадочными породами, метаморфизованными в стадии зеленосланцевой фации. Исключением являются лишь позднесилурийские-раннедевонские (?) отложения, которые практически не подверглись метаморфическим преобразованиям. Отсутствие грубообломочных фаций среди палеозойских толщ свидетельствует об образовании их в обстановке спокойного моря, а при-

	Вулка	лканогенно-глинисто-углеродистый тип					Терригенно-глинисто-углеродистый тип												
Эле- менты							Вулка подти	ногенно-у П	глероди	істый	Глини	сто-угле	родисть	ій подті	ип	Кремнис: подтип	го-углер	одисты	<u> </u>
	средогривская свита С ₁ -О					долгоделская свита О ₁ -О ₂			грохотенская свита O2 -O3					огойская свита S ₂ -D ₁					
	I		n	ш	IV		v		VI		VII				VIII		IX		
	7	11	4	5	9	8	12	5	8	6	9	11	5	2	10	5	5	6	5
Ph	1 I 360	10.0	90	70	5.0	15.0	46.0	.19.0	2.0	٦ ٩ ٩	24.0	11.0	26.0	150	196	12.0	14.0	י ו 80	11.0
7n	50,0	40.0	20.0	30.0	30.0	50.0	40,0	-18,0	7,0 50.0	0,0 50.0	24,0	90.0	20,0	10,0	1600	12,0	14,0	80.0	50.0
Cu	23.0	30.0	37 0	44.0	20,0	26.0	49.0	37.0	45 0	30,0	47.0	51.0	36.0	50.0	60.0	270	50.0	60,0	46.0
Ti	9400	6100	5250	3600	3440	4700	2160	3340	6100	6100	5600	5700	5800	5500	5500	3300	2660	5000	4500
Ni	46.0	9.0	30.0	50.0	15.0	23.0	75.0	42 0	46.0	37.0	42 0	56.0	58.0	70.0	56.0	26.0	40.0	68.0	72.0
Co	_	5.0	14.0	18.0	-	6.0	18.0	10.0	17.0	12.0	20.0	24.0	20,0	30.0	30,0	3.0	5.0	23.0	38.0
Mo	54.0	2.9	2.7	8.0	6.2	5.2	20.0	18.6	2.0	-		0.7	0.8	-	0.7	8.0	18.6	-	0.8
v	857	67.0	70.0	102	111	128	1380	836	83.0	90.0	155	155	170	200	145	290	490	138	106
Ge	_	0.4	0.1	1.2	_	0.6	1.7	0.3	0.5	0.5	1.5	2.0	1.6	2.0	2.3	1.4	1.9	1.5	1.6
Au	_	_	_	_	-	-	0.1	_	_	_	_	-	_	_	_	_	0,06-	0,1-	_
Ag	0,9	0,1	0,3	-		_	1.5	0.93	-	0.5	_	_	_	-	0.02	0,7	0,6	_	-
-	(ед. пробы)			•	5,0	_	(1 про	оба)				•							
								(1 проб	a)	•	•								
Copr	2,35	0,41	0,05	2,0	1,5	0,35	4,6-	5,7 (cp.)	0,34	0,4	0,6	0,58	0,44	0,5	0,6	2,85	2,58	0,4	0,44
-							8,8 -	17,1 (ма	кс.)										
P	570	750	750	900	440	550	720	720	910	750	750	800	1000	750	1000	830	650	500	1000
As	-	-	3 (1 п	роба) —		-	30	45	-	65	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	9,7	2,9	3,3	5,1	4,3	4,2	20,0	14,1	3,9	3,6	3,3	3,4	3,4	5,0	3,4	6,5	3,5	2,6	3,5
Тþ	7,7	6,2	6,9	10,0	5,4	5,6	1,5	3,2	15,1	15,5	15,7	15,9	15,4	15,8	15,5	7,9	7,8	12,5	13,7
K	4.5	1.9	2.2	3.1	2.1	1.8	1.7	1.4	3.7	3.7	2.8	2.5	3.4	2.6	2.3	2.6	2.5	3.1	2.5

Геохимическая характеристика палеозойских сланцев Западных Балкан

Примечание. Содержание С_{ОДГ} и К приведено в процентах, U, Th и других элементов в n · 10⁻⁴%. Римские цифры – номера групп, арабские – число проб. Черные сланцы – группы I, III, V, VIII, зеленые – II, IV, VI, IX, темноокрашенные – VII.

•

101

сутствие углеродсодержащих разностей позволяет предполагать изоляцию бассейна, т.е. его удаленность от открытого моря, располагавшегося севернее — на территории Мизийской платформы.

Углеродсодержащие породы по своему парагенезису согласно классификации, предложенной в работе [8], можно отнести к двум формационным типам: вулканогенно-глинисто-углеродистому и терригенно-глинисто-углеродистому. Поскольку среди образований второго типа наблюдаются небольшие различия, выражающиеся хотя и в слабом проявлении вулканического материала или кремнистых осадков, среди них можно выделить три подтипа: вулканогенно-терригенно-углеродистый, собственно терригенно-глинисто-углеродистый и кремнисто-глинистоуглеродистый.

Перечисленные разновидности черных сланцев формировались в разное время и, как будет показано ниже, характеризуются специфическими геохимическими и особенно радиогеохимическими признаками. Органическое вещество в них по данным, приведенным в работе [4], соответствует антраксолиту, Е. Димитрова и В. Вергилов [9] отмечают его слабую графитизацию.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Вулканогенно-глинисто-углеродистая формация. Черные сланцы, принадлежащие к данной формации, находятся среди самых нижних (наиболее древних) частей разреза палеозойских отложений, которые выделяются в качестве средогривской свиты, возраст их рассматривается как кембрий-ранний ордовик [12].

Образования этой свиты залегают на размытой поверхности допалеозойских метаморфических пород и несогласно перекрываются неметаморфизованными осадками перми и триаса. Углеродсодержащие породы находятся среди разнообразных сланцев (кварц-серицит-хлоритовых, кварц-хлоритовых и т.д.), включающих крупные тела метаморфизованных вулканогенных образований основного и кислого состава. Черными сланцами сложен ряд пачек, состоящих из прослоев и линз. Они располагаются на разных стратиграфических уровнях, но чаще всего в пределах нижней и верхней частей разреза данной свиты (табл. 1).

Черные сланцы нижней части разреза (см. табл. 2, 3, группу I) характеризуются значительными содержаниями углерода (2,35%), ванадия (~ 0,09%), свинца (0,0036%), титана (0,94%) и молибдена (0,0054%). Количество урана в них составляет 9,7 $\cdot 10^{-4}$ %, тория 7,7 $\cdot 10^{-4}$, калия 3,5%; редкие элементы представлены бериллием, ниобием и цирконием, а из редкоземельных зафиксированы иттрий (0,004%) и скандий (0,0026%); содержание фосфора составляет 0,057%, мышьяк не установлен.

Породы, вмещающие упомянутые выше углеродсодержащие разности, представлены кварц-хлорит-серицитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами, имеющими зеленую окраску. Они характеризуются низкими (0,41–0,05%) содержаниями C_{opr} , количество урана в них колеблется от 2,9 · 10⁻⁴ до 3,3 · 10⁻⁴%, тория – от 6,2 · 10⁻⁴ до 6,9 · 10⁻⁴%, калия – от 1,9 до 2,2%. Эти породы (см. табл. 2, группу II) отличаются от черных сланцев более низкими значениями молибдена, ванадия и титана, но более высокими кобальта (до 0,0014%) и фосфора (до 0,075%), в единичной пробе установлен мышьяк (3 · 10⁻⁴%). Эти образования характеризуются более широким спектром редких и редкоземельных элементов, таких, как бериллий, литий, скандий, ниобий, цирконий; количество лантана достигает 0,0025%, церия 0,0041%.

Черные сланцы верхней части разреза средогривской свиты (см. табл. 2, 3, группу III) содержат немного меньще (до 2,0%) C_{opr} , чем аналогичные разности, залегающие в низах той же свиты. Понижаются в них и количества урана (до 5,0 $\cdot 10^{-4}$ %), молибдена, ванадия и титана, но возрастают содержания тория (до 10,0 $\cdot 10^{-4}$ %), фосфора и кобальта (до 0,018%); калий, цинк, медь и никель нахо-

	_	Порода	чис-	Ĩ								
Свита	Группа	(сланцы)	ло про̀б	.U	Ra	Th	к	U	Ra	Th	К	- Th/U
0	1	T I	~	07	1	1	A 5	1	1 2 2	20	1	1
Средо-	1	черные	<i>.</i>	9,1	9,0	1,1	4,5	3,3	3,3	3,0	0,4	0,0
гривская	<u> </u>	Зеленые	11	2,9	3,0	0,2	1,9	0,0	0,7	1,2	0,0	2,1
	III -	Черные	5	5,1	5,1	10,0	3,1	1,1	0,8	1,7	0,5	1,9
	IV	Зеленые	9	4,3	4,3	5,4	2,1	0,6	0,7	0,9	0,3	1,2
		••	8	4,2	4,1	5,6	1,8	1,0	1,0	1,4	0,8	1,4
Долго-	v	Черные	12	20,0	19,9	1,5	1,7	9,8	8,9	0,7	0,7	0,08
делская		"	5	14,1	13,4	3,2	1,4	1,5	1,5	1,3	0,3	3,9
	VI	Зеленые пес	- 8	3.9	4.0	15.1	3.7	1.0	1.0	1,3	0,3	3,9
	. –	чано-слание-	6	3.6	4.0	15.5	3.7	1.0	1.0	1.3	0.3	3.9
		вые породы	•	-,-	.,.	,-	-,.	-,•	-,-	-,-	•,-	- ,-
Грохотен	ic-VII	Темноокра-	9	3,3	3,4	15,7	2,8	0,2	0,2	0,6	0,2	4,8
кая		шенные	11	3.4	3.5	15.9	2.5	0.3	0.3	1.0	0.2	4.7
		19	5	3.4	3.4	15.4	3.4	0.2	0.1	1.6	0.5	4.5
		**	10	34	34	15 5	23	0.2	0.2	10	0.3	4.6
			10	5,4	5,4	13,5	2,0	0,2	0,2	1,0	0,0	.,0
Огойска	a VIII	Черные	5	6,5	5,6	7,9	2,6	1,5	2,0	0,8	0,7	1,2
		**	5	3,5	3,6	7,8	2,5	1,1	1,0	0,5	0,4	2,2
	IX	Зеленые	6	2,6	2,6	12,5	3,1	0,3	0,3	2,2	0,2	4,8
		**	5	3,5	3,3	13,7	2,5	0,2	0,2	1,7	0,5	3,9
					-			-		•		-

Распределение радиоактивных элементов в зеленосланцевых породах

Примечание. Содержание К приведено в процентах, остальных элементов – в n · 10⁻⁴%.

дятся примерно в тех же концентрациях. Так же, как и в ранее охарактеризованных углеродсодержащих сланцах, из редкоземельных элементов в них зафиксированы только иттрий и скандий и примерно в тех же количествах.

Кварц-хлорит-серицитовые сланцы, вмещающие черные разности верхней части разреза средогривской свиты (группа IV), характеризуются более высскими содержаниями урана $(4,2-4,3) \cdot 10^{-4}\%$ по сравнению со сходными разностями пород нижней части разреза (см. табл. 2, 3, группу II) и сравнительно низкими концентрациями тория $(5,4-5,6) \cdot 10^{-4}\%$, количества калия (1,8-2,1%), титана и фосфора также снижены. По другим элементам они близки к зеленым сланцам группы II, а некоторые прослои их по редкоземельным элементам, за исключением иттрия и скандия, обнаруживают сходство с углеродсодержащими породами группы III.

Терригенно-глинисто-углеродистая формация. Угдеродсодержащие породы, отнесенные к данной формации, наблюдаются среди сланцевых толщ, возраст которых датируется как ранний ордовик-поздний силур (или ранний девон?). Эти толщи несколько различаются по набору входящих в них пород, что, как отмечалось выше, позволило выделить среди данной формации три подтипа (см. табл. 1, 2).

1. Терригенно-глинисто-вулканогенно-углеродистый. Углеродсодержащие породы данного подтипа находятся среди отложений, выделяемых в качестве долгоделской свиты нижнего-среднего ордовика [12]. Черносланцевые образования местами слагают серию сближенных пластов общей мощностью до 100 м. Как правило, они залегают среди метаморфизованных плотных темных песчаников и туфобрекчий с обломками диабазового порфирита.

Черные сланцы данной формационной группы (см. табл. 2, группу V) характеризуются наиболее высокими содержаниями углеродистого вещества, которое распределено весьма неравномерно. Количества его колеблются от 8,8 до 17,1%.

Содержание 1	редких мета	ллов и редю	оземельны	к элементов
в чернь	іх сланцах З	ападных Бал	пк ан (19 п ј	юб)

Элемент	Содержание, п · 1	Содержание, п · 10 ⁻⁴ %					
	Редкие металлы						
Берилий	1,6/6,6	(3,8)	100				
Литий	10,0/80,0	(45,0)	68				
Цезий	2,6/7,2	(4,6)	79				
Тантал	0,4/1,7	(1,0)	74				
Ниобий	6,0/18,8	(10,3)	100				
Цирконий	90,0/200,0	(117,6)	100				
	Редкие земли.						
Иттрий	15,0/103,0	(25,7)	100				
Самарий	3,6/10,3	(7,4)	79				
Европий	0,4/1,5	(0,9)	79				
Тербий	1,0/2,7	(1,4)	79				
Лантан	7,8/56,9	(35,2)	79				
Церий	20,5/99,4	(62,8)	79				
Неодим	15,4/39,8	(28,2)	32				
Скандий	8,0/27,0	(14,4)	100				
Иттербий	2,4/4,7	(3,3)	79				
Лютеций	0,2/0,6	(0,4)	79				

Примечание. В числителе приведены минимальные значения, в знаменателе – максимальные, в скобках – средние.

Содержание урана в них достигает 20 · 10⁻⁴% при очень низких значениях тория от 1,5 до 3,2 · 10⁻⁴% и калия 1,7; 1,4% (см. табл. 3). По другим элементам они почти не отличаются от черносланцевых пород рассмотренной выше формации. В этих сланцах не фиксируется цинк, меньше титана (0,216%), но они обогащены ванадием (0,138%). В единичных пробах установлено серебро (до 5 · 10⁻⁴%) и мышьяк (до 0,003-0,0045%). Анализы указывают на присутствие в них иттрия (0,01%) и церия (0,002%). Зеленые сланцы (кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые) и песчаники, вмещающие вышеупомянутые черносланцевые разновидности, характеризуются малыми (десятые доли процента) количествами органического углерода; содержание урана в них составляет 3,9 · 10⁻⁴%, калия 3,7, а тория до 15,5.10-4%. Что касается остальных элементов, то за исключением молибдена и серебра, они все зафиксированы, но в меньших количествах. Кроме того, в них отмечаются цинк (до 0,0015%), литий (0,002-0,0045%), в некоторых разностях фосфор (до 0,09%), в единичных пробах установлен мышьяк (по 0,0065%). Анализы показали, что в данной группе пород присутствуют все анализировавшиеся лантаноиды (табл. 4), включая и неодим, содержание лантана составляет 0,0046%, церия - 0,0087%.

2. Терригенно-глинисто-углеродистый. Среди отложений среднего-позднего ордовика, выделяемых в качестве грохотенской свиты, отмечаются темноокрашенные сланцы (группа VII), которые располагаются внутри осадочной толщи, сложенной кварц-серицитовыми сланцами, метаморфизованными среднезернистыми песчаниками и кварцитами (кварцитизированными песчаниками). Они слагают пачку изменчивой мощности (до 15-20 м), которая по простиранию прослеживается на интервале более 5 км. Углеродистое вещество в них графитизировано и Сорг не превышает 0,6%. По содержанию радиоактивных элементов (урана 3,4-5,0 · 10⁻⁴%, тория 15,4-15,8 · 10⁻⁴ и калия 2,3-3,4%) эти разновидности пород практически не отличаются от зеленых сланцев долгоделской свиты (от группы VI). Количество цинка в них достигает 0,016%, никеля 0,007, кобальта 0,083, фосфора 0,1%; молибден и себеро установлены лишь в редких пробах, где они составляют десятые доли процента, мышьяк не обнаружен. Для сланцев данного подтипа характерны относительно высокие (до 0,008%) содержания лития и зафиксированы элементы цериевой группы, в том числе и неодим.

3. Глинисто-кремнисто-углеродистый. Черные сланцы данного подтипа наблюдаются среди самой молодой из раннепалеозойских осадочных толш, выделяемой в качестве огойской свиты. Возраст ее датируется как поздний силур-ранний девон (?). Поропы этой свиты интенсивно литолизированы, но не метаморфизованы. Среди них распространены глинистые сланцы (граптолитовые), алевролиты, лидиты, значительная роль принадлежит углеродсодержащим разностям. Последние местами сильно пиритизированы, окислены и пропитаны вторичными минералами; содержание Сорг в них достигает 3,16% (в среднем составляет 2,6-2,8%). Характеризуемые сланцы переслаиваются с глинистыми и углисто-глинистыми образованиями, для которых характерны низкие (0,17%) содержания Сорг, и образуют с ними единую пачку мощностью около 100 м. В ее верхней части присутствуют породы повышенной кремнистости (Сорг около 1,5%) и песчанистые разности с содержанием Соорг около 0,65%. Пачка подстилается сланцами зеленого и зеленовато-серого цвета с содержанием Сорг 0,33-0,5%. Концентрация урана в черных сланцах рассматриваемого (глинисто-кремнисто-углеродистого) подтипа (группа VIII) составляет 6,5 · 10⁻⁴%, тория 7,9 · 10⁻⁴% и калия 2,6%. В отдельных пробах установлены цинк (0,005%), фосфор (до 0,083%), а также лантан и церий. По другим элементам отмечается их сходство с черными сланцами долгоделской свиты (группа V), но содержания молибдена и ваналия в них значительно ниже.

Глинистые сланцы (группа IX), залегающие в основании углеродсодержащей пачки пород, характеризуются высокими значениями тория (до $13,7 \cdot 10^{-4}$ %), содержание урана в них составляет $2,6 \cdot 10^{-4} - 3,5 \cdot 10^{-4}$ %, калия 2,5-3,1%. Количество цинка достигает 0,008%, никеля 0,0072%, кобальта 0,0038% и в отдельных разностях установлен фосфор (до 0,1%). В этих сланцах фиксируется литий (до 0,005%) и наблюдается полный комплекс анализируемых редких и редкоземельных элементов, включая и неодим; молибден, серебро и мышьяк не установлены. В общих чертах породы данной группы обнаруживают сходство с зелеными сланцами терригенно-глинисто-вулканогенно-углеродистого и терригенно-глинисто-утлеродистого подтипов (группы VI и VII).

* * *

На основании приведенного выше фактического материала можно сделать следующие выводы:

палеозойские сланцевые толщи Западно-Балканской зоны различаются по содержанию и соотношению радиоактивных элементов. Сланцы вулканогенноглинисто-углеродистой формации (средогривская свита) характеризуются невысокими концентрациями радиоактивных элементов. Торий-урановое отношение в них колеблется от 0,8 до 2,1. Черные сланцы той же формации относительно обогащены ураном (9,7 · 10⁻⁴%) и калием (3,5%), при этом Th/U составляет 0,8;

зеленые и темноокрашенные сланцы терригенно-глинисто-углеродистой формации (долгоделская, грохотенская, огойская свиты) характеризуются более высокими концентрациями тория (до $15,5 \cdot 10^{-4}$ %), при этом Th/U колеблется от 3,9 до 4,8. По своей радиоактивности они близки к позднепалеозойским гранитоидам среднего состава [6]. Черные сланцы той же формации характеризуются меньшим содержанием тория: 7,8 · 10⁻⁴% (группа VIII) или 1,5 · 10⁻⁴% (группа V), калия до 1,7%, но в них резко возрастает количество урана (до 20,0 · 10⁻⁴%), т.е. Th/U снижается до 0,08. В тех же разновидностях пород содержание C_{opr} достигает 17,1%, что служит подтверждением существования корреляционной связи между ураном и C_{opr} ;

из редких элементов в рассмотренных сланцевых образованиях наиболее распространены цирконий (до 0,02%) и литий (до 0,008%). В некоторых разновидностях установлены ниобий (до 18 · 10⁻⁴%), цезий (до 7,2 · 10⁻⁴%), бериллий (до 6,6 · 10⁻⁴%) и небольшие количества тантала;

из редких земель зафиксированы представители иттриевой и цериевой групп. При этом иттрий характерен для черных сланцев средогривской и долгоделской свит (группы I, III, V); скандий для тех же разновидностей сланцев, но только средогривской свиты (группа I); церий отмечается как в черных, так и в зеленых сланцах, в то время как лантан характерен лишь для зеленых сланцев;

отмеченные радиогеохимические и геохимические различия сланцев (как черных от зеленых, так и черных между собой) свидетельствуют о разных обстановках их формирования. Радиогеохимическое сходство сланцев ордовикского и силур — девонского (?) возраста с гранитоидами позволяет высказать предположение о развитии последних в области, подвергавшейся эррозии в период формирования сланцевых толщ, что не противоречит геологическим построениям.

Список литературы

- 1. Бадалов С.Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-сульфидных месторождениях // Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1969. С. 35–47.
- 2. Бейтс Т., Строл Э. Минералогия и геохимия урансодержащих черных сланцев // Геология атомного сырья. М.: Атомиздат, 1959. С. 93-99.
- 3. Бончев Е. Проблемы на Българската геотектоника. София: Техника, 1971. 170 с.
- 4. Велчев В., Пешева-Сачкова П. Изследования върху сингенетичните минерализации и органичното вещество в диабазфилитондния комплекс в район на г. Бов // 25 години ВМГИ, София, 1978. С. 41-49.
- 5. Велчев В. Долнопалеозойските черни шисти в България и тяхното металлогенно значение // 30 години ВМГИ, София, 1983. С. 101–105.
- 6. Викторов В.В., Викентьева Т.К., Левин В.Н., Ташев Н.Г. Поведение радиоактивных элементов в интрузивных и вулканогенных породах Южной Болгарии в ходе эволюции магматизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. С. 49-61.
- 7. Гарьковец В.Г. Условия образования месторождений, связанных с низкими температурами дозеленосланцевой фации метаморфизма (на примере Мурунтау и др.) // Проблема метаморфогенного рудообразования, II Межвед. совещ. (тез. докл.). Киев: Наук. думка, 1974. С. 18–20.
- 8. Гецева Р.В., Дерягин А.А., Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев. М.: Наука, 1981. 119 с.
- 9. Димитрова Е., Вергилов В. О метаморфизме Власинско-Осоговского комплекса в югозападной Болгарии // Реферати VI Саветования, Део II. Охрид. 1966.
- Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов // Проблемы рудных месторождений. М.: Иностр. лит., 1958. С. 375-425.
- Кылеачееа Р. Палинология и стратиграфия диабазово-филлитоидного комплекса Западной Старапланины // Сп. БГД. Кн. І. 1982. С. 8-24.
- 12. Мещерякова В.Б., Величков Д.П., Джелепов Т., Зачернюк А.П. О расчленении и условиях формирования зеленосланцевых толщ Западно-Балканской зоны (Республика Болгария) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 17–26.
- 13. Рыбалов Б.Л. Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих в черных сланцах и карбонатных породах // Геол. рудн. месторождений. 1965. № 2. С. 3-24.
- 14. Юдович Я.Э. Проблемы черных сланцев // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар: Ин-т геол. Коми фил. АН СССР, 1987. С. 4-5.
- 15. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев / Под ред. А.И. Перельмана. Л.: Наука Ленингр. отд-ние, 1988.

ИГЕМ АН СССР, Москва

УДК 549:551.72 (470.631)

© 1991

Шатский Г.В., Горощенко Г.Л.

МИНЕРАГЕНИЯ ЯТУЛИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ НА ПРИМЕРЕ КУКАСОЗЕРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Рассмотрены закономерности размещения в пространстве и во времени рудных объектов Кукасозерской синклинорной зоны. На основании структурных, литолого-геохимических и изотопных данных делаются выводы о генезисе этих объектов.

Стратифицированные образования карельских комплексов докембрийских щитов характеризуются наличием широкого спектра месторождений полезных ископаемых [3], в котором особое положение занимает колчеданный тип, наиболее полно и разнопланово представленный в них. Генетический диапазон колчеданов очень растянут: от медно-никелевых руд Печенгской структуры, образование которых связывают с ультраосновными интрузиями, до медистых песчаников Удокана, не имеющих непосредственной связи с магматизмом.

Северо-Карельская зона представляет значительный интерес для металлогенического изучения по целому ряду причин. Хотя в настоящее время в ней не найдено ни одного действительно крупного рудного объекта, их отсутствие объясняется не столько "пустотой" толщ слагающих эту зону, сколько ее слабой геологогеохимической изученностью, например, по сравнению с ее северной "соседкой" – Печенгской структурой или с южной – Онежской мульдой.

Северо-Карельская зона находится в центральной части Балтийского щита, имеет субширотное простирание, которое к западу сменяется на субмеридиональное. В структурном отношении она представляет цепь узких синклинорных структур, расположенных между Беломорским и Карельским массивами. Кукасозерский синклинорий находится в центральной части Северо-Карельской зоны, простираясь в субщиротном направлении на 50-70 км при ширине 1-6 км (фиг. 1).

Обрамляют структуры, местами с тектоническими контактами, разновозрастные и разнородные по составу архейские образования, представленные гнейсами, мигматизированными гнейсо-гранитами и диоритами.

Стратиграфическое разделение разреза Кукасозерского синклинория весьма дискуссионно, причем мнения расходятся в вопросах как положения свит в региональной стратиграфической схеме, так и количества выделяемых свит, их геологического наполнения и взаимоотношений между собой. Остается до конца не ясным положение границы архея и протерозоя, поэтому объем протерозойских образований у разных исследователей колеблется в широких пределах.

Наиболее распространена двухчленная стратиграфическая схема К.О. Кратца [7], согласно которой разрез карелид слагают снизу вверх отложения кукасозерской и хирвинаволокской свит. Согласно межведомственному совещанию (г. Петрозаводск, 1983 г.), в карелидах был выделен самостоятельный людиковийский надгоризонт, включающий высокоуглеродистые толщи Балтийского щита. В изучаемом районе к этому надгоризонту отнесены образования свиты хирвинаволок. В собственно ятулийском надгоризонте осталась кукасозерская свита.


Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района оз. Кукас – Тикшозера (использованы материалы К.О. Кратца и съемочных работ СЗТГУ)

1 – нерасчлененный комплекс гнейсов, образований беломорской серии и мигматитов по ним; 2 – плагиомикроклиновые гнейсо-граниты; 3 – ириногорская свита: биотитовые, биотит-амфиболовые, гранатовые, кианит-ставролитовые гнейсы и сланцы, двуслюдяные сланцы и кварциты (развиты углеродсодержащие разности сланцев); 4-5 – кукасозерская свита: 4 – преимущественно амфиболиты и амфиболовые сланцы (метавулканиты), метамандельштейны и метатуфобрекчии, 5 – кварциты, слюдяно-кварц-полевошпатовые сланцы, часто карбонатсодержащие; 6-7 – хирвинаволокская свита: 6 – углеродсодержащие параамфиболиты, 7 – пересланвание углеродсодержащих карбонатных пород, параамфиболитов, гранат-ставролит-кианитовых, биотит-амфиболовых и высокоуглеродистых сланцев; 8 – полимиктовые метаконгломераты; 9 – амфиболиты по габбро-диабазам; 10 – серпентинизированные гипербазиты, оливиниты; 11 – элементы залегания слоистости; 12 – разрывные нарушения; 13 – геологические границы (a – установленные, 6 – предполагаемые); I-II – рудопроявления соответственно Колчеданное и Хирвинаволок Эти две свиты достаточно разнородны по литологическому составу. Разрез кукасозерской свиты состоит из трех пачек: 1) конгломераты, 2) амфиболиты и плагиоамфиболиты, 3) полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые, слюдисто-кварц-полевошпатовые и существенно слюдистые сланцы. Необходимо отметить, что остается дискуссионным вопрос о принадлежности амфиболитов византоварской свиты к низам кукасозерской.

Реконструкция первичного состава [10], изучение реликтовых осадочных текстур позволяют судить о дометаморфогенной природе пород кукасозерской свиты. В восстановленном виде разрез будет выглядеть следующим образом: 1) конгломераты, 2) вулканиты основного состава, 3) полевошпат-кварцевые песчаники и алевропесчаники. Мощность свиты от сотен метров до 2 км.

Сводный разрез хирвинаволокской свиты с реконструированными дометаморфическими аналогами [10] выглядит следующим образом: 1) конгломераты, содержащие гальку, состоящую из кварца, кварцита, кварц-полевошпатового гнейса, гнейсо-гранита и сцементированную слабоуглеродистым слюдисто-амфиболовым матриксом (пудинговые конгломераты неясного генезиса); 2) массивные карбонаты, кальцит-доломитового состава с признаками пестроцветности; 3) пачка переслаивания гранат-амфиболовых, ставролит- и кианитсодержащих гранат-слюдисто-амфиболовых сланцев и карбонатных, амфибол-карбонатных пород (пачка переслаивания мелкозернистых, песчаниковой и пелитовой размерности терригенных пород и карбонатных пород флицюидного типа); 4) полосчатые амфиболиты (карбонат-песчаные глины); 5) графитистые породы (карбонат-глинисто-углеродистые алевролиты); 6) существенно карбонатная толща, толща переслаивания, состоящая на 70-80% из карбоната преимущественно кальцитового типа и на 20-30% из кварц-серицит-полевошпатового сланца, Породы кукасозерской, хирвинаволокской свит метаморфизованы до уровня низко- и среднетемпературной амфиболитовой фации. Метаморфизм слабоградиентный, степень его несколько нарастает с запада на восток.

В структурном плане отложения кукасозерской свиты выполняют периферические части кукасозерской синклинали и развиты по южному и северному побережьям оз. Кукас. Отложения свиты хирвинаволок развиты в центральной части синклинория и обнажаются на островах оз. Кукас и на п-ове Хирвинаволок.

В метапесчаниках кукасозерской свиты прослеживаются четкие косослоистые серии. Они подчеркиваются закономерным изменением размерности частиц, цветовой окраской, а также изменением минерального состава. Изучение характера косой слоистости, ее направленности в многочисленных площадных наблюдениях приводят к выводу о формировании песчаников в прибрежно-морских мелководных фациях палеобассейна.

Отложения хирвинаволокской свиты в текстурно-структурном и вещественном отношениях представляют собой более сложную картину. Как отмечалось выше, значительно более однородные по составу кукасозерские отложения оконтуривают хирвинаволокские. По размерности терригенные породы хирвинаволокской свиты более разнообразны: от тонких пелитовых разностей до наиболее грубозернистых (конгломератов). Выделяются ритмы флишоидного типа. В них, а также в карбонатных пачках наблюдается горизонтальная слоистость. В ряде случаев в ритмах и в цементной части конгломератов можно наблюдать текстурные признаки, свидетельствующие о гравитационном оползании неконсолидированного осадка. Текстурный анализ отложений хирвинаволокской свиты представляет более сложную задачу, чем анализ косослоистых серий кукасозерских песчаников, так как породы, слагающие отложения хирвинаволокской свиты метаалевролиты, метапелиты, карбонаты, значительно более пластичны и при метаморфизме высоких ступеней "текут", образуя вторичные текстуры, которые в структурном плане в отдельных случаях не отличаются от текстур первичных гравититов. Тем не менее хирвинаволокские отложения почти неоспоримо

Таблица 1

Химический состав углеродистых сланцев

Компо- ненты	Сул	ьфидно-у	глеродист	Углеродистые сланцы с Ті специализацией (II тип)					
	1	2	3	4	5	6	7	8	.9
SiO ₂	46,81	36,44	52,79	43,75	43,52	37,63	59,94	61,16	62,20
TiO,	0,68	0,77	0,77	0,67	0,68	0,52	1,10	0,90	1,24
Al, Õ,	10,44	8,45	14,21	7,18	7,31	7,27	9,97	10,88	9,31
Fe, O,	0,32	2,98	0,33	-	-	6,80	3,50	2,27	3,06
FeO	0,72	1,67	1,88	6,30	5,25	-	7,87	9,19	7,90
MnO	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,16	0,11	0,11
MgO	3,50	1,72	2,64	1,91	1,76	2,15	6,55	7,57	8,41
CaO	5,19	2,67	2,00	3,50	3,41	4,01	4,71	2,54	1,88
P.O.	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03
Na O	3,82	1,89	0,75	1,49	0,68	0,31	1,52	1,65	0,65
K O	0,81	1,39	4,45	1,93	1,05	0,61	0,15	0,10	0,10
н, о+	1,85	0,92	1,80	0,20	0,11	1,67	0,66	1,04	1,50
н о-	0,20	0,18	0,43	0,45	0,35	0,38	0,12	0,12	0,12
cō,	0,65	0,80	0,75	-	_	_	-	-	-
с	25,20	40,80	17,10	33,10	33,00	32,00	1,49	2,36	3,40
П.п.п.	-	,	•	,	2,43	5,34	3,38	3,62	5,22
Сумма	100,22	99,73	99,96	100,51	99,69	98,73	99,44	100,13	100,23

Примечание. 1-9 – номера анализов. Породы I типа характеризуются повышенными со-держаниями Cu, V, Ni, Cr, Zn, Co (см. табл. 2). Анализы выполнены в химической лабораторин ГИНа АН СССР (аналитики: Е.В. Черкасова, Н.Л. Калашиникова)

Таблица 2

.

Содержание рудогенных элементов в углеродистых породах, г/т	
---	--

Эле- менты		Сул	Углеродистые сланцы с Ті-специализацией								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
РЪ	5	21	. 44	30	25	5	24	7	12	9	5
Cr	50	64	888	80	60	10	130	73	9 0	110	75
v	150	300	252	230	190	190	600	114	270	230	300
Cu	38	120	100	110	100	5	100	77	370	480	30
Ni	77	207	245	150	150	25	120	78	100	60	40
Co	10	27	38	18	22	7	60	21	47	26	14
Zn	_	_	-	30	80	60	1800	-	210	70 [.]	140
B	_	-	-	6	6	6	6		6	6	6
Ba	_	-	-	500	900	40	40	_	_		-
Sr	_	-	_	100	100	30	80	_	1000	120	40
Li	_		~	30	27	17	31	_	23	77	26
Rb	-	_		75	70	8	8	-	9	9	17

Примечание. Анализы 1-3, 8 выполнены в химической лаборатории ГИНа АН СССР (аналитик А.И. Гусарева), остальные – в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ (аналитик А.А. Гусельников).

можно считать более глубинными, чем кукасозерские. Их непосредственный контакт фиксируется лишь на п-ове Хирвинаволок, но и он носит фрагментарный характер. В районе контакта свит их мощности значительно меньше, чем в других частях разреза. Учитывая все перечисленные выше факты, а также центральное структурное положение хирвинаволокской свиты, мы вправе предположить фациальный характер контакта отложений этих двух свит и, вероятно, одновозрастное их образование. Непосредственный контакт двух свит на п-ове Хирвинаволок есть результат складчатости и дальнейшей эрозии области фациального замещения. Это положение является важным при металлогеническом анализе Кукасозерской зоны.

В ее пределах можно выделить три рудных объекта: рассеянная рудная минерализация (PPM) в черносланцевых породах; колчеданное рудопроявление, расположенное вблизи о-ова Кукас, и медноколчеданное рудопроявление Хирвинаволок, расположенное на одноименном полуострове.

По характеру рассеянной рудной минерализации черносланцевые толщи разделяются на два типа: 1) сульфидно-углеродистые сланцы, 2) углеродистые сланцы с титановой специализацией PPM.

Сульфидно-углеродистые сланцы, входящие в состав хирвинаволокской свиты, распространены на островах Петров, Монастырский, Сосновый, на п-ове Хирвинаволок и в ряде других точек. По количеству углерода этот тип условно делится на два подтипа: сульфидно-углеродистые сланцы (до 10% С, в среднем 5-7%), сульфидно-высокоуглеродистые сланцы (до 40% С). Химический состав высокоуглеродистых сланцев приведен в табл. 1, 2. Сульфидно-углеродистые сланцы (I тип) характеризуются повышенными содержаниями Cu, V, Ni, Cr, Zn, Co.

Минеральный матрикс углеродистых сланцев в основном карбонатно-амфиболовый, значительно реже существенно кварцевый. Кроме углеродистого вещества и рудных минералов они содержат амфибол кумингтонитового и актинолитового рядов, кварц, плагиоклаз, биотит, кальцит, доломит, реже гранат, дистен, ставролит, в виде акцессорных примесей — циркон.

Содержание рудных минералов в породе колеблется от 1 до 25-30%, при средних содержаниях около 7%.

Углеродистые сланцы не отличаются разнообразием рудных минералов. Основу рудной компоненты составляют сульфиды железа (табл. 3), при общей резкой подчиненности всех остальных рудных минералов. Пирротин, как и пирит присутствуют в виде двух генераций, отличающихся морфологией, размерностью, степенью идиоморфности, относительным временем образования. Встречаются как моноклинный, так и гексагональный пирротин, последний преобладает. По соотношению Fe и S, а также моноклинной и гексагональной фаз была определена температура образования пирротинового рассеянного оруденения в интервале 540– 550°C [9]. По-видимому, она характеризует условия химически равновесной перекристаллизации пирротина при прогрессивном метаморфизме амфиболитовой фации.

Образование двух генераций пирита и пирротина в некоторой степени объясняется метаморфическими преобразованиями. Часто можно наблюдать взаимное прорастание сульфидов и частичек углеродистого вещества.

Наиболее распространена вкрапленная форма нахождения сульфидов в породе. Встречаются равномерно-вкрапленная, пятнистая, неясно послойно-вкрапленная текстуры сульфидного оруденения. Кроме того, наблюдаются многочисленные жилки и рассечки разных направлений, выполненные преимущественно пирротином. Изредка можно наблюдать шлировые и конкреционные образования. Сульфидно-конкреционными были названы обособления, имеющие округлую, слегка уплощенную форму и концентрически зональное строение.

В сульфидно-углеродистых толщах хирвинаволокской свиты встречаются конкреционные образования двух типов: сложенные сульфид-углеродистым агрега-

Таблица З

Рудные ми нералы сульфидно-утлеродистого типа пород хирвинаволокской свиты

Минералы							
главные	второстепенные	редкие '					
·	' Первичные или доэкзогенные						
Пирротин, пирит	Халькопирит, сфалерит, ильменит, рутил	Гематит, пентландит, куба- нит (?), борнит, молибде- нит (?), кобальтин (?), зелиг- матит (?)					
	Вторичные						
Марказит, мельни- ковит	Гидроксиды железа, лейкоксен	Халькозин, Ковеллин					

Таблица 4

Изотопный состав серы сульфидов рудных объектов Кукасозерского синклинория

Номер образца δ ³⁴ S, %		Характеристика вмещающих пород	Характеристика вмещающей минерализации		
	-	Рудопроявление Хирвинаволок			
ГР-35/1	+1,7	Измененный кварцит	Халькопирит, в подчиненном количестве борнит		
ГР-35/2	+0.5	Слюдистый кварцит	Тоже		
ГР-35/3	+2.0	Тоже	Халькопирит		
ГР-35/4	-0,8	Жильный кварц, заполняю- ший грифон	Пирит в виде шлиров		
Г Р-35/5	-0,1	Слюдистый кварцит (вблизи контакта с грифоном)	Согласная линзовидная вкрап- ленность халькопирита		
ГР-38	+1,8	Кварцит	Халькопирит		
ГР-38/1	+2,0	Тоже	"		
ГР-38/2	+0,1	**	Преимущественно пиритовая минерализация		
		Рудопроявление Колчеданное	,		
ГР-40	+12,3	Карбонат-тремолитовый сланец	Пирит валовый		
ГР-40	+9.6	Тоже	Кубический пирит		
ГР-40	+10,4	33	Пентагон-додекаэдрический пирит		
ГР-100	+10,8	Преимущественно тремолито- вый сланец	Пирит		
ГР-100/1	+12,6	Розовый карбонат крупно- кристаллический	Пирит крупнокристалли- ческий		
ГР-100/2	+9.2	Кварцевая жила	Пирит		
ГР-100/3	+9,0	Кварц-тремолит-слюдистый сланец	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
	Сульфидн	ая минерализация в высокоуглеро	дистых породах		
ГР-7/20	-1.0	Высокоуглеролистый сланен	Пирротин гнезпообразитий		
FP-7/16	-14.3	То же			
ГР-7/17	+9,0	**	Пирротиновая вкрапленность		

Примечание. Изотопный анализ проводился в лаборатории Геохимии изотопов и геохронологии (ГИН АН СССР). том, с нарастанием количества углерода от центра к периферии, и сплошные пирротиновые конкреции с незначи тельным количеством халькопирита и сфалерита. Кроме конкреционной встречаются и другие реликтовые текстуры и структуры, например колломорфные (большинство изученных колломорфных структур являются вторичными гипергенными).

Необходимо отметить, что содержание халькопирита повышено вблизи контакта углеродистых сланцев и гипабиссальных габбро-диабазов. В целом рудная минерализация носит седиментогенно-диагенетический характер с последующей перекристаллизацией и преобразованием на стадии метаморфизма.

Изотопный состав серы сульфидов высокоуглеродистых пород характеризуется значительным диапазоном (от +9,0 до -14,3%, табл. 4). И хотя изотопных данных по рассеянной сульфидной минерализации явно не достаточно, отрицательные значения δ^{34} S и значительный разброс данных свидетельствует о том, что нельзя исключить вариант бактериального сульфатредуцирования морского SO₄²⁻.

Второй тип — углеродистые сланцы с титановой специализацией РРМ отличается от первого по химическому и минералого-петрографическому составам, текстурно-структурным особенностям, качественному и количественному составу рудной минерализации, т.е. практически по всем параметрам.

Петрографически породу можно классифицировать как порфиробластический гранат-амфиболовый сланец с ильменитом. Порфиробластические выделения выполнены гранатом альмандинового, альмандин-андрадитового состава, размером до нескольких сантиметров. Сланцы характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 , FeO + Fe₂O₃, TiO₂, MgO (некоторое "разубоживание по титану" происходит вследствие не очень хорошей представительности крупнозернистых порфиробластических сланцев), пониженным содержанием щелочей. В этих породах фиксируются завышенные, относительно кларковых, содержания Си, в отдельных пробах Sr, незначительно повышенные V, Cr, Zn (см. табл. 2). Содержание углерода колеблется от 3 до 7% при среднем около 4-5%. Практически весь титан связан в виде ильменита, рутила и лейкоксена. Углеродистое вещество распределено в породе неравномерно из-за полосчатости сланцев, т.е. обогащенные гранатом прослои содержат меньшее количество углерода, гогда как более амфиболовые прослои характеризуются большими содержаниями Сорг. Гранат практически не содержит углеродистого вещества в отличие от амфибола, который им "набит". Углеродистое вещество как в этом типе сланцев, так и в высокоуглеродистых сланцах классифицируется как тонкокристаллический графит [10]. Содержание рудных элементов в углеродистых сланцах с титановым типом РРМ более низкое, чем в высокоуглеродистых сланцах. Значительно отличается минеральный состав РРМ. Наряду с сульфидными фазами широко распространены оксидные рудные фазы и в особенности титано-оксидные. Наиболее распространенными являются ильменит, рутил, гематит, из сульфидов пирротин и халькопирит, причем по сравнению с высокоуглеродистыми сланцами возрастает количество халькопирита в сумме сульфидных минералов. Наиболее распространенный оксид Ti – ильменит имеет порфиробластические очертания. Морфология выделений ильменита, а также соотношение с силикатами позволяют судить о его метаморфогенной кристаллизации.

Сульфидно-углеродистый тип сланцев более широко распространен, чем углеродистые сланцы с Ті-минерализацией. Данные два типа сланцев прослеживаются регионально и распространены как минимум на Балтийском щите и как максимум во всех верхнеархейских и протерозойских супракрустальных образованиях, имеющих в разрезе черносланцевые образования. Им соответствуют различающиеся рудные ассоциации. Более того, ряд авторов [8] считают, что углеродистые сланцы с Ті-минерализацией являются одним из основных источников титановых россыпей.

Рудопроявление Колчеданное, расположенное на небольшом островке (12 Х4 м) вблизи юго-восточной оконечности оз. Кукас, стратиграфически приурочено к кукасозерской свите. Вмещающими породами являются карбонатные и карбонат-тремолитовые сланцы, вероятно, метасоматического генезиса. Рудная минерализация, почти нацело состоящая из пирита, представляет собой ареольную вкрапленность. Можно выделить две зоны ареольной вкрапленности: 1) густая пиритовая вкрапленность в карбонат-тремолитовой породе пестрого бело-зеленого цвета; крупные, иногда гигантские кристаллы тремолита образуют "веера", "розочки", радиально-лучистые агрегаты, которые подчиняются линейности северо-восточного направления и в сочетании с прослоями белого крупнокристаллического карбоната создают своеобразную текстуру; пиритовая густая вкрапленность распределена неравномерно; 2) пиритовая вкрапленность в розовом гигантско-кристаллическом карбонате; кристаллы калыцита до 1 см.

В обеих зонах пирит идиоморфный, крупнокристаллический, но в зоне розовых карбонатов кристаллы пирита отличаются большими размерами. В качестве редких минералов присутствует халькопирит, пирротин и сфалерит, они встречаются в виде мелких включений в пирите.

Изотопный состав серы пиритов данного рудопроявления характеризуется незначительным разбросом значений от 9,0 до 12,3% (см. табл. 4). Сера пиритов характеризуется повышенным содержанием изотопа ³⁴ S Незначительный разброс данных в совокупности с явным метасоматическим (гидротермально-метасоматическим) характером рудовмещающих пород заставляют считать пиритовую минерализацию результатом деятельности высокотемпературных гидротермально-метасоматических процессов. В то же время значительно утяжеленный изотопный состав серы не позволяет говорить о глубинных источниках серы. Представляется вероятным, что в данном случае источником серы явились рассеянные в карбонатной рудовмещающей толще сульфаты.

Наибольший интерес в качестве рудного объекта представляет медноколчеданное рудопроявление Хирвинаволок, и не столько в промышленном, сколько в научном отношении. Высказываются различные взгляды на генезис рудопроявления, значительно различающиеся друг от друга: от метаморфогенного генезиса во вторичных кварцитах [1] до стратиформного в метапесчаниках (по сообщению В.З. Негруцы). Рудопроявление пытаются сравнить с различными объектами: докембрийским гигантом Оутокумпу (Финляндия), медистыми песчаниками Удокана, с вулканогенными месторождениями докембрия и фанерозоя. Поэтому, естественно, что данное рудопроявление, не имеющее аналогов на Кольском полуострове, заслуживает тщательного рассмотрения.

Минеральный состав руд в порядке уменьшения распространенности следующий: халькопирит, борнит, сфалерит, пирит, пирротин, зигенит, линнеит, "сульфид кобальта", миллерит. Химический состав сульфидов был изучен С.А. Реженовой [1] на рентгеновском микроанализаторе M-46 "Камека".

Халькопирит — основной по распространенности сульфидный минерал. На отдельных участках его содержание в гнездах составляет 20-30% объема породы. Он представлен несколькими морфологическими разностями. Это крупные (5-8 см) агрегатные скопления, ксеноморфные выделения как самостоятельные, так и в срастании с борнитом и сфалеритом; кристалломорфные выделения с типичными для халькопирита треугольниками, ромбическими и реже шестиутольными сечениями (0,01-0,7 мм вростки в сфалерите). Поздний халькопирит встречается в виде тонких просечек и в составе кварцевых прожилков. Включения в халькопирите представлены борнитом, линнеитом, зигенитом и силикатами. В гипергенных условиях по халькопириту, как и по борниту, развиваются малахит, азурит, куприт. Борнит встречается более эпизодически. Обычно он находится в срастании с халькопиритом, но нередко можно наблюдать и самостоятельные мелкие выделения. Борнит образует в халькопирите сложного рисунка бахромчатые полосы, таблитчатые, пламеневидные, каплевидные, мирмекитопо-

Компо- ненты		Номера образцов											
	ГР-35/1	ГР-35/2	ГР-36	381/1	384/5	379/1	379/2	381/3	364/1	364/2			
SIO.	82,43	57,43	67,50	82,42	95,07	61,21	60,82	60,82	56,07	68,62			
TiO,	0,24	0,20	0,48	0,22	0,01	0,69	1,01	0,79	0,68	0,51			
Al, Ŏ,	6,63	6,91	13,69	9,67	3,24	15,22	15,66	15,37	22,15	14,03			
Fe, 0,	1,88	13,54	2,57	0,45	0,20	5,13	7,95	3,98	0,21	1,93			
FeO	0.31	0,58	2,46	0.29	0,10	1,44	0,57	2,57	4,46	1,06			
CaO	3,25	1,44	4,33	0,20	0,20	3,02	1,21	2,42	5,20	3,52			
MgO	0,16	0,42	2,21	0,20	0,42	5,46	4,30	5,04	2,36	1,57			
MnO	0,02	0.06	0.07	0,01	0,01	0,07	0,03	0,04	0,06	0,05			
Na, O	0,34	0,34	0,34	5,35	0,10	1,65	0,70	2,45	5,55	3,41			
K, O	2,13	1,87	3,72	0,10	0,44	3,20	5,50	4,50	1,87	2,44			
H, O+	0,83	0,74	1,17	0,26	0,10	0,20	0,20	0,56	_	0,52			
Н, О-	0,17	0,25	0,25	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,42	0,70			
co,	_	_	0,60	0,22	0,66	0,22	0,22	-	_	_			
Sofin	0,49	9,54	_	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	-	0,35			
P. O.	0,04	_	0,11	0,20	0,01	0,12	0,10	0,11	0,10	0,11			
Сумма	99,75	104,61	99,50	99,75	99,87	99,53	99,43	99,29	99,63	99,67			
CuO	0,83	11,29	·	-	_	_	-	_	_	-			
Cu	1000	1000	33	5	5	13	5	6	15	57			
Co	8	54	93	-	-	13	20	11	19	23			
Ni	18	24	450	5	-	50	80	80	113	54			
Pb	6	78	5	-	5	10	17	7	8	11			

Химический состав метапесчаников кукасозерской свиты (окислы в %, малые элементы в г/т)

Примечание. Обр. ГР-35/1, ГР-35/2, ГР-36 — кварц-полевошпатовые, полевошпат-кварцевые метапесчаники висячего бока рудопроявления Хирвинаволок (кукасозерская свита), остальные — метапесчаники аналогичного состава и стратитрафического положения, находящегося на удалении от рудопроявления. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИНа АН СССР (аналитики: Е.В. Черкасова, Н.Л. Калашинкова, З.В. Жигальцова, А.И. Гусарева).

добные обособления, в которых в то же время распознаются сетчатые структуры распада с выделением халькопирита. Сложные морфологические сочетания с халькопиритом свидетельствуют либо в пользу их одновременной кристаллизации, либо могут быть объяснены разложением борнита с замещением халькопирита. Поздний борнит развивается в виде мелких обособлений неправильной формы и каемок на границе халькопирита со сфалеритом и в микротрещинах.

Сфалерит, зигенит, миллерит, линнеит и не классифицированный из-за отсутствия рентгеноструктурных данных "сульфид кобальта" встречаются в незначительных количествах в основном в сочетании с халькопиритом. Последние два минерала встречены на Кольском полуострове впервые [1]. Идиоморфный крупнозернистый пирит в рассеянном виде присутствует в периферических частях рудной зоны. Размер его колеблется от долей миллиметра до первых миллиметров. Кроме того, пирит встречается в поздних маломощных кварцевых прожилках. В виде примесей пирит содержит в значительных количествах (до сотых процента) никель и кобальт, концентрации которых относятся 1:4. По содержанию кобальта (0,53%) пирит может быть отнесен к кобальтоносному.

Наблюдается следующая минералого-геохимическая зональность рудных линз. Периферические части слагаются пиритом и халькопиритом, причем порой содержание пирита резко преобладает над содержанием халькопирита. Далее следует халькопирит-борнитовая со сфалеритом собственно рудная зона. К центру этой зоны [1] тяготеют кобальтовые сульфиды. Таким образом, геохимическая зональ-



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта района рудопроявления Хирвинаволок (масштаб 1:5000)

1 – амфибол-гранатовый сланец; 2 – существенно карбонатная толща с маломощными кварц-полевошпатовыми прослоями; 3 – высокоуглеродистые сульфидсодержащие сланцы; 4 – метапесчаники; 5 – ортоамфиболит (высокомагнезиальный магматит); 6 – амфиболбиотит-гранатовый сланец; 7 – углеродисто-амфибол-гранатовый сланец; 8 – граница зоны медной минерализации; 9 – условная граница гранитизации; 10 – разрывные нарушения

ность от периферии к центру характеризуется следующей последовательностью: Fe \rightarrow Cu, Zn \rightarrow Cu, Zn, Co. Рудные тела представляют собой маломощные (от первых сантиметров до первых десятков сантиметров) линзы, с массивной и вкрапленной медноколчеданной минерализацией. Линзы расположены кулисообразно в толще слюдисто-полевошпатовых, слюдисто-полевошпат-кварцевых сланцев на границе с амфиболитами.

Минеральный состав сланцев включает следующий набор минералов: кварц,



Фиг. 3. Центральная часть подводящего канала в зоне гидротермального изменения

 ортоамфиболиты (высокомагнезиальные основные породы); 2 – эпидотизированный эндоконтакт ортоамфиболитов;
блоковый кварц; 4-6 – зоны (4 – окварцевания, 5 – эпидотизации, 6 – кварц-серицитизации); 7 – кварц-полевошпатовые сланцы (метапесчаники); 8 – медное оруденение

полевой шпат, по составу близкий к альбиту (сумма этих минералов более 90%), мусковит (более 5%), биотит, калиевый полевой шпат; второстепенные минералы – ильменит, мелкочешуйчатые агрегаты графита, карбоната, сульфиды, преимущественно пирит, халькопирит. Геохимически данные характеризуются высокими (от 60 до 95%) содержаниями кремнезема, в отдельных случаях повышенной (до 22,15%) глиноземистостью (в наиболее слюдисто-полевошпатовых разностях), крайне непостоянным содержанием щелочей Na₂O 0,10–5,55; K₂O 0,10–5,90 (табл. 5). Дометаморфическим аналогом подобных сланцев являются полевошпат-кварцевые песчаники, фациально, незначительно меняющиеся по составу. "Прыгающие" значения щелочек легко объяснимы, так как вмещающие рудопроявление метапесчаники находятся вблизи зоны гранитизации (фиг. 2), более того, гранитизация затрагивает часть метапесчаниковой толщи. Гранитизация сказывается и на рудовмещающих метапесчаниках и выражается в зональной калишпатизации, серицитизации, биотитизации и окварцевании пород.

Рудовмещающие песчаники являются частью горизонта кварц-полевошпатовых песчаников, протягивающегося вдоль всего северного берега оз. Кукас, частично вдоль южного, и обнажаются во многих частях п-ова Хирвинаволок (см. фиг. 1).

Важно отметить, что меденосность (свыше 1000 г/т) метапесчаников фиксируется лишь вблизи рудопроявления (см. табл. 5), тогда как на значительном удалении содержание меди в метапесчаниках не превышает кларковых значений (максимальное до 57 г/т, при средних около 15 г/т).

Подстилающими рудопроявление породами являются ортоамфиболиты, в которых сохраняются реликтовые магматогенные текстуры и структуры, а также зафиксированы эндоконтактовые зоны.

Химический состав коматнитов и высокомагнезиальных ву	лканитов
(окислы в %, малые элементы в г/т)	

		Номера образцов										
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9			
SiO,	49,35	42,52	42,90	41,90	47,96	44,54	43,93	48,80	44,08			
TiO	0,80	0,18	0,36	0,23	0,57	0,28	1,40	2,38	0,74			
AL, Ö,	10,20	3,44	7,46	5,22	11,15	9,15	5,66	12,38	15,73			
Fe. O.	2,70	4,92	2,90	3,62	0,94	4,32	2,90	2,10	4,71			
FeO	7,73	5,87	6,50	5,21	9,10	7,15	11,99	9,18	6,16			
CaO	13,73	4,96	7,21	4,69	7,90	6,84	6,04	8,12	12,32			
MgO	12,90	30,27	24,00	29,86	15,40	22,88	20,43	10,20	9,58			
MnO	0,20	0,19	0,22	0,18	0,23	0,22	0,14	0,17	0,18			
Na, O	0,87	0,41	0,13	0,22	1,85	0,42	0,42	2,49	1,92			
K, Ō	0,17	0,16	0,06	0,02	0,18	0,27	0,06	1.65	0,47			
Н, О⁺ Н, О⁻	0,55 0,21	7,10	6.00	8,39	0,15	0,25	0,34	0,14	3,01 0,12			
P.O.	0,07	0,02	0,02	0,02	0,004	0,05			0,12			
П.п.п.	-	_	_	-	4,57	3,77	6,32	3,56	·			
Сумма	99,51	-	-	-	100,44	100,43	100,32	100,39	99,14			
CaO/Al ₂ O ₃	1,34	1,40	0, 9 7	0,90	0,70	0,74	1,06	0,65	0,78			
FeO/Fe, O,	2,85	1,20	2,20	1,40	9,68	1,65	4,13	4,37	1,31			
MgO/FeO	1,68	5,20	3,70	5,70	1,69	3,20	1,70	1,11	1,56			
AL, O, /TiO,	12,75	19,00	21,00	23,00	19,56	32,70	4,00	5,20	7,74			
Cr	1750	2200	2700	3000	-	-	-	_	_			
Ni	600	2000	1300	1600	-	-	-	-	-			
v	225	90	170	120	-	-	-	_	-			
Cu	460	45	89	95	-	-		_	-			
Co	97	60	110	105	-	_	-	-	_			

Примечание. 1 – высокомагнезиальные вулканиты Кукасозерской эоны (Pt₁); 2 – коматинты STPK, формация Комати, Южная Африка (Ar); 3 – коматниты STPK, пояс Абитиби, Канада (Ar); 4 – коматинты STPK, Западная Австралия (Ar); 5 – высокомагнезиальный вулканит Куолаярвинской структуры (Pt₁); 6 – коматниты Ветренного пояса (Pt₁); 7 – высокомагнезиальные вулканиты Печенгской структуры (Pt₁); 8 – высокомагнезиальные вулканиты Онежской мульды (Pt₁); 9 – метабазиты месторождения Сазаре (K), Кипрский тип медноколчеданных месторождений. В таблице использованы данные авторов (обр. 1), К. Конди [5] (обр. 2-4), карельских геологов [4] (обр. 5-8), Н.И. Еремеева (обр. 9).

По содержанию кремнекислоты магматиты занимают промежуточное положение между ультраосновными и основными породами, тяготея к базальтоидам. Отличительной чертой магматитов является их повышенная магнезиальность. По химическому составу эти образования весьма схожи с коматиитами архея и протерозоя. Их отличает высокая магнезиальность, низкая щелочность, характеристические значения CaO/Al₂O₃, FeO/Fe₂O₃, MgO/FeO, Al₂O₃/TiO₂, повышенная по отношению к ультраосновным породам глиноземистость, резко завышенные содержания Cr, повышенные содержания Ni, V. Сопоставление составов типичных коматиитов, типа коматиитов формации Комати (Юж. Африка), Абитиби (Канада), Западной Австралии, а также высокомагнезиальных вулканитов Балтийского щита (табл. 6) позволяют судить о коматиитоподобности высокомагнезиальных базальтоидов кукасозерской свиты.

На контакте рудовмещающих метапесчаников и высокомагнезиальных вулканитов непосредственно под одной из рудоносных линз был обнаружен грифон (фиг. 3), к которому приурочена зона гидротермального изменения и медного оруденения. Секущий канал грифона, постепенно раскрывающийся на контакте пород, заполнен блоковым молочным кварцем с рудной рассеянной халькопиритовой минерализацией. Эндоконтакт коматиитоподобных пород в зоне грифона сильно эпидотизирован и изменен. Экзоконтакт характеризуется наличием целого ряда вторичных зон с халькопиритовой минерализацией.

Подобное образование можно интерпретировать как подводящий канал или один из подводящих каналов при гидротермальном процессе, сопровождающим рудообразование.

Изучен изотопный состав серы халькопирита и борнита рудопроявления Хирвинаволок (см. табл. 4). Диапазон колебаний δ^{34} S составляет от -0.8 до +2.0. По существу сера сульфидов рудопроявления имеет нулевые глубинные, ювенильные (как принято считать) значения. Полученные изотопные характеристики лишний раз подтверждают правильность сделанного вывода о несомненной генетической связи коматиитового, наиболее примитивного и глубинного магматизма и рудообразования на п-ове Хирвинаволок.

В структурном плане рудные линзы, локализованные вблизи контакта высокомагнезиальных магматитов и метапесчаников, приурочены к флексурообразному изгибу, который в свою очередь "оперяет" глубинный разлом. Это субширотное дезъюктивное нарушение прослеживается вдоль всей Кукасозерской структуры и как на западе, так и на востоке выходит за пределы нижнепротерозойских образований. К нему приурочены подстилающие высокомагнезиальные магматиты рудопроявления Хирвинаволок, гипербазитовые интрузии центральной и западной частей Кукасозерского синклинория.

Размещение охарактеризованных выше рудных объектов подчиняется ряду закономерностей. Во-первых, все они локализованы в пределах близодновозрастных вулканогенно-осадочных толщ, являющихся отложениями единого палеобассейна. Во-вторых, все три объекта принадлежат различным фациальным частям палеобассейна. Черносланцевые породы с РРМ являются наиболее глубоководными фациями для данного палеобассейна. Рудопроявление Хирвинаволок приурочено к границе мелководных и относительно глубоководных фаций, причем флексура, к которой приурочены зоны минерализации, по-видимому, является синседиментационной структурой. Рудопроявление Колчеданное приурочено к наиболее мелководным карбонатным фациям.

Поскольку ни один из рудных объектов не является чисто седиментационным образованием, более того рудопроявления Хирвинаволок и Колчеданное, по-видимому, связаны с разногенетическими гидротермальными процессами, связь между фациальными обстановками и процессами рудообразования опосредованная. Тем не менее существование этих закономерностей является важной металлогенической особенностью данного региона.

* *

1. Металлогенические особенности кукасозерского синклинория характеризуются размещением во времени и в пространстве трех рудных объектов: рассеянной рудной минерализации в черносланцевых породах, рудопроявления Колчеданное, медноколчеданного рудопроявления Хирвинаволок.

2. По характеру рассеянной рудной минерализации черносланцевые толщи делятся на два типа: сульфидно-углеродистые сланцы и углеродистые сланцы с Тіминерализацией РРМ. Если в первом типе формирование рассеянной рудной минерализации в значительной степени связано с наличием углеродистого вещества, а образование большей части сульфидов относится к седиментогенно-диагенетической стадии, то во втором типе формирование титанистой минерализации определяется метаморфизмом терригенных пород, обломочная часть которых содержала повышенные количества Ті. 3. Формирование медноколчеданного месторождения Хирвинаволок контролировалось следующими факторами: литолого-стратиграфическим – приуроченность к контакту кукасозерских метапесчаников и высокомагнезиальных магматитов; формационным – связь с магматизмом примитивного коматиитоподобного состава; структурным – приуроченность рудопроявления к глубинному разлому. Источниками ювенильной серы для сульфидного рудопроявления Хирвинаволок являлись основные магматиты коматиитового ряда, к контакту с которыми приурочено рудопроявление. Источники меди более проблематичны, наиболее вероятно за привнос ее ответственны высокомагнезиальные магматиты. Связывать источник с метапесчаниками не позволяют низкие содержания Сu в удаленных от рудопроявления фациях метапесчаников. Формирование рудопроявления происходило на дометаморфогенном этапе. Вторичные изменения (калишпатизация, серицитизация и частичная рудогенерация) объясняются близостью границы гранитизации.

4. Размещение рудных объектов в кукасозерской зоне подчиняется ряду закономерностей. Все рудные объекты локализованы в одновозрастных толщах, которые имеют фациальные соотношения. Рудопроявление Хирвинаволок приурочено к границе мелководных и относительно глубоководных фаций. Черносланцевые породы с PPM являются наиболее глубоководными фациями для данного палеобассейна.

5. Приуроченность рудоносных коматиитоподобных магматитов к центральному глубинному разлому свидетельствует о формировании структуры синклинория в условиях растяжения (рифтогенеза) в единый тектоно-магматический этап.

Список литературы

- Гавриленко П.В., Реженова С.А. Сульфидная минерализация медноколчеданного оруденения Кукасозерской зоны // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1986. С. 49-57.
- 2. Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 193 с.
- 3. Докембрийская геология СССР / Под ред. Д.В. Рундквиста и Ф.П. Митрофанова. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- 4. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского шита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
- 5. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Коросов В.И., Назарова Т.Н. Карельский комплекс Кукасозерско-Тикшозерской структуры // Геология северо- и восточнокарельской структурных зон. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1987. С. 94–108.
- 7. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
- Махлаев Л.В. Ильменитсодержащие черные сланцы как источник формирования титановых россыпей // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1987. С. 59-60.
- 9. Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука, 1975. 137 с.
- 10. Сафронов В. Т., Горощенко Г.Л. Углеродистые породы свиты хирвинаволок (Северная Карелия) // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1. С. 55-69.

Геологический институт АН СССР, Москва Поступила в редакцию 10.XII.1990

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6.1991

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.52:551.462 (265.4)

© 1991

Можеровский А.В., Терехов Е.П.

КОРРЕНСИТОПОДОБНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЯМАТО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Смешанослойные триоктаздрические 28 А минералы с упорядоченным чередованием хлоритовых и сапонитовых слоев, а также с тенденцией к упорядочению и сегрегации широко распространены в осадочных породах различных геологических формаций и связаны с определенными условиями накопления и преобразования осадков. Однако генезис смешанослойных минералов в окраинных морях изучен довольно слабо.

В Японском море возвышенность Ямато является пока единственным районом, где были обнаружены нижнемеловые и палеоценовые осадочные отложения. Первые образцы были получены в 28-м рейсе НИС "Первенец", а затем исследования были продолжены в 33-м рейсе одноименного судна ТОИ ДВО АН СССР. Возвышенность Ямато представляет собой меридионально-вытянутую морфоструктуру размером 360×195 км, разделенную на два хребта (Северный и Южный) глубоководной межгорной впадиной. Корренситоподобные минералы были обнаружены в нижнемеловых и палеоценовых осадочных породах юго-западной части Южного хребта Ямато (фиг. 1), геологическое строение которого изучено достаточно хорошо. Здесь развиты пять комплексов пород. Наиболее древние породы – верхнепротерозойские биотит-амфиболовые гнейсы, биотит-амфиболовые кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые и мусковитовые граниты [2]. Более молодые второй и третий комплексы пород представлены нижнемеловыми и палеоценовыми отложениями. Верхнепротерозойский, нижнемеловой и палеоценовый комплексы перекрываются базальтои пами эоцен-раннемиоценового возраста [13]. Верхнепротерозойские интрузивные и метаморфические породы, кроме того, перекрываются маломощным чехлом олигоцен-раннемиоценовых пород (пирокластических, вулканогенно-осадочных и осадочных) озерного генезиса [14].

Песчаники (собственно аркозы и граувакковые аркозы) и алевроаргиллиты составляют основной объем пород нижнемеловой осадочной толщи. Породообразующий обломочный материал аркозовых песчаников представлен кварцем (плутоническим и пирокластическим, первый заметно преобладает), калиевым полевым шпатом, альбит-олигоклазом, обломками гранитоидов. Встречаются обломки кислых и средних эффузивов, роговиков, гнейсов, кварцсерицитовых сланцев. Акцессорные минералы представлены мусковитом, биотитом, турмалином, гранатом, цирконом, сфеном, эпидотом. В граувакковых аркозах заметную примесь обломочного материала составляют обломки эффузивов среднего состава (10–15%) и иногда обломки карбонатов. Цемент песчаников сложный: регенерационный – кварцевый, выполнения пор – глинистый и редко цеолитовый. В песчаниках наблюдаются отчетливые признаки давления. Пластинки биотита и мусковита обычно смяты, обломки кварца имеют трещины сжатия и расширения, полисинтетические двойники в обломках плагиоклазов часто смещены по трещинам. Контакты протяженные, выпукло-вогнутые, сутурные. Число контактов на зерно равно 3–4.

Алевроаргиллиты представлены тонкослоистыми разностями с чередованием слойков по цвету от шоколадного до светло-кремового мощностью от 2 мм до 2 см. Для пород характерно высокое содержание бора 0,2-0,6% (мокрая химия), меди до 600 г/г (спектральный анализ), органического углерода от 0,8% и суммарного железа до 12%. Средние значения плотности и пористости песчаников и алевроаргиллитов соответственно равны 2,65 г/см³, 14,91% (n=10); 2,57 г/см³, 12% (n=4).

Палеоценовые породы залегают на нижнемеловых с размывом. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и алевроаргиллитами. Состав гальки конгломератов: эффузивы, кварц, гранитоиды. Обломочный материал всех остальных осадочных пород имеет сходный состав. Минералы – кварц, полевой шпат, альбит-олигоклаз, биотит, мусковит, роговая обманка, сфен, гранат, турмалин, апатит, циркон. Обломки пород – гранитоиды, эффузивы среднего и основного состава, роговики, кварц-серицитовые сланцы, кварц-биотитовые и кварц-мусковитовые гнейсы, карбонаты, алевролиты и алевроаргиллиты. Цемент конгломератов: пленочный – железистый, выполнения пор – аутигенный – кварц-тидрослю-



Фнг. 1. Геологическая схема района работ и местоположение корренситсодержащих пород 1 — морские неогеновые отложения; 2 — раннемиоценовые континентальные отложения; 3 — вулканиты олигоцен-раннемиоценового возраста; 4 — палеоценовые отложения; 5 нижнемеловые отложения; 6 — протерозойские отложения; 7 — станции драгирования; 8 станции, на которых обнаружены пресноводные диатомеи; 9 — геологические границы; 10 изобаты; 11 — тектонические нарущения; 12 — местоположение корренситсодержащих пород

дистый, крустификационный – глинистый; крупнозернистых песчаников: базальный, карбонатный, участками пойкилобластический, редко контактовый – гидрослюдистый; мелкозернистых: контактовый – крустификационный, выполнения пор – глинистый. В палеоценовых песчаниках признаки давления выражены слабее, чем в нижнемеловых. Для алевроаргиллитов характерны тонкослоистая текстура и кремово-шоколадный цвет, обязанный, вероятно, присутствию гидроксидов железа. Средняя плотность и пористость палеоценовых песчаников и алевроаргиллитов соответственно равны 2,63 г/см³, 13,94% (*n* = 6) и 2,55 г/см³, 12,43% (*n* = 7).

Минеральный и химический состав нижнемеловых и палеоценовых пород указывает на то, что основными источниками сноса для них служили верхнепротерозойские гранитоиды и гнейсы. Состав палинокомплексов нижнемеловых и палеоценовых пород отражает субтропическую, вероятно, прибрежную растительность. В нижнемеловом комплексе доминирует пыльца *Classopollis*, продуцируемая семейством хейролепидиевых [11], которые росли в основном на морских побережьях [1].

Основным методом при изучении минерального состава цемента песчаников и алевроаргиллитов являлся рентгеноструктурный анализ. По данным рентгеновского анализа фракции <1 мкм были выделены две группы смешанослойных минералов. В первую группу отнесен единственный обр. 1452-5п (палеоцен), по виду дифракционной картины наиболее близкий корренситу. Он характеризуется рефлексом 2,95 нм в воздушно-сухом состоянии, 3,22 нм – в сольватированном этиленгликолем и 2,33 нм – в прокаленном и целочисленной серией базальных отражений. Рефлекс 060 равен 0,1539 нм (фиг. 2, *A*). Согласно моделям, предоженным В.А. Дриц и Б.А. Сахаровым [4], можно предположить, что основной фазой является корренсит ($W_x: W_M = 50:50$ при $P_{MM} = 0$ и S = 1). В виде примеси отмечается также гидрослюда (1,00; 0,50 нм), кварц (0,426; 0,334 нм), плагиоклаз (0,404; 0,318 нм).

На термограмме (см. фиг. 2, A) присутствуют три эндотермических эффекта при 100, 530 и 800 °С и один экзотермический – при 560 °С с небольшим приращением веса в этой







Фиг. 2. Дифрактограммы и термограммы корренситоподобных минералов

A – корренсит; Б – корренситоподобный минерал с преобладанием хлоритовых пакетов; B – корренситоподобный минерал, склонный к сегрегации, с преобладанием смектитовых пакетов. a-e – образцы (a – воздушно-сухой, δ – насыщенный этиленгликолем, e – прокаленный при 550 °C в течение 3 ч); e – рефлекс 060

Компонент	(n = 4)	$(n=4)^{2}$	$(n=6)^{3}$	4 (n = 7)	5 (<i>n</i> = 10)	$\binom{6}{(n=3)}$	7 (n = 3)
Fe, O, + FeO	13,92	15,62	10,27	19,44	9,94	3,88	0,88
MgO	6,24	5,44	16,03	10,47	20,77	23,47	27,80
CaO	0,14	0,09	1,70	2,08	1,67	1,43	0,36
Na ₂ O	1,51	1,61	0,35	1,11	0,51	0,12	0,36
K.O	1,90	2,55	2,62	0,95	0,33	0,64	0,09

Средний химический состав корренситоподобных минералов Южного хребта Ямато и корренситов различных генетических групп [9]

Примечание. Корренситоподобные минералы Южного хребта Ямато: 1 – из нижнемеловых песчаников и алевроаргиллитов, 2 – из палеоценовых песчаников и алевроаргиллитов. Корренситы: 3 – терригено-карбонатно-эвапоритовых формаций, 4 – зоны глубинного эпигенеза кластс- и вулканогенных формаций, 5 – гидротермально-преобразованных основных и ультраосновных пород, 6 – карбонатно-доломитовых формаций, 7 – гидротермально-переработанных гипс-доломитовых пород; (3, 6, 7 – I генетический тип, 4 – II; 5 – III).

области температур. В целом термограмма характерна для смеси хлорита и сапонита. Судя по экзотермическому эффекту, корренсит имеет железо-магнезиальный состав, что и подтверждается химическим анализом (таблица).

Во вторую группу вошли все остальные разности, склонные к сегрегации и упорядочению, с различным мотивом переслаивания и процентным соотношением переслаивающихся пакетов. Образцы этой группы в естественном состоянии имеют рефлекс 1,3 нм, при насыщении у них отмечается субпериод в 3,1-3,3 нм, а при прокливании в малоугловой области появляется широкий рефлекс 1,0-1,2 нм. Согласно [4], среди них можно выделить разности с преобладанием хлоритовых (см. рис. 2, E), где $W_X: W_M = 60:40$ при $P_{MM} = 0,2$ и S = 1, и смектитовых (см. фиг. 2, B), где $W_X: W_M = 20:80$ при $P_{XX} = 0,8$ и S = 1, пакетов. В этой группе отмечаются также рефлексы гидрослюды, кварца, плагиоклаза и анальцима (0,56; 0,343 нм). Количество гидрослюды возрастает с уменьшением размерности в породах, а в некоторых образцах нижнемслового возраста почти весь цемент состоит из гидрослюды и смещанослойных абразований типа гидрослюда-смектит. В остальных алевроаргиллитах обоих комплексов преобладают смещанослойные образования типа хлорит-смектит с довольно высокой степенью упорядочения.

Термограммы этой группы образцов аналогичны приведенной ранее, только экзотермический эффект проявляется при 200-400 °C, а не при 560 °C. Это, вероятно, свидетельствует о том, что часть оксида железа находится в рентгеноаморфной фазе и не входит в состав решетки слоистых силикатов.

Проблема генезиса корренситов достаточно широко обсуждена в литературе [3, 5, 8, 10]. По химическим и структурным особенностям минералов, распространению в определенных физико-химических обстановках и парагенетическим ассоциациям сопутствующих минералов А.Г. Коссовская и В.А. Дриц [9] выделяют три группы корренситов и родственных им минералов.

I. Магнезиальные седиментационно-диагенетические, связанные с эвапоритовыми терригенно-хемогенными и карбонатными формациями. К этому типу относятся корренситы из гидротермально преобразованных пород доломит-гипсовых комплексов.

II. Магнезиально-железистые корренситы из мощных толщ кластогенных вулканогенноосадочных или осадочных пород, преобразованных при региональном эпигенезе.

III. Железисто-магнезиальные корренситы, образующиеся при постмагматических преобразованиях основных и средних магматических пород в наземных и подводных условиях.

Средний химический состав корренситоподобных минералов Южного хребта Ямато наиболее близок по составу корренситам первой и второй групп (см. таблицу). По общему содержанию оксида железа корренситы I и III групп близки между собой, а исследуемые корренситоподобные минералы располагаются между ними и корренситами II группы. Содержание оксида натрия в корренситоподобных минералах аналогично их содержанию во II групе, а оксида калия – в I. Они также характеризуются низким содержанием оксида магния (5-6%) и очень низким содержанием оксида кальция (0,14-0,09%). По первому параметру они наиболее близки к корренситам II группы, по второму – к корренситам I группы (из гидротермально преобразованных пород доломит-типсовых комплексов). По данным термографии, вероятно, часть окиси железа находится в ренттеноаморфной фазе и не входит в решетку слоистых силикатов. Следовательно, реальное содержание его в структуре минералов несколько ниже и корренситоподобные минералы сдвигаются в сторону корренситов I и III групп,



Фиг. 3. Диаграмма генетических типов корренситов [7]

1 – состав корренситоподобных минералов из нижнемеловых и палеоценовых песчаников и алевроаргиллитов Южного хребта Ямато; 2 – средний состав корренситов различных генетических групп (3–7 см. таблицу); I–II – поля (I – осадочных пород, II – гидротермально-измененных магматических пород)

Фиг. 4. Диаграмма зависимости пористости (n) осадочных пород от глубины их погружения

1 — средние значения пористости пород и точки их пересечения с кривыми зависимости пористости пород от глубины их погружения (*a*, *s* — нижнемеловые алевропесчаники и среднезернистые песчаники, *б* — нижнемеловые и палеоценовые мелкозернистые песчаники, *г* нижнемеловые и палеоценовые алевроаргиллиты); 2-4 — кривые зависимости пористости пород от глубины их погружения, соответственно Черникова [15], Болдуина [12], Прошлякова [17]

На диаграмме генетических типов корренситов [7] исследуемые минералы (фиг. 3) попадают в поле осадочных пород (за исключением обр. 1834-1). В это же поле попадают корренситы (средний состав) терригенно-карбонатно-эвапоритовых формаций. Другие типы корренситов данной диаграммой не разделяются, так как все располагаются в поле гидротермальноизмененных пород. Корренситоподобные минералы в нижнемеловых и палеоценовых песчаниках и алевроаргиллитах Южного хребта Ямато встречаются в ассоциации с аналыцимом и гидрослюдой. Такой парагенезис характерен для аридных условий осадконакопления с повышенной минерализацией седиментационных вод [9]. Этот же парагенезис может быть индикатором аналыцимовой зоны регионального эпигенеза вулканогенно-осадочных толщ [8]. В гидротермально измененных породах корренсит совместно с гидрослюдой, как правило, не встречается [6].

Присутствие строгоупорядоченного хлорит-сапонита в осадочных породах рассматривается некоторыми исследователями [5, 9, 10] как индикатор эвапоритовых условий осадконакопления аридной климатической зоны. Красноцветный облик исследуемых пород, преобладание хейролепидиевых видов растительности, устойчивых к засушливым условиям, определяют аридный микроклимат — необходимое условие для образования соленосных толщ, формирующихся обычно при испарении морской воды в мелководных бассейнах или себхах. Постоянное присутствие корренситоподобных минералов в алевроаргиллитах также может свидетельствовать об образовании их в условиях среды, богатой матнием.

На высокую вероятность образования корренситоподобных минералов при региональном эпигенезе осадочных толщ указывают физические свойства и особенности взаимоотношения обломочного материала, пород, содержащих эти минералы. Средние данные пористости и известные средние кривые зависимости пористости песчаников и глинистых пород от глубины погружения [12, 15, 17] позволяют оценить максимальную глубину залегания нижнемеловых и палеоценовых песчаников и алевроаргиллитов в 2–3 и 1–2 км соответственно (фит. 4). Число контактов на зерно и преобладающий тип контакта, по данным Д. Тейлор [18], позволяют предположить погружение нижнемеловых песчаников до глубины 2,5 км. Первое появление корренситоподобных минералов в разрезе нижнемеловых отложений Приверхоянского прогиба и в вулканогенных мезо-кайнозойских отложениях Ильпинского полуострова Восточной Камчатки наблюдается в интервале глубин 1500–2000 м [9, 16]. Следовательно, глубина погружения нижнемеловых и палеоценовых пород Южного хребта Ямато достаточна для образования корренситоподобных минералов в условиях регионального эпигенеза,

Таким образом, химический состав, минералы-спутники и особенности распределения корренситоподобных минералов в породах Южного Ямато указывают на их сходство как с седиментационно-диагенетическими корренситами, связанными с эвапоритовыми терригеннохемогенными формациями, так и с корренситами, образующимися в результате регионального эпигенеза кластогенных толщ. По мнению авторов, более предпочтительны седиментационно-диагенетические (эвапоритовые) условия, когда любой обломочный материал может служить сырьем для формирования корренситов, в то время как в условиях регионального эпигенеза возникает проблема поставки магния в породы, поскольку основные магнийсодержащие минералы источников сноса (биотит и амфибол) в исследуемых осадочных породах являются акцессорными.

Сходство исследуемых корренситоподобных минералов с корренситами эвапоритовых формации позволяет предполагать наличие соляных пород и связанной с ними минерализации в осадочной мел палеогеновой толще Южного хребта Ямато.

Список литературы

- 1. Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
- 2. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
- 3. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. 177 с.
- 4. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 247 с.
- 5. Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 219 с.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60-69.
- Коссовская А.Г., Соколова Т.И., Дриц В.А. и др. Парагенезисы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 278–296.
- 8. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на континентах и океанах // Геотектоника. 1976. Т. 2. С. 15-30.
- 9. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов // Литология и полез. ископаемые. 1985. Т. 5. С. 16-38.
- 10. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 246 с.
- 11. Леликов Е.П., Терехов Е.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые и палеогеновые отложения подводной возвышенности Ямато (Японское море) / Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 3. С. 678-681.
- 12. Лидер М.П. Седиментопогия. М.: Мир, 1986. 326 с.
- 13. Съедин В.Т. Особенности Кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 30-38.
- 14. Цой И.Б., Ващенкова Н.Г., Горовая М.Т., Терехов Е.П. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50-55.
- 15. Черников О.А. Литологические исследования в нефтепромысловой геологии. М.: Недра, 1981. 213 с.
- 16. *Чудаев О.В.* Распределение глинистых минералов во флишоидных отложениях Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 105-115.
- 17. Fuchtbauor H. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity // Proc. 7-th World. Petrol. Congr. Mexico. 1967. V. 2. P. 353-369.
- Taylor J.M. Pore-space reduction in sandsyones / Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1950. V. 34. № 4. P. 701-716.

Гихоокеанский океанологический институт ДВО АН СССР, Владивосток

Поступила в редакцию 25. IV. 1990

© 1991

Богданов Н.А.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МОРСКИХ РОССЫПЕЙ КАК МЕТОДИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПОДВОДНОЙ ДОБЫЧИ

Современные полиминеральные россыпи имеют весьма широкое распространение в шельфовой зоне Мирового океана. В СССР наиболее крупные россыпи и россыпепроявления обнаружены на побережкях Балтийского, Черного морей, в Северном Приаралье и менее значительные – в Горле Белого моря до устья Печоры, на берегах Карского, Чукотского, Лаптевых морей и на Восточном Сахалине [1]. В условиях интенсивного освоения и истощения запасов древних редкометалльных россыпей суши морские залежи представляют богатый дополнительный источник таких промышленно ценных минералов, как ильменит, рутил, циркон, монацит, содержащих титан, цирконий, гафний, а также сырье для производства тория и церия. Снижение кондиций на сырье при непосредственной близости экономически развитых регионов могут обеспечить переход указанных россыпей в разряд промышленно перспективных. Вмещающие отложения, представленные, например, кварцево-глауконитовыми песками, при рациональном изъятии наносов береговой зоны, можно использовать в качестве строительных материалов, сырья для производства удобрений, огнеупоров, а также в стекольной промышленности.

Редкометалльные россыпи концентрируются в песчаных наносах береговой зоны и отложениях верхней части побережья. Генетически они являются россыпями слоя волновой переработки, образовавшимися вследствие унаследованных процессов преимущественной поперечной дифференциации и аккумуляции обломочного материала. Залежи пляжа и верхней части побережья изучены достаточно хорошо. Технология их добычи детально отработана. В то же время вопросы структуры, динамики, технологии разработки подводных россыпей, судя по отечественному и зарубежному опытам, изучены и освоены крайне слабо [1, 6, 7, 8, 9].

Динамизм процессов в верхней части береговой зоны существенно осложняет проведение поисково-разведочных и эксплуатационных работ на россыпях данного типа. В этой связи для более качественной эксплуатации россыпей должны быть намечены вполне определенные стратегия и тактика проведения работ применительно к природным условиям конкретных регионов.

Стратегия добычи понимается как долговременные планирование и проведение горно-морских работ в пределах россыпных провинций или районов. Она должна обеспечивать максимальную рентабельность предприятия, продолжительность выемки песков и минимальную вероятность разубоживания "пустыми" песками планируемых к разработке россыпных полей как внутри прибрежных литодинамических систем, так и в региональном плане. При этом необходимо учитывать сезонные, среднегодовые и среднемноголетние тенденции развития морфологических процессов береговой зоны, особенности гидром етеорологического режима в региональном плане и влияние этих факторов на современное россыпеобразование, изменчивость продуктивности песков и потенциальную способность россыпей к регенерации на основе анализа механизма их формирования.

Тактика добычи подразумевает осуществление комплекса горно-морских работ на конкретных россыпных полях, россыпях или отдельных залежах. При этом необходимо учитывать местные особенности морфолитодинамики подводного берегового склона, сезонную изменчивость продуктивности наносов, степень регенерации залежей после частичной или полной их разработки с целью уменьшения потерь, разубоживания продуктивных площадей, а также исключения негативных экологических последствий выемки.

В этой связи на протяжении 1970-1980 гг. в пределах наиболее крупных современных подводных полиминеральных россыпей юго-восточной Балтики проведен комплекс опытно-экспериментальных и научно-методических геолого-поисковых, горно-морских и морфолитодинамических работ по исследованию структуры, динамики залежей, направленных на решение методических вопросов совершенствования существующих и разработки новых приемов поисков, разведки и добычи россыпей подобного типа.

Гидрометеорологические условия в регионе, морфология берегов, закономерности структуры, динамика россыпей и отдельных продуктивных зон в их пределах исследованы достаточно детально [2-5]. Особенности гидрометеорологического режима таковы, что в весеннелетний период вектор вдольбереговой составляющей прибрежного потока волновой энергии, а соответственно, и тенденции к однонаправленному вдольбереговому перемещению наносов направлены с севера на юг. В период осенне-зимних штормов их результирующая, несколько превышающая по силе весенне-летние волнения, направлена с юга на север. Для среднемноголетнего штормового режима характерно чередование 6- и 20-летних циклов усиления и ослабления штормовой активности. Эти особенности обусловливают, в общем



Фиг. 1. Схема россыпного района юго-восточной Балтики

 призмы заполнения прибрежными наносами входящего угла у молов портовых сооружений;
литориновые пересыпи аккумулятивно-лагунных берегов;
подводные россыпи;
среднемноголетняя вдольбереговая составляющая. прибрежного потока волновой энергии и наносов;
условные границы прибрежных природных (а) и антропогенных (б) литодинамических систем и их номера (I – Вислинско-Таранская, II – Куршская, III – Миетрагс-Гируляйская, IV – Миетрагс-Ирбенская)

случае, сезонные тенденции перемещения взвесей и кварцевых, в основном пляжевых, песков с севера на юг в весенне-летний период и с юга на север – в осенне-зимний. Отмеченные тенденции динамики прибрежных наносов проявляются в пределах нескольких, относительно обособленных друг от друга, литодинамических систем и осложняются местными геоморфологическими и морфолитодинамических систем и осложняются местными геотельство молов портовых сооружений в последнее столетие, изъятие прибрежных наносов из береговой зоны при углублении дна привели к увеличению их природного дефицита, частичным непропускам пляжевых песков, ограничивающих обмен наносами между отдельными участками побережья, в том числе и в пределах отдельных литодинамических систем. Например, в пределах современной природной литодинамической системы м. Миетрагс – м. Колкасрагс образовались вторичные антропогенные литодинамические системы, что несомненно накладывает определенный отпечаток на современное россыпеобразование и технологию проведения горно-морских работ.

Россыпные поля и подводные залежи закономерно располагаются вдоль юго-восточного побережья от Балтийской косы до м. Колкасрагс и приурочены в основном к аккумулятивнолагунным его участкам, в наносах внешней части баров литориновых пересыпей на глубинах моря 3-22 м. Полезные минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, лейкоксеном, рутилом, цирконом, реже монацитом. Размеры рудных зерен 0,4–0,18 мм. Суммарное содержание тяжелой фракции в песках подводных залежей колеблется от десятков до сотен килограммов на 1 м³. Основная масса (> 75%) полезных минералов концентрируется в песчаных (Md 0,1 ÷ 0,08 мм) наносах сезонного слоя (мощность 0,5-0,8 м) волновой переработки на глубинах 4-9 м. Продуктивность песков пляжа из зоны подводных валов весьма изменчива и в целом по берегу низка. Однако локально на пляжах абразионных участков берега встречаются эфемерные ильменит-гранатовые очаги протяженностью в десятки метров, шириной 5-15 м, средней мощностью 0,15 м, с валовым содержанием тяжелых минералов до 97%. Источником тяжелых минералов в данном случае выступали реликты ныне размываемых в уступе клифа залежей древних баров, перекрытых горизонтом межлиторинового песчано-глинистого торфа. Выход тяжелой фракции из древних вмещающих песков крупностью 0,1-0,25 мм 0,59%, из залежей - 90% (ильменита до 31%). В конусе выноса пляжевых песков на каменистом подводном склоне до глубин 3-4 м количество тяжелой фракции составило всего 8%.

Структура и современная динамика подводных россыпей достаточно устойчивы. Эта устойчивость во многом контролируется особенностями морфологии подводного берегового склона и трансформации волн на мелководье [3].

В зонах локализации россыпей морфология подводного берегового склона характеризуется чередованием вдоль берега на глубинах 3-13 м литологически обусловленных, а поэтому относительно стабильных в морфодинамическом отношении, пологих щитообразных мезоформ рельефа дна (фестонов облекания подводного берегового склона) и поперечных к бе-



Фиг. 2. Морфология и динамика подводной россыпи

1 -берег; 2 -подводные валы; 3 -характерные черты морфологии подводного берегового склона; 4 -контур бортов россыпи; 5 -очаги концентраций повышенных содержаний тяжелых минералов в толще наносов 0-1 м; 6 -то же, в горизонте 0,5-1 м; 7 -циркуляционные литодинамические ячейки; $\Phi -$ фестоны облекания подводного берегового склона; $\Pi -$ поперечные ложбины

регу ложбин. Расстояния между осями фестонов составляют от 100 м до первых километров. Морфология россыпей вдоль берега характеризуется расширением продуктивных площадей, увеличением мощности пласта на фестонах и уменьшением этих характеристик в поперечных ложбинах. Продуктивные горизонты в пределах фестонов располагаются в толще 0-1 м, в ложбинах – 0,5-1 м. Мощности прибрежных песков подводного берегового склона достигают первых метров. Особенности прибрежных песков подводного берегового склона достигают первых метров. Особенности морфологии подводного берегового склона, рефракции и трансформации волн на мелководье обусловливают генерацию прибрежных циркуляционных литодинамических ячеек с восходящей ветвью на подводном фестоне и нисходящей – в ложбине (фиг. 2). Достаточно устойчивый литодинамический режим обусловливает преимущественно обогащение тяжелыми минерами осадков фестонов, формирующихся в абразионно-аккумулятивном режиме, и разубоживание 0,5-метровой толщи наносов ложбин, седиментация в которых проходит в транзитно-аккумулятивном режиме.

Основные черты динамики россыпей, потерявших в настоящее время связь с питавшими участками шельфа, заключаются в цикличном перераспределении легких (в меньшей степени тяжелых) минералов между элементами структуры в пределах россыпных полей. Периодичность процессов обогащения-разубоживания россыпей при относительно устойчивой их локализации вдоль берега и элементов структуры связана с многолетним ходом штормовой активности при отсутствии современного питания залежей тяжелыми минералами. Утрата связи россыпных полей с питавшими участками шельфа, а также отсутствие современного привноса тяжелых минералов извне исключают возможность полной регенарции россыпей после разработки на всю мощность продуктивного пласта.

В процессе разработки россыпей данного типа в целях уменьшения потерь и разубоживания горной массы должно учиты ваться изменение мощности и продуктивности пласта от сезона к сезону, от шторма к шторму по профилю и элементам рельефа дна. На полигонах юго-восточной Балтики горно-геологические свойства продуктивного пласта исследованы нами статическим зондированием и вибробурением [4]. Установлено, что плотность песков пласта растет с увеличением мощности сезонного слоя волновой переработки наносов и уменьшается с удалением от пляжа в море. Наибольшие величны мощности, плотности и продуктивности пласта наблюдаются на вершинах подводных фестонов, наименьшие – на их склонах, промежуточное положение занимают ведичины мощностей и плотностей пласта в поперечных ложбинах. Мощность пласта мористее зоны разрушения воли (подводных валов) уменьшается, достигая 0,2-0,3 м на глубинах моря 13-15 м, а при росте интенсивности волнения увеличивается.

Результаты исследования закономерностей современной динамики и структуры продуктивных песков в пределах россыпных полей, а также опыт проведения горно-морских работ [3, 4, 8] позволяют наметить основные черты стратегии и тактики добычи россыпей данного типа, а также определить несколько оптимальных вариантов разработки подводных россыпей. В предлагаемых нами вариантах добычи, учиты вающих отмеченные выше природные условия залегания россыпей, подразумевается разработка залежей дражным способом с последовательным сезонным перемещением плавучего горно-обогатительного комбината (ГОК) по россыпным полям прибрежных литодинамических систем.

Стратегическое направление разработки должно происходить навстречу фактической или расчетной (сезонной), региональной или внутрисистемной вдольбереговой тенденции перемещения наносов. В состав оборудования плавучего ГОКа должны входить установка первичного обогащения горной массы, накопитель концентрата и пульповод для сброса в море хвос-





1 – вмещающие пески подводного берегового склона; 2 – подводные залежи тяжелых минералов; 3 – блоки и мощности выемки донных продуктивных песков при разработке; 4 – направление перемещения плавучего ГОКа при разработке россыпного поля; 5 – тенденция перемещения донных наносов в литодинамических ячейках; 6 – вектор вдольбереговой составляющей прибрежного потока волновой энергии и наносов. Остальные условные обозначения см. на фит. 1–2

тов. Отработанные пески (хвосты) сбрасываются в верхнюю часть подводного берегового склона и вниз по вдольбереговому потоку энергии и наносов. В связи с тем что при разработке россыпей на всю мощность продуктивного пласта регенерации не произойдет, выемку песков наиболее целесообразно производить на мощность 0,2–0,3 м. В этом слое продуктивного пласта содержится наибольшее количество тяжелых минералов. Толщина слоя выемки соответствует мощности пласта на внешней периферии россыпных полей (на глубинах моря 13–15 м). Согласно среднемноголетней тенденции развития гидролитодинамических процессов по сезонам, плавучий ГОК в весенне-летний период должен вести разработку россыпей, перемещаясь с юга на север, а в осенне-зимний – с севера на юг. Таким образом, предлагаемая стратегия добычи, с одной стороны, обеспечит достаточные для рентабельной работы перерабатывающих предприятий объемы горной массы, снизит опасность регионального размыва берегов при добыче в связи с возвратом большей части объемов выемки в бюджет наносов береговой зоны, а с другой – оставит возможность частичной регенерации россыпей из-за неполной разработки залежей и перераспределения наносов за время прохождения плавучего ГОКа посезонно с се-

Тактика добычи должна включать следующие варианты разработки, учитывающие современную динамику конкретных залежей: 1) выемка блоков продуктивных песков с подводных фестов в пределах глубин моря 4-15 м на пласт 0,2-0,3 м при перемещении ГОКа сверху вниз по склону одновременно при его вдольбереговом челночном движении; 2) выемка песков канавами в пределах продуктивных зон (на глубинах 5-7 м) ложбин на пласт до 1 м при движении ГОКа снизу вверх по склону: 3) комбинированный способ выемки в пределах наиболее крупных россыпных полей (фиг. 3). Комбинированный способ разработки включает прежде всего второй вариант. Продвижение плавучего ГОКа при разработке вверх по склону и сброс хвостов после первичного обогащения горной массы вниз определяется встречным, относительно ведения разработки, направлением циркуляции нисходящей ветви литодинамической ячейки. Увеличение уклонов склона в связи с переуглублением дна оси ложбин ведет к увеличению интенсивности циркуляции литодинамических ячеек. Благодаря этому происходит относительно быстрое занесение карьеров за счет сноса легкоминеральных наносов со смежных фестонов, верхняя толща наносов которых подвергается дополнительному обогащению. После разработки ложбин подводная добыча проводится в пределах фестонов на пласт 0,2-0,3 м (первый вариант). Плавучий ГОК движется сверху вниз по склону навстречу восходящей ветви литодинамической ячейки. Сброс хвостов осуществляется в смежные ложбины и в верхнюю часть береговой зоны. Подобные приемы добычи способствуют восстановлению рельефа дна и предотвращают длительный дефицит наносов в бюджете береговой зоны, могущий привести к размыву смежных берегов. Для предупреждения нежелательных экологических последствий добычи на берега важно помнить, что зоны пляжа, примыкающие к ложбинам, наиболее уязвимы для абразии. Тактика добычи, опирающаяся на закономерности морфолитодинамики подводного берегового склона в пределах конкретного россыпного поля, во-первых, исключает по возможности разубоживание продуктивных площадей при выемке и сбросе хвостов, во-вторых, уменьшает опасность проявления нежелательных экологических последствий. Соблюдение предлагаемых приемов стратегии и тактики разработки оставляет, в данном конкретном случае, возможность для частичной регенерации россыпей и увеличивает срок эксплуатации месторождений.

Таким образом, комплексный анализ и использование данных по механизму формирования россыпных провинций и районов, закономерностям локализации, структуры и динамики россыпных полей, россыпей и залежей, морфолитодинамике подводного берегового склона, гидрометеорологическому режиму и функционированию прибрежных литодинамических систем наряду с наличием необходимых горно-геологических и технологических характеристик горной массы имеют важное значение при выборе технических средств и эффективных технологических приемов разработки подводных россыпей, а также обеспечивают рациональное и экологически чистое освоение природных ресурсов морских побережий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Айнемер А.И., Коншин Г.И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Недра, 1982. 263 с.
- 2. Богданов Н.А. Закономерности формирования и динамики морских россыпей у аккумулятивных берегов юго-восточной Балтики // Геологическое строение и развитие Балтийского моря и закономерности формирования минеральных ресурсов: Тез. докл. рабоч. совещ. стран членов СЭВ. Таллинн: Изд. АН ЭССР, 1988. С. 18–20.
- 3. Богданов Н.А., Жиндарев Л.А., Шараков В.П. Морфолитодинамика и геоморфологические критерии поисков морских россыпей в юго-восточной Балтике // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 12. С. 40-48.
- 4. Богданов Н.А., Кадик Ф.А. Об определении мощности слоя волновой переработки морских песчаных наносов методом статического зондирования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 9. С. 39-41.
- 5. Болдырев В.Л., Шуйский Ю.Д., Кочетков Б.В. О строении и формировании прибрежных россыпей Восточной Балтики // Океанология. 1971. Т. 2. Вып. 2. С. 245-255.
- 6. Ворковастов К.С., Агеев М.Ф. Маркшейдерские акватор иальные работы. М.: Недра, 1986. 188 с.
- 7. Нурок Г.А., Бруякин Ю.В., Бубис Ю.В., Королев В.Г. Технология подводной разработки морских россылных месторождений. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1976. 92 с.
- 8. Смолдырев А.Е., Кузнецов В.К., Кравченко В.Е. и др. Опытные работы по проходке шурфов большого диаметра гидромеханическим способом // Горн. журн. 1983. № 2. С. 37-39.
- 9. Brambati A., Bernabini M., Clarici C. et al. Attivita estrattive in giacimenti di sabbie metallifere (Placers) nel SE Asiatico. Australia e Nuova Zelanda: Rapperto della missione di studio. Arti Grafiche E. Cossidente EF. LLI. V. 1. Roma: via Monte Tomatico, 1986.443 p.

Геологический институт АН СССР, Москва Поступила в редакцию 26.XII.1990

5*

© 1991

Борщевский Ю.А., Игнатов П.А., Ильин О.В., Медведовская Н.И., Сабиров М.А.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАЛЬЦИТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕНЕЗИСА СТРАТИФОРМНОЙ ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В северо-восточной части Северо-Минусинской впадины известны мелкие проявления стратиформной флюоритовой минерализации, приуроченные к породам турнейского яруса нижнего карбона [10]. Рудовмещающие отложения представлены туфогенно-осадочной толщей и повсеместно распространены в пределах впадины. По ряду признаков (состав, текстуры, строение разреза) рудовмещающие породы были отнесены к лагунно-морским и континентальным литогенетическим типам [8].

В разрезе турнейских отложений имеются два маркирующих горизонта известняков и доломитистых известняков. Известняки ленточнослоистые с участками перекристаллизации и развития сутуростилолитовых швов. Карбонатные горизонты нередко подстилаются баровыми песчаниками, рассматриваемыми как потенциальные пластово-поровые коллекторы. В целом этот комплекс отнесен к отложениям засолоняющихся лагун, развивавшихся в крупном заливе эпиконтинентального опресненного бассейна.

К карбонатным горизонтам этой части разреза нижнего карбона и приурочена прожилково-вкрапленная флюоритовая минерализация. Рядом авторов [7, 10] район впадины рассматривается в качестве потенциальной новой рудной провинции на флюорит.

Существуют две различные точки зрения на генезис этих флюоритовых проявлений. Согласно одной из них, образование флюорита связано с процессом диагенеза карбонатных осадков [4], согласно второй – с проявлением гидротермальной деятельности [7].

В связи с этим весьма актуально решение вопроса о генезисе флюоритовой минерализации независимыми методами, в качестве которых в данной работе использованы исследования изотопного состава углерода и кислорода разновозрастных кальцитов в совокупности со стадиальным анализом.

При стадиальном анализе были использованы представления о соответствии каждому этапу литогенеза, а также рудному процессу определенных гидрогеологических обстановок. Каждый этап находит отражение как в истории геологического развития района, так и в изменениях минерального состава, текстурно-структурных признаков пород. В рассматриваемом примере стратиформной флюоритовой минерализации особенности каждого из этапов привели к формированию различных ассоциаций аутигенных минералов. Более подробный стадиальный анализ нижнетурнейских отложений приведен в работе [6].

Важным критерием стадийности и условий минералообразования может служить изотопный состав углерода и кислорода карбонатов как минералов, широко распространенных и образующихся на всех этапах литогенеза.

При изучении минерального состава рудовмещающей толщи в ее формировании были выделены три основные этапа. Границы этапов в известной мере условны и отвечают традиционным взглядам на генезис и эволюцию осадочных пород. При рассмотрении рудосопровождающих изменений авторы использовали термины катагенез и эпигенез в представлении геологов-рудников.

Седиментационный этап включает накопление карбонатных илов и аллотигенной составляющей, где наряду с кварцем, полевыми шпатами и обломками пород присутствуют туфовый материал, а также растительный и костный детрит.

Диагенетическому этапу свойственны новообразования микрозернистых агрегатов кальцита, псевдоморфозы анальцима, хлорита по пирокластике. На этом этапе образуются послойные накопления порошковатых агрегатов колломорфного флюорита типа ратовкита.

Катагенетический этап характеризуется изменениями пород, связанными с литостатическим давлением и происходящими в условиях затрудненного водообмена, что нашло отражение в появлении сутурных швов, выполненных глинисто-битумным веществом, и участков перекристаллизации и доломитизации по породным карбонатам известняков. В горизонтах с вулканогенным материалом отдельные поры заполнены агрегатом крупнокристаллического анальцима и кальцита.

На этом этапе выделяются признаки двух эпигенетических процессов, связанных не только с перераспределением вещества, но и с его привносом. Первый процесс проявлен в образовании общирных ореолов гематитизации, пространственно связанной с телами баровых песчаников и горизонтами известняков. Гематитизация рассматривается как результат древнего пластового окисления. Со вторым, более поздним процессом связана флюоритовая минерализация, представленная кристаллическим мелкозернистым флюоритом, который ассоциирует с крупнокристаллическим кальцитом в цементе брекчий и в субпослойных и секу-

Изотопный состав углерода и кислорода породообразующих и прожилковых карбонатов из горизонтов турнейских известняков Северо-Минусинской впадины

Номер образца	Описание образца	δ ^{1 S} C, ⁰ / ₀₀ , PDB	δ ^{1 ®} O, ⁰ / ₀₀ , SMOW
	і І. Неизмененные известняки		•
619-403,8	Породный кальцит ленточнослои- стых известняков	+1,6	+25,3
608-263,8	То же	+2,5	+24,9
634-421	**	+2,9	+21,2
619-406,4	Породный кальцит пелитоморфных известняков с рассеянным битум- ным веществом	+1,3	+23,2
608-260	Тоже	+3.2	+26.4
640-310	**	+2.6	+26.1
677-284.9	**	+1.6	+26.7
677-286.8	**	+1.2	+23.8
634-329	**	+1.1	+22.5
Среднее		+2,0	+24,5
II. Перекристаллиз	ованные известняки с сутуростилолитовы	ами швами	
654-220	Крупнокристаллический кальцит	+1,4	+22,6
619-399.3	Тоже	+2,0	+24.5
6 57 - 36 8	>>	+2.3	+22.5
6 54-209	**	+2.0	+20.0
601-177.5	**	+2.2	+23.5
Срелнее		+2.0	+22.6
401 167 2	оксидов железа Колтона	106	
491-167,3	Кальцит доломитизированных и ге- матитизированных известняков	+0,6	+21,2
491-167	Тоже	+0,7	+23,5
528-109,6	•••	+1,0	+21,4
488-158,5	**	+0,2	+19,4
307-354,3	**	+1,1	+23,1
548-309,2	••	+1,3	+22,2
548-308,2	**	+1,5	+26,0
548-309	**	+0,4	+17,3
6 26 - 4 6 5, 8	33	+1,2	+21,5
Ореднее		+0,9	+21,7
IV. Ф люор			
	ит-кароонатные прожилки и цемент орек	444	
591-417	ит-кароонатные прожилки и цемент орек Крупнокристаллический кальцит прожилков	+0,6	+13,1
591-417 631-417	ит-кароонатные прожилки и цемент орек Крупнокристаллический кальцит прожилков То же	+0,6 +0,7	+13,1 +5,2
591-417 631-417 657-324	ит-кароонатные прожилки и цемент орек Крупнокристаллический кальцит прожилков То же "	+0,6 +0,7 +0,7	+13,1 +5,2 +3,5
591-417 631-417 657-324 626-532	ит-кароонатные прожилки и цемент орек Крупнокристаллический кальцит прожилков То же " Кристаллический кальцит, цементи-	+0,6 +0,7 +0,7 +0,5	+13,1 +5,2 +3,5 +5,5
591-417 631-417 657-324 626-532	ит-кароонатные прожилки и цемент орек Крупнокристаллический кальцит прожилков То же " Кристаллический кальцит, цементи- рующий брекчию	+0,6 +0,7 +0,7 +0,5	+13,1 +5,2 +3,5 +5,5
591-417 631-417 657-324 626-532 613-324	ит-кароонатные прожилки и цемент орек Круппнокристаллический кальцит прожилков То же " Кристаллический кальцит, цементи- рующий брекчию То же	+0,6 +0,7 +0,7 +0,5 +0,4	+13,1 +5,2 +3,5 +5,5 +6,1
591-417 631-417 657-324 626-532 613-324 481-297	ит-кароонатные прожилки и цемент орек Круппнокристаллический кальцит прожилков То же " Кристаллический кальцит, цементи- рующий брекчию То же "	+0,6 +0,7 +0,7 +0,5 +0,4 +0,4	+13,1 +5,2 +3,5 +5,5 +6,1 +9,1



Изотопный состав разностадийных кальцитов рудовмещающих турнейских известняков Северо-Минусинской впадины

1-4 – кальцит (1 – неизмененных глинистых известняков, 2 – перекристаллизованных известняков с сутуро-стилолитовыми швами, 3 – эпигенетически измененных известняков – доломитизированных и гематитизированных, 4 – цемента брекчий и прожилков флюорит-карбонатного и карбонатного состава)

щих прожилках. Зоны трещиноватости с флюоритовой минерализацией нередко приурочены к флексурным изгибам горизонтов известняков.

Такая последовательность минералообразования позволяет судить о том, что флюоритовая минерализация была сформирована в результате последовательной смены палеогидрогеологических обстановок от застойноводных условий седименто-диагенеза к затрудненному водообмену прогрессивного катагенеза, а затем к условиям крупного артезианского бассейна, где наряду с пластовыми водами циркулировали нагреты с трещинные воды.

Для изотопного анализа были отобраны четыре группы проб карбонатов, каждая из которых характеризует соответствующие этапы и стадии минералообразования (таблица). Во всех случаях карбонаты представлены кальцитом, что подтверждено рентгеноструктурным анализом.

Как видно, вышеизложенная смена условий минералообразования отчетливо фиксируется в изотопном составе углерода и кислорода кальцитов, образовавшихся на разных этапах и стадиях литогенеза и рудного процесса. Изотопные данные также указывают на полистадийный характер формирования флюоритовой минерализации.

Закономерные изменения значения δ^{13} С и δ^{18} О кальцитов позволяют проследить эволюцию вод, участвовавших в породо- и рудообразовании.

Изотопный состав углерода кальцитов первой группы (диагенетических) колеблется в пределах от +1,1 до +3,2°/00 (δ^{13} C_{cp} = +2,0°/00), что хорошо согласуется с вариациями изотопного состава углерода в морских карбонатах эвапоритов [3, 5]. Именно к этому генетическому типу и были отнесены рудовмещающие известняки на основании геологических и минералого-геохимических данных [8]. Значения δ^{18} С кальцитов этой группы (+21,2 ÷ \div +26,7°/00, δ^{18} С_{ср} = +24,5°/00) также характерны для морских карбонатов [3, 5]. Это позволяет судить о близости иловых вод раннекаменноугольного бассейна и современных водоемов лагунного типа.

Вторая группа крупнокристаллических кальцитов из перекристаллизованных известняков с сутуростилолитовыми швами, характеризующая процесс прогрессивного катагенеза, по изотопному составу углерода и кислорода практически не отличается от первой группы $(\delta^{13}C = +1, 4 \div +2, 3^{0}/_{0,0}, \delta^{13}C_{cp} = +2, 0^{0}/_{0,0}; \delta^{18}O = +20, 0 \div +24, 5^{0}/_{0,0}, \delta^{18}O_{cp} = +22, 6^{0}/_{0,0})$. Небольшое уменьшение $\delta^{18}O$ логично связывать с фракционированием под воздействием повышенной температуры в зоне катагенеза. Установленные значения изотопно-кислородных характеристик этих кальцитов и узкий диапазон их изменений свидетельствуют о том, что на стадии прогрессивного катагенеза действовали захороненные иловые воды.

Третья группа кальцитов, представляющая эпигенетически измененные известняки с вкрапленностью новообразованных оксидов железа, более существенно отличается от первых двух групп по изотопному составу как углерода, так и кислорода. Величина $\delta^{1\,9}$ С в них заметно снижается до $+0,2 \div +1,6^{\circ}/_{0.0}$ ($\delta^{1\,3}C_{cp} = +0,9^{\circ}/_{0.0}$), а $\delta^{1\,8}$ О колеблется от 17,3 до $26,0^{\circ}/_{0.0}$ ($\delta^{1\,9}O_{cp} = +21,7^{\circ}/_{0.0}$). Поскольку эпигенетическая гематитизация носит пластовый характер, в данном случае уменьшение значений $\delta^{1\,3}$ С и $\delta^{1\,8}$ О правомерно связывать с деятельностью подземных инфильтрационных вод, обогащенных атмосферным кислорода кальцитов из гематитизированных известняков указывает на присутствие в подземных водах опреде-

ленной части воды метеорной природы. Вместе с тем следует отметить, что уменьшение значений δ^{16} С седиментационных (формационных) вод не столь значительно, вероятно, из-за слабой инфильтрации.

Четвертая группа кальцитовых проб, отобранных из флюорит-карбонатных прожилков и цемента брекчий с флюоритом, по сравнению с другими группами проб существенно обеднена изотопом O¹⁸ (δ^{1} ⁸O = +3,5 ÷ +13,1°/₀₀, δ^{1} ⁸O_{cp} = +7,1°/₀₀). Если принять температуру гомогеннзации по этим кальцитам (120–145° C) [7] за температуру их кристаллизации, то изотопный состав кислорода воды гидротермального раствора, рассчитанный по изотопному составу кислорода равновесного кальцита [11], составит в среднем -4,5% /00. Это значение соответствует изотопному составу кислорода подземных вод метеорной природы [1, 2, 9]. Основываясь на этом, можно заключить, что тенденция существенного уменьшения значений 8¹⁸О кристаллических кальцитов цемента брекчий и прожилков флюорит-карбонатного и карбонатного состава главным образом обусловлена нарастающим участием метеорных вод в циркулирующих гидротермальных растворах. Наблюдаемое при этом снижение значений δ^{13} С (+0,4 ÷ +0,7°/_{0.0}, δ^{13} С_{ср} = +0,5°/_{0.0}) в прожилковых кальцитах (фигура), на наш взгляд, связано с увеличивающимся влиянием органогенной углекислоты, содержащейся в растворе. Одним из подтверждений присутствия в гидротермальном растворе углекислоты, образующейся в процессе окисления органического вещества рудоносных осадочных толщ, является наметившаяся тенденция увеличения δ^{13} ($(+0,7^{0}/_{00})$) вслед за достижением минимальных значений (+0,4%), Это связано с выщелачиванием карбонатного материала рудовмещающих известняков, поскольку под воздействием углекислоты в растворе наряду с бикарбонатом органического происхождения появлялся бикарбонат-ион растворенного известняка, и изотопный состав углерода вторичного кальцита, осаждавшегося из такого раствора, в равной мере определялся изотопно-углеродными характеристиками как известняка, так и органического углерода [3].

* * *

Результаты изотопных исследований в совокупности с геолого-минералогическими данными позволяют сделать следующие выводы:

1. Рудовмещающие известняки Северо-Минусинской впадины являются отложениями засолоняющихся лагун; с процессом седиментации и диагенеза известняков связано образование колломор фного флюор ита.

2. Рудоносные осадочные породы испытали прогрессивный катагенез, который сопровождался перекристаллизацией пород и незначительным повышением температуры; генетический тип поровых вод при этом не менялся.

3. Ореолы гематитизации связаны с инфильтрацией пластовых напорных вод, образовавшихся в результате смещения формационных и метеорных вод древнего артезианского бассейна.

4. Прожилковая флюоритовая минерализация сформирована термальными (120-150°С) трещинными водами метеорной природы. Процесс минерализации сопровождался кристаллизацией карбонатов из углекислых растворов, содержавших изотопно-легкий органический углерод.

Суммируя полученные изотопные данные, следует заключить, что установленное закономерное изменение изотопного состава углерода и кислорода кальцитов на разных этапах литогенеза и в ходе развития рудного процесса – это прежде всего результат смешения и последовательной смены во времени различных генетических типов вод, что подтверждает результаты интерпретации геологических данных.

Список литературы

- 1. Борщевский Ю.А. Природа гидротермальных рудоносных флюидов по данным изотопии кислорода и водорода // Геохимия. 1980. № 11. С. 1650-1661.
- Борщевский Ю.А., Оболенский А.А., Борисова С.Л. и др. Изотопный состав кислорода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 100-113.
- 3. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 212 с.
- Грайзер М.И. Нижнекаменноугольные отложения Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1967. 145 с.
- 5. Дегенс Э.Т. Распределение устойчивых изотопов в карбонатах // Карбонатные породы. Т. 2. М.: Мир, 1971. С. 141-154.
- 6. Игнатов П.А., Ильин О.В., Терентьев М.А. Палеогидрогеологические условия постдевонского этапа развития Интикольской мульды (Северо-Минусинская впадина) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 10. С. 57-63.

- 7. Пузанов Л.С., Кандинов М.Н. О температурах образования стратиформной флюоритовой минерализации Минусинского прогиба // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 1. С. 176–179.
- 8. Сабиров М.А., Игнатов П.А., Аствацатуров С.А. Строение и генезис нижнетурнейских отложений Северо-Минусинской впадины // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 3. С. 17-22.
- 9. Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213–298.
- 10. Филиппов Г.В., Карасева Г.Г. Флюоритовое оруденение Северо-Минусинской впадины // Разведка и охрана недр. 1979. № 5. С. 13-15.
- 11. Friedman I., O'Neil J.R. Composition of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // Data of Geochemistry. 6-th Edition. Geol. Prof. Paper 440 KK. 1977. 110 p.

Институт литосферы АН СССР Москва Поступила в редакцию 24.IV.1991

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 6, 1991

методика

УДК 551.123:551.79(689.4)

© 1991

Лотфи М.Ф., Рашед М.А.

ПРИМЕНЕНИЕ ДИНАМОГЕНЕТИЧЕСКОЙ ДИАГРАММЫ Асимметрия — эксцесс рожкова к современным осадкам морского края дельты нила

Литологи всего мира давно пытаются по данным гранулометрического состава песчаного осадка реконструировать динамические и фациальные условия седиментации. В результате появилось много различных генетических и динамогенетических диаграмм [1, 2, 8]: Р. Пассеги [9, 10], С.С. Мейсона и Р.Л. Фолка (1957 г.), Дж. Стюарта (1958 г.), Б.К. Саху [11], Г.М. Фридмана (1961, 1967 г.), Р. Мойола и Д. Везера (1968 г.), Р. Пассеги и Р. Байрамджа (1969 г.) и др. Почти все они основаны на графической корреляции статистических параметров, вычисленных по кумулятивным кривым и формулам Р.Л. Фолка и В. Варда [7]. Подробно эти диаграммы описаны в работах [2, 8].

Цель настоящей статьи – оценка степени достоверности диагностики генетических типов осадков на динамогенетической диаграмме асимметрия (α) – эксцесс (τ) по данным косвенного счета зерен [5]. Эта диаграмма отражает интенсивность механической дифференциации песчано-алевритовых частиц в различных фациальных условиях и разные способы перемещения обломочных частиц той или иной крупности. Поскольку гранулометрические особенности и различия в основном определяются энергетическими уровнями динамических сил среды переноса и отложения, диаграмма Рожкова получила название *динамогенетической*.

Эталонная диаграмма разделяется на ряд динамогенетических полей. Г.Ф. Рожков [5] подробно описывает распределение точек - проб полифациальных осадков вдоль параболической полосы диаграммы. Поле 1 - застойные условия седиментации на дне акваторий различных глубин; поле II - отложения донных течений или мутьевых потоков (?), а также накопления в результате физического разрушения магматических и других пород морской абразией и континентального выветривания; поле III – отложения слабых, преимущественно речных течений; IV - накопления сильных речных и морских вдольбереговых течений (для более дробного подразделения и распознавания требуется дополнительная оценка коэффициентов вариации соответствующих рафинированных гранулометрических распределений: V - прибрежно-морские фации (накат несильных волн, сильные вдольбереговые течения) и пляжи больших равнинных рек; VI – сильный накат, верхняя часть пляжа моря, золовые береговые дюны; VII -золовая переработка речных осадков; верхняя половина прямоугольника – континентальные дюны (фация пустынь); нижняя правая четверть прямоугольника - волновые процессы на мелководье, нейтральная полоса побережья: VIII - выход огромных ветровых волн на мелководье, мошный накат прибой, скорость динамической пересортировки превышает скорость привноса обломочного материала; прибрежная фация огромных открытых побережий.

Для проверки динамогенетической диаграммы асимметрия – эксцесс Рожкова нами были отобраны и проанализированы осадки из различных современных обстановок морского края дельты Нила: речные и прибойные пляжевые пески, береговые дюны, мелководноморские пески до глубины 6 м и глубоководные (6–120 м) осадки (таблица).

Эти пробы были проанализированы одним из авторов в лаборатории ВНИГРИ в одних и тех же стандартных условиях. В результате дробного гранулометрического анализа

Фации, генетические типы осадков	Число проб
Глубоководные (гл. 6-120 м)	30
Речные (дельтовые протоки Нила)	40
Береговые золовые дюны	30
Морские пляжи – прибойные пески	30
Мелководье (гл. 0-6 м)	30





Фиг. 1. Глубоководные и тиховодные отложения

Фиг. 2. Речные пески

были выделены 19 размерных фракций, связанных показателем геометрической прогрессии 1,25, в диапазоне 2,5-0,04 мм.

Результаты анализов были рассчитаны на ЭВМ методом моментов по программам, предложенным Г.Ф. Рожковым [3, 4]. При статистической обработке получены значения асимметрии и эксцесса по косвенному счету зерен нерафинированных эмпирических полигонов рассеяния (ЭПР). Значения этих двух параметров были нанесены на эталонные диаграммы, на которых по оси ординат откладывались значения эксцесса, а по оси абсцисс – асимметрии. В центре пересечения координат выделяется прямоугольник со сторонами, равными $\alpha = 0,47$, и $\tau = 0,85$, так как эти значения являются предельными для решения вопроса о логнорматьности эмпирического распределения [6].

В результате точки распределились на днаграмме весьма показательно (фиг. 1). Точки – пробы глубоководных донных осадков почти нацело (90%) сосредоточились в поле I, отвечающем застойным условиям седиментации. Это очень хорошее совпадение с днаграммой, тем более что остальные 10% точек оказались в соседнем поле II и их также можно считать глубоководными осадками.

Точки – пробы речных песков (фиг. 2) также весьма кучно (65%) сосредоточились в полях III и IV, отвечающих аллювиальным отложениям. Хотя 20% точек оказалось в поле II (донные или мутьевые течения), это не снижает генетического значения места на диаграмме и диаграммы в целом. Режим переноса и отложения в реке бывает весьма близок как к донным течениям (таковым речной поток в основном и является), так и к мутьевым потокам. Остальные точки находятся в поле I (7,5%), отвечающем господству застойных условий (а они бывают и в реке), и в верхней половине прямоугольника (7,5%), отвечающей золовой переработке речных песков, что на самом деле и происходило с изучаемыми отложениями.

Точки – пробы генетически весьма близких песков побережья и морского прибрежья, а именно пляжей, береговых дюн, и волновых и флювиальных отложений (фиг. 3), – заняли неширокую полосу у верхней и нижней частей правой ветви параболы. Это относится к пескам морского прибрежья – волновым прибрежно-флювиальным отложениям, а также, как это ни кажется необычным, и к эоловым, дюнным пескам пляжей. В поле VI имеет место перекрытие песков береговых дюн с прибойными пляжными песками, что формально является некоторым признаком неопределенности. Однако с полным правом можно считать это поле полем достоверности, так как исходными для песков береговых дюн являются прибойные пляжные пески морского побережья, и поэтому их гранулометрия в значительной степени наследуется.

Приведенный опыт применения динамогенетической диаграммы асимметрия – эксцесс по косвенному счету зерен, разработанной Г.Ф. Рожковым [1, 3–5], для генетической ин-



Фиг. 3. Пески пляжей (1), береговых дюн (2) и прибрежные субаквальные отложения (3)

терпретации практически современных осадков морского края дельты Нила, в способе и условиях образования которых не приходится сомневаться (они большей частью очевидны), однозначно показывает ее полезность благодаря значительной генетической разрешающей силе. Поскольку и эта диаграмма не является абсолютной, применять ее в генетическом анализе следует в комплексе с текстурным, минералогическим, морфометрическим и другими анализами [1]. Однако диаграмма Рожкова является новым объективным достижением, ставящим генетический анализ на фактическую основу.

Список литературы

- 1. Биккенин В.Т., Рожков Г.Ф. Критический обзор генетических диаграмм в гранулометрии // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 6. С. 3–14.
- 2. Лотфи М.Ф. Литология современных осадков и динамика морского края дельты Нила: Дис. канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1984. 24 с.
- 3. Рожков Г.Ф., Трофимова З.М. Способ статистической обработки гранулометрических данных на электронной вычислительной машине (ЭВМ) // Литология и полез. ископаемые. 1968, № 2. С. 142–147.
- 4. Рожков Г.Ф., Куликов В.Д. Методика автоматической обработки результатов дробного ситового анализа // Тр. ВНИГРИ. 1975. Вып. 372. С. 94–118.
- 5. Рожков Г.Ф. Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма α-τ по косвенному счету зерен // Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1986. С. 97–117.
- 6. Урбах В.Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. М.: Изд-во АН СССР. 1963, 323 с.
- 7. Folk R.L., Ward W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters // J. Sediment, Petrol. 1957. V. 27. № 1. P. 3-26.
- 8. Lotfy M.F. Geological studies of the coastal zone between Ras-el-Bar and Port-Said. M. Sc. Thesis, Fac. Sci., Alex, Univ., 1978, 191 p.
- 9. Passega R. Texture as characteristic of clastic deposition // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. V. 41. № 9. P. 1952-1984.
- 10. Passega R. Grain size representation by CM paterns as a geological tool // J. Sediment. Petrol. 1964. V. 34. № 4. P. 830-837.
- 11. Sahu B.K. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments // J. Sediment. Petrol. 1964. V. 34. № 1. P. 73-83.

Московский государственный университет

Поступила в редакцию 16.III.1990

КРИТИКА

УДК (091)

© 1991

Ивановский А.Б.

полезная книга*

С ископаемыми рифами как за рубежом, так и в нашей стране связаны многочисленные месторождения важнейших полезных ископаемых – нефти, природного газа, бокситов, полиметаллов, фосфоритов, строительных материалов. В связи с этим в последние годы существенно повысился интерес к рифам и другим органогенным постройкам, возросла детальность их исследования. В то же время появилось много новых структурных и иных терминов, в ряде случаев искажался их первоначальный смысл и это, естественно, влекло за собой неясность и путаницу.

Чтобы полнее и точнее изучить строение и структуру ископаемого рифа, необходимо хорошо представлять себе, как устроены современные рифы, т.е. сравнительное исследование древних и современных рифогенных образований очень важно. Однако до настоящего времени мы не имели единой специальной терминологии, что существенно усложняло дело, тогда как подобные издания в 70-80-х годах уже вышли во Франции, США, Англии и других странах.

В связи с этим на V Всесоюзном симпозиуме по кораллам и рифам (Душанбе, 1983 г.) было принято решение составить и опубликовать специально посвященный древним и современным рифам и другим органогенным постройкам терминологический справочник; организация этого дела была поручена специальной группе, возглавляемой В.Г. Кузнецовым. В 1990 г. работа вышла из печати.

По-моему, авторы книги прекрасно справились с поставленными задачами – в справочнике очень удачно использованы термины из геоморфологии, литологии, тектоники, нефтяной геологии, биологии, экологии, палеонтологии и т.д. Всего в нем содержится около 300 статей, в которых часто, причем достаточно объективно, проанализированы термины, например в таких случаях, когда пока еще не существует единства мнений в отношении их толкования (риф, биогерм, органогенная постройка и др.), иногда даются комментарии и рекомендации. Многие статьи наглядно илиострированы рисунками и фототаблицами.

Среди несомненных достижений авторов необходимо отметить впервые в нашей стране предпринятую ими попытку корреляции терминологии, употребляемой в отношении современных и ископаемых рифов, что привело к выявлению многих синонимов. Полезны также словарь иностранных специальных терминов (на английском, французском, немецком и других языках), а также достаточно подробная библиография (115 назв.).

Книга рассчитана на очень широкий круг читателей (геологов, географов, биологов). Приходится сожалеть, что она вышла очень небольшим (1670 экз.) тиражом и, следовательно, скоро станет библиографической редкостью.

Конечно, можно выискать опечатки, вполне вероятно, что авторами не учтены абсолютно все термины, относящиеся к рифогенным образованиям, но в данном случае суть в том, что в нашей стране многие исследователи различного профиля получили хорошее справочное руководство. Пожалуй, составителям следовало использовать еще одну важную работу – это большая статья М. Клосада с соавторами о морфологии коралловых рифов Мадагаскара¹.

Палеонтологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 7.II.1991

^{*}Современные и ископаемые рифы. Термины и определения. М.: Недра, 1990. 184 с. ¹ Clausade M., Gravier N., Picard J. e.a. Morphologie des récifs coralliens de la région du Tuléear (Madagascar): eléments de terminologie récifale // Téthys. Suppl. 2. Stat. Mar. d'Endoume. 1971. P. 3-74.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1991

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1991 ГОД

Астахов А.С., Макаревич Р.А., Можеровский А.В. Литология и фациальная приурочен- ность железистых конкреций западной части Южно-Китайского моря	№ 1
Батурин Г.Н. О поведении переходных металлов в поровых водах осадков Балтийско-	ND Č
Го моря	№ 5 № 6
Буряковский Л.А., Джеваншир Р.Д. Уплотнение осадков (математическое моделирование)	Nº_1
Бутузова Г.Ю. О связи гидротермального рудообразования с тектоникой, магматизмом и историей развития рифтовой зоны Красного моря	Nº 4
Вознесенская Т.А. Приконтинентальный флиш в каледонитах Монголо-Алтае-Саянско-	Nº 5
Вознесенская Т.А., Бадарч Г. Седиментация и вулканизм Джинсэтской подзоны варисцид Южной Монголии.	Nº 2
Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г. К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых	<u>№</u> 6
Горжевский Д.И., Донец А.И. Геолого-литологические обстановки формирования свинцово-цинковых месторождений в чехлах платформ	Nº 4
Данилов И.Д. Осадочное породообразование в условиях субмаринной криолитозоны	Nº 4
новейших отложений Сахалина (материалы опорных разрезов)	№ 2
Enclosed S.M. Bactanina Romannia B gained could be solution of the companies A	№ 5
тов и гидротермальных озер и их структурные особенности	Nº 3
Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Чичуа И.Б., Котина Р.П., Клыгина И.А. Метаморфическая эволюция гидротермально-осадочных геохимических аномалий	№ 3
Золотарев Б.П., Ерощев-Шак В.А., Бебешев И.И. Измененные базальтонды подводных возвышенностей как источник палыгорскита в современных океанических осадках.	№ 1
Ищенко Л.В., Копылов С.А., Краковский Б.И., Крыжановская И.Н., Резник В.П., Свер- тилов А.А. Текстуры донных осадков Красного моря и Индийского океана (по ре- зультатам дешифрований фотографий дна и рентгенографии) и их связь с составом и свойствами.	№ 6
Коптева В.В. Гиалокластит-осадочная толща базальтового комплекса офиолитов Алая.	№ 2
Красовский К.С. Геолимическая классификация железомартанцевых и железофосфаг- ных мелководных конкреционных отложений Мирового океана	Nº 3
Кулешов Б.п., Защев п.с., Осокии п.Б., Доржнамжаа Д., Очар Л. происхождение кар- бонатного вещества в фосфоритах Хубсугульского фосфоритоносного бассейна МПР (со должно податов)	NO 2
Кулиш Л.И., Кулиш Е.А., Ковалева М.П. Геология и условия формирования Бурштын-	NR 2
Кураленко И.П. Фосфоритовые конкреции какертской свиты Западной Камчатки и ус-	11* 2 NO 1
Кураленко И.П. Отложения подножий островных стратовулканов (на примере хынхло-	14 <u>+</u> 1
Кураленко Н.П., Хвост Т.В. Конвективные дислокации в турбидитах богачевской и тюшевской серий Восточной Камчатки	Nº 3

Лисицин А.К., Зиченков Л.Ч., Солодов И.Н. О геохимически и геотехнологически со- путствующих химических элементах в пластовых инфильтрационных урановых	
месторождениях	Nº 4
Маслов А.В. Осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала	№ 4
леозойских углеродсодержащих пород Западных Балкан (Республика Болгария)	№ 6 № 5
Морозов А.А. О некоторых чертах позднечетвертичного осадкообразования в Черном море. Сообщение 1. Донные отложения и особенности распределения диагенетически	,
	№ 4
море. Сообщение 2. Формирование комплекса реакционноспособных форм железа Морозов А.А., Коровушкин В.В., Сидоренко Г.А., Демидова Т.П. О сульфидах железа	Nº 5
в новоэвксинских отложениях черного моря	№ 1 № 5
Недумов Р.И. К вопросу о связи геохимических особенностей отложений с обстанов-	
ками седиментации	Nº 4
Орлова Л.В. Состав и степень изменения каменноугольных отложений Южно-Русской провинции угленакопления	№ 2
Перес Ф.С. Кремнисто-карбонатные поролы верхнего мела юго-запала СССР и перспек-	
тива их практического использования	№ 3
Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новикова З.Т. Марганцевые микроконкреции. Сообщение 1. Общая характеристика и распределение в пелагических осадках	№ 3
ние 2. Состав и происхождение	<u>№</u> 4
Свальнов В.Н., Чудаев О.В. Основные типы глин Центральной котловины Индийско- го океана	№ 1
Столяров А.С., Ивлева Е.И. Металлоносные залежи костного детрита рыб в майкоп- ских отложениях Ергенинского рудного района	№ 6
Столяров А.С., Ивлева Е.И., Рехарская В.М. Металлоносность ископаемых залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях	№ 1
Тимофеев П.П., Зверев В.П. Гидрогеохимические среды современного седименто- и	10.0
литогенеза	iN⁼ Z
Хворова И.В., Серова В.В. Нерудная составляющая глубоководных гидротермальных сульфидных построек	№ 6
Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 2. Челекен-Боядагская гидротермальная система	№ 2
Худолей А.К., Гурьев Г.А., Зубарева Е.А. Отложения плотностных потоков в карбо- натном комплексе Сетте-Дабана (Южное Верхоянье)	Nº 5
цеховский юль, Касимов Н.С., Котова Л.В., Пинхасов Б.И. Цревний палыгорскитовый элювий Тянь-Шаня	№ 2
Чамов Н.П. Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений полуостро- ва Говена (юг. Корякского нагорая)	N8 5
Чумаков Н.М., Красильников С.С. Литологические особенности рифейских типлоидов Уомиского понятия (р. Пена)	Nº 3
	N° 5
Шарков А.А. Закономерности распределения марганца в Серегуловском горизонте на Южном Урале.	№ 1
шатския 1.5., Горощенко 1.5. минераления ятулииских ооразовании северо-Карель- ской зоны на примере Кукасозерского синклинория	№ 6
Япаскурт О.В. Некоторые черты эволюции седименто- и литогенеза платформенных	
окраин на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Сообщение 1. Связь седименто-	ND 1
и литогенеза с тектоническими оостановками в предверхояные	N¥ 1
лиз условий седиментации в пермо-трнасовых бассейнах Западного Предверхо- янья, Восточного Предкавказья и своеобразие литогенеза в триасе	№ 2

Краткие сообщения

Батова Г.И. Природа и геохимические особенности органического вещества донных осадков Мадагаскарского шельфа на разрезах река-океан Богданов Н.А. Условия залегания морских россыпей как методическая основа под-	№ 2
водной добычи	№ 6 № 1
Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь)	Nº 3
Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В. Глобулярные слоистые силикаты нижнего кембрия Северной Эстонии	Nº 4
Костылева В.В., Симанович И.М. К вопросу о генезисе пижемских песчаников Среднего Тимана	Nº 5
Крючков В.Е. Литогенез верхнеюрских нефтегазоносных отложений Бахардок-Пред- колетдагского района Туркмении	№ 5
Осетин.	Nº 5
Лыточкин В.Н., Тынянов В.Ю., Хераскова Т.Н., Хрестенков П.А. Кремнистая описто- строма – новый тип микститов Южного Тянь-Шаня	№ 4
Меньшиков В.В. Панцирные глиняные шары в пролювиальных отложениях кайнозоя гор Актау (Джунгарский Алатау)	№ 1 № 6
Сливко Е.М., Паранько И.С., Малюк Б.И. Геология и условия формирования докемб- рийских конгломератов Белокоровичско-Овручской системы депрессий (северо- западная часть Украинского щита)	Nº 3
Шванов В.Н., Бабкин В.Ф. Рассеянные карбонаты в терригенных толщах палеозоя Центрального Таджикистана	Nº 2
- Методика	
Лотфи М.Ф., Рашед М.А. Применение динамогенетической диаграммы асимметрия – эксцесс Рожкова к современным осадкам морского края дельты Нила.	№ 6
Критика	
Ивановский А.Б. Полезная книга	Nº 6
Станкевич Е.Ф. Несколько замечаний по поводу гидрогеологической концепции ката- генеза А.А. Махнача	№ 4
Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Ерофеев В.С. К вопросу о тектонической активности в маастрихте – зоцене	№ 1
Шмариович Е.М. К вопросу "о геохимически и геотехнологически сопутствующих химических элементах в пластовых инфильтрационных месторождениях"	№ 4
Хроника	
Дриц В.А. О IX Международной конференции по глинам.	Nº 1
Михайлов Б.М. Актуальные проблемы учения о корах выветривания (по итогам Все- союзного совещания "Рудоносные формации зоны гипергенеза")	<u>№</u> 4
Семихатов М.А. Проблемы изучения ископаемых и современных строматолитов на 28-й сессии МГК	№ 1
Академику АН АзССР Ш.Ф. Мехтиеву – 80 лет	№ 3
Ирина Владимировна Николаева	№ 1
Патчаим Тажибаевна Тажибаева	№ 5
Содержание журнала за 1991 год.	№ 6
РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.Л. (зам. главного редактора), МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н., КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А., МУРДМАА И.О., СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., МНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor), MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N., KONONOV V.L, KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O., SEDLETSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F., YAPASKURT O.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 01.10.91. Подписано к печати 04.07.91. Формат бумаги 70 × 100 1/16 Печать офсетная. Усл. печ.л. 11,7. Усл. кр. отт. 8,7. Уч.-изд.л. 14,5. Бум.л. 4,5 Тираж 725 экз. Зак. 1997. Цена 2 р. 70 к.

> Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН АН СССР, тел. 230-81-77 2-я типография из-ва "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

Магазины «Академкнига» принимают предварительные заказы на книги издательства «Наука»:

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ЩИТОВ СССР. 1992. 15 л. 3 р.

В книге приведены развернутые геологические и геохимические данные по генотипическим бассейнам эпикратонного и рифтогенного типов, а также бассейнов, сформировавшихся предположительно на океанической коре. На характерных примерах эталонных структур различных зон показаны основные закономерности формирования железных руд окисного и колчеданного типов, медных руд, а также признаки золотоносности. Рассмотрены особенности условий осадконакопления.

Книга рассчитана на геологов, геологов-рудников, геологов-разведчиков полезных ископаемых.

К О В А Л Е В К. Р., Б У С Л Е Н К О А. И. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСА-ДОЧНЫЙ РУДОГЕНЕЗ И ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ РУД ОЗЕРНИНСКО-ГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ). (ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛО-ГИИ И ГЕОФИЗИКИ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР. ВЫП. 794). 1992. 24 л. 5 р. 30 к.

В монографии на примере Озернинского рудного узла рассматриваются вопросы гидротермально-осадочного рудогенеза сульфидных и железоокисных руд в связи с нижнекембрийским вулканизмом и их полиметаморфического преобразования. Проводится анализ палеоусловий рудоотложения в субмаринных условиях в сопоставлении с современным рудоотложением в спрединговых зонах морей и океанов. Приводятся результаты изотопно-геохимических исследований изотопов серы, углерода, кислорода в решении вопросов рудогенеза.

Книга предназначена для специалистов по рудообразованию и металлогении.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга-почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 720001 Бишкек, бульвар Дзержинского, 42; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гатарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252208 Киев, ул. «Правды», 80«а»; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 443002 Самара, пр-т Ленина, 2; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.