



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



СОДЕРЖАНИЕ

<i>Дриц В. А., Коссовская А. Г.</i> Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение I. Классификация. Группы каолинит-серпентина и тальк-пирофиллита	3
<i>Лаврушин Ю. А., Спиридонов М. А., Сахаров Б. А., Голубев Ю. К., Ткаченко В. А., Рыбалко А. Е.</i> Вещественный состав приповерхностных донных отложений юго-западной части Баренцева моря	24
<i>Розанов А. Г., Соколов В. С.</i> Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях Аравийской котловины Индийского океана	41
<i>Беляева Н. В., Бурмистрова И. И.</i> Фораминиферовый лизоклин и критические уровни карбонатакопления в Индийском океане	57
<i>Скорнякова Н. С.</i> Морфогенетические типы Fe-Mn-конкреций радиоляриевого пояса Тихого океана	67
<i>Хрусталев Ю. П., Мирзоян Э. А., Некрасова М. Я.</i> Седиментационная роль фильтраторов зообентоса (на примере Азовского моря)	84
<i>Супаташвили Г. Д., Голиадзе Н. С., Гвелесиани Л. Т.</i> Распределение марганца во взвеси и донных осадках водоемов Грузии	97
<i>Шулькин В. М., Богданова Н. Н.</i> Геохимия железа, марганца, цинка и меди в прибрежном осадконакоплении (на примере Уссурийского залива)	105
<i>Верзилин Н. Н., Окнова Н. С.</i> Признаки мутьевых потоков и оползания осадков в древних водоемах	118
<i>Ивановская Т. А., Аракелянц М. М., Вейс А. Ф., Ципурский С. И.</i> Новые данные к характеристике рифейских отложений Мокуйской параметрической скважины (Юго-Восточная Якутия)	124
<i>Загураев В. Г., Петров В. М., Хазанович К. К.</i> Хемогенные фосфориты Прибалтийского бассейна	131

Краткие сообщения

<i>Ильин А. В., Блисковский В. З., Дейнекина Р. С., Шмелькова Ю. Ф.</i> Низкокарбонатный фторкарбонатапатит и фторгидроксилатапатит — главные минералы хубсугульских фосфоритов	144
<i>Шор Г. М., Прилуцкий Р. Е., Русинова Л. Г., Комарова Н. И.</i> Об особенностях литогенеза морских палеогеновых толщ восточной части Туранской плиты по данным изотопного состава серы	147
<i>Шамахов В. А.</i> О литолого-фациальной зональности среднедевонской галогенной формации Львовской впадины	152

Критика и дискуссии

<i>Гинзбург И. В.</i> Рецензия на книгу «Саткинские месторождения магнезитов на Южном Урале»	156
--	-----

Содержание журнала за 1984 год	157
--------------------------------	-----

CONTENTS

<i>Drits V. A., Kossovskaya A. G.</i> Layered silicates in the Earth's crust. Communication 1. Classification. Groups of kaolinite-serpentinite and talc-pyrophyllite	3
<i>Lavrushin Yu. A., Spiridonov M. A., Sakharov B. A., Golubev Yu. K., Tkachenko V. A., Rybalko A. E.</i> Material composition of subsurface bottom deposits of the Barents Sea southwestern part	24
<i>Rozanov A. G., Sokolov V. S.</i> Oxidizing-reduction processes in bottom deposits of the Arabian basin of the Indian Ocean	41
<i>Belyaeva N. V., Burmistrova I. I.</i> The foraminiferal lysocline and CCD in the Indian Ocean	57
<i>Skornyakova N. S.</i> Morphogenetic types of Fe-Mn nodules of the Pacific radiolarian belt	67
<i>Khrustalev Yu. P., Mirzoyan Z. A., Nekrasova M. Ya.</i> The sedimentation role of zoobenthos filtrates (on the example of the Sea of Azov)	84
<i>Supatashvili G. D., Goliadze N. S., Gvelesiani L. T.</i> Distribution of manganese in suspension and bottom sediments of the basins of Georgia	97
<i>Shulkin V. M., Bogdanova N. N.</i> Geochemistry of Fe, Mn, Zn and Cu in near-shore sediment accumulation (on the example of the Usuriisk bay)	105
<i>Verzilin N. N., Oknova N. S.</i> Indications of turbidity flows and sliding of sediments in ancient basins	118
<i>Ivanovskaya T. A., Arakelyants M. M., Veis A. F., Tsipursky S. I.</i> New data on characteristics of the Riphean deposits of the Mokuisk parametric well (South-East Yakutia)	124
<i>Zaguraev V. G., Petrov V. M., Khazanovich K. K.</i> Chemogenic phosphorites of the Baltic basin	131

Brief communications

<i>Iljin A. V., Bliskovsky V. Z., Deinekina R. S., Shmelkova Yu. F.</i> Lowcarbonate fluorcarbonateapatite and fluorhydroxyloapatite as the main minerals of Khubsugul phosphorites	144
<i>Shor G. M., Prilutsky R. E., Rusinova L. G., Komarova N. I.</i> On lithogenetic peculiarities of marine Paleogene deposits of the eastern part of the Turanian plate according to data on sulphur isotopic composition	147
<i>Shamakhov V. A.</i> On lithologo-facies zonation of the Middle Devonian halogene formation of the Lvov depression	152

Criticism and discussion

<i>Ginzburg I. V.</i> Criticism on the book «Satskinskie deposits of magnesites in the South Urals»	156
---	-----

УДК 552.51 : 551.3

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ**СООБЩЕНИЕ I. КЛАССИФИКАЦИЯ.****ГРУППЫ КАОЛИНИТ-СЕРПЕНТИНА И ТАЛЬК-ПИРОФИЛЛИТА****ДРИЦ В. А., КОССОВСКАЯ А. Г.**

Предложена схема глобального распределения главнейших групп слоистых силикатов в осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических комплексах экзогенной оболочки земной коры. Установлены закономерности распространения слоистых силикатов в пределах континентальных блоков, областей, переходных к океанам, и океанов.

В данной статье рассмотрены классификация, структуры и распределение минералов групп каолинит-серпентина и тальк-пиррофиллита.

Слоистые силикаты играют значительную роль в земной коре, составляя 40—50% от общего состава пород. В осадочном чехле континентов содержание глинистых накопителей глинистых минералов — составляет около 70%. Слоистые силикаты, связанные с осадочными отложениями, характеризуются высокой дисперсностью. Вследствие этого их часто называют и отождествляют с глинистыми минералами, изучение которых, как известно, требует комплекса специальных методов, позволяющих выявить их кристаллохимические характеристики. В кристаллических породах размеры частиц слоистых силикатов, относящихся к семейству слюд, хлоритов, серпентинов, таковы, что уже возможна их оптическая идентификация. Однако для классификации и выяснения взаимосвязей между структурными характеристиками и условиями образования этих минералов также необходима их детальная кристаллохимическая диагностика.

Широкая распространенность слоистых силикатов и особенности их кристаллической структуры делают их важнейшими индикаторами самых различных геологических процессов и обстановок в широком диапазоне физико-химических и термодинамических условий осадочной и метаморфической оболочек Земли, где активное участие в процессах минералообразования принимает вода.

По существу слоистые силикаты в пределах осадочно-метаморфической оболочки Земли (соответствующей объему верхней зоны гидросферы) являются такими же важными и индикаторными минералами, как плагиоклазы и пироксены для пород, кристаллизующихся из магматических расплавов. Эти же минералы совместно с роговыми обманками, гранатами и другими силикатами успешно используются для характеристики высоких стадий метаморфизма. Однако диагностика кристаллохимических индикаторных характеристик тонкодисперсных слоистых силикатов в отличие от названных крупнокристаллических минералов должна проводиться не на «макроуровне» оптических исследований, а на «микроуровне» кристаллохимического изучения.

Исторически индикаторные возможности слоистых силикатов в наибольшей степени оказались выявленными для осадочных отложений. Широкая распространенность слоистых силикатов в осадочной оболочке Земли, включая почвы и коры выветривания, а также практическое использование мономинеральных глинистых пород — каолинитов, бентонитов и других в разнообразных отраслях промышленности обусловили появление самостоятельного научного направления — минералогии глин, возникшей на стыке литологии (по характеру решаемых проблем) и минералогии и кристаллохимии (по комплексу применяемых методов).

Слоистые силикаты		Структуры и литологические комплексы																
		Континенты							Переход- ная зона			Океаны						
												Платформы и многогосинклинали			Древние и совре- менные эвгео- синклинали			I слой осадочный чехол
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10							11
Каолинит Серпентины	Каолиниты	■	■	■						■	■							
	Бертьерины		■	■	■		■											
	Серпентины					■						■						
Пиро- фильт- талек	Пиррофиллит									■	■							
	Тальк											■						
Смектиты	Диоктаэ- дрические	Al(Fe ³⁺)	■	■	■	■			■		■	■		■				
		Fe ³⁺ (Al)	■			■				■				■				
		Fe ³⁺	■						■						■	■	■	
	Триоктаэ- дрические	Fe ²⁺ Mg													■	■	■	
		Mg						■								■	■	■
Слюды	Диоктаэдриче- ские	Al	■	■	■	■			■	■	■	■						
		Al, Fe ³⁺	■	■	■	■			■	■	■	■						
		Al, Mg					■											
		Fe ³⁺ (Mg)		■	■	■			■					■	■	■		
Хлориты	Триоктаэ- дрические	Fe ²⁺ Mg		■	■	■			■	■	■		■				■	
		Fe ²⁺ (Fe ³⁺)							■								■	■
		Mg					■						■				■	■
Группа пальмо- сципа- селиты	Пальмогорскит			■	■	■							■					
	Сциполит			■	■	■							■					

■ 1 ■ 2 ■ 3 | 4 | 5

Схема распределения слоистых силикатов в различных геологических обстановках земной коры. Основные типы литологических комплексов на континентах и в зоне, переходной к океану, и в океанах:

1 — коры выветривания; 2 — терригенно-глинистые континентальные (угленосные); 3 — терригенно-глинистые морские; 4 — карбонатно-кремнистые; 5 — эвапоритовые; 6 — железорудные формации; 7 — вулканогенно-осадочные; 8 — метаморфизованные зеленосланцевые формации; 9 — гидротермальные ареалы полиметаллических месторождений; 10 — современные гидротермальные поля; 11 — офиолиты; океаны: 12 — фоновые абиссальные глины; 13 — металлоносные осадки рифтовых областей; 14 — гналокластиты; 15 — базальты субстрата; 16 — метабазиты разломов; 17 — ультрабазиты. 1—5 — распространенность (1 — много, 2 — умеренно, 3 — мало, 4 — очень мало, 5 — следы)

что обобщение огромного материала по дисперсным слоистым силикатам с целью выявления взаимосвязей между кристаллохимическими особенностями их структур и типами парагенезов и геологическими обстановками формирования и распространения является одной из назревших задач литологии и геохимии. Это особенно важно в связи с тем, что дисперсные слоистые силикаты и слагаемые ими глинистые породы приобретают в последнее время большое значение в связи с разработкой ряда проблем нефтяной и рудной геологии.

Статья состоит из двух разделов. В первом разделе кратко рассмотрены и обобщены современные знания о составе и структурно-кристаллохимических особенностях основных порообразующих представителей этого семейства минералов; во втором предложена схема, иллюстрирующая распределение главнейших групп слоистых силикатов в осадочных, метаморфических и магматических породах разных

геологических обстановок континентов и океанов верхней, или экзогенной, геосферы Земли.

Для каждой группы дана геокристаллохимическая классификация, базирующаяся на взаимосвязях структурных особенностей минералов и условий их образования, распространения и парагенезов с типичными минералами-спутниками. Конечной задачей таких работ является установление геокристаллохимической истории минерала в земной коре и выявление его индикаторных возможностей для восстановления существовавших геологических обстановок.

В предлагаемой схеме (фигура) во избежание ее излишней громоздкости даются упрощенные кристаллохимические подразделения разных семейств слоистых силикатов и наиболее характерные подробно изученные геологические объекты. Авторы предполагают дать серию последующих статей, в которых будет рассмотрена история формирования и существования в экзогенной оболочке Земли главнейших представителей слоистых силикатов — каолинит-серпентинов, смектитов, слюдястых минералов, хлоритов, а также наиболее важных групп смешанослойных минералов.

КЛАССИФИКАЦИЯ И ОБЩИЕ СТРУКТУРНО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

Типы слоев. Слоистые силикаты, или филлосиликаты, состоят из слоев, которые для разных групп минералов отличаются строением, составом и способом взаимного наложения в кристаллах [7, 13, 14, 34]. Основными структурными элементами, из которых образованы слои разного типа, являются двумерно-непрерывные тетраэдрические и октаэдрические сетки.

В двухэтажных, или слоях 1:1, сочленяются одна тетраэдрическая и одна октаэдрическая сетки. Из таких слоев образованы кристаллы каолинитовых и серпентиновых минералов. Вершины оснований тетраэдров и октаэдров, образующих наружные поверхности слоев 1:1, представлены соответственно атомами кислорода и гидроксильными группами. Как правило, наложение слоев 1:1 в кристаллах происходит так, что атомы кислорода, формирующие базальные основания тетраэдров одного слоя, попарно сближены с наружными гидроксильными группами другого слоя. Это приводит к формированию водородных связей между смежными слоями в каолинитовых и серпентиновых минералах и ограничивает возможные способы взаимного наложения смежных слоев. В трехэтажных, или слоях 2:1, центральная октаэдрическая сетка-сердечник сверху и снизу покрыта кольчугой из тетраэдрических сеток.

Группы слоистых силикатов (таблица). Характерной особенностью слоистых силикатов является широко развитый изоморфизм. В тетраэдрах четырехвалентные катионы Si могут быть замещены на трехвалентные Al или Fe³⁺, что приводит к возникновению отрицательного заряда слоев. Отрицательный заряд слоя может быть локализован и в октаэдрах за счет замещения трехвалентных катионов на двухвалентные или двухвалентных на одновалентные. Компенсация заряда слоев осуществляется межслоевыми катионами. В зависимости от величины отрицательного заряда слоев q выделяется ряд групп слоистых силикатов, образованных слоями 2:1. Минералы, формирующиеся из нейтральных или близких к нейтральным слоев 2:1 ($q \approx 0$), представлены группой тальк-пирофиллита. В группе смектитов заряд слоев 2:1 находится в пределах от 0,2 до 0,6 валентных единиц (в. е.) на половину катионо-анионного состава элементарной ячейки, а между слоями расположены молекулы воды и обменные катионы. В вермикулитовой группе между слоями 2:1 также содержатся молекулы воды и межслоевые катионы, однако слоевой заряд q обычно равен 0,6—0,9 в. е. В группе слюд между слоями находятся крупные одновалентные катионы K, Na, компенсирующие слоевой заряд, величина которого обыч-

Классификационная схема породообразующих слоистых силикатов

∞

Тип слоя	Слоевой заряд на форм. един.	Группа	Подгруппы и минеральные разновидности	Химический состав	Поли типы, встречающиеся в природе
1:1	q=0	Каолинит-серпентиновая	Диоктаэдрические минералы; каолини- товая подгруппа: каолинит диккит накрит галлуазит	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$ $Al_2O_6(OH)_4 \cdot nH_2O$	1T 2M ₁ ^K 2M ₂ 2M
			Триоктаэдрические минералы: лизардит хризотил антгорит амезит бертьерин кронштедит	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ $Mg_3(1-1/m)Si_2O_6(OH)[1+3(1-1/m)]$ $(Mg_3Al)(SiAl)O_6(OH)_2$ $(MgFe^{3+})_{3-x}(AlFe^{3+})_x(Si_{2-x}Al_x)O_6(OH)_2$ $R_{3-x}^{2+}Fe_x^{3+}(Si_{2-x}Fe_x^{3+})O_6(OH)_2$	1M, 2H, 3T, (1M) 2M _{C1} , 1M _{C1} , 20r Отличаются периодич- ностью вдоль оси a 2H ₂ 1T, 1M(3T) 3T, 1T, 2H ₁ , 2H ₂ , 2T, 1M, 2M ₁
		Тальк-пирофилли- товая	Диоктаэдрические минералы: пирофиллит феррипирофиллит	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ $Fe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$	2M, 1T _K
			Триоктаэдрические минералы: тальк	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	1T _K
2:1	q=0,2—0,8	Смектитовая	Диоктаэдрические минералы и их раз- новидности: монтмориллонит Al-, Al—Fe- и Fe- низкозарядные высокозарядные байделлиты Al-, Al—Fe-, Fe-	$M_x^+[(Al, Fe^{3+})_{2-x}R_x^{3+}]Si_4O_{10}(OH)_2$ 0,3 ≤ x ≤ 0,45 0,45 ≤ x ≤ 0,65 $M_{x+y}([Al, Fe^{3+})_{2-y}R_y^{2+}]Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2$	

		низкозарядный высокозарядный нонtronит тетракремнийнонtronит	$0,3 \leq x+y \leq 0,45$ $0,45 \leq x+y \leq 0,85$ $M_{x+y} [Fe_{2-y}^{3+} R_y^{2+}] (Si_{4-x} R_x^{3+}) O_{10} (OH)_2$ $M_x (Fe_{2-x}^{3+} R_x^{2+}) Si_4 O_{10} (OH)_2$	
		Триоктаэдрические минералы и их разновидности сапонит Mg-Fe-сапонит Fe-Mg-сапонит оксиферрисапонит	$M_x Mg_{3,0} (Si_{4-x} Al_x) O_{10} (OH)_2$ $M_{x+y-z} (Mg_{3-y-z} Fe_y^{2+} R_z^{2+}) (Si_{4-x} Al_x) O_{10} (OH)_2$ $0,2 \leq \frac{y}{3-y-z} < 1$ $0,2 \leq \frac{3-y-z}{y} \leq 1$ $M_{x+y} (Mg_{3-y-z} Fe_z^{2+} R_y^{2+}) (Si_{4-x} Al_x) O_{10+z} (OH)_{2-z}$	
$q=0,6-1,0$	Вермикулитовая	Диоктаэдрический вермикулит Триоктаэдрический вермикулит	$M_{x+y} [(Al, Fe^{3+})_{2-y} Mg_y] [Si_{4-x} Al_x] O_{10} (OH)_2$ $M^+ [(Al, Fe^{3+})_{2-y-z} Mg_y \square_z] [Si_{4-x} Al_x] O_{10} (OH)_2$	
	Слюдистая	Диоктаэдрические минералы: мусковит фенгит	$KAl_2 (Si_3 Al_1) O_{10} (OH)_2$ $K (Al_{1,5} R_{0,5}^{2+}) (Si_{3,5} Al_{0,5}) O_{10} (OH)_2$	$2M_1$ и метастабильные $1M, 3T, 1Md$ $2M_1, 2M_2, 3T, 1M, 1Md$
$q=0,7-1,0$		лейкофиллит иллит серицит селадонит глауконит	$KAl_1 (MgFe^{2+})_1 Si_4 O_{10} (OH)_2$ $K_{0,7} (Al_{1,5} Fe_{0,2}^{3+} Mg_{0,3}) (Si_{3,5} Al_{0,4}) O_{10} (OH)_2$ $K_{0,8} (Al_{1,6} Fe_{0,2}^{3+} Mg_{0,3}) (Si_{3,4} Al_{0,6}) O_{10} (OH)_2$ $K_{0,9} (Al_{0,3} Fe_{0,6}^{3+} Fe_{0,2}^{2+} Mg_{0,7}) Si_4 O_{10} (OH)_2$ $K_{0,8} (Al_{0,6} Fe_{1,0}^{3+} Fe_{0,1}^{2+} Mo_{0,5}) (Si_{3,7} Al_{0,3}) O_{10} (OH)_2$	$1M$ $1M, 1Md, 2M_1$ $1M, 1Md, 2M_1, 3T$ $1M$ $1M$

Таблица (окончание)

Тип слоя	Слоевой заряд на форм. един.	Группа	Подгруппы и минеральные разновидности	Химический состав	Полиптипы, встречающиеся в природе
2:1	$q=0,7-1,0$	Слюдистая	Триоктаэдрические минералы: флогопит биотит аннит	$K(Si_3Al_1)Mg_3O_{10}(OH, F)_2$ $K_{x-y+2z}(MgFe^{2+})_{3-y-2z}R_y^{3+}\square_z(Si_{4-x}R_x^{3+})O_{10}(OH, F)_2$ $K(Si_3Al_1)Fe_3^+O_{10}(OH)_2$	1M, 1Md, 2M ₁ , 3T 1M, 1Md, 2M ₁ , 3T 1M
Чередование слоев 2:1 с гидроксильным	Величина x меняется в широких пределах	Хлоритовая	Триоктаэдрические минералы: клинохлор шамозит Ди-триоктаэдрические минералы: кукеит судонит	$Mg_{6-y-z}R_y^{3+}\square_z(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$ $Fe_{6-y-z}^{2+}R_y^{3+}\square_z(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$ $(Al_4Li)(Si_3Al_1)_4O_{10}(OH)_8$ $(Al_{2,7}Mg_{2,3})(Si_{3,3}Al_{0,7})O_{10}(OH)_8$	IIb ($\beta=97^\circ$) Ib ($\beta=90^\circ$) Ib ($\beta=97^\circ$) Ia ($\beta=97^\circ$) Ia Ib
			Диоктаэдрические хлориты: донбассит	$Al_{4+x/3}Si_{4-x}Al_xO_{10}(OH)_8$	Ia Ib
2:1 ленты	x меняется в широких пределах	Сепиолит-палыгорскитовая	Сепиолит	$Mg_{6-y-z}R_y^{3+}\square_x(Si_{12-x}Al_x)O_{30}(OH)_4(OH_2)_x \times$ $\times R_{\frac{x-y+2z}{2}}^{2+}(H_2O)_8$	
			Палыгорскит	$Mg_{6-y-z}R_y^{3+}\square_z(Si_6-xAl_x)O_{20}(OH)_2(OH_2)_4 \times$ $\times R_{\frac{x-y+2z}{2}}^{2+}(H_2O)_4$	

но близка к 1,0 в. е. и увеличивается до 2,0 в. е. для хрупких слюд. Большую группу слоистых силикатов образуют хлориты, в структуре которых упорядоченно чередуются трех- и одноэтажные слои, причем последние представлены октаэдрической сеткой, вершины которой заняты гидроксильными группами ОН. Отрицательный заряд слоев 2:1 компенсируется положительным зарядом гидроксильных октаэдрических слоев за счет соответствующих изоморфных замещений. Величина слоевого заряда q в хлоритах варьирует для разных минералов от 0 до 1,0 в. е.

В зависимости от характера заселения октаэдрических позиций в каждой группе выделяются диоктаэдрическая и триоктаэдрическая подгруппы, а в хлорите, кроме того, и ди-триоктаэдрическая подгруппа. В диоктаэдрических минералах каждые три доступные октаэдрические позиции заселены двумя катионами, тогда как в триоктаэдрических минералах все три симметрично независимых октаэдра в элементарной ячейке заполнены катионами. В диоктаэдрических минералах, образованных электронейтральными слоями, октаэдры заполнены соответственно трехвалентными катионами Al или Fe^{3+} , тогда как в триоктаэдрических минералах они заселены преимущественно двухвалентными катионами Mg или Fe^{2+} . Поскольку в хлоритовом пакете содержится две октаэдрические сетки, то здесь дополнительно выделяется ди-триоктаэдрическая подгруппа, в которой одноэтажные слои — триоктаэдрические, а слои 2:1 — диоктаэдрические. В октаэдрических сетках слоев 2:1 в зависимости от взаимного расположения ОН-групп различаются транс- и цисоктаэдры. Пары октаэдров, соединенные общим ребром, в вершинах которого находятся ОН-группы, называются цисоктаэдрами. В трансоктаэдрах ОН-группы расположены в вершинах, образующих тесную диагональ. В элементарной ячейке слоев 2:1 на две транспозиции приходится четыре цисоктаэдра. Прецизионными исследованиями установлено, что в диоктаэдрических слюдах и пиррофиллите трансоктаэдры вакантны и катионы занимают только циспозиции. Иная картина выявлена недавними исследованиями С. И. Ципурского и В. А. Дрица [47] для диоктаэдрических смектитов.

Было установлено, что наряду со смектитами, в которых транс-октаэдры вакантны (в основном нонтрониты, некоторые байделлиты и тетракремний-нонтрониты), существуют также смектиты с заселенными транспозициями и вакантными цисоктаэдрами (преимущественно монтмориллониты) и смектиты, у которых все позиции заполнены катионами с вероятностью 2/3. Эта специфика структуры смектитов может играть важную роль в динамике их преобразования в смешанослойные минералы — смектит-слюду, смектит-хлорит.

Изоморфизм. Явление изоморфизма по-разному проявляется в разных группах минералов. Очень ограниченный характер этого явления установлен для минералов с электронейтральными слоями 2:1 — тальков, пиррофиллитов, каолинитов и серпентинов (лизардит, антигорит, хризотил). Обычно состав этих минералов близок к идеальному, хотя для их триоктаэдрических разновидностей, особенно серпентинов, нередко наблюдаются небольшие замещения Mg на Fe и Al в октаэдрах и Si на Al в тетраэдрах. Для породообразующих минералов рассматриваемых групп изоморфные замещения сами по себе большого значения не имеют, но в совокупности с другими тонкими структурно-кристаллохимическими, морфологическими и другими особенностями изучаемых минеральных разновидностей могут оказаться полезными носителями генетической информации.

С другой стороны, изоморфизм широко развит и является важнейшим классификационным и генетическим фактором для смектитов, слюд и хлоритов. Особую генетическую нагрузку несет катионный состав октаэдрических сеток слоев 2:1, причем для диоктаэдрических минералов он в основном определяется замещениями типа $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$, а для триоктаэдрических — замещениями $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$. Эти соотношения прежде всего отображают особенности состава минерала-«хозяина»

или типы растворов, в которых образовывался исследуемый образец. Именно поэтому степень железистости минералов, формирующихся в разных геологических и физико-химических условиях, является их индикаторной характеристикой.

Изоморфные замещения Si на Al в тетраэдрах в основном отображают либо щелочность-кислотность среды, либо температурный режим обстановок формирования минералов. Следует подчеркнуть, что в последнее время для высокожелезистых минералов установлена возможность замещения Si на Fe^{3+} в присутствии Al, который занимает октаэдрические позиции. Это создает известные трудности при расчете структурных формул и отнесении минерала к той или иной разновидности. В этих случаях помимо определения состава стандартными методами требуются специальные исследования спектроскопическими и химическими методами [4, 5] с последующей корректировкой структурной формулы.

Как известно, группа слоисто-ленточных силикатов подразделяется на диоктаэдрические палыгорскиты и триоктаэдрические сепиолиты. Широкие изоморфные замещения как в октаэдрических, так и тетраэдрических позициях установлены в палыгорскитах [50]. Для сепиолитов характерны в основном изовалентные замещения в октаэдрах типа $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$. Вместе с тем до сих пор для геологически широко распространенных сепиолитов и палыгорскитов не установлена взаимосвязь химического состава и политипного разнообразия с условиями их образования.

О корректности расчета структурных формул. Структурные формулы служат основой при отнесении слоистых силикатов к той или иной минеральной разновидности, и поэтому их расчет должен быть кристаллохимически обоснованным. Вместе с тем при таких расчетах, проведенных по стандартной методике, обычно используют не всегда оправданное предположение о неизменности анионного состава слоев 2:1. Обоснование такого предположения особенно существенно в случае высокожелезистых слоистых силикатов, которые привлекли к себе особое внимание в связи с проблемами изучения осадочного чехла океанов и продуктов вторичного преобразования океанических и континентальных базальтоидов. Оказалось, что для этих минералов анионный состав слоев 2:1 обычно существенно отличается от того, который используется при расчетах структурных формул за счет дефицита протонов в позициях, занимаемых ОН-группами. Прямое определение количества гидроксильной воды в этих случаях является необходимым условием правильной интерпретации данных химического анализа. Именно такой путь позволил выявить широко распространенные в продуктах изменения базальтоидов новые высокожелезистые разновидности оксисапонитов, которые являются строго триоктаэдрическими, но отличаются от обычных сапонитов аномально высоким содержанием трехвалентных катионов железа и дефицитом атомов водорода в анионном каркасе.

Еще одним существенным фактором при расчете структурных формул является правильное определение соотношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Классические методы «мокрого» химического анализа нередко сильно завышают это отношение, тогда как современные спектральные методы вообще не определяют зарядовое состояние этого компонента. В этих условиях мессбауэровская спектроскопия играет очень важную роль как средство надежного и точного определения величины $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в механически не поврежденных образцах.

Политипия. Для слоистых силикатов характерно явление политипии, т. е. существование кристаллических структур, образованных одними и теми же или сходными по составу слоями, отличающимися способом их взаимного расположения. Политипные различия групп и подгрупп слоистых силикатов рассматриваются при характеристике их геологического распространения.

Смешанослойные минералы. Среди слоистых силикатов широко распространены смешанослойные структуры, когда в пределах одного

кристалла чередуются в разных соотношениях и с разной степенью порядка-беспорядка слои разного типа [9]. Смешанослойные образования отражают физико-химические условия, промежуточные между условиями, необходимыми для формирования мономинеральных фаз с периодичными и однородными структурами. Приводимая выше классификация не включает в себя смешанослойные минералы. Отметим, что в природе наиболее широко распространены минералы, в структуре которых чередуются смектитовые и слюдистые слои или, точнее, в структуре которых слои 2:1 разделены межслоями смектитового и слюдистого типа. Часто встречаются в природе и смешанослойные образования хлорит-смектита. Минералы с упорядоченным чередованием слюдистых и смектитовых слоев известны под названием «ректорит», хлоритовых и смектитовых — «корренсит», тальковых и сапонитовых — «аленттит» и хлоритовых и тальковых — «кулькент» [34].

Очень часто встречаются минералы, у которых число «инородных» слоев не превышает 20%. Например, в осадочных породах, не измененных эпигенезом, широко распространены так называемые гидрослюда, в структуре которых неупорядоченно чередуется свыше 80% слюдистых и около 15—20% разбухающих смектитовых межслоев. Фактически это смешанослойный минерал, но точнее такого рода образования называть по преобладающему компоненту. Например, хлорит с небольшим числом (5—20%) смектитовых слоев, смектит с 15% слюдистых слоев и т. д. При таком использовании наименований строго передается сущность минерала, чем при обычно используемых терминах: смешанослойные образования хлорит-смектит или смектит-слюда.

Наконец, отметим, что слоистые силикаты могут отличаться порядком-беспорядком в распределении изоморфных катионов, наличием разнообразнейших дефектов, в частности дефектов упаковки, связанных со случайными смещениями или вращениями смежных слоев. Разнообразие тонких кристаллохимических особенностей реальной структуры слоистых силикатов, безусловно, несет определенную, но пока еще четко не установленную информацию о генезисе этих минералов. Обнаруженное в последнее время явление конвергентности состава и структуры ряда слоистых силикатов, образовавшихся в разных обстановках, делает важным изучение этих тонких особенностей реальной структуры (см. таблицу).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В данном разделе рассматриваются общие закономерности распределения слоистых силикатов в различных геологических обстановках земной коры. В предложенной схеме (см. фигуру) упрощены или «огрублены» как кристаллохимические характеристики минералов, так и типы геологических обстановок. Это обусловлено следующими причинами: 1) необходимостью избежать излишней громоздкости и трудности восприятия схемы; 2) выбором типовых геологических обстановок, достаточно обычных и представительных для определенных структур земной коры; 3) рассмотрением только породообразующих силикатов, по которым накоплен большой фактический материал, иллюстрирующий массовость и условия их распространения в данной геологической ситуации. Иными словами, рассматривались *конкретные геологические модели*, в которых наиболее ясно воплощены взаимосвязи между кристаллохимическими особенностями минерала и условиями его образования и устойчивого существования.

В предлагаемой схеме рассмотрено распространение главных групп слоистых силикатов в осадочных, вулканогенных и метаморфических комплексах, связанных с разными типами геологических обстановок в пределах главных структур Земли: континентальных блоков, областей, переходных к океанам (зоной островных дуг с субконтинентальным типом коры) и океанов. Для последних рассматриваются

только площади пелагиали океанов с собственно океанической корой, т. е. исключены области шельфов, континентальных склонов и окраинных морей.

Авторы отдают себе отчет, что приведенный в схеме материал не охватывает всего многообразия геологических объектов, где встречаются слоистые силикаты. Неоднороден также объем материала, характеризующий обширность распространения тех или иных групп слоистых силикатов в разных геологических обстановках. Не всегда достаточно однозначно может быть определена генетическая принадлежность некоторых слоистых силикатов к тем или иным геологическим обстановкам. В качестве примера можно привести неоднозначное толкование разными исследователями наличия древних кор выветривания или проявлений былой гидротермальной активности применительно к одним и тем же регионам. Хорошо известна разная генетическая интерпретация зон аргиллитизации, связанных со многими стратиформными месторождениями: по мнению одних исследователей, источником аргиллитизации, сопровождающей рудную минерализацию, являются гидротермальные растворы, других — инфильтрационные, или элизионные, подземные воды.

Несмотря на указанные обстоятельства, авторы считают, что разработка предложенной схемы является актуальным и необходимым этапом обобщения наших знаний о слоистых силикатах — важнейших породообразующих минералах экзогенной оболочки Земли. Это диктуется требованиями современной литологии, одной из главнейших задач которой является создание глобальной модели эволюции процессов седименто- и литогенеза на континентах и в океанах.

Схема распространения слоистых силикатов. Предложенная схема наглядно иллюстрирует основные «экологические ниши» распределения в земной коре не только различных групп и подгрупп минералов, но и их разновидностей. Прежде всего обращает внимание исключительно широкая распространенность в разных физико-химических условиях слоистых силикатов со слоями 2:1, включающих слюды и смектиты. Напротив, к «узким», резко специализированным обстановкам приурочены минералы со слоями 1:1 (каолинит-серпентины) и минералы, характеризующиеся нулевым зарядом слоев 2:1 (тальк-пирофиллиты). Кроме того, из схемы хорошо видно, что диоктаэдрические минералы, октаэдры которых заселены преимущественно трехвалентными катионами Al и Fe, несравненно более широко распространены, чем триоктаэдрические слоистые силикаты, в которых преобладают катионы Mg и Fe²⁺. Это находится в полном соответствии с тем, что в верхней части земной коры, и в частности в ее осадочной оболочке, где максимально развиты глинистые минералы, преобладают открытые системы, тогда как для формирования триоктаэдрических слоистых силикатов предпочтительнее относительно закрытые системы, в которых при минералообразовании более активно проявляется роль Mg и Fe²⁺.

Каолинит-серпентиновая группа. Подгруппа каолинитовых минералов. В пределах континентальных блоков минералы подгруппы каолинита распространены чрезвычайно широко. Основные типы геологических обстановок, в которых встречаются достаточно крупные и типичные мономинеральные отложения каолинита, связаны главным образом с устойчивыми областями кратонов — платформами и миогеосинклинальными прогибами. Ими являются: коры выветривания и продукты их переотложения, терригенные формации, особенно угленосные, где каолинит является обычным породообразующим минералом подугольных глин и чередующихся с ними песчаников, а также области активизации и древние гидротермальные поля, с которыми часто бывают связаны рудные месторождения. Широко известен также каолинит среди образований современных фумарольных полей.

Общим для этих различных геологических обстановок является то, что образование каолинита происходит под действием растворов с низкими pH в гидродинамических условиях, обеспечивающих интенсивное

дренирование пород и вынос всех компонентов, кроме Si и Al. Для океанического литогенеза каолиниты чужды или даже являются «запрещенными» минералами. Они могут иметь только акцессорное значение, связанное с поступлением материала с континента (или островов с развитыми корами выветривания).

Если явление изоморфизма не находит широкого воплощения в подгруппе каолиновых минералов и состав их слоев 1:1 отличается удивительным постоянством, то их политипные модификации играют очень важную генетическую роль. Политипы этой подгруппы в отличие от других получили собственные наименования. Среди них наряду с триклинным каолинитом выделяются двухслойные моноклинные — диккит, накрит и галлуазит. В каолините все слои имеют одинаковую азимутальную ориентацию, в дикките последовательные слои развернуты на $\pm 120^\circ$, а в накрите — на $\pm 60^\circ$. В галлуазите период в два слоя возникает за счет попеременного смещения на $\pm b/3$ слоев, имеющих одинаковую азимутальную ориентировку. Каждый из этих минералов может встречаться как в виде мономинеральных образований, так и их смесей, но массовое распространение и породообразующее значение имеет только каолинит.

Исключительная однородность и постоянство химического состава слоев 1:1 минералов каолиновой группы дало основание считать, что структурное разнообразие их политипных модификаций определяется условиями образования.

Вспомогательному изучению каолиновых минералов, являющихся ценным минеральным сырьем, посвящена огромная литература. Полученные результаты показали, что взаимоотношения «структура минерала — генезис» достаточно сложны. Остановимся на основных выявленных закономерностях.

Ю. А. Русько [35] обобщил обширный материал по каолиновым корам выветривания Украинского щита. Им установлено, что каолиниты, образовавшиеся в коре выветривания кислых и основных пород, резко различаются по степени структурного совершенства. Каолиниты, образовавшиеся в результате выветривания кислых пород (гранитов, пегматитов, гнейсов, гранодиоритов и др.), характеризуются значительно более высоким структурным совершенством по сравнению с каолинитами, сформировавшимися за счет основных пород. Наиболее низкой упорядоченностью отличаются каолиниты кор, формирующихся по анортозитам и лабрадоритам. Это находится в полном соответствии с тем, что каолиниты, метасоматически замещающие основные плагиоклазы, отличаются наиболее неупорядоченной структурой по сравнению с формирующимися по щелочным полевым шпатам, кислым плагиоклазам и слюдам. Известно, что присутствие щелочноземельных катионов затрудняет формирование каолинита и неблагоприятно сказывается на совершенстве его структуры [30]. Вне зависимости от типа материнских пород каолиниты верхних горизонтов кор выветривания отличаются большей степенью упорядоченности, при движении вниз по разрезу она снижается.

Галлуазит является минералом, встречающимся также преимущественно в корях выветривания. Наиболее широко он распространен в почвах, образующихся по вулканическим пеплам. В образовании структуры галлуазита важную роль играет вода, заполняющая межслоевые промежутки минерала. Пархам [58], изучая генезис каолинов в обстановках современного выветривания, пришел к выводу, что галлуазит является продуктом изменения материнских пород разного состава при сравнительно широких вариациях климатических условий. Удлиненная трубчато-призматическая форма частиц, свойственных галлуазиту, обычно встречается среди новообразованных фаз, локализованных непосредственно вблизи земной поверхности. Этот автор так же, как Ф. Луган [56], полагает, что обстановки, благоприятные для формирования галлуазита, достаточно скоропреходящие. Трансформация галлуазита в пластинчатый упорядоченный каолинит осуществляется

в сапролитовых зонах или в выветрелых кристаллических породах, отличающихся более постоянным геохимическим режимом. Зональность распределения галлуазита и каолинита в корях выветривания была установлена В. А. Дрицем и А. А. Кашаевым [8] на Трошковском месторождении еще в 1961 г.

История каолинита в осадочных формациях на разных стадиях его формирования и изменения подробно изучалась многими авторами. Одна из первых систематических работ в этом направлении была выполнена М. Ф. Викуловой и Б. Б. Звягиным [1], которые впервые показали, что существует определенный фациально-генетический контроль приуроченности структурных разновидностей каолинита к разным типам фациальных обстановок. По данным этих авторов, каолиниты кор выветривания характеризуются триклинной ячейкой при самых широких изменениях периодичности вдоль оси *c*. Озерные и озерно-болотные отложения содержат практически все разнообразие выделенных Б. Б. Звягиным структурных разновидностей неупорядоченных каолинитов. Наиболее дефектными оказались каолиниты морских отложений. При переходе от континентальных к морским осадкам происходит весьма интенсивное разупорядочение структуры каолинита, главным образом, вероятно, за счет смещений слоев вдоль оси *b* на $\pm b/3$. Г. В. Карпова [15], изучавшая каолиниты угленосной формации Донбасса, не обнаружила закономерностей степени его неупорядоченности в связи с разными обстановками осадконакопления. Возможно, что большая упорядоченность изученных ею каолинитов связана с относительно высокой эпигенетической преобразованностью пород каменноугольной формации Донбасса.

В. Д. Шутов и др. [44, 45] провели очень интересные исследования истории каолинита на разных стадиях осадочного процесса. Им удалось с большой наглядностью показать, что в распространенности каолинитов с разной степенью упорядоченности наблюдаются два отчетливых максимума: один — коры выветривания, где распространены наиболее упорядоченные каолиниты, и другой — морские отложения, где доминирует полностью неупорядоченный тип. Во всех других типах континентальных отложений четкой закономерности не наблюдается. Авторы связывают этот факт с различиями гидродинамических обстановок осадконакопления, но нам представляется, что такой резкий скачок разупорядочивания структуры скорее может быть объяснен геохимическими особенностями состава морской воды. Различная упорядоченность каолинита в цементе песчаников, отлагавшихся в пресной и морской воде, очень сильно сказывается на характеристике поровых пространств и играет важнейшую роль в оценке нефтяных коллекторов.

Следует упомянуть еще об одном типе распространения каолинита в терригенных, часто угленосных формациях, связанном с деятельностью подземных вод, богатых углекислотой. Такая наложенная эпигенетическая каолинизация широко известна в мезозойских терригенных комплексах Сибири [27, 33 и др.], в угленосных формациях мезозойских впадин (Урало-Тургайской [29], Зырянской [16]) и в ряде других регионов. Появление наложенной каолинитизации в цементе песчаников играет важную роль в улучшении коллекторских свойств песчаников многих нефтяных месторождений.

Изучение под электронным микроскопом глинистых минералов в поровых пространствах песчаников ряда нефтяных месторождений, проведенное разными авторами, показало, что наилучшие коллекторские свойства — максимальная эффективная пористость и проницаемость свойственны песчанкам с «буклетной» стопочной структурой высокоупорядоченного каолинита [36, 53]. Такие породы часто возникают при процессах наложенной эпигенетической каолинитизации.

В отличие от каолинита *диккит* в осадочных отложениях платформ и миогеосинклиналей, за исключением кварцево-каолинитовых пород, прошедших стадию метабазиса, встречается очень редко. Обычно его присутствие связано с зонами активизации проявления гидротермаль-

ной деятельности. Он описан в конкрециях карбона Донбасса и рассматривается в парагенезе с другими минералами как поисковый признак гидротермальных рудных тел [12]. Интересны данные В. Т. Лукьяновой и др. [29], описавших недавно наложенную каолинит-диккитовую минерализацию в мезозойских угленосных формациях Урало-Тургайской области. Диккит, а иногда и накрит максимально развиты в терригенных породах, подстилающих и перекрывающих базальтовые потоки в вулканогенно-осадочной серии Анохинской впадины. Локальные проявления диккита зарегистрированы в породах, приуроченных к разломным зонам, присутствие его всегда связано с проявлениями вулканической или гидротермальной деятельности.

Как известно, минералы подгрупп каолинита очень широко распространены в зонах аргиллитизации современных геотермальных полей, а вместе с диккитом и накритом — в гидротермально измененных породах многих месторождений цветных металлов. Современные геотермальные поля являются, казалось бы, экспериментальным объектом, на котором можно устанавливать зависимость политипных модификаций каолинита от условий их образования, следует подчеркнуть, однако, что сделать это пока не удалось. По-видимому, условия, определяющие степень упорядоченности каолинита в этих обстановках, столь многофакторны (состав и концентрация катионов, отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, температура и pH раствора, характер матриц и т. д.), что задача эта крайне сложна и, вероятно, геологически может быть оправдана для относительно простых моделей. Такими, в частности, могут быть осадочные терригенные формации, где особенно актуально изучение структурных особенностей каолинитов в цементе песчаников коллекторов нефтяных месторождений.

В. Д. Шутов и др. [3, 43–45] проследили историю каолинита осадочных формаций в процессах регионального эпигенеза (ката- и метагенеза) на примере изучения семейства кварц-каолинитовых палеозойских и рифейских пород юго-восточных районов Русской платформы. Характерной чертой этого процесса является постепенный переход каолинита в диккит, проходящий через серию сростков каолинит-диккит. Постепенное нарастание содержания диккитовой составляющей очень детально иллюстрировано В. Д. Шутовым и Т. В. Долматовой [45] не только на примере палеозойско-рифейских отложений Русской платформы, но и угленосных формаций Карагандинского и Печорского бассейнов. Идентичные процессы диккитизации каолинита, особенно выразительно проявившиеся в цементе песчаников угленосных формаций, наблюдались В. В. Еремеевым в Кизилевском бассейне [11], Г. В. Карповой [15] — в карбоне Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины.

В полимиктовых породах каолинит при процессах метагенеза переходит в диоктаэдрическую гидрослюда в аркозовых песчано-глинистых сериях и в хлорит в граувакках, богатых фемическими компонентами [17, 30, 43, и др.]. Процесс этот хорошо прослежен микроскопически, но на кристаллохимическом уровне не изучен.

В мономинеральных кварц-каолинитовых породах вслед за кварц-диккитовой ассоциацией в более глубоких зонах метагенеза и начального метаморфизма появляется кварц-пироксилитовая ассоциация, соответствующая пренит-мусковит-хлоритовой фации преобразований полимиктовых пород [25].

Подгруппа серпентиновых минералов. Серпентины являются порообразующими минералами океанических и континентальных офиолитовых комплексов, поскольку процессы серпентинизации исключительно широко развиты среди дунитовых, пироксеновых, перидотитовых и других типов ультраосновных пород [41, 42, 57]. Серпентины и каолиниты, столь близкие по структуре слоев 1:1, являются ярчайшими антагонистами как в кристаллохимическом, так и в геологическом аспектах. В их примитивном составе — Si—Al-каолинитов и Si—Mg-серпениитов — запечатлена принадлежность к разным оболочкам Зем-

ли — сиалической и симатической. Действительно, если каолиниты — как бы крайние члены глубокого поверхностного разложения первичного материала земной коры, и их абсолютное доминирование связано с устойчивыми структурами континентальных блоков — платформами и щитами, то серпентины встречаются только в эвгеосинклиналях или глубоких разломах океанического дна и образуются по фрагментам выведенных в поверхностную оболочку мантийных пород.

Так как обязательным компонентом, обуславливающим серпентинизацию, является вода независимо от ее происхождения, температуры, состава и стадии воздействия на мантийные породы, крайне нестойкие в экзогенной оболочке Земли, мы считаем необходимым рассмотреть эти минералы в данной статье. Кроме того, нужно подчеркнуть полигенность серпентинов. Так же как другие высокомагнезиальные минералы (Mg-хлориты, тальки и др.), серпентины формируются и в собственно осадочных эвапоритовых бассейнах в условиях высокого осолонения и активности магнезиальных растворов [6, 38 и др.]. Находки серпентинов известны также в метаморфизованных силицизованных доломитах и в других геологических обстановках, где гидротермальные магнезиальные растворы взаимодействовали с силикатным веществом [6].

Серпентины являются триоктаэдрическими аналогами каолинитов, но в отличие от последних характеризуются более заметными изоморфными замещениями как в тетраэдрах, так и в октаэдрах слоев 1:1 [50]. Среди серпентинов по морфологическим и структурным признакам выделяются лизардиты, хризотилы и антигориты. Одна из причин разной морфологии кристаллов — несоразмерность латеральных размеров октаэдрической и тетраэдрической сеток. В хризотилах эта несоразмерность настолько велика, что приводит к свертыванию слоев 1:1 в цилиндры. В лизардите с пластинчатой формой кристаллов соответствие параметров сеток разного типа достигается без каких-либо серьезных деформаций слоев 1:1. В антигорите компенсация латерального несоответствия сеток происходит за счет периодического изменения на противоположное направление изгиба слоев 1:1 и попеременной обращенности октаэдрических сеток. В результате антигориты характеризуются сверхпериодичностью в направлении, параллельном оси *a*. По сравнению с лизардитами и хризотилами состав антигоритов характеризуется дефицитом октаэдрических катионов и гидроксильных групп (см. таблицу). Хризотилы, лизардиты и антигориты, очевидно, не являются политипами, а могут рассматриваться, по-видимому, как полиморфы.

Политипное разнообразие лизардитов и хризотилов было раскрыто сравнительно недавно [14, 50], и в их идентификации существуют определенные трудности, особенно в случае хризотилов. По этим причинам до настоящего времени еще нет работ, связывающих появление того или иного политипа с конкретными физико-химическими обстановками, благоприятствующими их образованию. Можно лишь отметить, что среди лизардитов абсолютно преобладает модификация 1T, а хризотилы обычно представлены смесью орто- и клиноразновидностей.

В течение длительного времени образование кристаллов с разной морфологией связывалось с изоморфными замещениями. Очевидно, что увеличение содержания Al в тетраэдрах и октаэдрах должно приводить к уменьшению латеральной несоразмерности. Согласно этой точке зрения в хризотилах следовало ожидать полного отсутствия изоморфных замещений, в меньшей степени это должно было бы относиться к антигориту, тогда как лизардиты должны характеризоваться наибольшими содержаниями Al. В какой-то мере это предположение нашло подтверждение в экспериментах [49] и обычной обогащенности алюминием баститового лизардита. Однако работы последних лет [61 и др.] показали, что составы лизардитов, хризотилов и антигоритов перекрываются и, следовательно, изоморфные замещения не являются основным фактором, контролирующим формирование разных морфоло-

гических разновидностей. Более важными факторами являются, по-видимому, температура, способность минералов формироваться в метастабильном состоянии и исходное состояние материала, по которому идет процесс новообразования. С этой точки зрения показательны результаты по синтезу серпентинов.

Н. Л. Боуэн и О. Ф. Таттл [49] впервые продемонстрировали легкость синтеза серпентинов в гидротермальных условиях и установили, что верхняя температурная граница образования этих минералов равна 500°С и возрастает лишь на 10°С при увеличении давления от 15 до 300 МПа. Это очень важный результат, поскольку независимо от механизма образования серпентинов процесс должен протекать при температурах, меньших температурной границы стабильности минерала. Последующие исследования показали, что хризотилы и лизардиты кристаллизуются при существенно более низких температурах в метастабильном состоянии.

По-видимому, широкая распространенность хризотилы и лизардитов и ограниченная — антигоритов отчасти связана с тем, что первые две разновидности могут формироваться в метастабильном состоянии и для них легко осуществляется процесс зародышеобразования. Хризотилы предпочтительно кристаллизуются из гелей и насыщенных растворов и, как правило, локализируются в жилах. Лизардиты легко могут образовываться по механизму топотаксических реакций. Сложная структура антигорита затрудняет процесс зародышеобразования этой фазы, и рост кристаллов этого минерала, по-видимому, происходит в условиях, близких к равновесным, т. е. при значительно более высоких температурах, чем те, при которых синтезируются хризотил-лизардиты.

В целом под влиянием экспериментов по моделированию природных процессов и геологических исследований оформилась и стала господствующей гипотеза об образовании серпентинов в результате наложенной гидратации твердых продуктов ультрабазитовых комплексов под влиянием различных водных растворов: из вмещающих пород, связанных как с магматическим процессом, так и с метеорными или океаническими водами [41, 42]. Не вызывает особых дискуссий полигенетичная многостадийная природа процессов серпентинизации. Однако несмотря на большие успехи, достигнутые в детальном изучении продуктов серпентинизации, прогнозировании и моделировании физико-химических условий процесса, изучении геологических условий того или иного типа серпентинизации, к настоящему времени в этой проблеме остается еще немало неясных и дискуссионных вопросов. Наиболее трудным, но важным в проблеме серпентинизации является вопрос об условиях ранней (начальной) ее стадии. Согласно одной точке зрения [41—42], как первичные, так и наложенные процессы серпентинизации происходят только под действием различных водных растворов, имеющих метеорное происхождение. Однако в последнее десятилетие появились работы, в которых обсуждается вопрос об участии водород- и метансодержащих флюидов в процессах первичной серпентинизации ультрабазитов. В частности, в работах Р. М. Юрковой с соавторами [48] и В. А. Дрица с соавторами [10] на основе детального кристаллохимического изучения как первичных минералов, так и серпентинов разных генетических типов с параллельным определением в них состава газовых компонентов, с контролем баланса вещества исходных и конечных продуктов с новых позиций рассмотрена гипотеза о начальной серпентинизации как об автометаморфическом процессе. Предложенный этими авторами механизм объясняет возможность протекания локальных реакций серпентинизации без переноса вещества на значительные расстояния, снимает трудности, существовавшие в предыдущих схемах серпентинизации с участием глубинных флюидов, связанные, например, с необходимостью значительного привноса кислорода. В результате исследований дана трактовка стадийности серпентинизации пород дунит-гарцбургитового комплекса Южного Сахалина. Ранняя высокотемпературная серпентинизация этих пород связывается с образова-

нием по оливину антигорита и железистого никеля под влиянием тока H_2 , CO и CH_4 в глубинных условиях. Серпентинизация в зонах деструкции океанической коры рассматривается как процесс вторичный, наложенный.

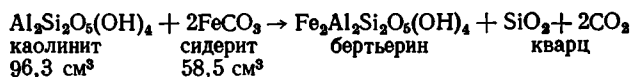
Подгруппа бертьерина. Минералы бертьерина, которые раньше обычно назывались шамозитами, распространены главным образом в различных отложениях, богатых гидроокислами железа. Присутствие их отмечалось рядом авторов в корях выветривания, они описаны в современных отложениях дельты р. Нигер и в мелководных морских осадках Западно-Африканского шельфа [59], в железорудных месторождениях разного возраста, начиная от неогеновых (Керченское месторождение) и кончая докембрийскими [55]. Бертьерины часто встречаются в форме оолитов или пеллет в ассоциации с гидроокислами железа, каолинитом, шамозитом, сидеритом, в морских отложениях, иногда в парагенезе с глауконитом. Подробное описание бертьеринов в ассоциации с $14 \text{ \AA}$ шамозитом, сидеритом и каолинитом в олигоценовых и верхнетриасовых угленосных формациях Японии дано в работе [54]. Авторами подробно рассмотрены генетические типы бертьеринов и парагенетические ассоциации с другими минералами в различных геологических обстановках.

Кристаллохимической систематики минералов этой подгруппы пока нет, что связано, очевидно, с недостаточной чистотой выделяемых минеральных фаз. Отмечаются следующие особенности: широкие вариации отношения Si/Al (от 2–3 до <1) и разнообразие соотношения октаэдрических катионов Fe^{2+} , Al и Mg , среди которых абсолютно доминирует Fe^{2+} . Несмотря на отсутствие четких структурных характеристик, химический состав бертьеринов в известной степени отражает условия их генезиса. Бертьерины современных осадков выделяются максимальной кремнистостью ($Si/Al=2\div3$). В октаэдрах помимо Fe^{2+} в переменных количествах присутствуют Mg и Al , причем повышенное содержание Mg характерно для бертьеринов, образующихся в морских обстановках. Состав бертьеринов, видимо, существенно определяется матрицей, по которой он образуется. Так, бертьерины, метасоматически замещающие каолиниты, отличаются очень низким (<1) значением Si/Al .

А. Ииджима и Р. Матсумото [54] очень детально изучили бертьерины из-под палеогеновых и триасовых угленосных формаций Японии. Минерал встречается в виде конкреций, линз и прожилков в каолинит-сидеритовых глинистых сланцах, чередующихся с углями. Породы формировались главным образом в пресноводных бассейнах. Авторами показано, что бертьерины образуются в результате процессов эпигенетического (катагенетического) преобразования пород при температурах от 65 до $150^\circ C$ при погружениях на глубину до 3 км в условиях повышенного геотермического градиента. Для определения температур использовалась шкала значений показателя отражения витринита угольных пластов, перемежающихся с глинистыми сланцами. Детальное микроскопическое и микрозондовое исследование показали, что бертьерин образуется за счет реакционного взаимодействия сидерита и каолинита. Минерал замещает крупные чешуи и криптокристаллическую каолинитовую массу пород, образуется по кристаллам и розетковидным сросткам сидерита. В наиболее измененных породах бертьерин вместе с кварцем заполняет альпийские жилки.

Микрозондовые химические анализы и рассчитанные кристаллохимические формулы (с учетом того, что все железо присутствует в форме Fe^{2+}) показывают довольно явственную зависимость состава бертьеринов от матрицы, по которой они образуются. Наименьшее замещение Si на Al в тетраэдрах и наиболее высокое содержание Mg в октаэдрах характерно для бертьеринов, образующихся по сидеритам. Наиболее высокое содержание Al как в тетраэдрах, так и в октаэдрах свойственно бертьеринам, замещающим каолиниты. Бертьерины в жилках отличаются наиболее высокой железистостью.

Предлагается следующая реакция образования бертьерина:



При движении вниз по разрезу наблюдается возрастание содержания бертьерина и кварца и уменьшение каолинита и сидерита. В одном из районов под воздействием тепла гранитной интрузии наблюдалась смена каолинистых сланцев с бертьериновыми конкрециями пиррофиллитовыми сланцами с конкрециями 14 А шамозита.

В приведенном выше примере наиболее ясно прослежены взаимосвязи между кристаллохимическими особенностями бертьеринов и условиями их формирования. Ньюансы кристаллохимических отличий близких по составу бертьеринов однотипных пород угленосных формаций Японии дают основание считать, что изоморфный состав и кристаллохимические особенности этих минералов в разных геологических обстановках смогут иметь важное индикаторное значение. Геокристаллохимическая типизация 1:1 Fe—Mg-минералов — задача дальнейших исследований.

Группа тальк-пиррофиллита. Мы остановимся на характеристике этой группы с нейтральными слоями 2:1 очень кратко, так как принадлежащие к ней минералы редко являются породообразующими.

Так же как и рассмотренные выше каолиниты и серпентины, они всегда бывают приурочены к достаточно узким контрастным физико-химическим обстановкам, для одной из которых характерны низкие значения pH, обеспечивающие реагентоспособность только Si и Al, а для другой — относительно высокощелочные условия и химическая активность Si—Mg-растворов. В отличие от каолинитов и серпентинов их образование не требует активного участия воды. Температуры образования тальков и пиррофиллитов превышают 200° C [6, 37].

Пиррофиллиты наиболее типичны для трех обстановок, в каждой из которых реагентоспособны только кремний и алюминий. О первом генетическом типе пиррофиллитов, который образуется при метаморфическом преобразовании кварц-каолинистых кластогенных пород, мы уже упоминали. Вторым генетическим типом являются пиррофиллиты (часто ассоциирующие с каолинитом и дикином) в древних гидротермальных комплексах вторичных кварцитов. Наконец, как третий, близкий ко второму тип, могут рассматриваться акцессорные пиррофиллиты также в ассоциации с каолинитом и опалитами, встречающиеся в зонах глубокого выщелачивания современных гидротермальных полей [6].

Подобно серпентинам *тальки* встречаются в обстановках, где реагентоспособны магний и кремнезем. Основные генетические типы тальков: первый и наиболее распространенный связан с продуктами гидротермального преобразования гипербазитов офиолитовых комплексов; второй — с контактно-гидротермальным преобразованием доломитов [6, 37]; наконец, третьим типом являются низкотемпературные тальки эвапоритовых комплексов [38]. Нельзя не отметить, что последние существенно отличаются от своих высокотемпературных аналогов наличием разбухающих межслоев.

Так же как в описанных ниже сапонитах и хлоритах тальки, связанные с хемогенными карбонатно-эвапоритовыми комплексами отличаются высокой химической однородностью, и в частности практически отсутствием замещения Mg на Fe в октаэдрах слоев 2:1.

Литература

1. Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. — Сов. геология, 1965, № 5, с. 30—42.
2. Влияние вторичных изменений осадочных комплексов на их нефтегазоносность/Под ред. Л. П. Гмид, Г. В. Лебедевой, Б. М. Фролова. — Тр. ВНИГРИ, 1982. 141 с.
3. Граувакки/ Под ред. В. Д. Шутова. — Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 238, 342 с.
4. Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И. и др. О механизме вторичных пре-

- образований Fe^{3+} -содержащих смектитов из континентальных базальтов.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 2, с.
5. Дайняк Л. Г., Кудрявцев Д. И., Дриц В. А. и др. Новая минеральная разновидность триоктаэдрических смектитов из эффузионных базальтов Тунгусской синеклизы.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 6, с. 123—129.
 6. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М.: Мир, 1966. 317 с.
 7. Дриц В. А. Структурное исследование минералов методами микродифракции электронов и электронной микроскопии высокого разрешения. М.: Наука, 1981. 295 с.
 8. Дриц В. А., Кашаев А. А. О структурных особенностях каолинитовых минералов.— Докл. к собранию Международной комиссии по изучению глин. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 15—19.
 9. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
 10. Дриц В. А., Слонимская М. В., Юркова Р. М. и др. О роли восстановленных флюидов в процессах серпентинизации ультрабазитов.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 5, с. 102—113.
 11. Ермеев В. В. Палеогеография и минералообразование нижнекарбовых отложений Среднего Урала.— Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 240. 222 с.
 12. Зарицкий П. В. О распространении и генезисе диккита в карбоне Донбасса.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1979, № 33, вып. 1, с. 95—100.
 13. Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 281 с.
 14. Звягин Б. Б. Кристаллохимические особенности серпентиновых минералов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 106—117.
 15. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М. Недра, 1972. 172 с.
 16. Копорулин В. И. Условия накопления и литогенез нижнемеловых отложений Зырянской впадины.— Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 338. 179 с.
 17. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63. 204 с.
 18. Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования.— В кн.: Seventeenth Conference on clay mineralogy and petrology, Karlowy wary, 1976, p. 196—201.
 19. Коссовская А. Г. К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 3—9.
 20. Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана (по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер»).— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 12—35.
 21. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификаций слюдистых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, вып. 221, с. 71—95.
 22. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы М.: Наука, 1975, с. 60—69.
 23. Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
 24. Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А. и др. Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд (к 75-летию Н. М. Страхова). М.: Наука, 1975, с. 278—296.
 25. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 7, с. 3—18.
 26. Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. Под ред. А. Г. Коссовской, М.: Наука, 1975. 292 с.
 27. Лебедев Б. А., Аристова Е. Г., Бро Е. Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВНИГРИ, 1976, вып. 361. 131 с.
 28. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.
 29. Лукбьянова В. Т., Голубева Н. П., Халезов А. Б. Каолинит и диккит в мезозойских впадинах Урало-Тургайской области.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, с. 66—79.
 30. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 358 с.
 31. Минеральные преобразования пород океанического субстрата. (Эпигенез и начальный метаморфизм). Под ред. А. Г. Коссовской. М.: Наука, 1981. 192 с.
 32. Омельяненко Б. И., Воловикова И. М., Дриц В. А. и др. О содержании понятия серицит.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 5, с. 69—87.
 33. Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири/Под ред. Ю. П. Казанского, Г. Н. Перозио. М.: Наука, 1967. 221 с.
 34. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Под ред. Г. Брауна. М.: Мир, 1965. 599 с.
 35. Русько Ю. А. Каолинитизация и каолины Украинского щита. Киев; Наук. думка, 1971. 158 с.
 36. Саркисьян С. Г., Котелбников Д. Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1980. 231 с.

37. Смолин П. П., Звягин Б. Б., Дриц В. А. и др. Структурная идентификация и вариации структурной упорядоченности природных разновидностей талька.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 91—99.
38. Соколова Т. Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения.— Тр. ГИН АН СССР, 1982, вып. 361. 163 с.
39. Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. и др. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования.— Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3, с. 53—82.
40. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, с. 15—32.
41. Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977, 312 с.
42. Штейнберг Д. С., Чашухин И. С., Лагутина М. С. и др. Проблемы серпентинизации ультрабазитов.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 72—87.
43. Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакк. М.: Наука, 1975. 110 с.
44. Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолининовой группы в осадочных породах.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, с. 109—122.
45. Шутов В. Д., Далматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе.— Acta Universitatis, Car., Geol. Suplem I, 1961, p. 393—415.
46. Эпигенез и его минеральные индикаторы. Под ред. А. Г. Коссовской.— Тр. ГИН АН СССР. 1971, вып. 221. 169 с.
47. Ципурский С. И., Дриц В. А. Распределение октаэдрических катионов в 2:1 слоях диоктаэдрических смектитов.— Минералог. журн., 1984, № 3.
48. Юркова Р. М., Слонимская М. В., Дайняк Л. Г. и др. Водород и метан в серпентинах различных генетических типов.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 420—425.
49. Bowen N. L., Tuttle O. F. The system $MgO-SiO_2-H_2O$.— Bull. Geol. Soc. America, 1949, v. 60, № 3, p. 243—309.
50. Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification/Ed. Brindley G. W., Brown G. Min. Soc., 1980. 680 p.
51. Guidotti C. V., Sassi F. P. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists.— Neues Jb. Mineral. Abh., 1976, v. 127, № 2, p. 97—142.
52. Hoffer M. Les argiles rouges «les grands fonds» dans le Pacific centre-est. Inst. Geol., Strasbourg.— Mem., 1980, № 61. 231 p.
53. Hurst A., Irvin H. Geological modelling of clay diagenesis in sandstones.— Clay Mineral., 1982, v. 17, № 1, p. 5—22.
54. Iijima A., Matsumoto R. Berthierine and chamosite in coal measures of Japan.— Clays and Clay Minerals, 1982, v. 32, № 4, p. 264—274.
55. James H. L. Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1966, v. 440-W, p. 60.
56. Loughnan F. C. Genesis and synthesis: kaolins in sediments.— Proc. Internat. Clay Conf./Ed. H. Van Olphen and F. Veniale. Amsterdam—Oxford—N. Y.: Elsevier, 1982, p. 487—494.
57. Moody I. B. Serpentinization: a review.— Lithos, 1976, v. 9, № 2, p. 125—138.
58. Parham W. E. Formation of halloysite from feldspar: low temperature artificial weathering versus natural weathering.— Clays and Clay Minerals, 1969, v. 17, p. 13—22.
59. Porrenga D. H. Glaukonite and chamosite as depth indicators in marine environment.— Marine Geol., 1967, v. 5, p. 495—501.
60. Segonzac G. D. Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme. Inst. Géol., Strasbourg.— Mém., 1969, № 29, p. 317.
61. Wicks F. J., Whittaker E. J. W. A reappraisal of the structures of the serpentine minerals.— Canad. Mineralogist, 1975, v. 13, p. 227—243.

УДК 551.35(268.3)

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ
ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
БАРЕНЦЕВА МОРЯ****ЛАВРУШИН Ю. А., СПИРИДОНОВ М. А., САХАРОВ Б. А.,
ГОЛУБЕВ Ю. К., ТКАЧЕНКО В. А., РЫБАЛКО А. Е.**

Рассмотрены строение и вещественный состав приповерхностных донных отложений юго-западной части Баренцева моря. В результате изучения выявлена гетерогенность строения осадков, предопределенная неравномерностью и изменчивостью во времени процессов седиментогенеза. Изучение состава тяжелой фракции (0,1—0,01) показало преобладание во всех типах осадков зеленой роговой обманки, эпидота, граната и ильменита, которые составляют основу терригенно-минералогической провинции. Вместе с тем в различных зонах выявлены локальные терригенно-минералогические ассоциации. Состав глинистых минералов в приповерхностных отложениях оказался достаточно однообразен: биотит, хлорит, гидрослюда, смектит. Несмотря на это, выявлен ряд особенностей, свидетельствующих о начальных стадиях преобразования глинистых минералов. Различия в вещественном составе и строении изученных приповерхностных донных осадков связываются с резкой изменчивостью палеогеографической обстановки на суше — таянием ледникового покрова на Кольском полуострове и последующей климатической ситуацией голоцена.

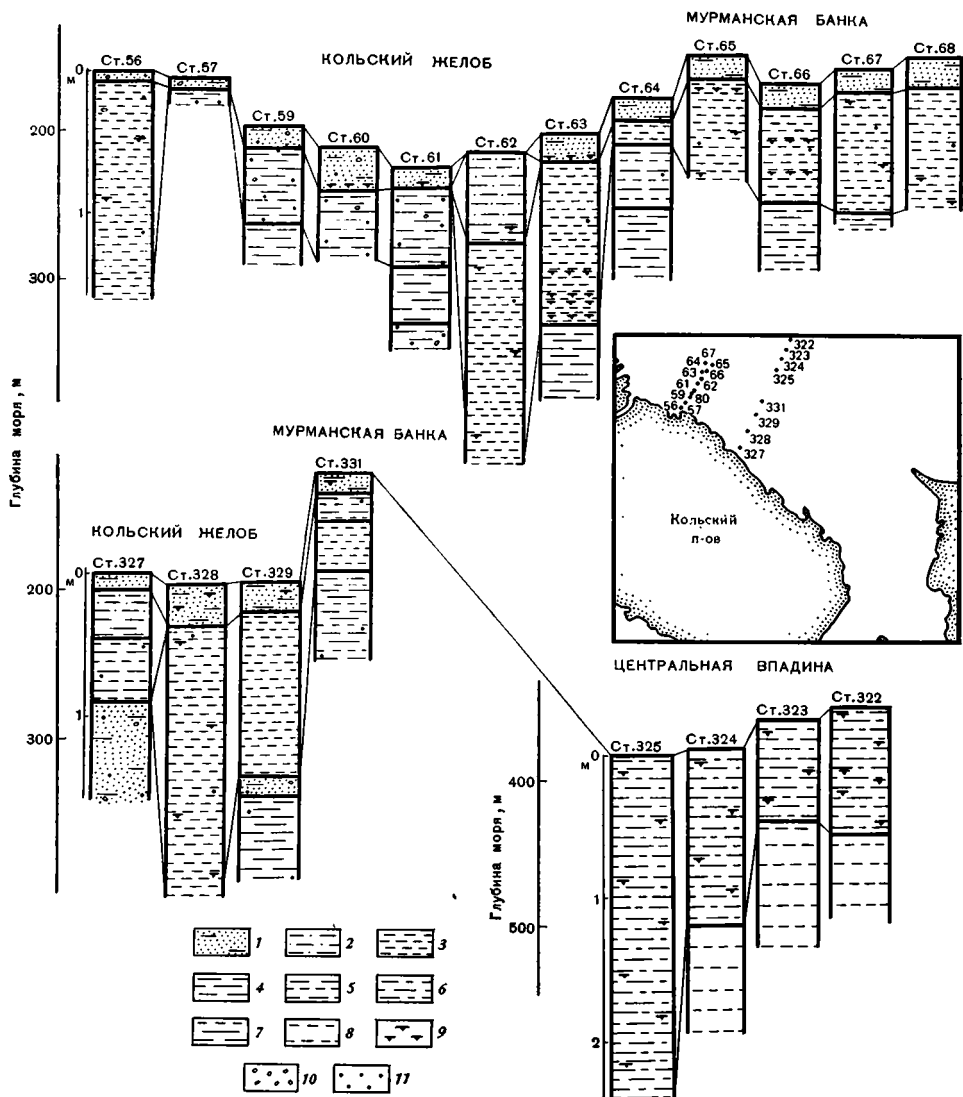
Выявление общих закономерностей седиментогенеза шельфовых арктических морей и особенностей их вещественного состава представляет собой актуальную задачу. Более того, многие из морей имеют свои специфические особенности седиментогенеза, связанные с поступлением больших масс терригенного материала, приносимого крупными речными артериями, катастрофическим размывом берегов, рельефом дна, гидрологическими условиями, историей геологического развития и т. п. Все это существенно усложняет поставленную задачу и требует систематического сбора соответствующего материала на тщательно выбранных полигонах. Поэтому настоящая статья не претендует на какое-либо общее освещение проблемы. Главная ее цель — выявить основные черты осадконакопления и вещественного состава донных приповерхностных отложений на конкретном примере юго-восточной части Баренцева моря, прилегающей к Кольскому полуострову.

Эта часть акватории характеризуется рядом особенностей, важнейшими из которых являются: сравнительно небольшое количество наносов, поступающих с берега в связи с отсутствием крупных рек и распространением на побережье прочных кристаллических пород; имеющаяся достаточно своеобразная гидрологическая ситуация, обусловленная Нордкапской ветвью Гольфстрима; сложный рельеф дна.

Таким образом, на данном примере можно получить представление об основных чертах осадконакопления в акватории, имеющей своеобразный «океанический» тип седиментогенеза [3], и о вещественном составе образующихся осадков.

В морфологии рельефа дна в данном районе четко выделяются: Кольский желоб, Мурманская банка и южная часть Центральной впадины Баренцева моря. В настоящей статье изложен материал по двум профилям, дающим достаточно ясное представление о строении приповерхностных донных отложений указанных трех морфологических структур (фиг. 1). При этом под влиянием Нордкапской ветви Гольфстрима находится Кольский желоб и частично Мурманская банка.

В результате изучения вскрытой грунтовыми трубками толщи приповерхностных донных отложений была выявлена гетерогенность ее строе-

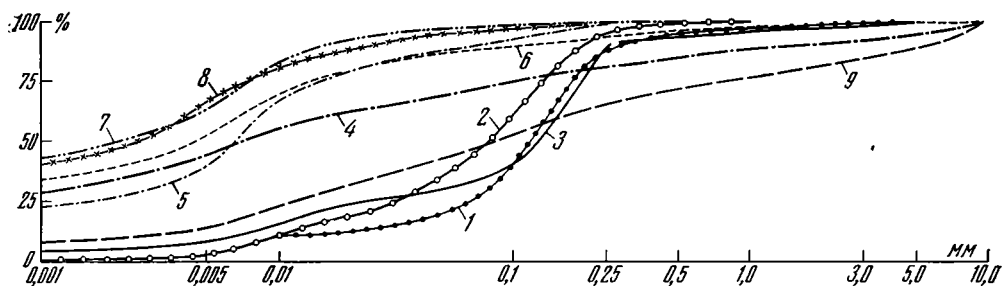


Фиг. 1. Корреляция толщ осадков, вскрытых колонками и схема расположения станций проботбора

1 — зеленовато-серый глинистый песок; 2 — темно-серые алевритовые глины; 3 — коричневатые-серые алевритовые глины; 4 — темно-серые уплотненные глинистые алевриты; 5 — тонкое ритмичное переслаивание коричневатых-серых и темно-серых алевритовых глин; 6 — зеленовато-серые, темно-серые, оливковые алевритовые глины; 7 — грубое ритмичное переслаивание коричневатых-серых и темно-серых алевритовых глин; 8 — коричневатые-серые алевритовые глины; 9 — примазки гидротроилита; 10 — галька; 11 — гравий

ния в пределах Кольского желоба, Мурманской банки и Центральной впадины, предопределенная изменчивостью направленности процессов седиментогенеза во времени. В целом приповерхностные донные отложения представлены глинистыми песками и алевритовыми глинами (фиг. 2). Однако вначале рассмотрим наиболее простой стабильный тип разреза, который был выявлен в пределах южной части Центральной впадины, где глубины моря колеблются в пределах 350—380 м (ст. 322—325). В полученных колонках здесь четко выделяются две толщи.

Верхняя из них представлена пластичными, обводненными в верхней части темно-серыми, зеленовато-серыми, оливковыми алевритовыми глинами, местами со значительным количеством темных примазок гидротроилита, с содержанием $C_{орг}$ от 1,33 до 3%. В рассматриваемом осадке много фораминифер, встречаются также отдельные раковины *Port-*



Фиг. 2. Типичные куммулятивные кривые приповерхностных донных осадков 1 — верхние глинистые пески, подстилающиеся темно-серыми алевритовыми глинами в Кольском желобе; 2 — верхние глинистые пески, подстилающиеся коричнево-серыми алевритовыми глинами в Кольском желобе; 3 — верхние глинистые пески, подстилающиеся ритмично-слоистой толщей в Мурманской банке; 4 — темно-серые глинистые алевриты в Кольском желобе; 5 — зеленовато-серые, темно-серые, оливковые алевритовые глины в Центральной впадине; 6 — ритмично-слоистые осадки; 7 — коричнево-серые алевритовые глины в Кольском желобе и Мурманской банке; 8 — коричнево-серые глины в Центральной впадине; 9 — нижние глинистые пески

landia arctica (определение О. М. Петрова). Максимальная вскрытая видимая мощность описанной толщи составляет 2,43 м, хотя в ряде станций полная ее мощность существенно меньше и колеблется в пределах 0,6—1,25 м. На ст. 322 в основании данных глин встречены редкие мелкие окатыши из нижележащей толщи. В целом толща алевритовых глин залегает на нижерасположенных отложениях в виде неравномерного по мощности покрова.

Во внутреннем строении толщи, несмотря на кажущуюся на первый взгляд гомогенность, наблюдаются достаточно заметные изменения в окраске. Они связаны главным образом с наличием темно-серых включений гидротронлита. При этом в верхней части толщи подобных включений много и алевритовые глины имеют обычно зеленовато-серую окраску, на фоне которой ярко выделяются черные пятна. Ниже количество темных включений уменьшается и цвет породы становится оливковым. На ст. 325, где описываемая толща достигает наибольшей мощности, в колонке наблюдалось неоднократное переслаивание алевритовых глин разных оттенков. На станциях 324, 323, 322 в поднятых колонках был отмечен постепенный переход зеленовато-серых и оливковых алевритовых глин в нижележащие серовато-коричневые алевритовые глины.

Изучение шлифов показало, что основная масса осадка представлена тонкодисперсной глинистой массой, характеризующейся низким дву-преломлением. Имеется незначительная (5—10%) примесь песчаных зерен, представленных практически полностью кварцем. Среди более мелких обломочных зерен присутствуют глауконит, карбонаты, рудные минералы. Изредка встречаются мельчайшие неокисленные глобулы пирита, которые местами сростаются в мелкие агрегаты.

В глинистой массе имеются рассеянные точечные включения органики. По данным гранулометрического анализа, Md изменяется от 0,0076 до 0,0058.

Изучение тяжелой фракции (0,1—0,01 мм) темно-серых алевритовых глин показало, что среди минералов явно преобладают (таблица) зеленая роговая обманка (от 8,5 до 27,8%), эпидот (от 9,6 до 19,6%), гранаты (от 9,6 до 23,7%), ильменит (от 8,8 до 22,7%), в некоторых образцах пирит (14,7—29,0%). При этом в направлении на север наблюдается достаточно четкое уменьшение содержания роговой обманки и увеличение содержания эпидота. В двух других образцах (ст. 324 и 323) резко возрастает содержание пирита, что связано в основном с подводным размывом дочетвертичных отложений. В то же время в составе изученных в шлифах осадков имеется аутигенный пирит, размер выделений которого обычно не превышает 0,01 мм.

Нижняя толща южной окраины Центральной впадины представлена серовато-коричневатыми тонкослоистыми очень пластичными глинами. Содержание $S_{орг}$ менее 0,5%. По данным гранулометрического анализа, содержание глинистой фракции достигает 77,2% (ст. 322). Обломочных зерен более крупных фракций практически нет; $Md=0,0013$. В шлифах основная масса осадка представлена мельчайшими неориентированными глинистыми чешуйками, которые, местами срастаясь, образуют сноповидные агрегаты. Встречаются единичные обломки кварца, карбонатов алевритовой размерности, а также мельчайшие иголки мусковита, зерна пирита. В тяжелой фракции преобладают те же минералы, что и в вышележащих осадках. Но здесь заметнее выражено уменьшение в северном направлении содержания зеленой роговой обманки, эпидота, граната и увеличение содержания ильменита, лейкоксена, сфена, лимонита.

Более сложным оказалось строение толщи приповерхностных донных отложений в пределах Кольского желоба. Анализ полученных здесь разрезов прежде всего указывает на неравномерность и изменчивость во времени процессов седиментогенеза. В этой связи рассмотрим общую последовательность толщ, которые можно выделить на основе наших материалов в пределах Кольского желоба (см. фиг. 1).

На многих станциях поверхность дна выстлана небольшим по мощности слоем глинистого песка зеленовато-серого цвета, который залегает на различных подстилающих отложениях. По данным гранулометрического анализа, в песках преобладают фракции 0,25—0,1 и 0,1—0,01 мм (см. фиг. 2). При этом в тех колонках, в которых покров песка расположен на более глинистых отложениях, в его составе заметно возрастает содержание алевритовой фракции. В песках присутствуют редкие включения раковинного детрита, встречаются раковины фораминифер. Отложения частично переработаны илоедами, ходы которых vyplнены обычно более чистым песком.

Состав песков преимущественно кварц-полевошпатовый, в заметном количестве в них встречаются также роговая обманка, эпидот, цоизит, гранат, апатит, мусковит, биотит, рудные.

Изучение состава тяжелой фракции песков показало, что в них преобладает зеленая роговая обманка, гранат, эпидот, в отдельных случаях железистые карбонаты, ильменит. В пределах Мурманской банки заметно уменьшается содержание роговой обманки, граната и локально возрастает содержание железистых карбонатов (ст. 331). В Кольском желобе в сторону от берега возрастает содержание пироксенов, граната и уменьшается содержание эпидота.

В песках достаточно много железистой роговой обманки, резко, по сравнению с нижележащими толщами, уменьшается содержание ильменита. В целом по данным изучения минерального состава песков можно выделить гранат-эпидот-роговообманковую терригенно-минералогическую ассоциацию в пределах Кольского желоба и гранат-карбонат-роговообманковую — на Мурманской банке.

Нижележащая толща представлена темно-серыми алевритовыми глинами, сильно обводненными, с темными пятнами гидротроилита. Мощность этих отложений составляет на ст. 327 около 0,5, на ст. 62—0,64 м. По данным гранулометрического анализа, глинистая и мелкоалевритовая фракции составляют 62%, $Md=0,005$ (см. фиг. 2). В шлифах среди зерен песчаной и алевритовой размерностей встречены кварц, полевые шпаты, роговая обманка, рудные, биотит и мусковит; обнаружены включения в виде пятен и удлиненных линзочек (до 5 мм) серовато-коричневой глины, количество которых увеличивается в нижней части толщи.

Ближе к Кольскому полуострову (ст. 327) в описываемых алевритовых глинах наблюдается беспорядочно распределенная мелкая галька и гравий, что, очевидно, связано с выносом обломочного материала припайным льдом из заливов и фиордов побережья.

В тяжелой фракции преобладают (%) зеленая роговая обманка 17,4, эпидот 15,6, гранаты 20,4, ильменит 18,5, и магнетит 14,5. Содержа-

[illegible]

Таблица (окончание)

Тип осадков	Номер станции	Глубина взятия образца	Рутил	Сфен	Ширкон	Гранаты	Дистен	Силлиманит	Ставролит	Карбонаты (железистые)	Рудные							Выветрелые зерна	Выход тяжелой фракции, %
											ильменит	магнетит	гематит	лимонит	лейкоксен	пирит	Σ рудных		
Верхние глинистые пески зеленовато-серого цвета	327	0,05	0,2	5,3	0,9	9,6	0,6	0,4	0,2	Нет	7,4	2,6	Нет	Нет	0,6	0,4	11,0	2,2	3,6
	328	0,05	0,2	5,4	Нет	18,1	0,9	0,5	0,5	0,2	8,2	0,5	0,2	1,2	1,4	Нет	11,5	0,9	1,04
	329	0,05	0,8	5,4	0,2	19,6	1,7	0,6	0,8	0,2	8,2	0,4	Нет	1,7	1,1	»	11,4	0,6	0,6
	331	0,05	Нет	4,2	0,7	14,1	Нет	0,7	0,5	17,3	9,9	0,2	0,5	2,0	2,0	2,0	16,6	Нет	2,69
Темно-серые, зеленовато-серые алевритовые глины	327	0,2	»	3,6	0,8	20,4	»	Нет	Нет	Нет	18,5	14,5	0,2	Нет	0,8	2,8	36,8	1,4	0,1
		0,5	»	5,9	0,4	12,9	0,9	0,9	0,9	0,2	21,2	2,7	3,7	1,8	1,6	2,3	33,3	0,9	0,1
	325	0,95	»	5,8	1,0	23,7	1,4	0,7	1,7	Нет	22,7	1,4	0,2	0,2	0,2	0,5	25,2	0,9	0,06
	324	0,85	»	4,0	0,2	9,6	0,9	1,2	1,9	0,2	8,8	0,7	0,7	1,2	1,4	29,0	41,8	1,9	0,1
Толща тонкого переслаивания серых и коричневатосерых алевритовых глин	323	0,65	»	7,3	1,4	18,9	0,6	0,8	0,3	Нет	20,4	0,7	Нет	1,4	0,8	14,7	38,1	1,1	0,09
	327	0,8	»	4,1	1,1	9,7	Нет	0,4	Нет	»	14,4	10,1	0,2	0,9	0,6	27,9	54,1	0,9	0,2
	331	0,25	»	4,2	0,6	6,6	»	Нет	0,6	33,4	9,6	0,6	1,5	4,5	1,5	21,6	39,3	1,2	0,2
Серовато-коричневые алевритовые глины	328	1,2	»	5,3	0,7	27,2	0,7	»	Нет	1,1	19,0	2,1	0,9	Нет	1,1	Нет	23,1	0,7	0,2
	329	1,2	»	4,2	2,1	22,9	0,8	»	»	0,5	27,0	2,6	0,8	1,1	2,4	»	33,9	0,8	0,2
	331	0,5	0,2	5,5	1,4	14,8	0,2	»	»	12,9	27,9	0,7	1,6	2,6	1,4	0,7	0,15	0,7	0,15
	324	1,6	Нет	5,0	4,2	16,9	Нет	»	»	Нет	20,0	1,2	2,7	2,3	2,3	0,4	28,9	3,1	0,09
Толща грубого переслаивания темно-серых и коричневатосерых алевритовых глин	322	1,0	0,3	6,5	2,3	13,2	0,3	»	»	0,6	27,0	1,3	3,3	5,6	3,9	2,0	43,1	3,3	0,09
	331	1,0	Нет	1,3	0,4	5,5	Нет	0,2	0,2	48,7	4,2	Нет	1,7	3,2	Нет	17,0	26,1	0,6	0,26
Нижние глинистые пески, содержащие гравий и гальку	327	1,0	»	3,6	Нет	5,8	»	0,2	Нет	Нет	13,9	2,5	0,9	Нет	0,4	2,2	19,9	2,0	2,1
	329	1,7	»	3,8	0,5	17,5	»	Нет	»	»	18,2	15,7	Нет	»	1,2	Нет	35,1	0,7	0,43
Темно-серый глинистый алеврит, содержащий гравий, щебень, гальку																			

ние последнего минерала максимально во всей изученной серии образцов и может быть связано с локальными благоприятными условиями его концентрации.

Как видно на приводимых колонках, в Кольском желобе темно-серые алевритовые глины распространены локально, что скорее всего связано с последующим их размывом. Ниже на борту Кольского желоба и на Мурманской банке, по сути дела на возвышениях подводного рельефа (ст. 327, 331), имеется толща горизонтального переслаивания темно-серых и коричневатых-серых алевритовых глин. Толщина коричневатых-серых прослоев в толще, вскрытой на ст. 327, составляет 2—5 мм, темно-серые прослои достигают 10 мм, на ст. 331 толщина обоих типов прослоев увеличивается до 15 мм. На Мурманской банке эта толща лежит на коричневатых-серых алевритовых глинах (ст. 331). В толще полосчатых алевритовых глин встречаются редкая галька и гравий. Коричневатых-серых прослоев отличаются существенно меньшим содержанием песчаного материала. Внутри темно-серых прослоев в шлифах обнаружены мелкие окатыши коричневатых-серых глин, которые позволяют говорить о существовавшем процессе размыва коричневатых-серых прослоев. В шлифах среди зерен песчаной и крупноалевритовой размерностей определены: кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, обломки гранитоидов, глауконит, карбонаты, роговая обманка, рудные, мусковит, глобулы пирита, а также биотит, как свежий, так и в разной степени преобразованный. Необходимо отметить, что на склонах Мурманской банки в составе осадка заметно увеличивается содержание глауконита. Органический материал представлен небольшим количеством черных мельчайших углистых включений и редкими растительными остатками коричневатых-бурого цвета размером до 0,6 мм. На ст. 331 в составе рассматриваемого осадка встречаются угольки размером 1—2 мм. В целом содержание $C_{орг}$, по данным химического анализа, колеблется от 0,23 до 0,58%. Малое содержание $C_{орг}$ и частично коричневатая окраска толщи свидетельствуют о том, что первоначально в ней было мало органического вещества. Отношение Fe_2O_3 к FeO в коричневатых-серых прослоях равно 3,5.

Состав гравия и гальки в юго-западной и северо-восточной частях несколько различен. В районе Мурманской банки среди обломков пород довольно часто встречаются фрагменты глауконитовых песчаников, серых и коричневатых алевритов, известняков, кварцитов. Практически нет обломков гранитов и кристаллических сланцев, которых достаточно много в юго-западной части. Это позволяет считать, что появление обломочного материала в юго-западной части связано с разномасштабным припайным льдом, а на Мурманской банке — с размывом подстилающих пород.

В составе минералов тяжелой фракции на южном склоне Кольского желоба (ст. 327) выявилось резкое преобладание пирита (27,9%), эпидота (14%), ильменита (14,4%), роговой обманки (12,3%), магнетита (10,1%), граната (9,7%). Повышенное содержание магнетита, видимо, связано с близостью побережья Кольского полуострова. На Мурманской банке (ст. 331) также значительным оказалось содержание пирита (21,6%), выявилось аномально высокое (33,4%) содержание железистых карбонатов и соответственно относительно малое содержание, по сравнению со всей изученной серией образцов, роговой обманки, эпидота, граната, ильменита. Для этой зоны, таким образом, выявляется своеобразная пирит-карбонатная ассоциация. На южном склоне Кольского желоба при заметном преобладании пирита в целом минеральная ассоциация оказалась более близкой к ранее описанной.

Остановимся теперь на особенностях строения толщи коричневатых-серых алевритовых глин. Эта толща распространена не только в пределах Кольского желоба, но и на Мурманской банке, где мощность ее несколько уменьшается. Коричневатых-серых алевритовых глин, пластичных, почти всегда содержат пятна гидротроилита, который при высушивании породы, окисляясь, переходит в бурые гидроокислы железа. Нередко включения гидротроилита распространены послойно. По резуль-

татам гранулометрического анализа резко преобладает фракция $<0,001$ мм. Md колеблется от 0,001 до 0,004 (см. фиг. 2).

В пределах Кольского желоба по результатам изучения шлифов намечается тенденция увеличения по разрезу (снизу вверх) песчанистости глин. Описываемые отложения в пределах Мурманской банки несколько отличаются по своей гранулометрической характеристике — содержат повышенную примесь гравийного материала, а также характеризуются повышенной песчанистостью. Изучение в шлифах показало, что среди имеющихся единичных песчаных зерен преобладает кварц, полевые шпаты, есть мелкие обломки карбонатов, пирит (отдельные кристаллы), биотит, мусковит. Биотит в значительной своей части затронут вторичными изменениями. Отношение Fe_2O_3 к FeO в осадке равно 3,7.

Изучение состава тяжелой фракции показало, что в пределах Кольского желоба в рассматриваемых отложениях среди тяжелых минералов преобладает зеленая роговая обманка (17,5%), эпидот, гранаты, ильменит. В сторону от берега несколько уменьшается содержание эпидота, граната и возрастает содержание ильменита. На Мурманской банке уменьшается содержание роговой обманки, граната и увеличивается содержание железистого карбоната. Содержание минералов группы эпидота как в пределах Кольского желоба, так и на Мурманской банке остается практически постоянным. В изученных зонах можно выделить также две терригенно-минералогические ассоциации: для первой характерна эпидот-роговообманково-ильменит-гранатовая, а для второй — роговообманково-гранат-эпидот-карбонатная.

На Мурманской банке (ст. 331, 66, 67) коричневато-серые алевритовые глины залегают на толще переслаивания темно-серых и коричневатых алевритовых глин. Отличительной особенностью строения этой толщи является грубое переслаивание коричневатых и темно-серых прослоев. На ст. 331 толщина коричневатых прослоев достигает 1,0 см, темно-серых прослоев — 10 см. На ст. 66 и 67 толщина коричневатых прослоев достигает 5 см, темно-серых — 8 см. Необходимо отметить, что, как и в описанной выше ритмично-слоистой толще, коричневатые прослои содержат меньшее количество обломков песчаной и алевритовой размерности. Минеральный состав этих обломков, по данным изучения шлифов, аналогичен приведенному выше для толщи ритмично-слоистых осадков, залегающих на толще коричневатых алевритовых глин.

В составе рассматриваемой толщи встречаются редкие грубопесчаные обломочные зерна и гравий. Размер гравийных обломков не превышает 5 мм. Грубопесчаные и гравийные зерна представлены в основном обломками осадочных пород (глауконитовыми песчаниками, известняками, кварцитами). Состав минералов тяжелой фракции оказался близок к составу тяжелой фракции рассмотренных выше ритмично-слоистых осадков Мурманской банки, залегающих на коричневатых алевритовых глинах. Здесь отмечено также значительное содержание пирита (17,1%), чрезвычайно высоким (48,7%) оказалось содержание железистых карбонатов, т. е. в данной осадочной толще также выделяется отмеченная выше для Мурманской банки пирит-карбонатная терригенно-минералогическая ассоциация.

На материковом склоне Кольского желоба под толщей переслаивающихся коричневатых и темно-серых алевритовых глин были вскрыты глинистые пески с неравномерно распределенной мелкой галькой и гравием. Среди гравия определены кварцит, гранит, аргиллит, кварц. В шлифе среди зерен песчаной размерности преобладает кварц, встречаются калиевые полевые шпаты, карбонаты, плагиоклазы, роговая обманка, актинолит, единичные мелкие глобулы пирита.

Исследование минералов тяжелой фракции выявило высокое содержание эпидота (35,4%), зеленой роговой обманки (21,1%) и относительно низкое содержание ильменита (13,9%).

Наконец, рассмотрим наиболее древнюю толщу, которая оказалась вскрытой колонками как в пределах Кольского желоба, так и Мурман-

ской банки. Эта толща представлена темно-серыми уплотненными глинистыми алевролитами с меняющимся содержанием мелкого гравия, щебенки и мелкой гальки. В центральной части Кольского желоба обломочный материал в большей степени представлен кристаллическими сланцами, гранитами, бурыми и серыми алевролитами, известняками и кварцитом. В сторону Мурманской банки количество обломочного материала в темно-серых глинистых алевролитах уменьшается и в этом же направлении снижается содержание фрагментов кристаллических пород. На Мурманской банке в толще появляются обломки глауконитовых песчаников. Среди зерен песчаной размерности в шлифах определены кварц, полевые шпаты, обломки кальцита, роговая обманка, тремолит, андалузит, гранат, а также мусковит, биотит и хлорит. Среди минералов тяжелой фракции преобладает роговая обманка (18,9%), ильменит (18,2%), эпидот (17,9%), гранаты (17,5%), магнетит (15,7%). Органическое вещество представлено черными углистыми включениями пелитовой размерности.

Рассмотренный материал, а также предложенная корреляция описанных толщ (см. фиг. 1) позволяют сделать несколько выводов.

1. Неравномерная интенсивность процессов седиментации в рассмотренных трех зонах. В этом отношении достаточно выразительным примером является анализ мощностей толщи коричневатых-серых алевроитовых глин. В пределах Кольского желоба максимальные их мощности выявлены в наиболее глубоких местах (ст. 328, частично ст. 329 и 62); они значительно уменьшаются на Мурманской банке и почти полностью отсутствуют на прибрежном склоне желоба. Такое распространение этих образований позволяет считать, что накопление их происходило главным образом в наиболее глубоких частях акватории в своеобразных ловушках, где шло осаждение взвешенного материала.

2. Направленность процессов современного осадконакопления в пределах Кольского желоба и Мурманской банки. В подавляющем большинстве станций на поверхности дна распространены пески, различной степени глинистости и сортировки, залегающие на достаточно разнородных отложениях. Приуроченность этих песков к зоне влияния Нордкапской ветви Гольфстрима позволяет рассматривать их как осадки этого течения. Вместе с тем достаточно выразительная смена гранулометрического состава отложений — от нижележащих алевроитовых глин к пескам позволяет думать об изменении сравнительно недавно гидрологической ситуации в рассматриваемой части акватории. О потенциальной возможности изменения гидрологического режима в недавнее время прилегающей к Кольскому полуострову части акватории указывает также наличие на некоторых участках дна скоплений ракушки, возраст которой определен по ^{14}C в 4000 лет ([10]; устное сообщение Л. Д. Сулержицкого). Изменчивость во времени направленности процессов седиментогенеза фиксируется также разрезом колонки ст. 329. Здесь между коричневатосерыми и подстилающими темно-серыми глинами имеется прослой существенно глинистых зеленоватых-серых мелкозернистых песков, обогащенных гравием и окатышами нижележащих отложений. Образование этого прослоя естественно также связать с изменениями в недалеком прошлом гидрологической ситуации в данной части акватории.

Как показывают данные приводимых колонок, в разных частях Кольского желоба интенсивность размыва была различной. Так, например, на участке желоба между станциями 57 и 61 верхний покров песков залегают непосредственно на нижних темно-серых глинах. В то же время южнее (ст. 327—329) между этими отложениями имеются промежуточные образования. Отсюда можно предположить, что на профиле, расположенном севернее, уже продолжительное время преобладают процессы размыва, и условия для накопления так называемых промежуточных толщ были, возможно, вообще неблагоприятными.

Осадконакопление в пределах южной части Центральной впадины происходило в более стабильной обстановке, хотя и здесь мощность верхних темно-серых глин от станции к станции заметно меняется. В целом

здесь обнаруживается явная тенденция к уменьшению мощности верхних глин в направлении к центральным частям бассейна¹.

Изучение шлифов и тяжелой фракции показало, что все описанные толщи принадлежат единой терригенно-минералогической провинции, основным поставщиком материала которой являлся кристаллический щит Кольского полуострова. В этом отношении намечается определенная корреляция с данными Т. В. Яковлевой [9]. Что касается нижних темно-серых глин, обнаруженных в пределах Кольского желоба и на юго-восточных бортах Мурманской банки, то, как отмечалось выше, среди обломочного материала в них присутствуют осадочные породы — обломки и окатыши темно-серых глин. Подобного типа образования были встречены нами в других районах акватории и прилежащего побережья и были датированы верхним сеноном. Поэтому, в порядке постановки вопроса, образование этих глин могло быть связано не только с приносом материала с побережья, но и с размывом и перетолжением находящихся здесь мезозойских или более молодых дочетвертичных отложений.

Важно обратить внимание на то, что при изучении под биноклем значительного количества высушенных ориентированных монолитов даже из наиболее глинистых частей толщ показывает наличие в них единичных включений крупнопесчаной размерности (преимущественно кварца), встречается гравий, иногда мелкая галька. Такое своеобразное «содержание» грубых обломков, естественнее всего связать с фактором ледового разноса.

Многие из высказанных замечаний по особенностям осадконакопления в изученной части акватории Баренцева моря хорошо согласуются с результатами изучения минералов тяжелой фракции. В этой связи следует отметить, что для подавляющего большинства различного типа вскрытых колонками отложений преобладающими минералами являются зеленая роговая обманка, эпидот, гранат, ильменит и лишь в некоторых из них встречено много железистых карбонатов и пирита. Именно первые четыре минерала составляют основу терригенно-минералогической провинции изученных донных приповерхностных отложений рассмотренной части шельфа Баренцева моря. Вместе с тем в различных зонах были выявлены локальные терригенно-минералогические ассоциации. Вблизи Кольского побережья (ст. 327) в отличие от других разрезов резко возрастает содержание магнетита. При этом снизу вверх по разрезу достаточно четко заметно увеличение содержания роговой обманки, граната, ильменита и магнетита, что может быть связано с увеличением сноса материала с суши. В Кольском желобе для коричневатосерых алевроитовых глин оказалась характерной эпидот-роговообманково-ильменит-гранатовая ассоциация. В северном направлении в этой толще постепенно уменьшается содержание эпидота, граната, увеличивается содержание ильменита. Содержание роговой обманки остается практически без изменений. В вышележащих песках (ст. 328, 329) выявлена эпидот-гранат-роговообманковая ассоциация, т. е. происходит их заметное обогащение, по сравнению с коричневатосерыми алевроитовыми глинами, роговой обманкой, эпидотом при одновременном уменьшении содержания граната и ильменита. На Мурманской банке в ассоциации резко преобладают зерна железистых карбоната и пирита. Вверх по разрезу (ст. 331) четко обнаруживается тенденция к их уменьшению. Такой специфический состав в ассоциации, по нашим представлениям, как упоминалось выше, связан с размывом подстилающих дочетвертичных отложений. Одновременно это свидетельствует о достаточно сложном процессе концентрации различных минералов, суть которого связана не только с латеральным переносом материала, но и с дополнительными источниками, возникающими в результате размыва подстилающих пород. Кроме того, определенный отпечаток на состав ассоциаций накла-

¹ Этот вывод сугубо предварительный, поскольку материалов для окончательного суждения о достоверности выявленной тенденции еще недостаточно.

дывает аутигенное минералообразование. Последнее особенно четко прослеживается в верхних темно-серых глинах южной части Центральной впадины. Здесь для этой толщи оказывается свойственна эпидот-гранат-ильменит-роговообманковая ассоциация. В северном направлении происходит уменьшение роговой обманки, граната и относительно увеличивается содержание эпидота. На ст. 324 и 323 в тяжелой фракции оказалось много пирита. Часть его представлена глобулами и может быть принята за аутигенное образование. Другая часть явно имеет черты обломочного происхождения и связана, очевидно, с локальным размывом находящихся поблизости дочетвертичных отложений.

Для коричневатых-серых алевритовых глин рассматриваемого района в целом свойственна роговообманково-гранат-эпидот-ильменитовая ассоциация. При этом в северном направлении уменьшается содержание граната, эпидота, роговой обманки и возрастает содержание ильменита.

Сравнение состава коричневатых-серых алевритовых глин с темно-серыми обнаруживает явную тенденцию к уменьшению вверх по разрезу содержания эпидота, граната, ильменита на фоне некоторого увеличения содержания роговой обманки.

Анализируя состав тяжелых минералов, следует подчеркнуть два обстоятельства: 1) в целом выход тяжелой фракции в изученных отложениях оказался незначительным (см. таблицу) и содержание ее уменьшается в северном направлении; 2) при изучении состава тяжелых минералов выделена фракция, которая в среднем составляет (за исключением верхних песков) всего лишь около 20% от состава осадка². Поэтому несомненный интерес представляет состав пелитовой фракции, составляющей основу вещественного состава осадка.

Приведенное описание «стандартной» колонки толщ осадков, обнаруженных в изученном районе, показывает, что часть толщ имеет разный цвет — от темно-серых, зеленовато-серых, до коричневатых-серых и, наконец, до ритмично окрашенных, в которых фиксируется переслаивание темно-серых и коричневатых-серых прослоев. В значительной степени изменение окраски связано с различным содержанием S_{org} . Полученные нами данные позволяют сделать вывод о том, что первоначально в верхних темно-серых алевритовых глинах было различное содержание органического вещества. Это могло быть связано с палеогеографической ситуацией на прилегающей суше, хотя присутствие в Кольском желобе в обеих толщах гидротроилита однозначно свидетельствует о резко восстановительных условиях среды осадконакопления.

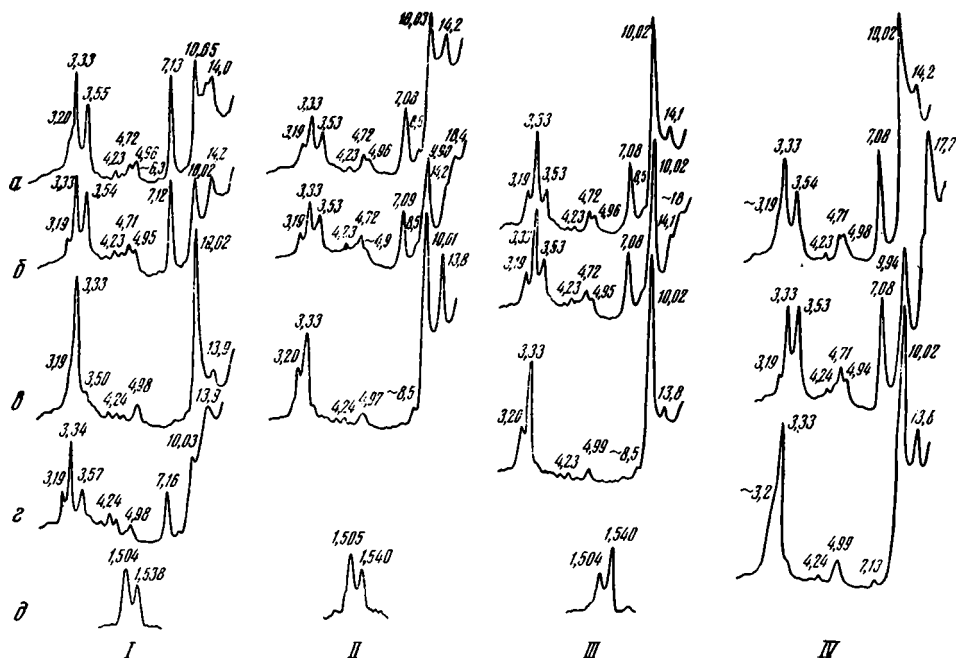
В этой связи чрезвычайно важными оказались результаты изучения фазового состава глинистых минералов, позволившие выявить направленность процессов раннего диагенеза в молодых образованиях. Поэтому рассмотрим глинистые минералы в изученных толщах.

В последнее время опубликован ряд работ, посвященных глинистым минералам поверхностного слоя осадков и взвеси Белого и Баренцева морей [2, 6, 7]. Среди глинистых минералов было отмечено преобладание гидрослюда и монтмориллонита, а в качестве примесей — каолинит, хлорит и смешанослойные минералы. Сведений о составе глинистых минералов в осадках, непосредственно подстилающих поверхностный слой, практически не имелось. В этом отношении публикуемый материал настоящей статьи в какой-то степени восполнит существующий пробел.

Проведенное изучение глинистых минералов в поверхностных донных отложениях Баренцева моря выявило в целом единую ассоциацию, состоящую из биотита, хлорита, гидрослюда и смектита.

Необходимо подчеркнуть, что вывод о присутствии биотита имеет принципиальное значение, поскольку ранее высказывались соображения

² Анализ легкой фракции большинства изученных осадков показал, что основу ее составляет кварц, главным образом метаморфических пород по классификации И. М. Симановича [8], что также свидетельствует о значительном вкладе кристаллических пород Кольского полуострова как одного из основных источников обломочного материала.



Фиг. 3. Типичные дифрактограммы глинистой фракции $<0,001$ мм I — зеленовато-серые, темно-серые, оливковые алевритовые глины в Центральной впадине; II — коричневатые-серые алевритовые глины в Кольском желобе, Мурманской банке и Центральной впадине; III — темно-серые алевритовые глины в Кольском желобе; IV — ритмично-слоистые осадки в Мурманской банке; а — д — дифрактограммы образцов (а — природного, б — насыщенного глицерином, в — прогретого при 550°C , г — обработанного 10%-ным раствором HCl , д — снятого в области отражения d_{040})

об очень быстром его полном разрушении непосредственно на суше или в процессе транспортировки [1]³.

Далее, несмотря на кажущееся однообразие выявленной ассоциации глинистых минералов, в ней удалось выявить ряд особенностей, свидетельствующих о начальных стадиях преобразования глинистых минералов.

Рассмотрим прежде всего состав глинистых минералов верхней толщи темно-серых глин, распространенных как в пределах Центральной впадины (ст. 325—322), так и в Кольском желобе (ст. 327).

В образцах, взятых из колонки ст. 325 (Центральная впадина, глубина 383 м), в пелитовой фракции были обнаружены хлорит, Fe-иллит, небольшое количество диоктаэдрического смектита, каолинит, мусковит, а также амфиболы, полевые шпаты, кварц (фиг. 3).

Хлорит регистрируется на дифрактограммах как природного, так и насыщенного препарата по рефлексам 14; 7,14; 4,7; 3,55 и на дифрактограмме прокаленного в течение 2 ч при 550°C препарата по рефлексу с $d=13,8$ Å. Отличительной особенностью хлорита в рассматриваемой толще является его неустойчивость к термической обработке. После прогрева до 550°C резко уменьшается интенсивность рефлекса с $d=13,8$ Å по сравнению со слюдыстым рефлексом с $d=10$ Å. В некоторых образцах разрушение хлорита начиналось уже при 300°C .

Такое поведение хлорита при нагревании скорее всего обусловлено дефектом бруситовых сеток, вызванным либо их обводненностью, либо остроконечной структурой.

Небольшое содержание диоктаэдрического смектита установлено в образцах на основании следующих данных. Прежде всего на дифракто-

³ Биотит, как будет показано ниже, постоянно расшифровывается на полученных дифрактограммах. В более крупных фракциях биотит обнаружен в шлифах.

граммах, полученных от естественных препаратов, регистрируется непрерывное фоновое рассеяние в области значений d от 10 до 14 Å, которое при насыщении образцов глицерином смещается в область d от 14 до 18 Å (см. фиг. 3, I). Вместе с тем на дифрактограмме насыщенного препарата существенно улучшается разрешение рефлексов слюдистого и хлоритового компонентов с d , равным 10 и 14 Å. Кроме того, после прокаливания образцов при 550°С на соответствующих дифрактограммах регистрируется асимметричный со стороны больших углов ν рефлекс с $d=3,33$ Å, что также свидетельствует о присутствии небольшого количества смектитового минерала.

Каолинит четко выявляется по рефлексам с d , равными 7,14 и 3,56 Å после обработки образца в 10%-ном растворе HCl.

Съемка отражения 060 показала, что в образцах постоянно регистрируются два рефлекса с d , равными 1,504 и 1,538 Å. Эти рефлексы относятся соответственно к диоктаэдрической слюдистой фазе и триоктаэдрическому хлориту. Слюдистую фазу можно отнести к Fe-иллиту как по значению d (060), так и по реакции с HCl. Во всех образцах после кислотной обработки содержание слюдистой фазы резко уменьшается и обычно остается небольшое количество, видимо мусковита, иголки которого хорошо видны в шлифах.

Дифрактограммы образцов, взятых в пределах Кольского желоба (ст. 327, глубина 191 м), по внешнему виду практически не отличались от дифрактограмм образцов Центральной впадины. Однако при съемке отражением (060) постоянно регистрировались два рефлекса с d , равным 1,504 и 1,540 Å. При этом интенсивность первого из них существенно меньше второго. В то же время из дифрактограмм природных образцов (см. фиг. 3, III) видно, что интенсивность рефлекса слюдистой фазы с $d=10$ Å значительно выше, чем интенсивность отражения хлорита с $d=14$ Å. Это можно объяснить лишь тем, что в образцах помимо хлорита ($d=1,540$ Å) и диоктаэдрического Fe-иллита ($d_{060}=1,504$ Å) присутствует также биотит ($d=1,538$ Å). Это подтверждается наличием в шлифах единичных чешуек биотита. В остальном состав глинистых минералов толщи темно-серых илов Кольского желоба оказался полностью идентичным аналогичной толще Центральной впадины. Таким образом, в направлении на север от побережья Кольского полуострова к южной части Центральной впадины из пелитовой фракции постепенно выпадает биотит. В результате в южную часть Центральной впадины привносится главным образом термически неустойчивый хлорит и Fe-иллит.

В колонке ст. 327 в толще нижележащих ритмично переслаивающихся темно-серых и коричневатых-серых глин среди глинистых минералов также обнаружены Fe-иллит, хлорит, устойчивый к термической обработке, и смектит, содержание которого такое же, как и в вышележащих одинаково окрашенных глинах. В нижележащих песках состав глинистых минералов оказался таким же, за исключением наличия Fe-гидрослюда, в которой содержится до 5% разбухающих смектитовых слоев.

В толще коричневатых-серых глин, подстилающих, как указывалось выше, темно-серые глины в пределах южной части Центральной впадины основу ассоциации глинистых минералов составляют устойчивый хлорит и Fe-гидрослюда, а также небольшое количество смектита и мусковита (см. фиг. 3, II). В пелитовой фракции имеются также следы амфиболов, полевые шпаты, кварц и филлипсит.

В толщах коричневатых-серых глин Кольского желоба и южной части Центральной впадины глинистые минералы по структурному совершенству значительно отличаются от верхних темно-серых глин. Прежде всего хлорит устойчив к нагреванию до 550°С, т. е. его поведение при такой обработке типично для хлоритов с совершенной структурой. В рассматриваемой толще вместо Fe-иллита появляется Fe-гидрослюда, в структуре которой содержится до 15% разбухающих смектитовых межслоевых промежутков. Таким образом, коричневатые-серые глины отличаются от темно-серых появлением в структуре железослюдистого минерала до 15% разбухающих слоев, резким повышением термической устой-

чивости хлорита и в целом относительно большим, хотя и неравномерно распределенным по разрезу, содержанием дисперсного смектита.

Как отмечалось выше, коричневато-серые глины в пределах Кольского желоба подстилаются нижними темно-серыми глинами (ст. 61), а на Мурманской банке — толщей ритмично переслаивающихся темно-серых и коричневато-серых глин. Рентгеновское изучение образцов нижних темно-серых глин показало, что в нем присутствуют Fe-гидрослюда с содержанием до 5% разбухающих слоев, хлорит, устойчивый к термической обработке, небольшое количество тонкодисперсного смектита и мусковита. Среди неглинистых минералов определены полевые шпаты, амфиболы, кварц. На дифрактограмме природного препарата можно видеть, что слюдистой фазы больше, чем хлорита. В то же время соотношения рефлексов d_{060} диоктаэдрической слюды и триоктаэдрического хлорита почти равны. Это может свидетельствовать о том, что в пелитовой фракции в небольшом количестве присутствует битум ($d=1,538$).

На Мурманской банке глинистые минералы нижней толщи ритмично-слоистых темно-серых глин отличаются от всех исследованных глин этого бассейна тем, что в их составе резко увеличивается содержание смектитового компонента (см. фиг. 3, IV). Кроме смектита в образцах присутствуют Fe-гидрослюда и «устойчивый» хлорит. Следует особо остановиться на особенностях дифракционных картин смектита. Из дифрактограммы препарата, насыщенного глицерином, следует, что большая часть образца представлена смектитом, поскольку интенсивность отражения с $d=17,8$ Å значительно выше, чем интенсивность рефлексов слюды и хлорита. Вместе с тем на дифрактограмме природного образца видно, что кроме слабого рефлекса хлорита с $d=14$ Å в малоугловой области регистрируется только очень интенсивное отражение с $d=10$ Å, которое связано с содержанием смектита и небольшого количества слюдистой фазы. Рассмотренные особенности дифракционных картин смектита характерны для так называемого открытого иллита — минерала, у которого в естественном состоянии слои имеют высоту, равную 10 Å, а при насыщении глицерином разбухают как обычные смектиты до 17,8 Å. Очевидно, что образование такого смектита могло происходить в результате преобразования слюдистого минерала при выщелачивании межслоевых катионов K^+ . По-видимому, смектитовый минерал следует считать аутигенным, образование которого происходило в толще нижележащих дочетвертичных отложений. По данным терригенной минералогии, как отмечалось выше, для этих глин свойствен такой состав минералов, который позволяет считать, что их образование происходило в результате перемыва и ближнего переотложения нижележащих отложений.

Рассмотрим теперь общие закономерности распределения глинистых минералов в изученных толщах. В отношении Fe-иллита следует отметить следующее. Анализ рефлексов 060 образцов, взятых из верхних частей колоннок, показал, что значение d_{060} уменьшается по мере удаления слюдистого минерала от берега. Для береговых образцов значение d_{060} составляет 1,510 Å, для образцов из Кольского желоба (ст. 327) — 1,503—1,504 Å, для образцов Центральной впадины (ст. 325) — 1,500—1,501 Å. Такое изменение значений d_{060} связано скорее всего с разной степенью железистости слюдистой фазы и является результатом естественной сепарации исходного гетерогенного по плотности вещества во время его транспортировки от берега к центральной части бассейна.

Следующая отличительная особенность железистых слюдистых минералов связана с их изменением сверху вниз по изученным колонкам. В отличие от толщи верхних темно-серых глин, где выявлен Fe-иллит, в нижележащих коричневато-серых глинах и алевролитах появляется Fe-гидрослюда. Направленные изменения сверху вниз по разрезам были обнаружены также для хлоритового минерала. В верхних частях изученного разреза приповерхностных донных отложений был обнаружен структурно несовершенный хлорит, неустойчивый к термической обработке. В более низких частях разреза, начиная с коричневато-серых глин

и алевритов, хлоритовый минерал отличается структурным совершенством, что выражается прежде всего в его термической устойчивости.

Важно подчеркнуть, что рассмотренные фазы составляют основу ассоциации глинистых минералов. Образование Fe-гидрослюда и хлорита связано скорее всего с преобразованием биотита в результате окисления Fe^{2+} и выщелачивания катионов K^+ . В отношении хлорита можно полагать, что его образование происходило по известной схеме в результате окисления Fe^{2+} и выщелачивания катионов K^+ из межслоевых промежутков Mg^{2+} с формированием бруситовых сеток, возможно, с дефектной структурой островного типа или частично обводненных [5].

Образование Fe-иллита происходило также за счет биотита в результате окисления Fe^{2+} и удаления некоторой части железа с образованием диоктаэдрического слюдяного материала [4].

Все отмеченные преобразования основных глинистых минералов были связаны прежде всего с изменением состава морской воды и палеогеографической обстановки на суше. Что касается коричневатых алевритовых глин с крайне небольшим содержанием органического вещества, мы полагаем, что их отложение происходило в опресненном бассейне позднеледниковья. В этом случае преобразование биотита шло более интенсивно, и в результате такого процесса появились структурно совершенный хлорит и Fe-гидрослюда. В более позднее время (последнеледниковье) состав вод стал типично морским. В этих условиях преобразование биотита происходило до стадии термически неустойчивого хлорита и Fe-иллита.

Выявленные тенденции преобразования биотита могут оказаться типичными для осадков рассмотренного типа гляциального шельфа и арктических морей, поскольку изложенные результаты были получены на основе детальных исследований чрезвычайно большого количества образцов.

В то же время изложенные материалы характеризуют, по-видимому, начальные фазы раннего диагенеза глинистого вещества в несколько различных обстановках солености бассейна.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в результате полученных материалов выявилась достаточно сложная картина направленности процессов осадконакопления в изученной части акватории Баренцева моря. Она подтверждается не только анализом геологических разрезов, но и данными изучения вещественного состава приповерхностных донных отложений.

В Кольском желобе и в пределах Мурманской банки направленность современных процессов седиментогенеза определяется Нордкапской ветвью Гольфстрима. Главным результатом в этом случае явилось образование верхнего песчаного покрова. В пределах южной окраины Центральной впадины в течение продолжительного периода идет накопление гомогенных биотурбированных темно-серых илов, накапливавшихся в спокойной, глубоководной обстановке в резко восстановительной среде. Близкая обстановка осадконакопления существовала в Кольском желобе и на Мурманской банке в недавнем геологическом прошлом (голоцене). Вещественным отражением ее являются толщи верхних темно-серых глин и коричневатых алевритов. По-видимому, смена режима осадконакопления, т. е. проникновение Нордкапской ветви Гольфстрима в пределы Кольского желоба и Мурманской банки, произошла сравнительно недавно.

Изучение вещественного состава отложений выявило их достаточно контрастные различия. Это можно связать с соответствующей резкой изменчивостью палеогеографической обстановки на суше — таянием ледникового покрова на Кольском полуострове и последующими климатическими условиями голоцена. Прилежащая к суше часть бассейна довольно значительно реагировала на эти изменения, что нашло свое отражение в смене типов формирующихся осадков. Среди последних достаточно выразительным оказался верхний покров песков в прилежащей к суше части акватории, который отнесен нами к отложениям мор-

ского течения. Своеобразие серовато-коричневых алевроитовых глин, как уже указывалось, позволяет связывать их с опреснением бассейна во время позднеледниковья и рассматривать их как своеобразные образования отстоя ледниковой мути. В этой связи интересно заметить, что содержание в них крупноалевритовой фракции возрастает снизу вверх по разрезу: в Кольском желобе от 1,7 до 2,6%, а в Центральной впадине от 6 до 13%. Это позволяет считать, что привнос относительно более крупного материала увеличился к концу их формирования. Поразительная однородность серовато-коричневых алевроитовых глин скорее всего связана с наличием в бассейне постоянного покрова морского льда. Этому не противоречит также очень незначительное содержание в этих отложениях органического материала, что, вероятно, было связано с наличием ледникового покрова на суше. Серовато-коричневые алевроитовые глины отличаются от верхних темно-серых алевроитовых глин, в которых обнаружены принесенные морским льдом галька и гравий и значительное количество $S_{орг.}$ Каких-либо существенных изменений по латерали в направлении к берегу в этих отложениях пока не обнаружено, из-за фрагментарности имеющегося в нашем распоряжении материала. Тем не менее в любом случае верхние темно-серые алевроитовые глины можно рассматривать как отложения открытого арктического бассейна с достаточно активно проявляющимся, неравномерно во времени, фактором ледового разноса. Отсутствие серьезных различий в составе темно-серых алевроитовых глин вблизи побережья и в Центральной впадине позволяет высказать предположение о том, что значительная их часть формировалась при более высоком (голоценовом) уровне бассейна.

В отношении ритмично-слоистых отложений, залегающих под верхними темно-серыми алевроитовыми глинами и приуроченных к склонам Кольского желоба, в настоящее время можно лишь сказать, что они отражают, видимо, переходную обстановку осадконакопления, характеризующуюся сменой опресненного бассейна нормальным морским. Отмеченная ритмичность связана скорее всего с изменяющимся во времени пульсирующим поступлением в бассейн материала. Что касается нижних ритмично-слоистых отложений Мурманской банки, то их можно рассматривать как один из типов осадков, возникший при интенсивном размыве подстилающих дочетвертичных пород опресненного (позднеледникового) бассейна. Одним из указаний на это является обогащение этих образований смектитом и отмечавшееся своеобразие терригенно-минералогической ассоциации.

Наконец, образование нижних темно-серых алевроитовых глин связано, как подчеркивалось, главным образом с местным источником поступления материала — с донным размывом и переотложением дочетвертичных пород. Таким образом, на примере достаточно короткой геологической истории изученной части шельфа Баренцева моря выявляется частая смена направленности процессов осадконакопления.

Изучение полученных разрезов колонок, анализ мощностей выделенных толщ показали, что скорость осадконакопления в пределах рассматриваемой части акватории была невысокой и неравномерной в пространстве. Это особенно ярко проявилось на примере верхней толщи в южной части Центральной впадины, где нет оснований предполагать какие-либо существенные изменения в бассейне в недавнем прошлом.

Результаты изучения вещественного состава исследованных отложений показали, что хотя данная часть акватории принадлежит единой терригенно-минералогической провинции, в ней выделяются три источника поступления материала: 1) кристаллический щит; 2) донный размыв; 3) разнос материала плавающим льдом. Общая картина еще более усложняется, если иметь в виду выделенные локальные терригенно-минералогические ассоциации и тенденцию их изменения.

В изученных толщах были выявлены также проявления раннедиагнетического преобразования осадков. Помимо традиционно отмечавшихся ранее подобных проявлений, связанных с образованием гидротроилит-

пирита, на многочисленном материале были продемонстрированы тенденции в преобразовании глинистых минералов.

В целом изложенные в настоящей статье материалы раскрывают многие особенности процессов седиментогенеза прилежащей к Кольскому полуострову части акватории Баренцева моря и являются составной частью разрабатываемой общей модели осадкообразования в этом специфическом водоеме.

Литература

1. *Афанасьев А. П.* Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 244 с.
2. *Калиненко В. В., Ратеев М. А., Хеиров М. Б., Шевченко А. Я.* Глинистые минералы в осадках Белого моря.— Литология и полез. ископаемые, 1974, № 4, с. 10—23.
3. *Кленова М. В.* Геология Баренцова моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
4. *Коссовская А. Г.* Типизация и генетическое значение смешанослойных минералов глини.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, с. 163—180.
5. *Коссовская А. Г., Дриц В. А.* К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах.— Литология и полезн. ископаемые, 1963, № 2, с. 178—196.
6. *Кривоносова Н. М., Медведев В. С., Ратеев М. А., Хеиров М. Б.* Глинистые минералы во взвесах прибрежной зоны Белого моря.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 3, с. 52—60.
7. *Ратеев М. А.* Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 112. 285 с.
8. *Симанович И. М.* Определение первичных источников сноса по обломочному кварцу.— Литология и полез. ископаемые, 1976, № 3, с. 50—59.
9. *Яковлева Т. В.* К минералогии и геохимии отложений береговой зоны и губ Восточного Муромы.— В кн.: Географические аспекты проблемы осадкообразования в бассейнах Баренцева и Белого морей. Л.: Изд. Географ. о-ва, 1974, с. 92—125.
10. *Яковлева Т. В., Гуревич В. И.* Ракушечные отложения Воронки Белого моря.— В кн.: Донные отложения Баренцева и Белого морей. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1974, с. 12—17.

ГИН АН СССР
Москва,
ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
30.III.1984

УДК 550.4 : 551.35 (267)

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АРАВИЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

РОЗАНОВ А. Г., СОКОЛОВ В. С.

В статье приводятся результаты исследования общего содержания железа и марганца, а также их реакционноспособных форм в осадках Аравийского моря. На основании полученных характеристик рассматривается последовательность раннедиагенетических превращений, идущих под влиянием органического вещества.

В настоящей работе приводятся результаты исследования общего содержания и форм соединений железа и марганца в отложениях Аравийской котловины Индийского океана. Экспериментальные работы были выполнены на НИС «Академик Курчатов» в 1976 г. (22-й рейс). Методика работы, использованная неоднократно в других районах Мирового океана, дает возможность получения сравнимого материала по оценке окислительно-восстановительных (о.-в.) процессов в донных отложениях [12, 14, 15]. Непосредственно на борту судна в свежих образцах осадков были определены реакционноспособные (извлекаемые 3,5 н. H_2SO_4) формы Fe(II), Fe(III) и Mn(IV), а также проведены измерения величин pH и E_{pH} осадков.

Определение валовых содержаний Fe и Mn, а также CO_2 и $C_{\text{орг}}$ проведено на сухих образцах. Отжим иловых вод производился на установке «Пневмопресс» с охлаждением (температура не превышала 10°С) [12]. В настоящей работе использованы данные по общей щелочности, содержанию аммиака, минеральных фосфатов и общего растворенного железа, полученные З. В. Пушкиной, Г. Д. Супаташвили и В. И. Яшкичевым на борту судна.

Условия осадконакопления. Аравийская котловина, ограниченная с трех сторон сушей, а с юга подводным Аравийско-Индийским хребтом, является естественной ловушкой для выноса р. Инд, поставляющей в нее основную массу терригенного материала. Результаты исследования были получены на широтном профиле Оманский залив — Бомбей (ст. 1966, 1969, 1971, 1973, 1964) и на меридиональном профиле (ст. 1960, 1961, 1963, 1959, 1958, 1956, 1954), выполненном через конус выноса р. Инд от устья до наиболее глубоководной части Аравийской котловины [6]. Меридиональный профиль протяженностью около 900 миль дает возможность проследить смену литолого-фациальных и геохимических условий по мере удаления от устья. Современные осадки Аравийского моря и влияние выноса р. Инд на осадконакопление в Аравийской котловине на рассматриваемом профиле изучены достаточно подробно [1, 11].

Наиболее важными факторами, обуславливающими уровень о.-в. процессов, являются величины содержания остаточного ОВ, которые в первом приближении могут быть оценены данными по $C_{\text{орг}}$, а также вещественный состав осадков и скорости осадконакопления.

Вещественный состав осадков соответствует различным литолого-фациальным типам, последовательно сменяющим друг друга по мере удаления от устья р. Инд. Осадки станций широтного разреза Оманский залив — Бомбей представлены терригенными илами с различной карбонатностью (до 42% в Оманском заливе) за счет биогенного материала (раковины кокколитофорид, фораминифер, птеропод). Отложения верх-

ней (проксимальной) части подводного конуса выноса р. Инд (ст. 1960, 1961) сложены в основном глинистыми илами с незначительной карбонатностью (9—13% CaCO_3) и неравномерным распределением алевритовых прослоев и включений, характерным для осадков океанских окраин.

Дальше от берега в осадках возрастает карбонатность, которая достигает максимальных величин (до 73%) на ст. 1958, а затем в наиболее удаленных глубоководных пелагических осадках (дистальная часть конуса) опять уменьшается. Здесь карбонатные осадки сменяются тонкими глинистыми илами (ст. 1954, 3—23% CaCO_3).

Глинистая фракция осадков Аравийского моря представлена [11] гидрослюдой (70—80%), монтмориллонитом (5—20%), каолинитом и хлоритом (10—15%). Среди обломочных минералов наряду с кварцем и полевыми шпатами, составляющими большую часть легкой алевритовой подфракции, а также пироксенами и роговыми обманками, составляющими основную часть тяжелой подфракции, широко распространены рудные минералы — ильменит и магнетит (до 25% тяжелой подфракции). Эти минералы на побережье Индии образуют рудные месторождения (монацитовые, ильменитовые, магнетитовые пески).

Углерод органического вещества. Продуктивность фитопланктона Аравийского моря является одной из наиболее высоких в Мировом океане (более 500 мг $\text{C}/\text{м}^2 \cdot \text{сут}$), хотя и локализована вблизи окраин [10]. Это создает предпосылки для обильного поступления O_2 в донные осадки. Для Аравийского моря отмечено характерное для некоторых высокопродуктивных районов океана почти полное исчезновение кислорода в воде на промежуточных глубинах (600—1000 м) и даже эпизодическое появление сероводорода [8]. Этот факт, причиной которого является сложное взаимодействие процессов поступления и дегградации O_2 , расхода кислорода, а также гидрологической обстановки на промежуточных глубинах, не находит отражения в глубоководных донных осадках.

Содержание O_2 в исследованных осадках Аравийской котловины невысокое. Только в осадках Оманского залива средние величины $\text{C}_{\text{орг}}$ достигают 1% (ст. 1966), для толщи осадков меридионального профиля составляют (0,4—0,6%, а в наиболее удаленной ст. 1954 уменьшаются до 0,28%. В то же время в осадках подводного хребта Меррея (640 м), пересекающего широтный профиль, П. Л. Безруковым отмечена максимальная из известных для открытого моря величина $\text{C}_{\text{орг}}$, равная 6,74% [1]. По-видимому, влияние фактора глубины на распределение O_2 в Аравийском море усилено наличием практически бескислородных промежуточных вод. Осадки хребта Меррея приходятся как раз на эти глубины, и, следовательно, окисление O_2 здесь замедлено, что способствует его сохранности и накоплению. В табл. 1 наряду с величинами $\text{C}_{\text{орг}}$ приведены данные по скорости осадконакопления [11] и содержанию CaCO_3 и $\Sigma \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ [6].

Известно, что сумма производных сероводорода ($\Sigma \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$), являющихся продуктами бактериальной сульфатредукции, практически линейно зависит от содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ [3]. Наиболее высокое содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках широтного профиля и в северной части меридионального способствует более высокому накоплению производных сероводорода ($\Sigma \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ составляет в среднем 0,11—0,15% на ст. 1958—1963 и 0,32% на ст. 1964). Исключением являются осадки ст. 1959 ($\Sigma \text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = 0,02\%$), которые в поверхностном слое имеют максимально высокое (1,21%), а в толще минимально низкое (0,43%) содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ по сравнению с окружающими осадками (ст. 1958 и 1963). Средние значения $\Sigma \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ в южной части Аравийской котловины уменьшены до 0,02% (ст. 1954).

Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках отражает динамику поступления O_2 и его разложения на поверхности и в толще осадков. Если судить по величинам $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностном слое, то поступление O_2 максимально в осадках материкового склона (ст. 1959, 1961, 1963), соответствуя наиболее высоким скоростям осадконакопления (более 50 мм $\cdot 1000 \text{ лет}^{-1}$, см. табл. 1). В пелагических осадках (ст. 1954—1958) поступление O_2

Среднее содержание окислительно-восстановительных компонентов
в осадках Аравийской котловины, %

Номер станции (по мере удаления от устья)	Глубина, м	Скорость осадконакопления, мм·1000 лет ⁻¹	CaCO ₃	ΣS_{H_2S}	Fe(II)	Mn(II)	C _{орг}		
							0—2 см	среднее по колонке	анаэробное окисление
1960	520	—	10,4	0,12	0,76	0,07	0,53	0,40	0,13
1961	1040	53	10,2	0,11	0,70	0,10	0,94	0,65	0,12
1963	1850	—	34,0	0,15	0,29	0,06	1,07	0,50	0,09
1959	2040	50	23,2	0,02	0,89	0,09	1,21	0,43	0,07
1958	3260	15	55,4	0,15	0,40	0,05	0,70	0,65	0,07
1956	4035	22	44,5	0,13	0,68	0,08	0,23	0,53	0,10
1954	4350	10	13,7	0,02	0,97	0,12	0,44	0,28	0,08

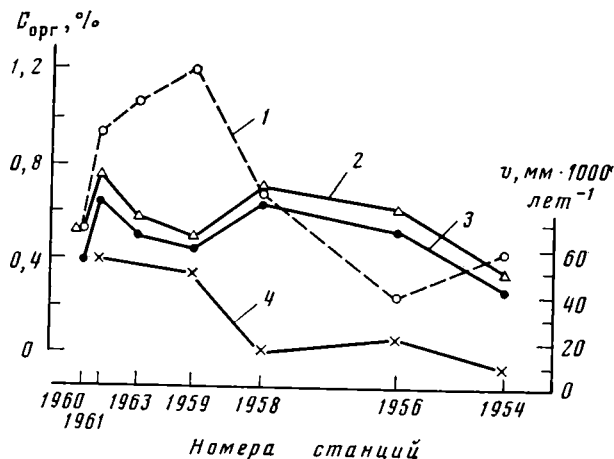
Примечание. Для балансовых расчетов принято $Mn(II) = Mn_{вал}$.

снижается, и при этом наряду с увеличением времени седиментации возрастает время нахождения ОВ на поверхности осадка вследствие снижения скоростей осадконакопления (до 10—22 мм·1000 лет⁻¹) и его распада в условиях окислительного диагенеза [3]. В этих условиях ОВ заворачивается в форме, менее пригодной для дальнейших превращений, что оказывается на величинах ΣS_{H_2S} (см. табл. 1), характеризующих расход ОВ в восстановительном диагенезе.

Изменение содержания $C_{орг}$ в поверхностном слое осадков (фиг. 1, кривая 1) по мере удаления от берега после максимума в области материкового склона (ст. 1959, 1963) сменяется значительным уменьшением в пелагиали (ст. 1958, 1956, 1954). На область материкового склона приходится наибольшая разность в содержании $C_{орг}$ на поверхности (кривая 1) и в толще осадков (кривая 3). В пелагиали обе кривые сближаются. Расхождение между этими кривыми (поверхность — толща) является мерой поступления и диагенетического распада ОВ (аэробного и анаэробного). Следовательно, поступление ОВ в осадки и его расход максимальны в отложениях материкового склона (и подножия), что соответствует представлениям, развитым на примере тихоокеанских осадков [3, 14]. Даже в случае локального увеличения общего содержания ОВ в осадках пелагиали, что может иметь место вследствие изменений условий осадконакопления (например, в осадках более пелагической ст. 1958 по сравнению с более континентальной ст. 1959), разность между содержанием $C_{орг}$ на поверхности и в толще значительно уменьшена по сравнению с приконтинентальными осадками, имеющими более высокие скорости осадконакопления.

Окислительно-восстановительная обстановка в Аравийском море, несмотря на существование ярко выраженного слоя кислородного минимума на промежуточных глубинах (600—1000 м), в целом является окислительной. Содержание кислорода в придонных водах составляет 7 мл/л (0,30 мг-ат/л) [7]. Однако донные осадки практически с самой поверхности являются восстановленными, о чем свидетельствуют величины потенциала Pt-электрода (границей окисленных и восстановленных осадков является величина E_{Pt} , равная +400 мВ). Таким образом, граница смены окислительной обстановки (морская вода) на восстановительную (донные отложения) проходит по поверхности дна.

Кислород, растворенный в морской воде, может участвовать в окислении только самого верхнего слоя осадков. Он окисляет ОВ поверхностного слоя, при этом практически не затрагиваются другие восстановленные формы, например Mn или Fe. Правда, в ряде случаев отмечено появление очень небольшой окисленной пленки буровато-коричневого цвета ($E_{Pt} > 400$ мВ), являющейся продуктом окисления Mn(II) и Fe(II), диффундирующих из толщи к поверхности осадка и накапливающихся в



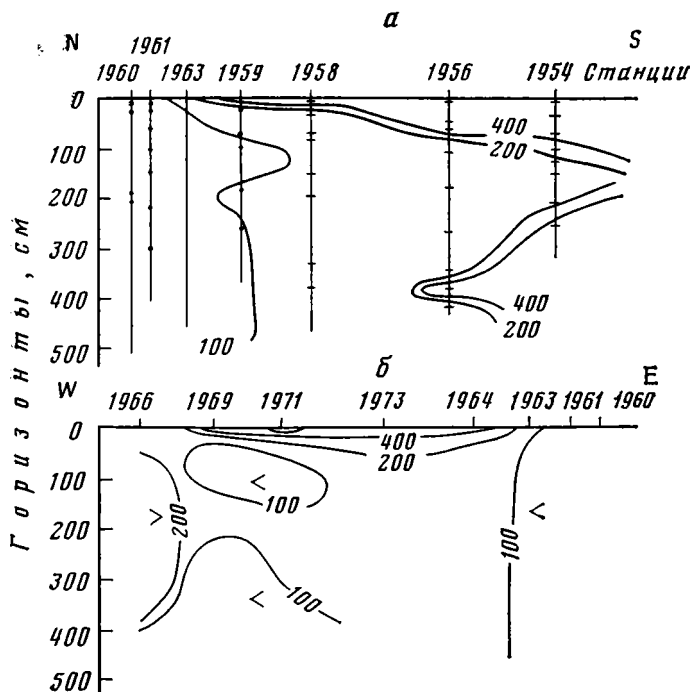
Фиг. 1. Распределение органического углерода в донных отложениях Аравийской котловины
1—3 — содержание $C_{орг}$ (1 — в поверхностном слое, 2 — до анаэробного окисления, 3 — после анаэробного окисления), 4 — скорость осадконакопления

виде тонкого слоя в форме $MnOON$ и $FeOON$. Мощность этого слоя изменяется от значений, меньших 2 см (на ст. 1958 и 1959) и 1 см (на ст. 1969), до нескольких сантиметров (5 см на ст. 1964 и 1973).

По мере удаления в пелагиаль мощность окисленной пленки возрастает (фиг. 2). На ст. 1956 можно наблюдать хорошо выраженный окисленный слой осадков ($E_{Pt} > 400$ мВ, горизонт 0—37 см), главной отличительной чертой которого является наличие производных $Mn(IV)$, окрашивающих осадки в коричневые тона. В южной части Аравийской котловины (ст. 1954) окисленные осадки преобладают над восстановленными, причем последние имеют характер 100-сантиметрового прослоя, вклинивающегося в окисленную толщу на горизонте 100—200 см. Главной отличительной чертой восстановленных осадков ($E_{Pt} < 400$ мВ) является восстановление реакционноспособных производных $Mn(IV)$ и $Fe(III)$, а также образование сульфидов железа, обуславливающих серый цвет донных отложений. В соответствии с предложенной ранее классификацией [5] донные отложения Аравийской котловины относятся к восстановительной зоне (северная часть) и к переходной (южная часть). Зона окисленных осадков, т. е. осадков, имеющих высокие значения E_{Pt} (> 400 мВ) на всю глубину, в Аравийской котловине не встречена. Степень окисленности осадков, оцениваемая по величинам E_{Pt} , увеличивается с севера на юг (см. фиг. 2).

Распределение железа, содержание которого в донных отложениях рассматривается не только на уровне валовых концентраций, но и на уровне реакционноспособных форм [15], дает возможность проследить поведение этого элемента в ходе седиментогенеза и в диагенетических процессах. Изучение этого поведения существенно и для других химических элементов, которые в результате сорбции и соосаждения на гидроокисях и сульфидах разделяют судьбу железа в донных отложениях океана.

Валовое содержание железа в отложениях Аравийской котловины увеличивается от берега к пелагиали, что отражает более высокое поступление абсолютных масс железа по сравнению с массой осадков в целом. Это явление, названное Н. М. Страховым пелагическим сдвигом [16], объясняется более высоким содержанием железа в самых тонких и легко транспортируемых фракциях взвеси, выносимой реками в океан. Наиболее тяжелые частицы континентального стока, также обогащенные железом, осаждаются вблизи эстуариев, что является причиной максимума железа в шельфовых песках. Дополнительное поступление железа:



Фиг. 2. Величина потенциала платинового электрода в донных отложениях Аравийской котловины, мВ
а — меридиональный профиль; б — широтный профиль

в пелагические осадки происходит за счет гидроокисных форм, выпадающих из морской воды.

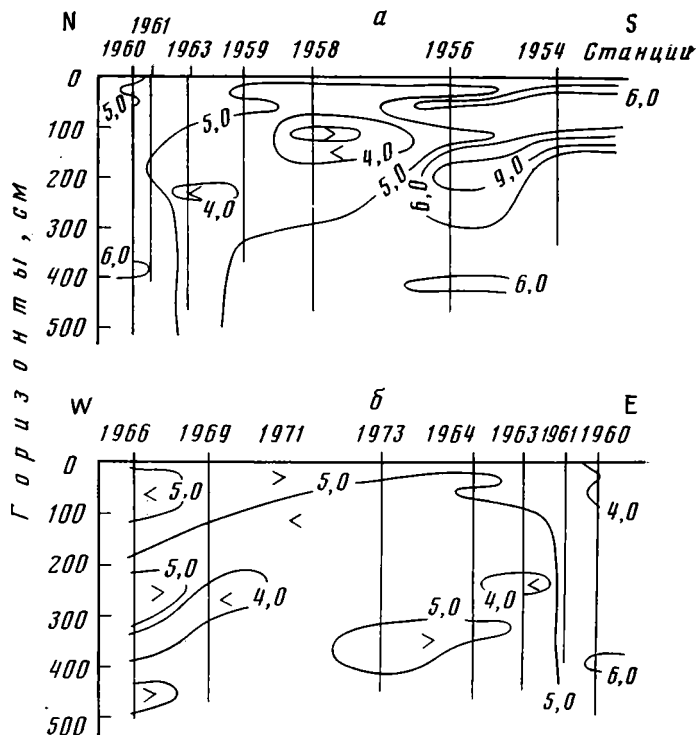
Эта закономерность в осадках Аравийской котловины подтверждается существованием повышенных концентраций железа у побережья Индостана (ст. 1960, 1961), и находит отражение в существовании железистых пород, слагающих осадки шельфовой зоны (магнетитовые пески). Однако при удалении от берега, начиная со ст. 1963 (среднее

Таблица 2

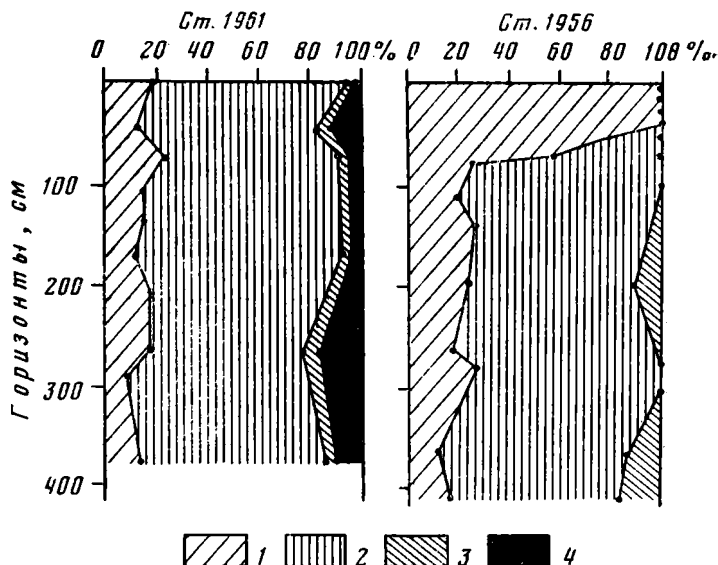
Формы железа и марганца в донных осадках Аравийской котловины, % на бескарбонатное вещество

Номер станции (в порядке удаления от устья)	Характеристика осадка *	Интервал, см	Fe _{вал}	Fe(II)	Fe(III)	Fe _{Σ2-}	Fe _{реакц}	Mn _{вал}	Mn(IV)
1960	B	0—495	5,39	0,84	0,11	0,14	1,09	0,08	Не обн.
1961	B	0—380	5,31	0,77	0,17	0,15	1,09	0,11	»
1963	B	0—450	4,39	0,44	0,37	0,29	1,10	0,08	»
1959	O ₁	0—2	6,00	—	1,05	—	1,05	0,14	0,14
	B	2—340	5,02	1,14	0,33	0,02	1,49	0,12	—
	O ₁ +B	0—340	5,08	—	—	—	1,48	0,12	—
1958	O ₁	0—~15	5,15	(0,33)	0,62	—	0,95	0,25	0,21
	B	~15—415	4,60	0,88	0,19	0,24	1,31	0,09	—
	O ₁ +B	0—415	4,82	—	—	—	1,06	0,10	—
1956	O ₁	0—37	5,38	—	0,98	—	0,98	0,30	0,15
	B	37—445	7,45	1,22	0,34	0,16	1,72	0,12	—
	O ₁ +B	0—445	7,16	—	—	—	1,62	0,15	—
1954	O ₁	0—67	5,72	Не обн.	0,58	Не обн.	0,58	0,14	0,10
	B	67—225	5,91	1,14	0,22	0,02	1,38	0,09	—
	O ₂	225—280	5,81	Не обн.	0,62	—	0,65	0,20	—
	O ₁ +B+O ₂	0—280	5,81	—	—	—	0,91	0,14	—

* O — окисленные осадки, B — восстановленные. (O₁ — поверхностный слой, O₂ — под слоем восстановленных осадков).



Фиг. 3. Валовое железо (в пересчете на бескарбонатное вещество) в донных отложениях Аравийской котловины
а — меридиональный профиль; б — широтный профиль



Фиг. 4. Формы реакционноспособного железа (процент от $\Sigma Fe_{реакц}$)
1 — Fe(III); 2 — Fe(II); 3 — Fe_{пир}; 4 — Fe_{сульф}.

содержание $Fe_{вал}$ 4,39%, см. табл. 2, фиг. 3), наблюдается равномерное увеличение содержания железа (5,81%, ст. 1954).

Содержание $Fe_{вал}$ в толще отложений не всегда постоянно, что вызывается изменением условий седиментации и соответственно вещественного состава осадков. Эти изменения особенно характерны для прибрежных отложений, условия накопления которых отличаются повышенной

динамичностью. Для пелагических отложений колебания в содержании железа, рассматриваемого в расчете на бескарбонатное вещество (см. фиг. 3), в какой-то мере соответствуют колебаниям карбонатности (например, увеличение на ст. 1956) и, следовательно, отражают изменения не только общего поступления железа, но и форм его существования в осадке. По-видимому, часть железа вносится именно с карбонатным материалом, и в случае высокой карбонатности пересчет на бескарбонатное вещество неоправданно увеличивает содержание железа в осадке.

Увеличенным содержанием железа характеризуется окисленный поверхностный слой осадков (см. табл. 2, фиг. 3), что связано с диагенетическим перераспределением этого элемента.

Реакционноспособное железо, представленное в твердой фазе осадков в основном гидроокисными и силикатными формами [15], под действием восстановительных процессов и реакций комплексообразования переходит в иловый раствор. Увеличение концентрации вызывает диффузионный поток в направлении окисленного слоя (граница «вода — осадок»), окисление Fe(II) до Fe(III) с образованием гидроокисных производных, обогащающих пограничный слой.

Восстановление Fe(III) практически всегда сопровождается процессами восстановления сульфатов иловой воды, образование H_2S , который связывает реакционноспособное железо в сульфидные формы, главным образом в пирит. Образование пирита фиксирует часть реакционноспособного железа, препятствуя его миграции.

Нельзя согласиться с мнением Е. Бонатти и др. [17], что железо не перераспределяется под слоем окислительно-восстановительного барьера, ибо образование сульфидов железа якобы препятствует миграции. Сульфидообразование захватывает только небольшую часть реакционноспособного железа. Кроме того, железо может мигрировать и в сульфидной форме (растворенной — в виде гидросульфида железа или коллоидной — Э. А. Остроумов, личное сообщение). И наконец, увеличение содержания железа в окисленном слое, а также весьма распространенное явление образования охристых прослоев, накапливающих железо на границе окисленных и восстановленных осадков, свидетельствует о миграции и перераспределении [4, 14]. В осадках Аравийской котловины это особенно ярко выражено на ст. 1954, где отмечен «горчичный прослой» вблизи окислительно-восстановительного барьера (114—122 см, $Fe_{вал} = 9,25\%$ в пересчете на бескарбонатное вещество).

Если на уровне валовых концентраций содержание железа в окисленном слое может превышать содержание в восстановленных горизонтах, то для реакционноспособного железа картина обратная. Содержание реакционноспособного железа возрастает за счет образующихся сульфидов железа, главным образом пирита, который, хотя и не извлекается при обработке 3,5 н. H_2SO_4 , но включается при рассмотрении диагенетических процессов в состав суммы реакционноспособных форм. Образующийся в осадках H_2S взаимодействует не только с теми формами железа, которые изначально являлись реакционноспособными, но затрагивает «обломочные» фракции осадки (гидроокисные, силикатные), не извлекаемые 3,5 н. H_2SO_4 . Это приводит к увеличению содержания реакционноспособного железа, сумма форм которого в результате диагенетической переработки значительно превышает сумму изначальных реакционноспособных форм поверхностного окисленного слоя (см. табл. 2). Это явление было отмечено нами также и для осадков Тихого океана [14].

Сказанное выше можно проиллюстрировать графиками распределения различных форм реакционноспособного железа, а именно Fe(II), Fe(III), Fe_{FeS_2} в отложениях ст. 1961, лежащей в зоне восстановленных осадков, и ст. 1956, расположенной в зоне переходных осадков (фиг. 4). В осадках ст. 1956 все реакционноспособное железо поверхностного слоя находится в форме Fe(III). Восстановительные процессы начинаются глубже 37 см, когда в осадках исчезает Mn(IV) и появляется Fe(II) (гор. 44—53 см), а на гор. 53—60 см отчетливо индицируется пирит. С глубиной содержание сульфидного железа увеличивается, достигая на

некоторых горизонтах достаточно высоких (до 0,624%, на гор. 400—410 см) значений, а несulfидная часть реакционноспособного железа переходит в Fe(II), которое становится преобладающей формой.

В зоне восстановленных осадков все эти процессы, включая образование пирита, начинаются непосредственно в поверхностном слое (ст. 1961). Количество сульфидного железа ($Fe_{FeS} + Fe_{FeS_2}$) в поверхностном слое составляет 0,06%, увеличиваясь на глубине приблизительно 3 м до 0,28%. Преобладающую долю реакционноспособного железа в этих осадках составляет Fe(II). Весьма примечательным для отложений изученного района (ст. 1960, 1961) является существование наряду с пиритом значительных количеств кислотнорастворимого сульфида железа [6]. Коллоидный сульфид железа, или гидротроилит, являющийся более восстановленной формой по сравнению с пиритом, обычно присутствует в сугубо подчиненных количествах, что и подтверждается определениями сульфидной серы, выполненными в осадках Аравийской котловины. Высокие скорости осадконакопления и восстановительных процессов, характерные для ст. 1960 и 1961, приводят к изоляции толщи осадков от окисляющего влияния наддонной воды. Отсутствие окислителя предотвращает превращение моносulfида в пирит и способствует его относительно накоплению.

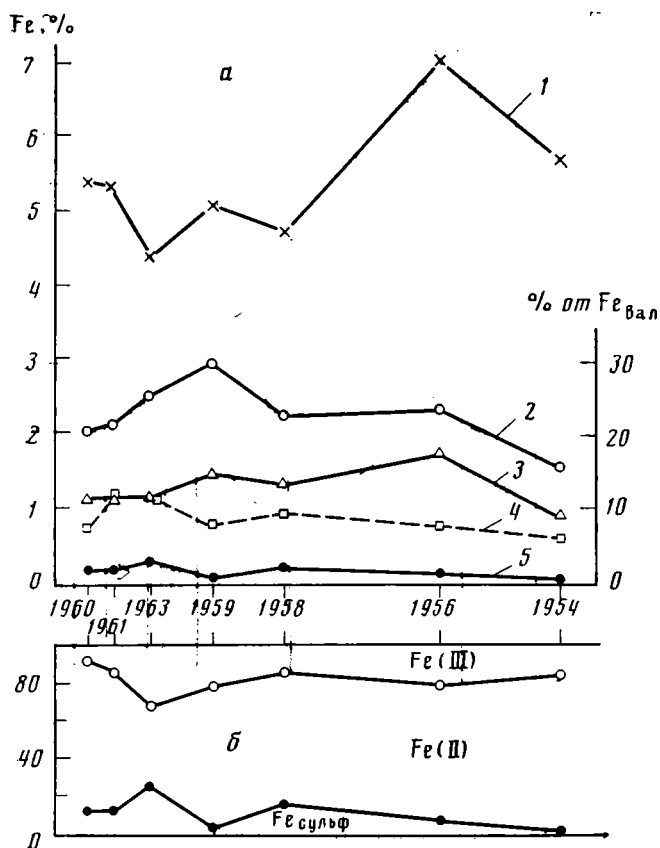
Рассмотренные черты распределения отдельных форм определяют картину пространственного изменения суммарной величины реакционноспособного железа. Общее содержание (как правило, 1—1,5%) и доля $Fe_{реакц}$ в валовом содержании железа (не более 50%) являются наиболее высокими в осадках с сульфатредукцией, что достаточно хорошо согласуется с величинами потенциала платинового электрода (см. фиг. 2) и суммой восстановленных форм серы [6] с той разницей, что зона повышенных содержаний ΣS_{H_2S} начинается от берега, а максимум реакционноспособного железа отодвинут в направлении к пелагиали (ст. 1956, 1958 и 1959). В осадках южной, наиболее пелагической части Аравийской котловины доля $Fe_{реакц}$ уменьшается до 10% от $Fe_{вал}$, что отражает общую тенденцию, отмеченную ранее на примере осадков Тихого океана, а именно: с удалением от берега в пелагиаль в осадках наряду с увеличением валового содержания уменьшается содержание реакционноспособного железа [14].

Причиной этого наряду с затуханием редукционных процессов может служить увеличение устойчивости окисленных форм железа, поступающих и захоранивающихся в осадках. Гидрооксидные формы, которые в прибрежных осадках идентифицируются как реакционноспособные (растворимые в 3,5 н. H_2SO_4 , в более древних окисленных осадках пелагиали (окислительный диагенез) переходят в более стабильные («обломочные») формы.

Обращает на себя внимание полоса повышенного содержания $Fe_{реакц}$ ($>1,5\%$), тяготеющая к слою о.-в. барьера. Восстановленные формы железа мигрируют, окисляются и накапливаются в этом слое, что является также свидетельством перераспределения железа в диагенезе. Таким образом, обогащение поверхностного слоя осадков, которое было отмечено ранее при рассмотрении распределения $Fe_{вал}$, происходит за счет $Fe_{реакц}$.

Закономерности в распределении железа иллюстрируются фиг. 5, а, на которой приведены усредненные концентрации различных форм, рассчитанные на бескарбонатное вещество осадков меридионального профиля. Валовое содержание железа по мере удаления от вершины конуса выноса р. Инд сначала уменьшается (ст. 1960—1963, переход «пески — глины»), а затем увеличивается в направлении пелагиали (кривая 1). Зигзаги на кривой 1 (см. фиг. 5, а) связаны с изменениями в соотношении глинистого и алевритистого материала, а также с различной карбонатностью осадков, которая отчасти маскирует указанную тенденцию к увеличению.

Содержание реакционноспособного железа ($\Sigma Fe(II), Fe(III), Fe_{сульф}$) в поверхностном слое осадков (см. фиг. 5, а, кривая 4), наоборот, сначала



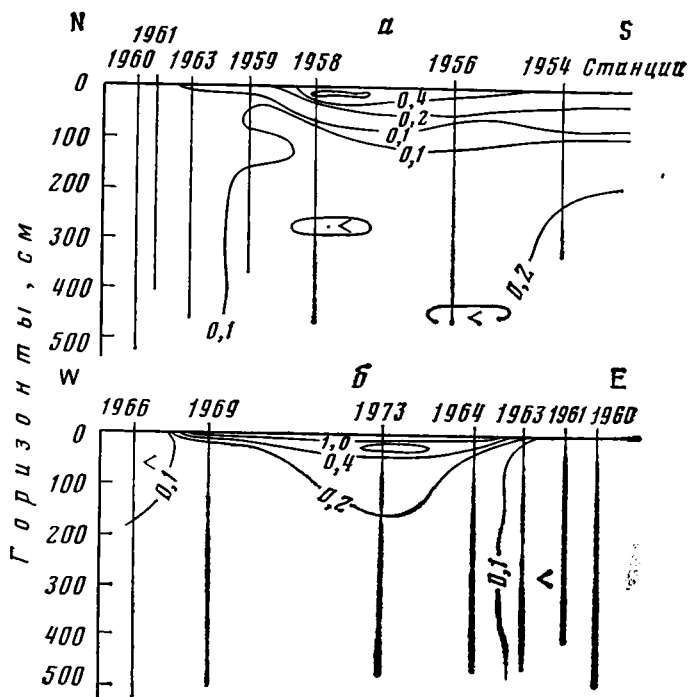
Фиг. 5. Среднее содержание валового и реакционноспособного железа (в пересчете на бескарбонатное вещество) в донных отложениях (а) и формы реакционноспособного железа в восстановленном слое донных отложений (б)

1 — $Fe_{вал}$, 2 — $Fe_{реакц}$, % от $Fe_{вал}$, 3 — $Fe_{реакц}$, 4 — $Fe_{реакц}$ в поверхностном слое (0—2 см); 5 — $Fe_{сульф}$

ла увеличивается (переход «пески — глины»), а затем несколько уменьшается. Следовательно, пелагический сдвиг в содержании железа осуществляется не за счет реакционноспособных форм, хотя, по-видимому, часть этих форм теряет реакционную способность в процессе седиментации аналогично ходу окислительного диагенеза [14].

На кривой средних значений $Fe_{реакц}$ в толще осадков (см. фиг. 5, а, кривая 3) выделяется зона повышенных содержаний этой величины в средней части профиля (ст. 1956, 1958, 1959). Это явление, тесно связанное, как отмечалось ранее, с редуционными процессами в осадках, еще более ярко выражено кривой 2 (см. фиг. 5, а), где $Fe_{реакц}$ представлено в виде процентной доли от $Fe_{вал}$. Очевидно, что эта доля по мере удаления от берега вследствие причин, рассмотренных выше, сначала увеличивается, затем уменьшается. Разность между содержанием $Fe_{реакц}$ в поверхностном слое и в толще осадков (см. фиг. 5, а, кривые 3 и 4) является мерой восстановительной переработки осадка. Таким образом, процессы восстановительного диагенеза, и прежде всего процессы сульфатредукции и образования сульфидов, приводят к увеличению $Fe_{реакц}$ в осадках, в то время как процессы окислительного диагенеза, и в первую очередь старение и кристаллизация гидроксидов, приводят к переходу части железа в неактивное («обломочное») состояние.

Другим свидетельством восстановительной переработки является содержание $Fe_{сульф}$ (см. фиг. 5, а, кривая 5), максимальные величины которого, как уже отмечалось, тяготеют к прибрежным осадкам. Однако в составе реакционноспособного железа (см. фиг. 5, б) преобладает не



Фиг. 6. Валовый марганец, % (в пересчете на бескарбонатное вещество) в донных отложениях Аравийской котловины
а — меридиональный профиль; б — широтный профиль

сульфидное, а Fe(II) , минералогически представленное как гидроксидными, так и силикатными формами. О существовании последних свидетельствуют многочисленные находки глобулей глауконита [11].

Распределение марганца, как и распределение железа, подтверждает общие закономерности поведения этих элементов в океанских осадках, достаточно хорошо изученных на примере Тихого океана [14]. К числу этих закономерностей относится увеличение содержания марганца в осадках пелагиали по сравнению с содержанием в прибрежных осадках (до 2 раз), как на широтном, так и особенно на меридиональном профиле это увеличение выражено в значительно более высокой степени, чем у железа (см. табл. 2, фиг. 6).

Другой характерной чертой поведения марганца является способность к диагенетическому перераспределению, также рассмотренная ранее на примере железа. Эта способность, выраженная более ярко по сравнению с железом, проявляется в образовании горизонтов, в которых содержание марганца в несколько раз превышает фоновое содержание в толще осадков. Горизонты накопления, как это показано при изучении морских и океанских осадков [3, 14], приурочены к смене окислительных условий на восстановительные ($E_{\text{Pt}} = 400$ мВ). Причиной накопления является переход марганца в растворенное состояние — Mn(II) в восстановительных условиях, диффузия к слою о.-в. барьера, окисление и выпадение в осадок в этом слое в виде Mn(IV) .

В прибрежных осадках Аравийской котловины и Оманского залива где о.-в. барьер проходит по поверхности дна (ст. 1960, 1961, 1966, 1971), повышение содержания марганца не наблюдается. Mn(II) может непосредственно переходить в наддонную воду — горизонт накопления (окисления) отсутствует, осадки на всю толщу характеризуются минимальным ($< 0,1\%$) содержанием марганца. При удалении от берега в осадках появляется поверхностный окисленный слой (сначала тонкая пленка), являющийся накопителем марганца (более $0,5\%$ на гор. 0—5 см ст. 1956, и более 2% на гор. 0—1 см, ст. 1964, фиг. 6). Горизонты накопления марганца и о.-в. барьера (см. фиг. 2) совпадают.

Более детальное рассмотрение горизонтов накопления марганца и железа свидетельствует об их о.-в. последовательности, совпадающей с последовательностью электрохимического восстановления MnO_2 и FeOOH . Это приводит к тому, что горизонты накопления марганца (переход $\text{Mn(II)} \rightarrow \text{Mn(IV)}$) находятся выше, чем горизонты накопления железа ($\text{Fe(II)} \rightarrow \text{Fe(III)}$), например, ст. 1954—1959); о.-в. барьер ($E_p = +400$ мВ) проходит между ними. Под слоем накопления железа начинается активное восстановление сульфатов, хотя отдельными очагами оно может идти и в окисленном слое.

Расход органического вещества. В заключение характеристики о.-в. процессов в донных отложениях Аравийской котловины следует остановиться еще раз на анаэробном окислении ОВ, которое в конечном счете является восстановителем Fe(III) и Mn(IV) . Наряду с этими элементами в анаэробном диагенезе происходит восстановление многих других окисленных форм химических элементов. Однако их содержание весьма мало, и расход ОВ в анаэробном диагенезе, оцениваемый по уменьшению величины $C_{\text{орг}}$, в основном определяется потреблением в ходе восстановления реакционноспособных форм железа, марганца и сульфатов.

Соответствующий расчет может быть выполнен по формулам Успенского — Страхова [16], которые на основе стехиометрии о.-в. реакций с известной долей условности оценивают баланс анаэробных редуционных процессов. Для упрощения оценки мы приняли, что вся восстановленная сера в осадке ($\Sigma S_{\text{н.с.}}$) представлена пиритом, а весь марганец является реакционноспособным — $\text{Mn}_{\text{вал}} = \text{Mn(II)}$. Эти величины, а также величины Fe(II) приведены в табл. 1 и использованы для расчета расхода $C_{\text{орг}}$, потребленного при анаэробном окислении ОВ, по уравнениям: $C_{\text{орг}} = 0,7 S_{\text{пир}}$; $C_{\text{орг}} = 0,054 \text{ Fe(II)}$; $C_{\text{орг}} = 0,109 \text{ Mn(II)}$.

Суммирование отдельных статей расхода дает величины анаэробного окисления $C_{\text{орг}}$ (см. табл. 1). По мере удаления в пелагиаль эти величины уменьшаются, хотя и с некоторыми колебаниями, вызванными седиментационными процессами. Величина анаэробного окисления $C_{\text{орг}}$ в проксимальной части конуса выноса р. Инд (ст. 1960) составляет 0,13% (при величине остаточного $C_{\text{орг}}$ в отложениях этой станции 0,40%), а в дистальной части (ст. 1954)—0,08% (величина остаточного содержания $C_{\text{орг}}$ 0,28%). Это уменьшение соответствует затуханию о.-в. процессов в пелагическом направлении вместе с уменьшением поступления ОВ в осадки. В этом же направлении изменяется значимость процессов, определяющих расход $C_{\text{орг}}$. Так, на прибрежной ст. 1960 большая часть $C_{\text{орг}}$ расходуется на восстановление сульфатов, на пелагической ст. 1954 преобладающими статьями расхода становится восстановление реакционноспособных форм железа и марганца.

Существенно более высокие (на порядок и более) величины расхода $C_{\text{орг}}$ получаются при использовании изотопных измерений интенсивности сульфатредукции [9]. Однако реакционная способность ОВ, а также наблюдаемое изменение состава донных отложений не дают оснований для безусловного принятия изотопных данных.

Рассматривая разложение ОВ в донных отложениях, следует еще раз обратить внимание на соотношение аэробного и анаэробного окисления. Предшествующий расчет дает возможность по величине $C_{\text{орг}}$ оценить содержание ОВ до анаэробного окисления, которое, можно считать, начинается с восстановления Mn(IV) . Для этого к содержанию остаточного $C_{\text{орг}}$ (средние величины в толще осадков) прибавляется содержание $C_{\text{орг}}$, окисленное в анаэробном диагенезе. Сравнение полученных значений с содержанием $C_{\text{орг}}$ в поверхностном слое осадков (см. табл. 1, фиг. 1) свидетельствует, что в пелагических осадках (ст. 1958 и далее на юг) эти величины весьма близки. Иногда величины $C_{\text{орг}}$ на поверхности отложений даже ниже, чем в толще (ст. 1956), что имеет седиментационный характер, т. е. связано с изменением условий осадконакопления. Таким образом, на поверхности пелагических отложений находится ОВ, в основном уже прошедшее стадию аэробного окисления, которое могло иметь место как во время седиментации в водной толще, так и во время

нахождения на поверхности дна. Отметим, что для этих отложений характерно наличие окисленного слоя на поверхности.

Напротив, в области материкового склона (ст. 1959, 1961, 1963, см. табл. 1, фиг. 1) разность между количеством $C_{орг}$ на поверхности и количеством $C_{орг}$, вступающим в анаэробное окисление после аэробного, возрастает, т. е. большее абсолютное и относительное количество задерживается на поверхности для аэробного окисления.

Изменение состава иловых вод. Дополнительные сведения о диagenезе донных отложений Аравийской котловины дает рассмотрение результатов анализа иловых вод, состав которых изменяется в соответствии с интенсивностью и объемом о.в. процессов. Изменение концентраций, возникновение градиентов и миграции отдельных компонентов обуславливает обмен растворенным веществом между осадками и наддонной водой. Пересыщение иловой воды продуктами о.в. реакций приводит к образованию новых аутигенных минералов. Мы использовали определение щелочности, аммиака (аммонийного азота), неорганических фосфатов и валового железа, растворенных в иловой воде (мембранный фильтр 0,45 мкм).

Изменение щелочности (Alk) иловой воды, характеризующей накопление углекислоты при окислении ОВ, проявляется в увеличении содержания бикарбонатных ионов по сравнению с придонной водой Аравийского моря ($Alk = 2,5$ мг·экв/л) [7]. На меридиональном профиле наиболее высокие величины Alk (более 10 мг·экв/л) наблюдались в осадках прибрежных ст. 1960 и 1961 (фиг. 7, а). Максимальная величина Alk (27,6 мг·экв/л) отмечена на ст. 1961 (гор. 210—230 см). В более удаленных от берега поверхностных осадках Alk иловых вод уменьшается до уровня придонной морской воды, однако в толще отложений, как правило, происходит возрастание Alk до 3—3,5 мг·экв/л. В прибрежных станциях (1960, 1961) с высокими значениями Alk с глубиной наблюдается сначала некоторое увеличение щелочности, а затем ее уменьшение (см. фиг. 7, б). Известно, что это уменьшение может быть связано с частичным выпадением $CaCO_3$ и сорбцией карбонатных ионов веществом осадков [2].

Аммиак, накапливающийся в донных осадках в виде ионов аммония, в основном является производным амминного азота ОВ, и его увеличение в иловой воде вниз по колонке соответствует продолжающейся деградации ОВ. Содержание аммиака максимально в прибрежных станциях (до 55,2 мг NH_4^+ /л на 400—460 см ст. 1960, см. фиг. 7). Как и содержание других биогенных компонентов иловых вод, бюджет аммиака определяется соотношением прихода и расхода, т. е. соотношением скоростей процессов распада ОВ и накопления NH_4^+ в растворе и процессов взаимодействия NH_4^+ с глинистым веществом осадков и переходом в твердую фазу. Некоторый вклад в распределение вносят процессы диффузии и адвекции. Замедление поступления NH_4^+ объясняет уменьшение концентрационных градиентов аммиака по вертикали донных отложений, а иногда и появление максимума, ниже которого процессы связывания (сорбция и ионный обмен) становятся преобладающими (см. фиг. 7, б).

Полученные данные говорят о том, что максимальные концентрации NH_4^+ обнаруживаются в осадках, расположенных ближе к берегу (ст. 1960), а максимум щелочности — в более удаленных осадках (ст. 1961). Этот факт служит свидетельством различия в качественном составе ОВ, в формировании которого может преобладать зоопланктон и зообентос или фитопланктон и фитобентос. Как известно, зоопланктон и зообентос, имеющие более высокое содержание легко минерализуемого амминного азота, чем фитопланктон и фитобентос, тяготеют к берегу, что может объяснить несколько большее смещение максимальных величин Alk в пелагиаль по сравнению с NH_4^+ .

Распределение растворенных минеральных фосфатов, содержание которых, как и других биогенных элементов, связано с распадом ОВ, также характеризуется повышенным содержанием в прибрежных осад-

Максимальные величины щелочности и аммиака в иловых водах

Номер станции (по мере удаления от берега)	Горизонт, см	Содержание, мг-экв/л			C:N:P
		Alk	NH_4^+	PO_4^{3-}	
1960	400—460	14,5	3,1	Не обн.	106:27:0
1961	210—230	27,6	2,7	0,024	106:11:0,1
1963	310—330	2,5	0,36	0,002	106:95:0
1959	290—310	4,3	0,36	Не обн.	106:21:0
1958	310—340	3,8	0,29	»	106:24:0
1956	370—400	3,2	0,22	0,001	106:33:0
1954	220—260	2,6	0,03	0,001	106:32:0

Примечание. Величины Alk, NH_4^+ и PO_4^{3-} при расчете C:N:P уменьшены на содержание этих компонентов в придонной воде (соответственно на 2,5; 0,003 и 0,0025 мг-экв/л, что отвечает отношению C:N:P = 106:0:0,01:0,1).

ках (см. фиг. 7, а). Фосфаты в большей степени, чем другие компоненты, связываются с веществом осадка, что приводит к снижению их концентраций. Этим, по-видимому, можно объяснить резко уменьшенное содержание фосфатов в иловой воде, самой близкой к берегу ст. 1960, в осадки которой, судя по величинам Alk и NH_4^+ , поступает достаточное количество легкоминерализуемого ОВ. Фосфаты легко связываются с гидроокислами железа, как и с растворенным железом, содержание которого в иловой воде этой станции является наиболее высоким.

Максимальные величины (1,27 мг Р/л, ст. 1961) фосфатов в иловой воде наблюдаются на поверхности донных отложений. В толще донных отложений концентрации растворенных минеральных фосфатов уменьшаются до уровней более низких (0,08 мг Р/л [7]), чем в придонной воде, а зачастую опускаются ниже аналитического нуля.

Растворенное в иловой воде ОВ составляет лишь приблизительно 0,1% от его общего содержания в осадке. Однако иловый раствор является резервуаром накопления неорганических продуктов деструкции ОВ, а также средой, в которой происходят процессы с участием ионов HCO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} и т. д., освобождающихся из органических молекул. Состав илового раствора и соотношение между рассматриваемыми компонентами становится, таким образом, индикатором их поступления и расхода. Для горизонтов восстановленных осадков, где состав иловых вод претерпевает наибольшее изменение, а величины щелочности и аммиака достигают максимальных значений, соотношение C:N:P по определениям щелочности, аммиака и фосфатов характеризуются величинами, приведенными в табл. 3.

Если в составе ОВ планктона C:N:P=106:16:1 (соотношение Редфилда), а в составе ОВ, поступающего в осадки, 106:9:(0,2—0,7) (соотношение Мюллера) [18], то в составе иловых вод оно составляет 106:(11—95):(0—0,1), т. е. резко трансформировано в сторону обогащения аммиаком и обеднения фосфатами и карбонатами. Подобное изменение состава иловых вод, обогащающихся продуктами деструкции и окисления ОВ, свидетельствует о том, что отщепление фосфора от органических молекул опережает отщепление аммиака. В то же время расход фосфатов иловых вод является более активным, чем расход аммиака. Фосфаты, накапливающиеся в поверхностных слоях осадков, быстрее диффундируют в наддонную воду, чем аммиак, освобождающийся в более глубоких горизонтах. Кроме того, для фосфора, как уже отмечалось, характерно образование минералов с кальцием и железом, что приводит также к удалению фосфатов из илового раствора. Достаточно активно расходуются в диагенетических процессах HCO_3^- -ионы (диффузия, сорбция, образование аутигенных карбонатов). Для ионов NH_4^+ в анаэробных условиях описан механизм ионного обмена на K^+ в погло-

щающем комплексе глинистых минералов [18], который, по-видимому, кинетически уступает другим процессам с участием продуктов деструкции ОВ. Следствием этого является то, что аммиак (NH_4^+ -ионы) — наиболее консервативный элемент иловых вод.

В составе иловых вод было определено растворенное железо ($\text{Fe}_{\text{вал}}$), содержание которого обнаружило закономерности, свойственные осадкам разной степени окисленности. Максимальное содержание $\text{Fe}_{\text{вал}}$ (до 3,6 мг/л на ст. 1960) наблюдается в восстановленных осадках. По мере удаления в пелагиаль содержание $\text{Fe}_{\text{вал}}$ в иловой воде уменьшается до аналитического нуля (менее 20 мкг/л, см. фиг. 7). В распределении растворенного железа конкурируют процессы растворения, главным образом образования комплексных соединений с ОВ, и осаждения — образования сульфидных и гидроокисных производных. При обилии маломинерализованного ОВ (прибрежные станции) преобладают процессы растворения, при уменьшении его содержания — процессы осаждения. По мере развития сульфатредукции происходит преобразование органических форм железа в сульфидные, что приводит к уменьшению содержания растворенного железа в иловой воде по мере углубления в толщу восстановленных осадков (ст. 1960).

Изучение распределения валентных форм соединений марганца, железа и серы показывает, что главными факторами, определяющими уровень окисленности и восстановленности современных осадков Аравийской котловины, являются вещественный состав осадков и содержание ОВ. Оба эти фактора, находящиеся в функциональной зависимости от скорости осадконакопления, обнаруживают направленное изменение с севера Аравийской котловины на юг, по мере увеличения глубин и удаления от берега в пелагиаль, от дистальной части конуса выноса р. Инд к проксимальной.

Высокая продуктивность ОВ вод Аравийского моря не находит прямого отражения в восстановленности донных отложений, которая может быть оценена по количеству реакционноспособных форм марганца, железа и серы, окисляющих основную массу ОВ в ходе восстановительного диагенеза. Средние содержания остаточного ОВ в современных отложениях Аравийской котловины оцениваются величинами 0,3—0,6%, у побережий эти величины превышают 1%. В отложениях подводных поднятий (хребет Меррея) отмечены экстремально высокие (6,7%) содержания $\text{C}_{\text{орг}}$. Сумма производных бактериального H_2S ($\Sigma \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$) в среднем составляет 0,1—0,2%, повышаясь в Оманском заливе до 0,3%.

Мощность окисленного слоя, оцениваемого по величинам E_{Pt} , превышающим +400 мВ, присутствию Mn(IV) и Fe(III) среди реакционноспособных форм этих элементов, увеличивается от побережий к пелагиали. У побережий окисленный слой, как правило, отсутствует, процессы восстановления $\text{Mn(IV)} \rightarrow \text{Mn(II)}$, $\text{Fe(III)} \rightarrow \text{Fe(II)}$, $\text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{S}^{2-}$ начинаются с самой поверхности осадков. Напротив, в южной части Аравийской котловины, окислительные процессы преобладают над восстановительными, поверхностный слой осадков содержит Mn(IV) , Fe(III) , встречаются железомарганцевые конкреции.

Валовое содержание железа возрастает от 4% (бескарбонатное вещество) в северной части Аравийской котловины до 6% в южной части; содержание реакционноспособных форм, напротив, уменьшается от 30% до 25% от $\text{Fe}_{\text{вал}}$. Доля $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ увеличивается за счет восстановительной переработки осадка, в то время как продолжительная седиментация и старение гидроксидов железа в пелагических осадках уменьшают их «реакционную способность».

Валовое содержание марганца заметно увеличивается в направлении пелагической части Аравийской котловины (от 0,01% в прибрежных осадках до 0,1—0,2% в пелагиали). Для Mn (в меньшей степени для Fe) характерна способность к миграции и перераспределению в осадке. Следствием этого является обогащение этими элементами окисленного слоя осадков, образование прослоев накопления, а также переход в наддонную воду, который происходит в восстановленных осадках, лишен-

ных поверхностного окисленного слоя, в результате диффузионного потока из иловой воды.

В иловой воде восстановленных осадков Аравийской котловины повышенное содержание железа подтверждено прямыми измерениями. Одновременно в ней отмечено повышение величин щелочности аммиака и фосфора, являющихся продуктами окисления и деструкции ОВ.

Рассчитаны величины поступления ОВ в осадки и его расход в диагенезе. Поступление, а также аэробное и анаэробное окисление ОВ в донных отложениях определяется соотношением терригенной и биогенной составляющих осадка и скоростями осадконакопления.

Литература

1. Безруков П. Л. Осадки северной и центральной части Индийского океана.— В кн.: Исследования Индийского океана (33-й рес НИС «Витязь»). М.: Наука, 1964, с. 182—202 (Тр. Ин-та океанологии, т. LXIV).
2. Бруевич С. В. Щелочной резерв вод и грунтовых растворов морей и океанов.— В кн.: Исследования по химии моря. М.: Наука, 1973, с. 18—56.
3. Волков И. И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков.— В кн.: Океанология. Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 363—413.
4. Волков И. И. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980, с. 144—168.
5. Волков И. И., Розанов А. Г., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза в осадках северо-западной части Тихого океана.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Осадочные процессы. М.: ВИНТИ, 1973, т. IV, кн. 2, с. 9—23.
6. Волков И. И., Жабина Н. Н., Соколов В. С. и др. Соединения серы в осадках Аравийской части Индийского океана.— Геохимия, 1981, № 10, с. 1569—1590.
7. Иваненков В. Н. Распределение биогенных элементов в Индийском океане.— В кн.: Океанология. Химия океана. Т. 1. М.: Наука, 1979, с. 233—248.
8. Иваненков В. Н., Розанов А. Г. Сероводородное заражение промежуточных слоев Аравийского моря и Бенгальского залива.— Океанология, 1961, т. 1, № 3, с. 443—449.
9. Иванов М. В., Леин А. Ю., Беляев С. С. и др. Геохимическая деятельность сульфат-редуцирующих бактерий в донных отложениях северо-западной части Индийского океана.— Геохимия, 1980, № 8, с. 1238—1249.
10. Кобленц-Мишке О. И., Волковинский В. В., Кабанова Ю. Г. Первичная продукция планктона Мирового океана.— В кн.: Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М.: Наука, 1970, с. 156—169.
11. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Влияние выносов рек. на пелагическое осадконакопление в Индийском океане (на примере Аравийской котловины).— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 3, с. 23—30.
12. Розанов А. Г. К вопросу определения величины окислительно-восстановительного потенциала в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1975, с. 5—16.
13. Розанов А. Г., Мищенко В. В., Яшкичев В. И. Пневмопресс — установка для отжима иловых вод.— Океанология, 1978, т. 18, № 2, с. 353—357.
14. Розанов А. Г., Волков И. И., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы. Формы железа и марганца в осадках и их изменение.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980, с. 22—50.
15. Соколов В. С. Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 28—41.
16. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
17. Bonatti E., Fisher D., 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. 248—262.
18. Hartmann M., Müller P. J., Suess E., Van der Weijden C. H. Chemistry of late quaternary sediments and their interstitial waters from the NW African continental margin.— «Meteor» Forsch.-Ergebnisse. Reihe C. Berlin — Stuttgart, 1976, № 24, S. 1—67.

ИОАН
Москва

Поступила в редакцию
11.VII.1983

УДК 591.524.1(26) : (267)

**ФОРАМИНИФЕРОВЫЙ ЛИЗОКЛИН И КРИТИЧЕСКИЕ УРОВНИ
КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ****БЕЛЯЕВА Н. В., БУРМИСТРОВА И. И.**

Рассматривается батиметрия фораминиферового лизоклина в Индийском океане, связь его распространения с гидрохимическими условиями и структурой вод. Наблюдаемые вариации взаиморасположения по глубине фораминиферового лизоклина и других критических уровней карбоната накопления связываются с изменениями в продуктивности планктона. Установлено, что для каждой из зон, разделенных критическими уровнями — фораминиферовым лизоклином, карбонатным лизоклином и критической глубиной карбоната накопления, характерен определенный состав планктонных и бентосных фораминифер.

Растворение биогенного карбоната кальция на поверхности дна океана под воздействием агрессивных придонных вод — важнейший фактор океанского седиментогенеза, контролирующий прежде всего его вертикальную (батиметрическую) зональность [1]. С вертикальной зональностью пелагического карбоната накопления в последнее время связывают также определенные закономерности распространения и особенности состава Fe—Mn-конкреций [2, 28], богатые рудные залежи которых приурочены к фациям частичного или полного растворения CaCO_3 .

Работы последних двух десятилетий по изучению глубоководного карбоната накопления существенно расширили прежние представления о процессах океанского седиментогенеза. В настоящее время в океане определяются три критических уровня карбоната накопления — фораминиферовый лизоклин (ФЛ), карбонатный лизоклин (КЛ) и критическая глубина карбоната накопления (КГК), которые отмечают изменения в условиях растворимости карбонатного материала с увеличением глубины. Впервые на закономерную связь карбонатных осадков с глубиной обратил внимание Дж. Меррей [26], который предложил схему их батиметрической зональности по содержанию CaCO_3 и по смене состава в ряду от птероподовых осадков к фораминиферовым илам и красным глинам. Идея зональности осадконакопления в океане получила дальнейшее развитие в работах зарубежных и особенно советских исследователей [1, 3, 14, 15, 21—23, 25, 30], в которых было показано, что осадконакопление в океане подчиняется трем типам зональности — климатической, вертикальной и циркумконтинентальной. В 1962 г. П. Л. Безруков ввел понятие критической глубины карбоната накопления (КГК) как фациальной границы карбонатных и бескарбонатных осадков, которую предложено было проводить по содержанию CaCO_3 , равному 10% [2]. Эта граница близка глубине карбонатной компенсации, определяемой в гидрохимии как уровень, где скорость растворения карбонатного материала равна скорости его поступления. Следует подчеркнуть, что понятие КГК применимо только для пелагического осадконакопления.

Выше критической глубины в открытых частях океана широко распространены карбонатные осадки. Главную роль в их накоплении играют раковины планктонных фораминифер — группы организмов, которые являются основными концентраторами карбоната кальция, растворенного в поверхностных водах. В результате детального изучения танатоценозов планктонных фораминифер в осадках разных глубин было установлено, что накопление их на дне происходит вне влияния растворения лишь до определенного батиметрического уровня, глубже

которого формирование танатоценозов протекает в условиях значительного воздействия растворения [4—9, 12, 20, 27, 29]. Этот уровень, названный фораминиферовым лизоклином [20], определяется по резкому возрастанию в составе планктонных фораминифер доли устойчивых против растворения форм вследствие разрушения легкорастворимых раковин других видов.

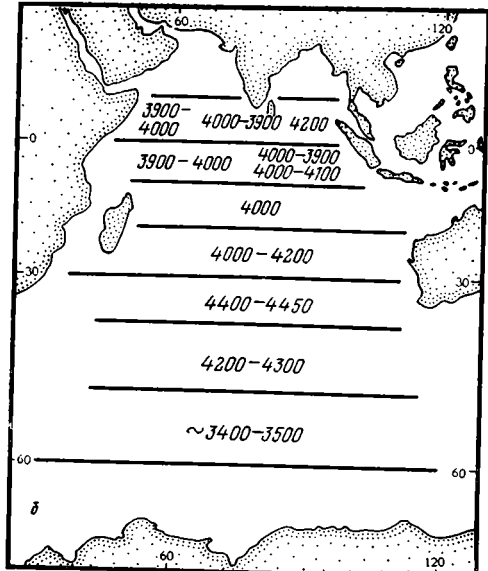
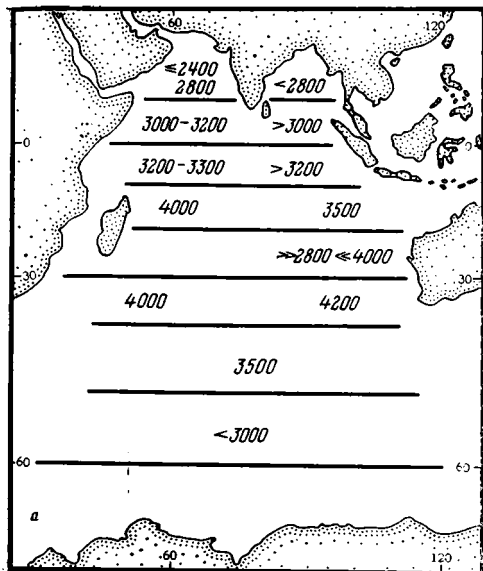
Изучение связи других литологических характеристик карбонатных осадков с глубиной позволило выделить еще один уровень возрастания интенсивности растворения карбонатов — карбонатный лизоклин, который занимает промежуточное положение между фораминиферовым лизоклином и критической глубиной карбоната накопления и отмечает начало быстрого убывания (с 70 до 10%) содержания CaCO_3 в осадках при увеличении глубины.

Таким образом, критические уровни карбоната накопления соответствуют резким скачкообразным изменениям в условиях растворимости карбонатного материала, наблюдаемым на определенных глубинах, которые приводят к изменению физико-химической обстановки в придонном слое и уменьшению скорости осадконакопления. Знание закономерностей распространения критических уровней карбоната накопления и их связи с океанологическими факторами, определяющими их глубинное положение в различных районах океана, важны не только для понимания процессов современного седиментогенеза в океане, но и для реконструкции эволюции среды древних океанов.

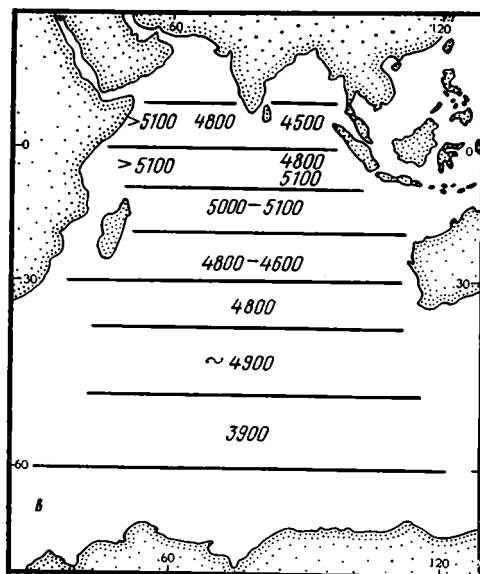
Данные о глубине ФЛ, КЛ и КГК в настоящее время получены для различных районов Тихого, Атлантического и Индийского океанов [7—10, 12, 14, 15, 21, 22, 25]. Эти данные показывают, что глубины распространения критических уровней карбоната накопления меняются от океана к океану и в пределах каждого из них. В Индийском океане советскими и иностранными экспедициями был собран большой материал донных проб, в результате изучения которого были составлены детальные карты современных типов осадков дна и содержания в них CaCO_3 [3]. Результаты этих исследований были использованы В. Колла с соавторами [25] наряду с собственными материалами для определения и картирования карбонатного лизоклина и критической глубины карбоната накопления в Индийском океане (фиг. 1). Фораминиферовый лизоклин в Индийском океане определен Н. В. Беляевой на основании изучения планктонных фораминифер более чем в 500 пробах, полученных советскими экспедициями на научно-исследовательских судах «Обь», «Витязь» и «Академик Курчатов» в период с 1956 по 1967 г. В результате проведенных работ появилась возможность проследить поведение всех трех уровней карбоната накопления в пределах Индийского океана и попытаться выявить связь их распространения и взаиморасположения с гидрологическими условиями в этом регионе.

Как видно из фиг. 1 и 2, глубина ФЛ в Индийском океане изменяется в пределах от <3000 до 4200 м. Мелководное его положение (<3000 м) зафиксировано между 60 и 50° ю. ш.; между 50 и 40° ю. ш. ФЛ опускается на глубину 3500 м. Наиболее глубоководное (4200 м) положение он занимает в зоне между 40 и 30° ю. ш., а при дальнейшем продвижении на север постепенно поднимается на меньшую глубину, составляющую 4000—3500 м в зоне между 30 и 10° ю. ш. Севернее 10° ю. ш. отмечено очень мелководное положение ФЛ. В Аравийском море и Бенгальском заливе комплексы фораминифер, соответствующие лизоклину, в периферических частях приурочены к глубине 2400 м, а в центральных районах — к глубине 2800 м.

Характер изменения положения ФЛ, КЛ и КГК в Индийском океане показан на фиг. 2 и в табл. 1. Для КЛ наиболее глубоководное положение наблюдается в зоне между 30 и 40° ю. ш. Южнее и севернее этой зоны он располагается на меньших глубинах. В целом изменения уровней ФЛ и КЛ в пределах разреза являются однонаправленными. В поведении КГК тенденция, сходная с изменениями глубины КЛ и ФЛ, наблюдается только к югу от 40° ю. ш. Севернее, между 40 и 20° с. ш.,



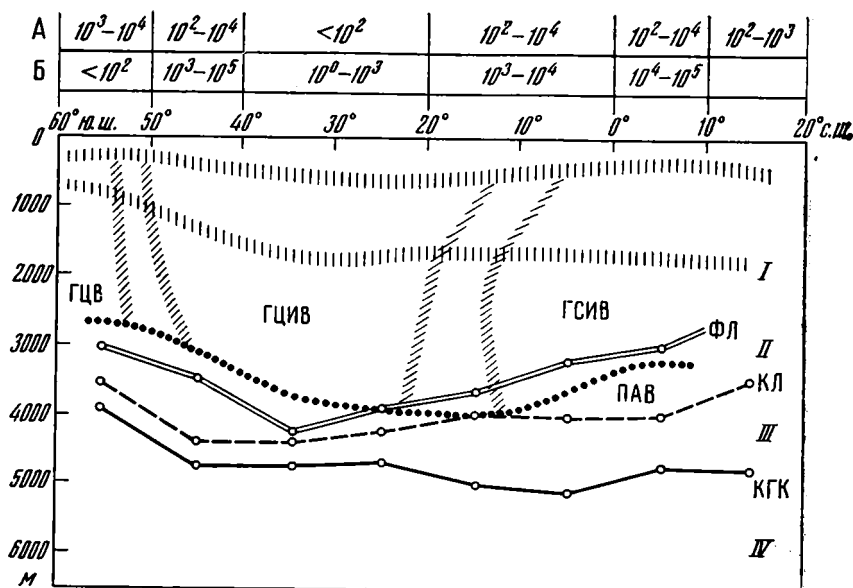
Фиг. 1. Глубина фораминиферового лизоклина (а), карбонатного лизоклина (б) [25], критической глубины карбоната накопления (в) [25]



отмечено мелководное положение КГК, которое постепенно углубляется и достигает наиболее глубокого уровня в зоне $0-10^\circ$ ю. ш.

На фиг. 2 и в табл. 1 отчетливо видно, как изменяется величина зон, разделяющих ФЛ, КЛ и КГК. Расстояние по глубине между ФЛ и КЛ составляет от $0-200$ до 1000 м. Максимальные значения мощности (>700 м) разделяющей их зоны зафиксированы севернее 10° ю. ш. Диапазон глубины между КЛ и КГК изменяется от 300 до 1100 м. Максимальные его значения (>900 м) наблюдаются севернее 20° ю. ш., южнее разность глубин КЛ и КГК не превышает 700 м. В районе между 40 и 20° ю. ш. отмечены минимальные значения расстояния по глубине между всеми тремя уровнями.

Проведенные нами исследования показали, что каждой из зон, расположенных между критическими уровнями карбоната накопления, свойственны определенные комплексы планктонных и бентосных фораминифер. Зоны различаются по таким характеристикам, как численность и соотношение раковин этих двух групп фораминифер, число видов и структура их сообществ.



Фиг. 2. Глубина критических уровней карбоната накопления, структура вод и продуктивность фитопланктона и планктонных фораминифер на разрезе через Индийский океан

ФЛ — фораминиферовый лизоклин, КЛ — карбонатный лизоклин, КГК — критическая глубина карбоната накопления. *Водные массы*: ПАВ — придонная антарктическая; ГЦВ — глубинная циркулярная; ГЦИВ — глубинная центральноиндийская, ГСИВ — глубинная североиндийская. Заштрихованные полосы — границы водных масс; точечная линия — граница придонных и глубинных вод; А — численность клеток фитопланктона в поверхностных водах, клетки/л [16]; Б — численность планктонных фораминифер в поверхностных водах, экз./1000 м³ воды [4, 19]

Выше ФЛ (фиг. 3, 4), где содержание СаСО₃ в осадках составляет более 60—70%, развит комплекс планктонных фораминифер, не затронутый растворением, близкий по составу к биоценозу. Для него характерны максимально высокие значения общей численности целых раковин (более $n \cdot 10^3$ экз./г осадка) и численности всех видов, отсутствие фрагментов раковин, содержание которых становится заметным только на уровне ФЛ (~25%). В составе танатоценозов присутствуют все виды, свойственные биоценозам, число их в разных пробах составляет 11—15. Соотношение видов и форм особей различных возрастных групп в

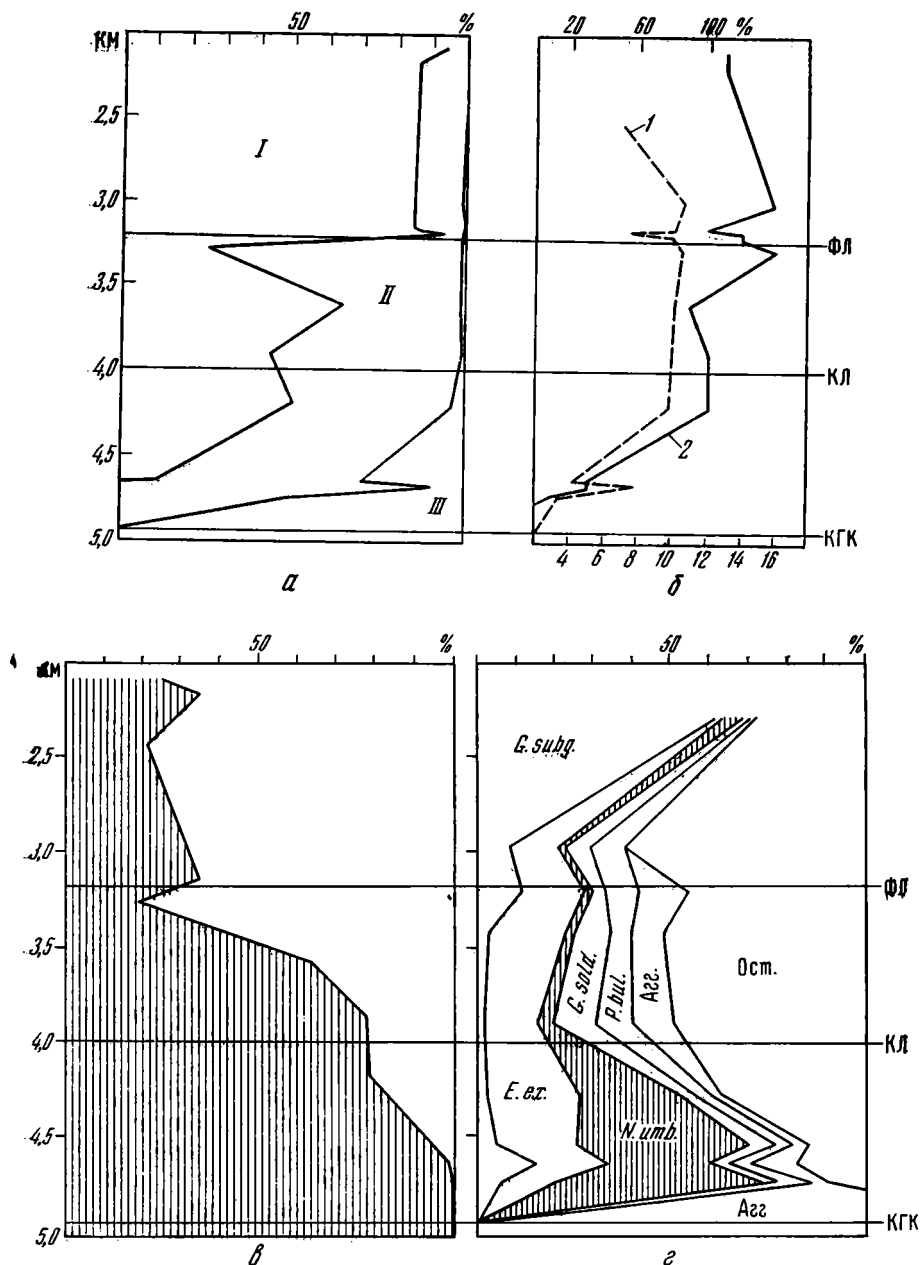
Таблица 1

Положение ФЛ, КЛ, КГК и величина зон между ними в разных районах Индийского океана

Широтная зона	ФЛ	КЛ [25]	КГК [25]	Зона между ФЛ и КЛ	Зона между КЛ и КГК	Зона между ФЛ и КГК
20—10° с.	≤2400—2800	3300—3500 4300	—	900—1000 1500	—	—
10—0° с.*	3000—3200	3900—4000	4800	800	800—900	1600—1800
10—0° с.**	>3000	4200	4500	1200	300	1500
0—10° ю.*	3200—3300	3900—4000	—	700	—	—
0—10° ю.**	>3200	4000—4100 3900—4000	5100 4800	700—900	900—1000	1600—1900
10—20° ю.	3500—4000	4000	5000—5100	0—500	1000—1100	1100—1500
20—30° ю.	4000	4000—4200	4600—4800	0—200	600	600—800
30—40° ю.	4200	4300—4400 4400—4450	4800	200—250	400	600
40—50° ю.	3500	4200—4300	4900	700—800	600—700	1400
50—60° ю.	<3000	3400—3500	3900	400—500	400—500	900

* Аравийское море.

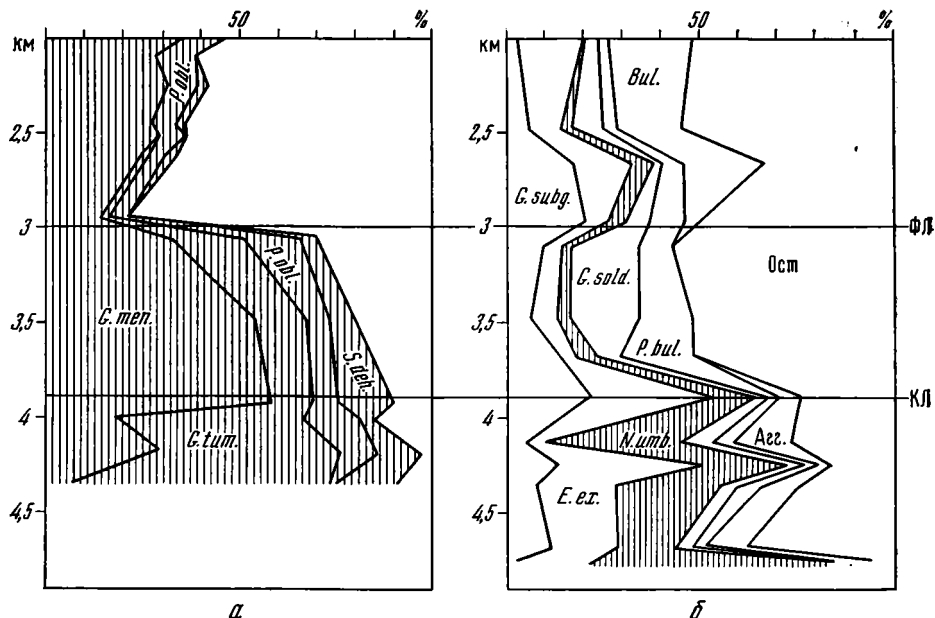
** Бенгальский залив.



Фиг. 3. Состав фораминифер и содержание CaCO_3 в осадках разных глубин дна центральной части Индийского океана в зоне $0-10^\circ$ ю. ш.

а — соотношение раковин планктонных (I), бентосных секретирующих (II) и агглютинирующих (III) фораминифер, %; **б** — содержание CaCO_3 в осадках (1) и число видов планктонных фораминифер (2); **в** — содержание в ассоциациях планктонных фораминифер раковин видов, устойчивых к растворению (заштрихованное поле), %; **г** — соотношение раковин видов в ассоциациях бентосных фораминифер, %: (для фракции $>0,1$ мм): *G. subg.* — *Globocassidulina subglobosa*, *F. ex.* — *Epistominella exigua*, *N. umb.* — *Nuttalides umbonifera*, *G. sold.* — *Gyroidina soldanii*, *P. bul.* — *Pullenia bulloides*, Агг. — агглютинирующие виды; Ост. — остальные виды

комплексах также соответствует биоценозам. Преобладают виды с легкорастворимыми раковинами. Состав их меняется с переходом из одной климатической области в другую. В тропической области севернее $20-30^\circ$ ю. ш. наиболее многочисленны *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globigerinella aequilateralis* (Brady), *Orbulina universa* (d'Orbigny), *Hastigerinella digitata*



Фиг. 4. Состав фораминифер в осадках разных глубин дна в западной части Индийского океана в зоне 0—10° с. ш.

а — соотношение раковин видов в планктонных ассоциациях: *G. men.* — *Globorotalia menardii*, *G. tum.* — *Globorotalia tumida*, *P. obl.* — *Pulleniatina obliquiloculata*, *S. deh.* — *Sphaeroidinella dehiscens*, б — соотношение раковин видов в бентосных ассоциациях (для фракции >0,1 мм): *Bul.* — виды отряда *Buliminida*; остальные обозначения см. на фиг. 3

(*Rhumbler*), *Globigerinella adamsi* (Banner and Blow), *Globigerina falconensis* Blow. В южной части океана, между 30 и 50° ю. ш., преобладают *Orbulina universa*, *Globorotalia crassaformis* (Galloway and Wissler), *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerina bulloides* d'Orbigny.

Соотношение видов в комплексах несколько варьирует соответственно особенностям распространения каждого из них. Южнее 50° ю. ш. господствующим видом становится *Globigerina bulloides*.

Во всех широтных областях в зоне выше фораминиферового лизоклина доля раковин легкорастворимых видов в планктонных ассоциациях составляет 80—90%. Показательной характеристикой этой зоны является и абсолютное доминирование (93—99%) планктонных форм в совместных комплексах их с бентосными фораминиферами.

Ассоциации бентосных фораминифер этой зоны отличает таксономическое разнообразие (30—40 видов в пробе), относительное обилие представителей отрядов *Cassidulinida* и *Buliminida* [11]. В северной части океана преобладают *Bulimina aculeata* d'Orbigny, *Bulimina mexicana* (Cushman), в центральной — *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Cassidulina crassa* d'Orbigny (см. фиг. 3), в южной части, между 30 и 40° ю. ш., многочисленны представители *Uvigerina* [24]. Наряду с этими видами обычно повсеместно значительную долю комплекса составляет вид *Epistominilla exigua* (Brady), представляющий отряд *Rotaliida*.

На уровне фораминиферового лизоклина избирательное растворение приводит к заметным преобразованиям танатоценозов фораминифер. В зоне между ФЛ и КЛ (см. фиг. 3, 4) увеличивается число фрагментов раковин планктонных фораминифер за счет разрушения неустойчивых против растворения форм. Общая численность планктонных фораминифер сокращается до нескольких десятков и часто не превышает десяти экземпляров. Вследствие различий в устойчивости к растворению возрастает доля видов, содержание кото-

рых в биоценозах мало и часто не превышает 1%. В северной части океана преобладающими формами в танатоценозах оказываются *Globorotalia menardii* (d'Orbigny), *Globorotalia tumida* (Brady), *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker and Jones), *Pullenaitina obliquiloculata* (Parker and Jones), *Globorotalia conglomerata* (Schwager) (см. фиг. 4), в области субтропиков — *Globorotalia menardii*, *Pullenaitina obliquiloculata*, южнее 40—50° ю. ш. — *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny), *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), *Globobuccina pachyderma* (Ehrenberg). Все эти виды имеют раковины, устойчивые к растворению. Часть видов, обладающих легкорастворимыми раковинами, глубже ФЛ вообще не встречается, исключая места сноса с более мелководных участков дна. Основной отличительной характеристикой этой зоны является небольшое число видов (от двух до пяти в пробе) и явное преобладание, а часто доминирование (до 90% и более) видов с раковинами, выдерживающими сильное растворение. При этом основную часть планктонного комплекса составляют крупные формы с диаметром раковины более 0,1 мм, как наиболее устойчивые к растворению. Заметно уменьшается и доля планктонных фораминифер в суммарной численности их с бентосными видами (см. фиг. 3). Бентосные ассоциации этой зоны беднее видами, чем ассоциации, развитые выше фораминиферового лизоклина. Они представлены 20—30 типично абиссальными видами, среди которых численно преобладают *Gyrodina soldanii* d'Orbigny, *G. orbicularis*, d'Orbigny, *Oridosalis teneris* (Brady), *Pullenia bullulosa* (d'Orbigny), *P. quinqueloba* (Reuss), *P. osloensis* Feyling-Hanssen, *Cibicides wuellerstorfi* (Schwager), *Globocassidulina subglobosa* (Brady).

Однако содержание CaCO_3 в осадках этой зоны продолжает оставаться высоким за счет фрагментов раковин планктонных видов и отчасти за счет карбонатных раковин бентосных фораминифер и кокколитов, которые обладают большей устойчивостью против растворения, чем планктонные фораминиферы.

На уровне КЛ (см. фиг. 3, 4) происходит тотальное растворение раковин планктонных видов и большей части их фрагментов, что приводит к резкому уменьшению содержания CaCO_3 в осадках, составляющего около 10% близ КГК. Численность целых раковин сокращается до нескольких экземпляров, число видов планктонных фораминифер в танатоценозе в целом не превышает пяти, составляя в отдельных пробах один-два. Карбонатную часть осадка в этой зоне составляют в основном фрагменты планктонных фораминифер, кокколиты и бентосные фораминиферы. Численность раковин последних значительно возрастает, достигая 2000—10 000 экз./г осадка [11]. Обитающие здесь бентосные виды обладают раковинами, которые сохраняются на дне и после гибели особи в условиях той геохимической обстановки, когда большая часть планктонных фораминифер разрушается под действием растворения. Плотность их живых популяций в этой зоне не выше, чем на меньших глубинах [18], и их высокая концентрация в осадках зоны между КЛ и КГК объясняется только резким уменьшением составляющей других компонентов осадков — планктонных фораминифер. Увеличение степени агрессивности вод в отношении карбонатов и, следовательно, уменьшение их насыщенности растворенным CaCO_3 на уровне КЛ нашло отражение и в таксономическом составе бентосных фораминифер. Их ассоциации, развитые в зоне между КЛ и КГК, включают не более 20, а обычно 12—15 видов с известковыми раковинами. Характерная особенность их состава — доминирование трех видов: *Globocassidulina subglobosa*, *Epistominella exigua*, *Nuttalides umbonifera* (Cushman), среди которых последний является формой, способной выдерживать условия сильного недонасыщения вод растворенным CaCO_3 . Доля его в ассоциациях возрастает с увеличением глубины, и он распространен вплоть до КГК, глубже которой встречаются уже только агглютинирующие фораминиферы (см. фиг. 3, 4). В северной части океана преимущественное развитие имеет ассоциация *Epistominella exigua* — *Nuttalides*

umbonifera [11], в южной — *Globocassidulina subglobosa* — *Nuttalides umbonifera* [24]. Среди других бентосных фораминифер в комплексах этой глубинной зоны обычно присутствуют виды, упоминавшиеся как характерные для ассоциаций, развитых выше КЛ, но их доля незначительна.

Из изложенного понятно, что батиметрическое положение ФЛ, КЛ и КГК должно контролироваться продуктивностью организмов с карбонатным скелетом, главным образом планктонных фораминифер, и условиями сохранности остатков скелетов на дне, прежде всего насыщенностью придонных вод растворенным карбонатом кальция. Благоприятным для накопления карбонатного материала должно быть и обильное поступление на дно терригенного и биогенного некарбонатного материала, что способствует захоронению раковин и сокращает время пребывания их на поверхности дна в соприкосновении с агрессивными к карбонатам придонными водами. Ведущим среди факторов, определяющих состав и границы распространения карбонатных осадков в глубоководных областях океана, как позволяют считать результаты наших исследований, является степень растворяющей активности вод.

Из сравнения кривых (см. фиг. 2), показывающих положение ФЛ и условной поверхности придонных антарктических вод (ПАВ) в Индийском океане [17] видно, что фораминиферовый лизоклин следует параллельно ПАВ, располагаясь примерно на 200—300 м глубже их условной поверхности, на всем пространстве от 60 до 10° ю. ш., и лишь севернее 10° ю. ш. поднимается на меньшую глубину, чем ПАВ. Придонные антарктические воды повсеместно агрессивны к карбонатному материалу. В Индийском океане они распространены вплоть до его северной окраины, заполняя все котловины на глубинах более 3500—4500 м. Характерным отличием ПАВ являются низкие температуры (от —0,6 на юге до +1,7 на севере океана), низкие значения pH (7,7—7,8), высокие величины P_{CO_2} $(7 \div 9) \cdot 10^{-4}$ атм, малая насыщенность CaCO_3 , большая щелочность (2,45—2,50 мг·экв/л) и высокие значения щелочно-хлорного отношения (0,127—0,128) [13]. Эти воды наиболее агрессивны к карбонатам вблизи источника своего формирования (в приантарктических районах), чем и объясняется прежде всего мелководное положение ФЛ, КЛ и КГК между 60 и 50° ю. ш. Близость глубинного положения всех трех уровней в этом районе связана с низкой продуктивностью организмов с карбонатным скелетом и резкими изменениями характеристик вод в пределах небольшого интервала глубин. Так, температура вод на глубине от 3000 до 4000 м падает с —0,6 до —0,1°С. К северу от 50 до 20—10° ю. ш. вслед за опусканием ПАВ происходит и углубление ФЛ, КЛ и КГК. Уровни ФЛ и КЛ имеют наиболее глубокое положение между 40 и 30° ю. ш., а максимальная глубина КГК наблюдается севернее 20° ю. ш. Это несогласие в поведении ФЛ, КЛ и КГК в пределах исследований области океана выразилось в значительных колебаниях величин зон, разделяющих эти уровни. Наблюдаемые вариации взаиморасположения критических уровней, по нашему мнению, следствие различий в продуктивности планктона поверхностных вод района. Все три уровня приближены друг к другу в районе между 40 и 20° ю. ш., в зоне конвергенции поверхностных вод, бедной планктоном. Севернее 20° ю. ш. наблюдается увеличение расхождения в их батиметрическом положении в основном за счет углубления КГК до 5100 м, что может быть обусловлено значительным возрастанием поступления карбонатных остатков организмов из богатых планктоном вод тропической области океана [4, 19]. Увеличение продуктивности в этом районе связано с влиянием южной тропической дивергенции, вызывающей подъем богатых биогенными элементами вод к поверхности океана. Уменьшению скорости растворения карбонатов на дне должно здесь способствовать также и обильное поступление из поверхностных вод кремнистых остатков планктона — диатомей и радиолярий.

К северу от 10° ю. ш. вновь отмечен подъем придонных антарктических вод, ФЛ и КЛ, однако ФЛ зафиксирован на значительно меньшей

Значения величин компонентов карбонатной системы
(данные В. Н. Иваненкова)

Таблица 2

Глубина, м	pH	P_{CO_2} , 10^{-4} , атм*	Насыщенность, %	
			$CaCO_3$	$(CaCO_3 + Ca(HCO_3)_2)$
Северная часть Аравийского и Бенгальского районов				
0	$8,20 \pm 0,10$	$3,6 \pm 0,6$	450 ± 100	120 ± 5
300	$7,80 \pm 0,10$	$7,9 \pm 1,5$	100 ± 10	100 ± 2
500	$7,70 \pm 0,05$	$9,8 \pm 1,0$	90 ± 10	98 ± 2
1500	$7,85 \pm 0,05$	$6,4 \pm 0,7$	75 ± 10	96 ± 2
2000	$7,90 \pm 0,05$	$5,6 \pm 0,7$	80 ± 15	97 ± 2
3000	$7,85 \pm 0,05$	$6,4 \pm 0,7$	75 ± 5	96 ± 1
4000	$7,85 \pm 0,05$	$6,3 \pm 0,7$	75 ± 5	96 ± 1
5000	$7,80 \pm 0,05$	$7,2 \pm 0,08$	75 ± 5	96 ± 1
Экваториальная зона Индийского океана				
0	$8,25 \pm 0,05$	$3,0 \pm 0,3$	600 ± 100	128 ± 5
300	$7,90 \pm 0,05$	$6,3 \pm 0,5$	250 ± 50	110 ± 3
500	$7,85 \pm 0,05$	$6,8 \pm 0,7$	150 ± 20	104 ± 2
1500	$7,90 \pm 0,05$	$5,7 \pm 0,7$	100 ± 5	100 ± 1
2000	$7,90 \pm 0,05$	$5,7 \pm 0,7$	100 ± 5	100 ± 1
3000	$7,85 \pm 0,05$	$6,4 \pm 0,7$	95 ± 5	99 ± 1
4000	$7,85 \pm 0,05$	$6,3 \pm 0,7$	90 ± 5	99 ± 1
5000	$7,80 \pm 0,05$	$7,1 \pm 0,8$	80 ± 5	97 ± 1

* Значения P_{CO_2} приведены с поправкой на гидростатическое давление.

глубине, чем поверхность ПАВ. Действительно, начало активного растворения карбонатов в северной части Индийского океана связано не с придонными антарктическими водами, а с глубинными североиндийскими (ГСИВ), занимающими глубины от 1800 до 3500 м и распространенными примерно до 10° ю. ш. Продвижению их дальше на юг препятствует зона экваториальных фронтов, проходящая через весь океан между 5 и 15° ю. ш. Насыщенность их $CaCO_3$ на 15 — 20% ниже насыщенности других глубинных вод океана (табл. 2), поэтому ГСИВ обладают сильным растворяющим действием на карбонаты, что и объясняет такое высокое положение ФЛ и КЛ в северной части океана. Возможно, на приконтинентальных участках дна в этом районе растворение протекает более активно, чем в центральной части океана, вследствие обогащения придонного слоя вод углекислым газом, выделяемым в процессе диагенеза осадков, содержащих большое количество органического вещества. В этом районе наблюдается также значительная мощность зон, разделяющих критические уровни карбоната накопления, что связано как с массовым развитием планктонных фораминифер в поверхностных водах, так и с большим выносом терригенного материала с континента.

Проведенные исследования выявили определенную закономерную связь глубин критических уровней карбоната накопления со структурой вод и продуктивностью планктона в Индийском океане. Они показали также, что изменения в условиях растворимости карбонатного материала, фиксируемые на этих уровнях по разным характеристикам осадков, четко проявляются и в составе ассоциаций фораминифер. Нами установлено, что на всех трех уровнях происходят резкие преобразования не только в планктонных, но и в бентосных ассоциациях фораминифер.

Знание закономерностей этих преобразований может стать надежной основой для картирования участков дна, характеризующихся определенными условиями в отношении растворимости карбонатного материала на дне. Такое фациальное картирование совместно с исследованиями по распространению Fe—Mn конкреций несомненно представляет не только научный, но и значительный практический интерес.

1. Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане.— Тр. Океанограф. комиссии, 1962, т. 10, вып. 3, с. 3.
2. Безруков П. Л. Железомарганцевые конкреционные руды.— В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 345—357.
3. Безруков П. Л., Лисицын А. П. Распределение карбоната кальция CaCO_3 в донных осадках. Геолого-геофизический атлас Международной Индоокеанской экспедиции. М.: Изд-во ГУГК, 1975.
4. Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1964, т. 68, с. 12—83.
5. Беляева Н. В. Климатическая и вертикальная зональность распределения планктонных фораминифер в осадках Тихого океана.— Второй Международный океанографический конгресс (тез. докл.). М.: Наука, 1966, с. 33—34.
6. Беляева Н. В. Планктонные фораминиферы в осадках Индийского океана. Геолого-геофизический атлас Международной Индоокеанской экспедиции. М.: Изд-во ГУГК, 1975.
7. Беляева Н. В. Влияние растворимости на формирование тропического танатоценоза планктонных фораминифер в северо-восточной части Индийского океана.— Вопр. микропалеонтологии, 1979, вып. 22, с. 122—134.
8. Беляева Н. В. Положение фораминиферового лизоклина в разных зонах Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 2, с. 11—16.
9. Беляева Н. В. Формирование сообществ захоронения планктонных фораминифер на дне Бенгальского залива.— Вопр. микропалеонтологии, 1982, вып. 23, с. 11—25.
10. Беляева Н. В., Бурмистрова И. И. О связи критических уровней карбонатонакопления со структурой вод в Индийском океане: Тез. докл. VI Всесоюз. школы морской геологии, т. 1, М., 1984, с. 99.
11. Бурмистрова И. И. Глубоководные сообщества бентосных фораминифер северной части Индийского океана.— Вопр. микропалеонтологии, 1979, вып. 22, с. 147—154.
12. Бурмистрова И. И., Беляева Н. В. Глубоководные комплексы, как показатель фациальной обстановки (на примере Индийского океана) — В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981, с. 184—194.
13. Иваненков В. Н. Основные закономерности распределения компонентов карбонатной системы.— В кн.: Химия океана. Т. I. М.: Наука, 1979, с. 108—132.
14. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
15. Лисицын А. П., Петелин В. П. Распределение CaCO_3 в осадках Тихого океана.— В кн.: Тихий океан. Кн. 2. М.: Наука, 1970, с. 26—68.
16. Семина Г. И. Фитопланктон.— В кн.: Биология океана. Т. I. М.: Наука, 1977, с. 58—61.
17. Шербинин А. Д. Структура и циркуляция вод Индийского океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 92 с.
18. Хусид Т. А. Биомасса и количественное распределение бентосных фораминифер в северо-западной части Индийского океана.— В кн.: Морская микропалеонтология, М.: Наука, 1978, с. 185—191.
19. Be A. W. H., Tolderlund D. S. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans.— In: Micropaleontology of Oceans. L.: Cambridge Univ. Press, 1971, p. 105—149.
20. Berger W. H. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15, p. 31—43.
21. Berger W. H., Adelseck C. G., Mayer L. A. Distribution of carbonate in surface sediments of the Pacific Ocean.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 15, p. 2617—2627.
22. Biscaye P. E., Kolla V., Turekian K. K. Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic ocean.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 15, p. 2595—2603.
23. Bramlette M. N. Pelagic sediments. In: Oceanography. Wash.: Amer. Assoc. Advan. Sci., 1961, Publ. 67, p. 345—366.
24. Corliss B. H. Recent deep-sea benthonic foraminiferal distributions in the southeast Indian ocean: inferred bottom water routes and ecological implications.— Marine Geol., 1979, v. 31, p. 115—138.
25. Kolla V., Be A. W. H., Biscaye P. E. Calcium carbonate distribution in the surface sediments of the Indian ocean.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 15, p. 2604—2616.
26. Murray J., Renard A. F. Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. «Challenger» in the years 1872 to 1876. L., 1891. 525 p.
27. Parker F. L., Berger W. H. Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific.— Deep-Sea Res., 1971, v. 18, p. 73—107.
28. Pautot O., Melguen M. Influence of deep water circulation and sea floor morphology on the abundance and grade of Central South Pacific manganese nodules.— In: Marine Sci. V. 9. N.—Y., London, 1979, p. 621—649.
29. Phleger F., Parker F. L., Peirson J. North Atlantic foraminifera. Swedish Deep-Sea Exped. 1947—1948. 1953, v. 7, № 1, p. 122.
30. Schott W. Die foraminifera in dem aquatorialen Teil des Atlantischen ozeans. Deutsche Atlant. Exped. «Meteor» 1925—1927.— Wiss. Ergebn., 1935, v. 3(3), p. 43—134.

УДК 551.(31+32) (265/266)

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ Fe-Mn-КОНКРЕЦИЙ РАДИОЛЯРИЕВОГО ПОЯСА ТИХОГО ОКЕАНА

СКОРНЯКОВА Н. С.

По материалам полигонов 28-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев», выполненных в рудной провинции Кларифон-Клиппертон и Центральной котловине, рассмотрены типоморфные особенности основных морфогенетических типов конкреций радиоляриевого пояса. По характеру поверхности, особенностям внутреннего строения, минерального и химического состава, и в частности поведения малых элементов при селективном растворении, выделено три генетических типа конкреций: преимущественно седиментационные, седиментационно-диагенетические и диагенетические, формирование которых обусловлено механизмом роста.

Первая морфологическая классификация конкреций Мейлана—Крейга [22] выполнена по материалам, полученным в Тихом океане. В основу этой классификации была положена морфология и характер поверхности конкреций с учетом их размеров. Генетический смысл этой классификации подтверждается тесной связью характера поверхности с внутренней структурой рудного вещества, химическим и минеральным составом конкреций [7, 16, 21, 22, 24, 28, 31].

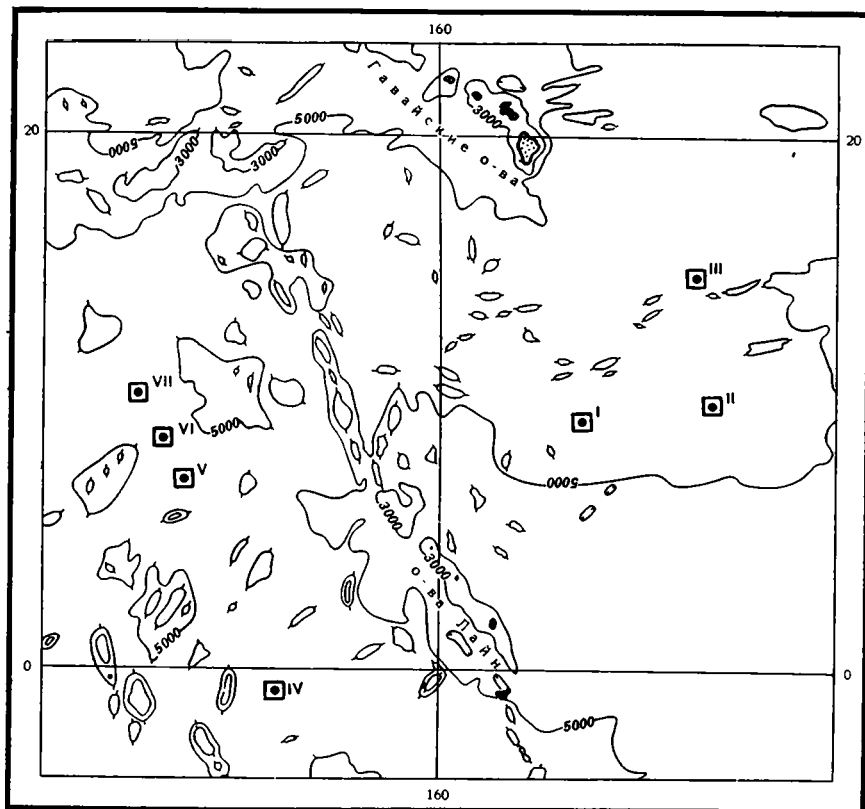
Несмотря на большое морфологическое разнообразие конкреций, по структуре поверхности выделяются три типа конкреций: с гладкой (s), крупноглобулярной (r) и асимметричной (sr) поверхностью, отражающих механизм формирования или источник поступления рудного вещества (табл. 1).

Конкреции с гладкой поверхностью, сложенные δ -MnO₂ в тесном сростании с рентгеноаморфной гидроокисью Fe, преимущественно седиментационные (гидрогенетические [17]). Близкие по вещественному составу (они обогащены Fe, Ti, Co, Pb при относительно низком содержании Mn, Ni, Cu, Zn) и структуре к рудным коркам с поверхности подводных гор, они формируются путем непосредственного осаждения ко-

Таблица 1

Индекс	Форма конкреции	Морфогенетические типы конкреций		
		С	Д	СД
S	Сферическая	Ss	Sr	—
D	Дискоидальная	Ds	Dr	Dsr
E	Эллипсоидальная	Es	Er	Esr
T	Лепешковидная (уплощенная овальная в плане форма)	Ts	—	Tsr
F	Плитчатая (изометричная в плане)	Fs	—	Fsr
V	Изометричная по форме ядра	Vs	—	—
P	Полиядерная или сrostковая	PSs, PDs, PTs, PEs, PEDSs, Pfs,	PSr, PDr (редко)	—
B	Биоморфная (по зубам, костям, экскрементам, ходам илловиков)	—	Br	Bsr
I	Неправильная форма, за счет частичного разрушения S, E, D и др.	ISs, IDs и др.	—	—
f	Фрагменты разрушенных конкреций	fSs, fSf и др.	—	—

Примечание. 1. Для индексации форм (S, D, E и др.), структуры поверхности и морфогенетических типов использованы классификации Мейлана—Крейга [22] и Моритани [24] с некоторыми дополнениями.
2. Морфогенетические типы конкреций: С — преимущественно седиментационные; Д — диагенетические; СД — седиментационно-диагенетические.



Фиг. 1. Расположение полигонов (I—VII) 28-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев»

лloidной окиси и гидроокиси Fe и Mn из придонной воды. Обогащенные Mn, Ni, Cu, Zn и сложенные тодорокитом конкреции с глобулярной поверхностью диагенетические по своему генезису. Они формируются за счет диффузионной миграции ионов двухвалентных металлов (Mn, Cu, Ni, Zn) в верхнем полужидком слое осадков. Конкреции с асимметричной поверхностью, гладкой верхней и глобулярной нижней — седиментационно-диагенетические.

Задача настоящей работы — рассмотреть типоморфные особенности основных генетических типов Fe—Mn-конкреций радиоляриевого пояса, и прежде всего специфику их вещественного состава по материалам полигенных исследований, выполненных в 28-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев».

С целью изучения локальной изменчивости Fe-Mn-конкреций и условий их формирования работы проводились на полигонах в глубоководных котловинах северной приэкваториальной части Тихого океана между 146 и 175° з. д., в рудной провинции Клариян-Клиппертон и Центральной котловине. Кроме того, рудные корки и конкреции были собраны в зонах разломов центральной части Тихого океана (Клариян — полигон III, Магеллана — полигон VI и Нова-Кантон — полигон V) (фиг. 1).

Полигоны глубоководных котловин радиоляриевого пояса выполнены вблизи и ниже критической глубины карбонатакопления, на участках дна с пологохолмистым и расчлененным рельефом, со скоростями верхнеплейстоценового (<0,7 млн. лет) осадконакопления от сотых долей до 7 мм/1000 лет. Конкреции встречаются на поверхности осадков со скоростями седиментации <1 мм/1000 лет.

В рейсе проводилось макро- и микроскопическое описание (прозрачных и полированных шлифов) конкреций, рентгенодифрактометри-

ческие¹ и химические анализы рудного вещества. Отобранные для химических анализов пробы высушивали при температуре 100°С и затем растирали. Растертые образцы дополнительной сушке не подвергали. Определение валового содержания Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Pb проводили атомно-абсорбционным методом, для контроля Fe и Mn определяли также коллометрическим и объемным химическим методами². Для определения Mn²⁺ растертые пробы обрабатывали 1%-ной серной кислотой при нагревании (до начала кипячения) [2].

Рельеф дна и осадки полигонов. Полигон I (ст. 2474) площадью 12×12 миль расположен по северо-западной периферии рудной провинции Кларион-Клиппертон (координаты буя 9°31,4' с. ш., 152°40,3' з. д.). В пределы полигона входит массив широко вытянутых абиссальных холмов с минимальными глубинами над их вершинами 4640—4900 м и полая равнина с глубинами порядка 5200—5300 м. Поверхностный слой осадков представлен полужидкими глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами, в депрессии обогащенными диатомеями. На глубинах менее 4900 м они сменяются мергелистыми радиоляриево-глинистыми илами. Возраст поверхностных полужидких илов по данным диатомового анализа, выполненного В. В. Мухиной, верхнеплейстоценовый (моложе 0,7 млн. лет). Мощность вскрытой пачки плейстоценовых илов, по предварительным данным, колеблется от 5 до 225 см. На поверхности осадков практически повсеместно залегают конкреции, покрывающие от 35 до 88% площади дна. Конкреции встречаются в ряде горизонтов и в толще осадков, до глубины 667 см.

Полигон II (ст. 2483) площадью 14×10 миль расположен на поверхности слабохолмистой равнины, на глубинах порядка 5000—5250 м, в осевой части рудной провинции Кларион-Клиппертон (координаты буя 10°02,4 с. ш., 146°29,4 з. д.) в области распространения конкреций с высокими содержаниями Ni и Cu. В пределы полигона входит меридиональная депрессия с глубинами 5200—5285 м, окаймленная пологими валобразными поднятиями с минимальными глубинами 5050—5150 м. На северо-западе полигона расположен субширотный абиссальный холм с минимальной глубиной 4885 м.

Осадки поверхностного слоя представлены полужидкими глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами, в депрессии обогащенными диатомеями: вниз по разрезу они сменяются мио- и эвпелагическими глинами миоценового возраста. Возраст полужидкого поверхностного слоя осадков по диатомеям обычно моложе 0,7 млн. лет. Мощность палеонтологически охарактеризованных четвертичных осадков колеблется от 1 до 50 см. На поверхности осадков залегают Fe—Mn-конкреции, их концентрация колеблется в пределах от 2 до 54,7%.

Полигон VII (ст. 2520) площадью 14×13 миль (координаты буя 10°28 с. ш., 175°07 з. д.) расположен на расчлененной поверхности дна северо-восточной части Центральной котловины, на глубинах 4760—5400 м. В пределы полигона входят крупные абиссальные холмы субширотного простираения с минимальными глубинами над вершинами 5168—4760 м и плоская равнина с глубинами 5415—5456 м.

На поверхности дна равнинной части полигона на глубинах более 5200 залегают глинисто-радиоляриевые илы, обогащенные диатомеями. Вниз по разрезу они сменяются мио- и эвпелагическими глинами; участками глины перекрыты лишь пленкой этмодискусовых илов. На глубинах менее 5100 м кремнисто-глинистые илы сменяются кремнистыми известково-глинистыми, а затем фораминиферово-кокколитовыми илами. Возраст поверхностных глинисто-радиоляриевых илов и их мергелистых разностей по диатомеям (определение В. В. Мухиной) датируется как

¹ Дифрактометрические исследования выполнены О. Б. Чудаевым, И. В. Холодковичем, В. О. Худоложниковым, Д. Ю. Пушаровским [8].

² Атомно-абсорбционные анализы выполнены В. В. Гордеевым и С. В. Храмовым; химические определения Fe, Mn — Е. Г. Соколовой, Mn²⁺ — Е. С. Базиловской.

плейстоценовый ($\leq 0,6-0,7$ млн. лет). По данным кокколитового анализа (определение М. Г. Ушаковой), поверхностные слои осадков абиссальных холмов датируются возрастом $0,27-0,44$ млн. лет.

Дночерпатели и фотографии дна показали повсеместное присутствие Fe—Mn-конкреций. Трубка конкреции обнаружены в толще осадков.

Морфогенетические типы конкреций. Характерная особенность конкреций полигона ст. 2474 состоит в сходстве морфогенетических типов, химического и минерального состава конкреций абиссальных холмов и равнины. Это преимущественно седиментационные тонкоконцентрически-слоистые конкреции с гладкой (s) или микропористой (шероховатой) поверхностью, с величиной $Mn/Fe < 2,5$.

На поверхности абиссальных холмов преобладают сростки (в порядке встречаемости) лепешковидных (PT), эллипсоидальных (PE), неправильных по форме (PI-сростки разрушенных и залеченных конкреций) дискоидальных (PD) и сферических (PS) конкреций, размером $2-4$ см. Реже встречаются собственно E, T и S-конкреции диаметром $1-2$ см (фиг. 2). Иногда сростки мелких D- и T-конкреций имеют ступенчатый характер нарастания [7, 22, 24].

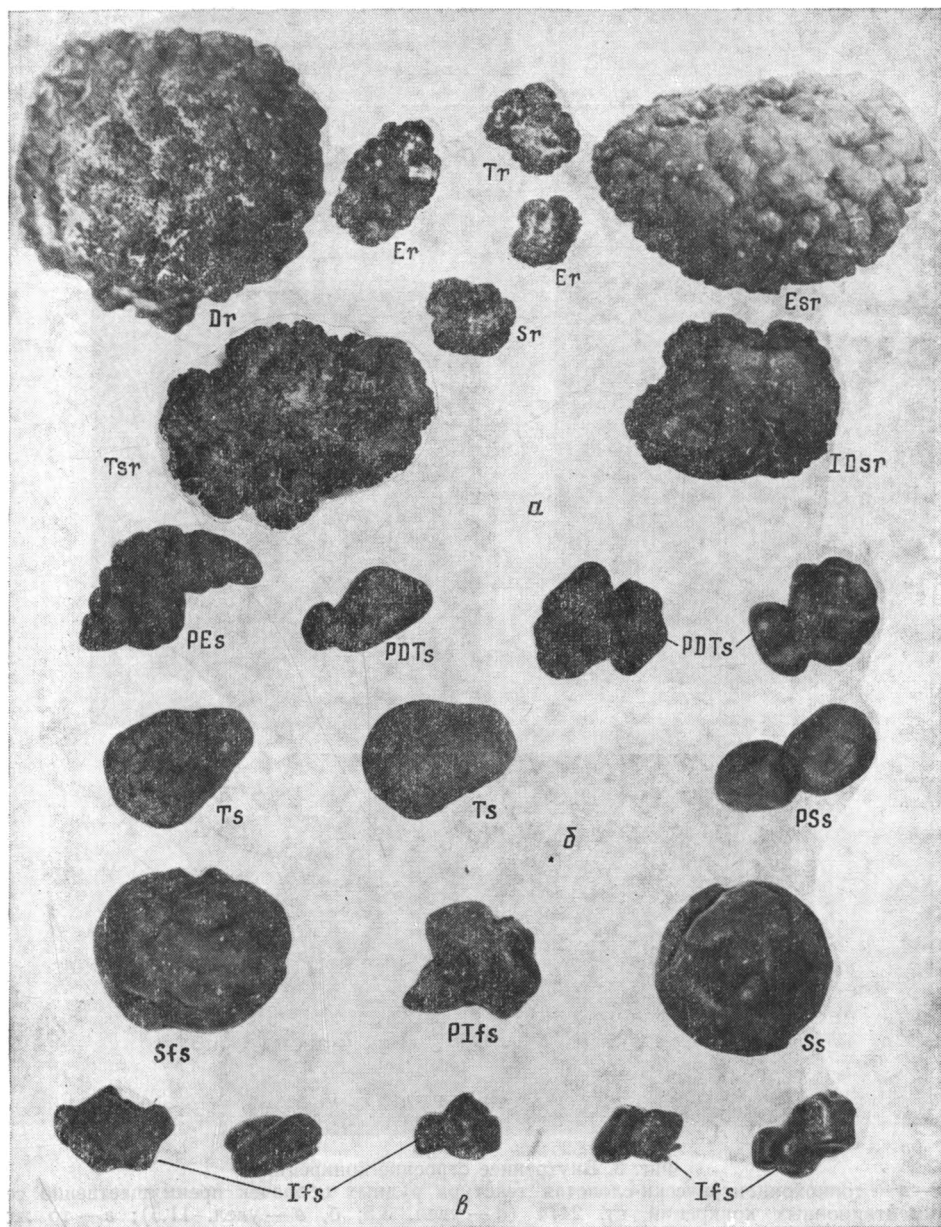
В равнинной части полигона преобладают мелкие ($2-4$ см) конкреции T, E, D, I-формы, реже их сростки. Встречены также средние ($4-6$ см) конкреции неправильной овально-угловатой или уплощенной формы (ID, IF) и биоморфные (B).

Большая часть поверхности ($60-80\%$) конкреций гладкая, лишь нижняя, залегающая непосредственно на осадках, микропористая, шероховатая за счет образования мелких глобуль (размером до 1 мм) или микродендритов. В сростковых конкрециях со ступенчатым характером роста микрошероховатость встречена лишь на нижней поверхности первой, соприкасающейся с осадком конкреции. Крупные E, T, D-конкреции обычно асимметричны по своему строению с более мощной верхней рудной оболочкой, характеризующейся выпуклой поверхностью и плоской или даже выгнутой — нижней. Все конкреции очень хрупкие, трещиноватые, со швами залечивания на поверхности. Ядра представлены глиной, в разной степени оруденелой, обломками древних конкреций, реже зубами рыб, обломками кремней, базальта.

В пределах полигона ст. 2520 встречено два морфогенетических типа конкреций: преимущественно седиментационные с гладкой верхней и микрошероховатой нижней поверхностью и диагенетические с крупноглобулярной поверхностью.

Мелкие ($1-2$ см в диаметре) шаровидные и эллипсоидальные конкреции с крупноглобулярной поверхностью обнаружены на одном из участков дна равнинной части полигона на миопелагических глинах. На большей части площади полигона встречены преимущественно крупные (от 4 до 6 см) в максимальном сечении (реже $2-4$ см) шаровидные S, эллипсоидальные E, дискоидальные D, лепешковидные T, плитчатые F, изометричные V (корковые конкреционные образования с ядрами базальта) и биоморфные B-конкреции с асимметричным характером поверхности. Верхняя поверхность гладкая, нижняя микрошероховатая, она составляет от 10 до 40% (с увеличением в уплощенных конкрециях) от всей площади конкреции. Конкреции тонкоконцентрически-слоистые, крупные шаровидные и эллипсоидальные скорлуповато-слоистые за счет наличия концентратов глинистого вещества мощностью $0,5-1,5$ мм; очень хрупкие, с многочисленными концентрическими и радиальными трещинами, нередко частично или полностью разрушенные. Фрагменты и сростки конкреций S, E, D-форм составляют иногда до 50% пробы (см. фиг. 2, в).

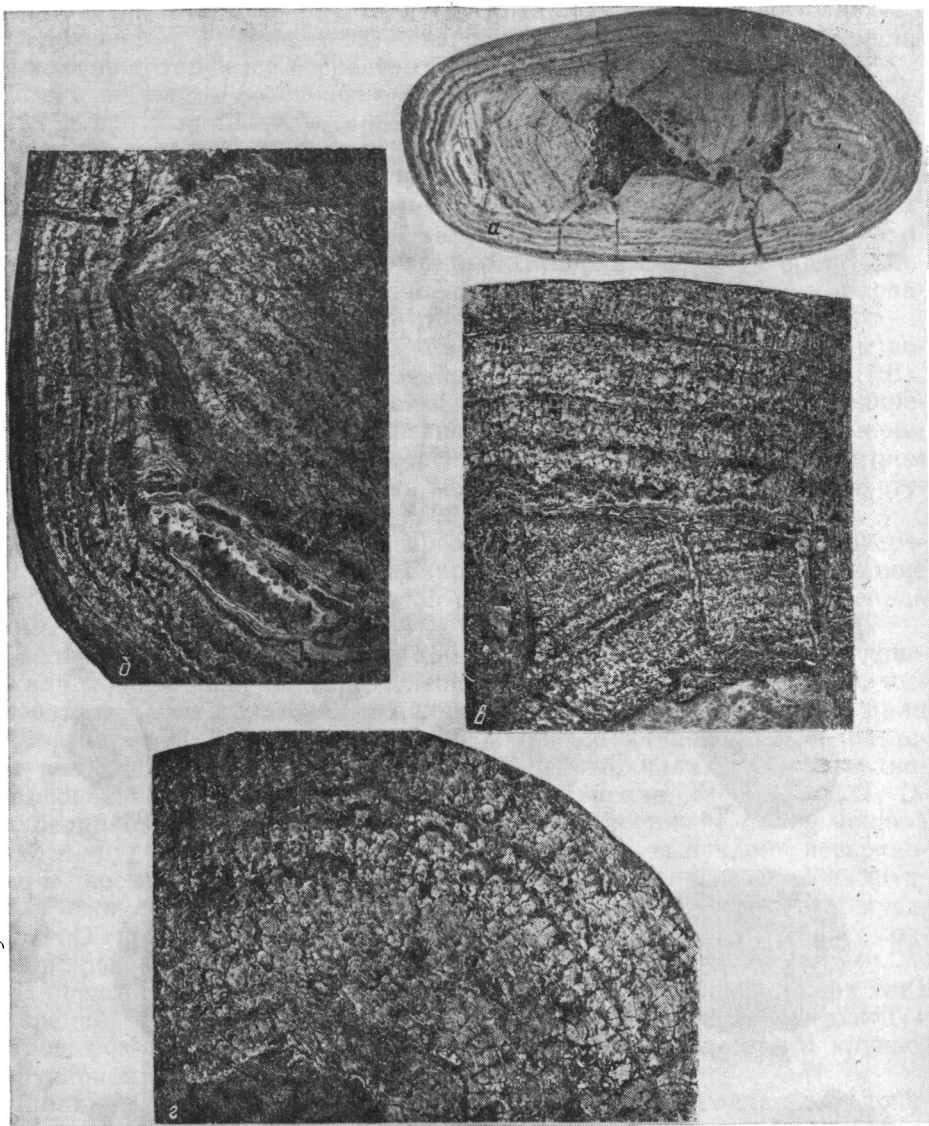
Ядрами конкреций служат уплотненные осадки, зубы, обломки базальта; большинство ядер полностью замещено рудным веществом. На поверхности абиссальных холмов преобладают конкреции S-формы, реже E, F, V размером $4-6$ см, в равнинной части полигона — E, T, D, F, реже S и их сростки.



Фиг. 2. Морфогенетические типы конкреций полигонов:
a — ст. 2483; *б* — ст. 2474; *в* — ст. 2520

В зонах разломов Клиппертон, Ново-Картон и Магеллана (см. фиг. 1) были подняты сферические, эллипсоидные, плитчатые конкреции с желвакообразной (ботроидальной) поверхностью (размером 2—6 см) и их сростки, много изометрических по форме корковых конcretionных образований (размером от 2 до 20 см) и обломки рудных корок мощностью до 7 см.

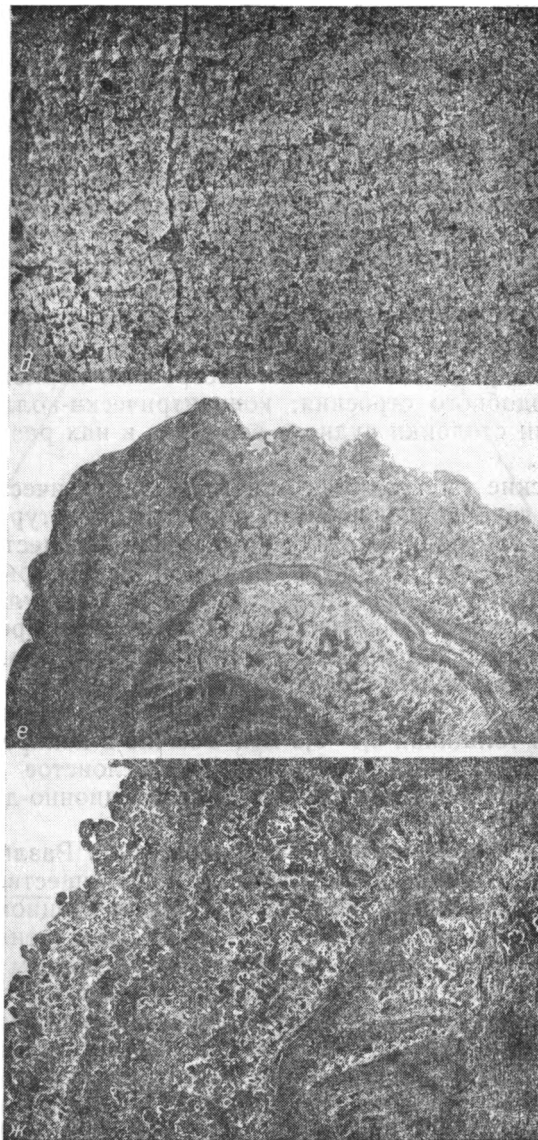
На полигоне ст. 2483 встречаются преимущественно диагенетические с равномерно глобулярной поверхностью конкреции. Исключение составляют конкреции абиссального холма, представленные сростками мелких диско- и эллипсоидальных конкреций тонкослоистого строения, с гладкой верхней и микрошероховатой нижней поверхностью (аналоги конкреций полигона ст. 2474).



Фиг. 3. Внутреннее строение конкреций

а—в — тонкоконцентрически-слоистая текстура рудных оболочек преимущественно седиментационных конкреций, ст. 2474 (*а* — увел. 3,5; *б, в* — увел. 11,5); *г* — то же, радиально-столбчатая, ст. 2498, увел. 11,5; *д* — столбчатое строение рудной корки, ст. 2499, увел. 11,5; *е—ж* — грубослоистое строение рудной оболочки диагенетической конкреции с ажурной радиально-дендритовой и пльчат-колломорфной структурой рудного вещества, ст. 2483 (*е* — увел. 4,5; *ж* — увел. 11,5)

На поверхности слабохолмистой равнины встречены Е, D, Т, реже S- и В-конкреции размером от 1 до 10 см в максимальном сечении. Наиболее крупных размеров (6—10 см) достигают Е, Т и В-конкреции, D обычно не превышают 6 см, S — 1—2 см. Большинство конкреций имеет крупноглобулярную поверхность (см. фиг. 2, *а*). Конкреции более 6 см в диаметре (реже 4—6 см) имеют асимметричную поверхность (верхнюю — гладкую и микрошероховатую, нижнюю — глобулярную) и четко выраженный глобулярно-дендритовый экваториальный пояс, фиксирующий положение конкреции на границе «вода — осадок». Наличие экваториального пояса четко отличает преимущественно седиментационные конкреции (с постепенным переходом гладкой верхней к микрошероховатой нижней поверхности) от седиментационно-диагенетических. Рудная оболочка конкреций грубослоистая, нередко в крупных



Фиг. 3 (а — в)

конкрециях она асимметрична по мощности, с тенденцией более интенсивного нарастания рудного вещества с нижней, погруженной в осадки части.

Особенности внутреннего строения рудных оболочек конкреций. Рудная оболочка преимущественно седиментационных конкреций полигонов ст. 2474, 2520 и зон разломов имеет тонкоконцентрически-слоистое, или слоистое (в не выдержанных по периметру, частично выклинивающих слоях), или радиально-столбчатое строение (фиг. 3, а—в). Ее слоистость обусловлена чередованием различных по мощности и структуре рудных и нерудных, иногда прерывистых глинистых прослоев. Мощность рудной оболочки обычно асимметрична. Рудная оболочка в верхней части конкреций в 1,5—2 раза больше, чем в нижней; структура рудного вещества колломорфная, колломорфно-плойчатая и глобулярная.

Радиально-столбчатая текстура образована плотно расположенными удлинёнными (каплевидными) глобулями с колломорфной микроструктурой. Нередко одинаковые по размерам удлинённые глобули обра-

зуют выдержанные концентрические слои, разделенные тончайшими колломорфными прослоями, имеющими слабоволнистый или пloyчатый рисунок и соответственно слоисто-колломорфную структуру. В прозрачных шлифах³ видно, что колломорфные прослои образованы ритмично чередующимися различно окрашенными бурыми слоями гидроокислов железа (мощностью до 0,5 мм) с тончайшими ($< 0,2$ мм), выдержанными по мощности черными непросвечивающими слоями гидроокислов марганца, отличающимися (под рудным микроскопом) по отражательной способности. Промежутки между слоями обогащены глиной, тесно вплетающейся в общий рисунок структуры.

Рудные корки с поверхности коренных пород или глыбовых конкреций плотные, грубо-, реже тонкопараллельно-слоистые или столбчатые (см. фиг. 3, *д*, *е*). Структура рудного вещества пятнистая, колломорфная, глобулярная, реже дендритовая. Встречены пористые рудные корки сталагмитоподобного строения: концентрически-колломорфные в поперечном сечении столбики рудного вещества в них разделены удлинёнными пустотами.

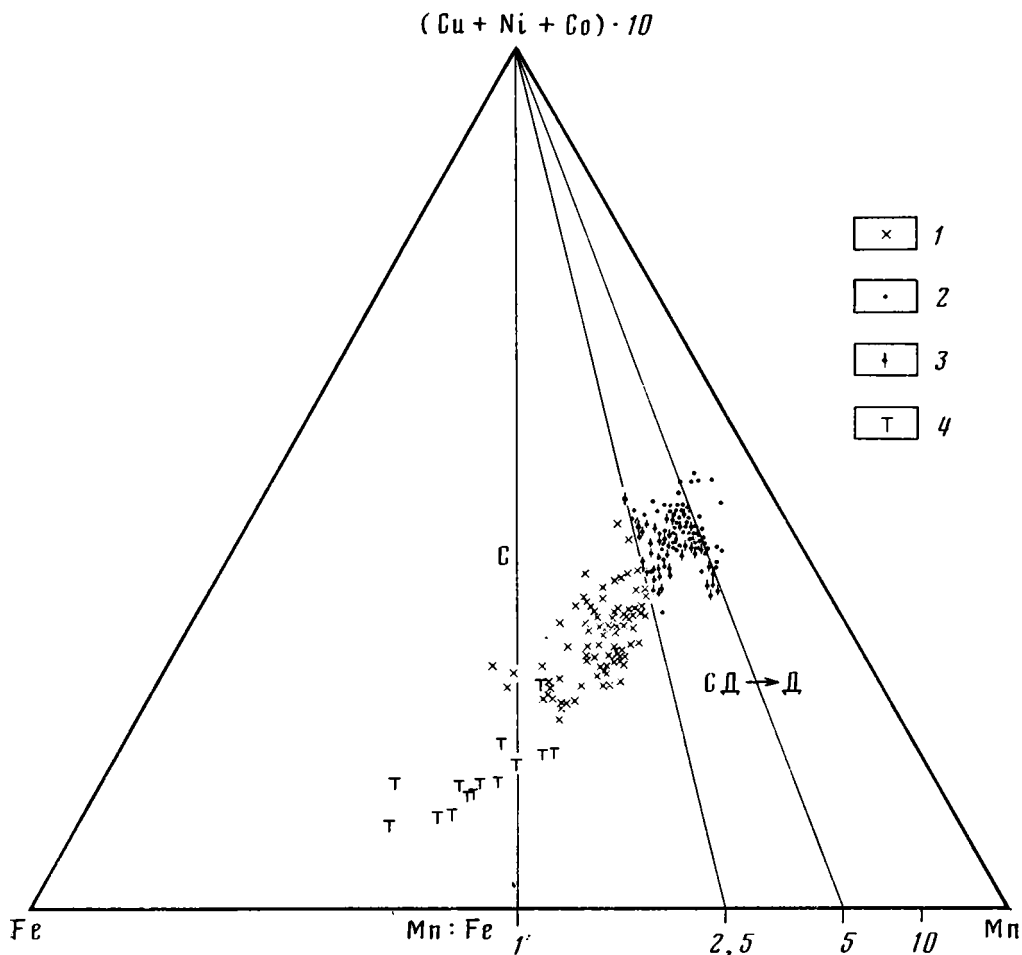
Диagenетические и седиментационно-диagenетические конкреции ст. 2483 имеют грубоконцентрически-слоистую текстуру и глобулярно-дендритовую и глобулярную структуры рудного вещества. Отличительной особенностью этих структур является их ажурно-колломорфное строение (см. фиг. 3, *ж*). Междендритовые и межглобулярные пространства выполнены глинистым веществом, обогащенным кремнистым детритом. Мощность отдельных прослоев с глобулярно-дендритовым или глобулярным строением колеблется от 3 до 10 мм, в симметричных конкрециях снижается до 1—2 мм. Они разделены тонкослоистыми колломорфными прослоями толщиной 0,1—0,3 мм. Обычно в конкреции встречается два—три таких прослоя. Тонкоколломорфно-слоистое строение имеет также верхняя часть асимметричных (седиментационно-диagenетических) конкреций.

Химический и минеральный состав конкреций. Различные по характеру поверхности и внутреннего строения преимущественно седиментационные и диagenетические конкреции (седиментационно-диagenетические занимают промежуточное положение) существенно различаются по химическому и минеральному составу. Основным геохимическим критерием разделения различных морфогенетических типов конкреций может служить величина Mn/Fe с учетом содержания малых элементов [17]. Это отчетливо видно из трехкомпонентной диаграммы химического состава различных морфогенетических типов конкреций (фиг. 4). Для ее составления использованы материалы полигонов радиоляриевого пояса зоны Клариион-Клиппертон (ст. 2474, 2520, 2483, зон разлома центральной части Тихого океана, площади Domes [26], ст. 5996, 1936 [5, 6]).

Диаграмма, составленная на основании микроскопического описания конкреций, показала четкое разделение преимущественно седиментационных и диagenетических конкреций по величине Mn/Fe , равной 2,5. Седиментационно-диagenетические конкреции характеризуются величиной Mn/Fe , равной 2,5—5, диagenетические — 2,5—10 (обычно более 4).

С ростом величины Mn/Fe в конкрециях увеличивается содержание Ni , Cu . Это отчетливо видно на диаграмме (см. фиг. 4), графиках соотношения $Ni + Cu$ с Mn/Fe , по анализам средних проб конкреций (фиг. 5) и соотношению Cu с Mn/Fe , Ni с Mn/Fe в рудном веществе верхней и нижней поверхностей конкреций (фиг. 6). Отмеченное П. Хальбахом с соавторами [17] уменьшение содержания малых элементов в конкрециях котловины Зонне с величинами Mn/Fe , равными 5—20, по-видимому, связано с их формированием на поверхности гемипелагических осадков [10, 27, 30].

³ Описание прозрачных шлифов выполнено Л. И. Аникеевой.



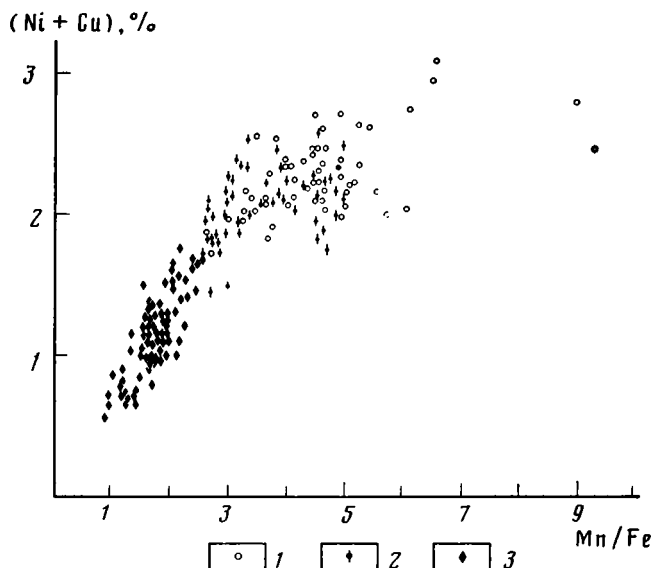
Фиг. 4. Трехкомпонентная диаграмма химического состава различных генетических типов конкреций

1 — преимущественно седиментационные конкреции (C); 2 — диагенетические (Д); 3 — седиментационно-диагенетические; 4 — рудные корки с поверхности коренных пород

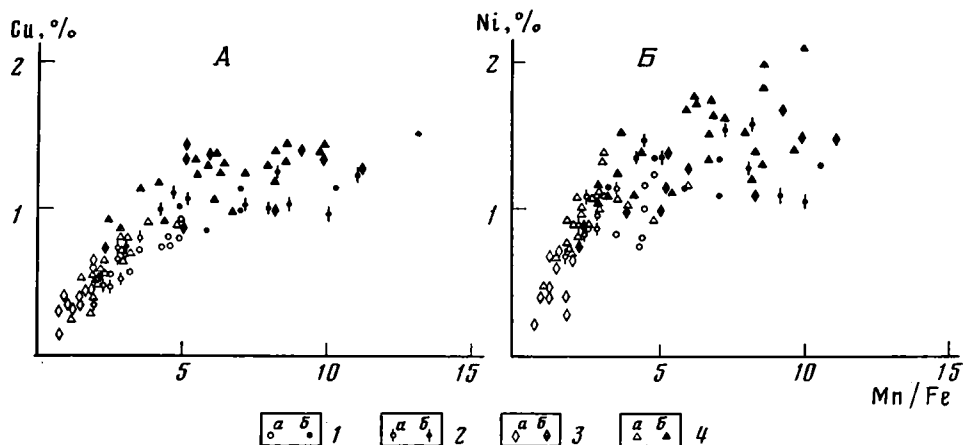
Связь Ni, Cu, Zn с величиной Mn/Fe в конкрециях пелагической области подтверждается и средними величинами содержания металлов в различных морфогенетических типах конкреций (табл. 2). Минимальные величины Ni, Cu, Zn отмечены в рудных корках с поверхности коренных пород со средним значением Mn/Fe 0,82. Преимущественно седиментационные конкреции полигонов ст. 2520 и 2474 с Mn/Fe < 2,5 характеризуются повышенным содержанием Fe, Co и относительно низкими величинами Ni, Cu, Zn, значение которых возрастает по мере увеличения значений Mn/Fe (от ст. 2520 к ст. 2474, см. табл. 2). В диагенетических и седиментационно-диагенетических конкрециях полигона ст. 2483 с средним значением Mn/Fe 4,22 содержания Ni, Cu, Zn возрастают в 2—3 раза. Максимальные величины Ni+Cu отмечены в диагенетических конкрециях с Mn/Fe > 4 (см. фиг. 5).

Рост величины Mn/Fe сопровождается изменением минерального состава рудного вещества конкреций. Основными минералами марганцевой фазы конкреций является тодорокит и δ -MnO₂ в качестве примеси присутствует бернессит [8]. Существенным аутигенным компонентом рудных корок и седиментационных конкреций является рентгеноаморфная гидроокись железа, в двух образцах рудных корок (Mn/Fe < 0,5) встречен гётит.

Конкреции полигона ст. 2483 сложены тодорокитом, реже встречается бернессит. Тодорокит является основной минеральной фазой конкре-



Фиг. 5. Зависимость между содержанием Ni+Cu и величиной $\frac{Mn}{Fe}$
Конкреции: 1 — С; 2 — СД; 3 — Д



Фиг. 6. Вариации содержания Cu (А) и Ni (Б) в зависимости от величины $\frac{Mn}{Fe}$ на верхней (а) и нижней (б) поверхностях различных генетических типов конкреций
Конкреции: 1 — Д; 2 — СД; 3 — Д; 4 — без разделения на типы

ций ст. 2474 (обычно хуже раскристаллизованный, чем в конкрециях ст. 2483), реже (в виде незначительной примеси) присутствуют бернессит и δ - MnO_2 . В виде самостоятельной фазы δ - MnO_2 встречен на верхней поверхности и в орудненных древних ядрах конкреций, обогащенных железом (с $\frac{Mn}{Fe} < 1$). В конкрециях зоны разлома ($\frac{Mn}{Fe} < 1,5$) и полигона ст. 2520 обнаружены тодорокит и δ - MnO_2 , иногда в виде примеси бернессит. Единственным марганцевым минералом корок зон разломов служит δ - MnO_2 .

Асимметрия химического и минерального состава. Большинство конкреций радиоляриевого пояса имеет асимметричное строение. Асимметрия проявляется в структуре поверхности, мощности верхней и нижней рудных оболочек, химическом и минеральном составе. Впервые асимметрия химического и минерального состава верхней и нижней поверхностей конкреций радиоляриевого пояса была отмечена В. Рааб [29]. В табл. 3 приведены примеры вариаций химического и минерального

**Содержание металлов в различных морфогенетических типах Fe—Mn-конкреций
(по материалам полигонов) и корок, %**

Содержание металлов	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mn/Fe
<i>Диagenетические и седиментационно-диagenетические конкреции (ст. 2483*; 48 анализов)</i>								
Среднее	25,5	6,23	0,20	1,14	0,98	0,11	0,022	4,22
Минимальное	18,0	4,9	0,13	0,96	0,70	0,08	0,013	2,5
Максимальное	28,4	9,4	0,29	1,45	1,35	0,16	0,029	6,0
<i>Преимущественно седиментационные конкреции (ст. 2474; 43 анализа)</i>								
Среднее	19,8	11,5	0,29	0,69	0,46	0,071	0,068	1,74
Минимальное	14,6	8,0	0,20	0,41	0,30	0,046	0,045	1,34
Максимальное	24,3	14,0	0,36	0,90	0,59	0,096	0,095	2,43
<i>То же, (ст.2520**; 39 анализов)</i>								
Среднее	17,3	12,7	0,32	0,49	0,36	0,063	—	1,36
Минимальное	13,8	9,1	0,24	0,39	0,25	0,047	—	0,98
Максимальное	19,3	16,3	0,40	0,64	0,52	0,076	—	1,96
<i>Корки зон разломов (31 анализ)</i>								
Среднее	15,2	18,5	0,28	0,22	0,16	0,047	0,084	0,82
Минимальное	11,7	15,0	0,08	0,12	0,04	0,032	0,06	0,54
Максимальное	19,4	22,2	0,50	0,40	0,28	0,062	0,11	1,19

* Исключены преимущественно седиментационные конкреции абиссального холма.

** Исключены диagenетические конкреции.

Таблица 3

Химический и минеральный состав верхней и нижней поверхностей конкреции

Номер станции (образца)	Характер образца	Морфогенетический тип конкреции	Содержание, %						Mn/Fe	Минеральный состав*
			Mn	Fe	Co	Ni	Ca	Zn		
2520 (3/16)	В	С	16,8	14,0	0,32	0,40	0,32	0,04	1,20	δ -MnO ₂ +T*
2520 (3/1a)	Н	»	29,2	4,9	0,17	1,30	1,38	0,12	5,99	T
2520 (3/1в)	С	»	14,2	12,0	0,30	0,39	0,34	0,058	1,18	—
2520 (17/26)	В	»	16,4	13,9	0,30	0,45	0,36	0,074	1,15	T
2520 (17/2a)	Н	»	25,4	4,9	0,07	1,40	1,45	0,11	5,2	T
2520 (17/2в)	С	»	17,6	7,1	0,25	0,65	0,45	0,065	2,47	—
2474 (33/16)	В	»	17,7	11,8	0,60	0,29	0,40	0,070	1,5	T*+ δ -MnO ₂
2474 (33/1a)	Н	»	29,3	3,0	0,19	1,52	1,37	0,22	9,7	T
2474 (33/1в)	С	»	24,3	10,8	0,32	0,88	0,59	0,086	2,25	—
2483 (2/1a)	В	СД	22,0	7,9	0,36	0,80	0,50	0,12	2,79	T
2483 (2/16)	Н	»	34,1	2,6	0,06	2,2	1,52	0,17	13,11	T > Б
2483 (2/1a)	Б	»	29,9	4,2	0,17	1,45	1,05	0,19	7,12	T
2483 (2/1r)	С	»	27,4	6,0	—	1,48	1,12	0,12	4,5	—
2483 (6/1в)	В	Д	25,5	5,4	—	1,25	0,80	0,14	4,7	T $\geq$ Б*
2483 (6/1a)	Н	»	26,4	5,5	0,22	1,35	1,06	0,14	4,8	T
2483 (6/16)	Б	»	29,0	4,4	0,17	1,38	1,27	0,15	6,59	T
2483 (6/1r)	С	»	25,0	5,4	0,22	1,25	1,00	0,14	4,7	—
2483 (38/16)	В	СД	18,7	10,0	0,40	0,69	0,34	0,075	1,87	T
2483 (38/1a)	Н	»	28,3	2,8	0,10	1,08	0,98	0,12	10,1	T
2483 (38/1в)	С	»	23,7	8,4	0,22	0,98	0,76	0,084	2,82	—
2483 (41/1в)	В	Д	28,4	8,1	0,28	0,84	0,75	0,15	3,50	T
2483 (41/1a)	Н	»	25,2	3,6	0,13	1,10	1,15	0,10	7,0	T
2483 (41/16)	Б	»	30,0	4,1	0,16	1,34	1,25	0,15	7,3	T
2483 (41/1r)	С	»	28,4	5,75	0,16	1,10	1,03	0,13	4,94	T

* В — верхняя поверхность; Н — нижняя поверхность; Б — боковая эвгидральная зона; С — средняя проба конкреции.

* Т — тодорокит, Б — бернессит. Знак (*) означает слабое проявление на дифрактограммах характерных для данной фазы рефлексов. Индексацию морфогенетических типов см. табл. 1.

состава верхней и нижней поверхностей различных морфогенетических типов конкреций по материалам полигонов 28-го рейса.

Как видно из табл. 3, нижняя глобулярная поверхность преимущественно седиментационных С и седиментационно-диагенетических — СД-конкреций характеризуется высокими значениями Mn/Fe и содержаниями Mn , Ni , Cu , Zn (см. табл. 3, фиг. 5). Значение величины Mn/Fe от нижней поверхности к верхней меняется в 3—5 раз, а сумма $Ni + Cu + Zn$ — в 2—4 раза. Асимметрия химического состава нередко проявляется и в диагенетических конкрециях (см. табл. 3). Обращает на себя внимание сходство химического состава поверхности всех морфогенетических типов конкреций.

Асимметрия проявляется и в изменении минерального состава рудного вещества верхней и нижней поверхностей конкреций. Нижняя глобулярная поверхность С- и СД-конкреций сложена хорошо раскристаллизованным тодорокитом. По мере снижения величины Mn/Fe и соответственно увеличения рентгеноаморфного Fe в верхней части конкреций падает степень окристаллизованности тодорокита вплоть до появления слабоокристаллизованного $\delta-MnO_2$ или рентгеноаморфной фазы Mn .

Тодорокит верхней, обогащенной железом поверхности С- и СД-конкреций при нагревании до $100^\circ C$ переходит в $\delta-MnO_2$. Первоначально хорошо окристаллизованный тодорокит, обогащенный Mn , Ni , Cu , Zn , Д-конкреций и нижней поверхности С- и СД-конкреций (см. табл. 3) при прокаливании переходит в бернессит [8]. Дальнейшее прокалывание до $240^\circ C$ конкреций первоначально тодорокитового состава приводит к исчезновению базальных рефлексов тодорокита 9,6; 4,8; 3,2 Å. Стабильными остаются лишь линии 2,4 и 1,4 Å — базы $\delta-MnO_2$. Как видно из приведенных данных, поведение тодорокита при термической дегидратации обусловлено степенью его первоначальной окристаллизованности, а не содержанием в структуре тодорокита Mn^{2+} и ионов двухвалентных металлов (см. табл. 3), как предполагали П. Хальбах с соавторами [17].

Асимметрия состава находит свое отражение и в поведении рудного вещества верхней и нижней поверхностей конкреций при селективном растворении. Задача селективного растворения состоит как в разделении рудной и нерудной фаз конкреций, так и в установлении характера взаимосвязи малых элементов с окислами и гидроокислами Mn и Fe . С этой целью разными авторами [6, 9, 12, 15, 23] используются гидроксилламин, в том числе солянокислый, разбавленные растворы уксусной, соляной, серной и других кислот.

В настоящей работе приводятся результаты селективного растворения конкреций 1%-ным раствором H_2SO_4 . При такой обработке в раствор выходит Mn^{2+} [2] и слабосвязанные или сорбированные малые элементы. Все существующие методики селективного растворения конкреций до известной степени условны. Это в равной степени касается и методики, предложенной Е. С. Базилевской и использованной в настоящей работе. Однако установленное при такой обработке различное содержание Mn^{2+} и растворимость малых элементов верхней и нижней поверхностей конкреций, несомненно, имеет генетический смысл и отражает изменение условий их формирования.

Приведенные в табл. 4 примеры селективного растворения корок и конкреций демонстрируют следующие существенные положения: 1) увеличение содержания Mn^{2+} от корок к конкрециям; 2) тенденцию к увеличению содержания Mn^{2+} на верхней поверхности С-конкреций полигонов ст. 2520 и 2474; 3) резкое (в 1,5—8 раз) увеличение содержания Mn^{2+} на верхней поверхности СД и Д-конкреций полигона ст. 2483. Снижение содержания Mn^{2+} на нижней поверхности конкреций сопровождается увеличением валового содержания Mn и суммы $Ni + Cu + Zn$.

Вместе с Mn^{2+} в раствор переходят сорбированные или слабосвязанные со структурой аутигенных оксигидратов Mn и Fe малые элементы. В рудных корках, сложенных рентгеноаморфными Fe и $\delta-MnO_2$, 1%-ной H_2SO_4 выщелачивается 90—100% Ni , Cu , Zn . Подавляющая часть Ni и Cu и практически весь Zn высвобождается в верхней поверх-

Результаты селективного растворения конкреций в 1%-ном растворе H_2SO_4

Номер станции (образца)	Характер пробы	Морфо- гене-ти- ческий тип конкре- ция	Содержание. %*						Минеральный состав
			Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	
2499 (34)	Корка с по- верхности коренных пород		0,12** 16,2 —	5,5 16,6 34	Следы 0,22 0	0,22 0,26 92	0,12 0,12 100	0,025 0,025 100	δ -MnO ₂
2503	То же		0,18 15,0 —	5,2 12,2 43	Следы 0,15 0	0,15 0,17 88	0,26 0,28 93	0,016 0,016 100	δ -MnO ₂
2520 (17/16)	В	С	0,64 14,6 —	9,6 15,8 60,7	— 0,17 —	0,36 0,44 82	0,28 0,34 82	0,06 0,06 100	δ -MnO ₂ + Т
2520 (17/1a)	Н		0,50 28,8 —	1,1 6,0 18,3	— 0,10 —	0,66 1,15 52	0,75 1,3 57	0,13 0,14 93	Т
2474 (25/26)	В	С	0,31 17,6 —	8,0(?) 12,1 —	0,03 0,31 9	0,55 0,67 82	0,31 0,35 88	0,07 0,07 100	Т*
2474 (25/2a)	Н		0,36 28,3 —	2,9(?) 3,1 —	0,01 0,13 8	0,97 1,70 57	0,74 1,42 52	0,23 0,24 99	Т
2474 (33/16)	В	С	0,27 17,7 —	7,3(?) 11,8 —	0,01 0,29 3	0,50 0,60 83	0,36 0,40 90	0,07 0,07 100	Т + δ -MnO ₂
2474 (33/1a)	Н		0,49 29,2 —	2,7(?) 3,0 —	0,01 0,19 5	0,77 1,52 50	0,74 1,37 54	0,20 0,22 91	Т
2483 (2/16)	В	СД	1,55 22,0 —	3,2 7,9 41,0	Следы 0,36 0	0,48 0,80 60	0,38 0,5 76	0,12 0,12 100	Т
2483 (2/1a)	Н		0,37 34,6 —	0,15 2,6 5	Следы 0,06 0	0,83 2,20 37	0,45 1,52 29	0,12 0,17 66	Т > Б
2483 (2/36)	В	Д	0,35 26,5 —	2,3 8,3 27,7	0,006 0,26 3,8	0,71 1,17 60	0,42 0,70 60	0,10 0,11 90	Т
2483 (2/3a)	Н		0,30 24,6 —	2,3 8,3 29,1	0,005 0,21 2,4	0,61 1,10 55	0,41 0,74 55	0,09 0,10 90	Т
2483 (41/16)	В	Д	0,86 28,4 —	2,0 8,1 24,7	Следы 0,28 0	0,62 0,84 73	0,38 0,75 51	0,095 0,15 63	Т
2483 (41/1a)	Н		0,35 27,7 —	0,65 4,7 13,8	— — —	0,70 1,15 60	0,39 0,85 46	0,10 0,13 77	Т

* Для каждого образца приведены следующие значения содержания металлов: в первом ряду — состав растворимой в 1%-ном растворе H_2SO_4 фазы корок и конкреций; во втором — валовое содержание металлов, в третьем — процент растворимых в H_2SO_4 металлов от вала.

** Приведено содержание Mn²⁺. Остальные обозначения см. в примечаниях к табл. 1 и 3.

ности С- и СД-конкреций, марганцевая фаза которых представлена δ -MnO₂ и слабокристаллизованным тодорокитом. В рудном веществе Д и нижней поверхности С- и СД-конкреций, состоящем из хорошо окристаллизованного тодорокита, существенно возрастает доля прочно связанных (в структуре тодорокита) Ni, Cu, Zn.

По данным С. А. Мурби и Д. С. Кронана [23], анализировавших средние пробы конкреций, отношение адсорбированных (растворимых в 25%-ной уксусной кислоте) и кристаллохимически связанных Ni, Cu, Zn значительно больше в образцах, богатых δ -MnO₂, чем тодорокитом.

Иначе при селективном растворении ведет себя Co [6, 23]. Доля растворимого в 1%-ной H_2SO_4 составляет от следов до 9%, обычно 5%. Полный выход Co, как и Ni, Cu, Zn, достигается при обработке проб солянокислым гидроксиламином. Это дает основание предполагать включение Co в структуру аутигенных минералов Mn и Fe.

Заключение. Типоморфные особенности различных морфогенетических типов конкреций С, СД и Д (характер поверхности, структуры и текстуры рудного вещества, минеральный и химический состав) обусловлены механизмом их роста.

Обогащенная Fe и Co, сложенная слабокристаллизованным тодоритом и (или) δ - MnO_2 , гладкая верхняя поверхность преимущественно седиментационных и седиментационно-диагенетических конкреций формируется в результате непосредственного осаждения коллоидной гидроокиси Fe и Mn из придонной воды. Конкреции тодоритового состава с высоким содержанием Mn, Ni, Cu, Zn, высоким значением Mn/Fe и глобулярной со всех сторон поверхностью образуются вследствие диагенетического перераспределения рудного вещества во вмещающих осадках (диффузионной миграции ионных растворов двухвалентных металлов в верхнем полужидком слое).

Аналогичный механизм формирования имеет и нижняя, резко обогащенная Mn и малыми элементами глобулярная поверхность С и глобулярная и глобулярно-дендритовая нижняя и экваториальная зона СД-конкреций.

Таким образом, по существу, исходя из механизма роста, в радиоляриевой зоне могут быть выделены два морфогенетических типа конкреций: СД и Д. Разделение СД-конкреций на преимущественно седиментационные и собственно седиментационно-диагенетические обусловлено изменением соотношения роли седиментационных и диагенетических процессов в их формировании. Это находит свое отражение в текстурно-структурных особенностях строения и состава рудного вещества конкреций. В седиментационных конкрециях, формирующихся на поверхности осадка, доля обогащенного Mn глобулярного по структуре рудного вещества по данным микроскопического и химических анализов составляет 10—40%. Средний химический состав С-конкреций близок к составу верхней поверхности этих конкреций, отражая преобладание седиментационного процесса в их формировании. В СД-конкрециях, в значительной степени погруженных в осадок (по верхней границе экваториальной зоны), доля обогащенных Mn, Ni, Cu, и Zn диагенетической глобулярно-дендритовой составляющих достигает 80% [17].

Следовательно, генетический ряд С — СД — Д-конкреций отражает возрастание роли диагенетических процессов в их формировании.

Геохимическим показателем процесса служит величина Mn/Fe, которая в конкрециях исследованных полигонов колеблется от 0,98 до 6 (по средним пробам конкреций).

Разделение Mn и Fe в радиоляриевом поясе океана с относительно повышенной биологической продуктивностью вод и низкими скоростями седиментации (за счет высоких скоростей придонных течений) [5, 25, 27, 30 и др.] происходит в окислительных условиях и связано с медленным разложением органического вещества и биотурбацией осадков.

По данным Г. Н. Батурина [4], величина Eh в радиоляриевых осадках колеблется от 436 до 490 мВ, по материалам 43-го рейса НИС «Витязь» — от 360 до 530 мВ (определения Ю. И. Сорокина), содержание $S_{орг}$ в самом поверхностном слое осадков колеблется от 0,25 до 0,48% и резко снижается уже на глубине 10—20 см до 0,1—0,2% [5]. Сходные величины Eh (350—500 мВ) для осадков северной приэкваториальной зоны Тихого океана получены П. Хальбахом [17].

Окисные фазы Mn находятся в равновесии с поровыми водами при Eh +400 ÷ +500 мВ [18]. Теоретические расчеты [11] показали, что при снижении Eh с 500 до 450 мВ растворимость Mn увеличивается на порядок, в то время как Fe остается практически стабильным.

Приведенные цифры отражают суммарные значения Eh для определенных горизонтов. Связанная с биотурбацией пятнистость радиоляриевых илов периодически сопровождается существенным снижением Eh и восстановлением Mn. В результате в поровых водах значительно повышается концентрация Mn. Наличие градиентов концентрации вызывает направленную вверх диффузию Mn^{2+} к поверхности раздела «вода —

дно» [3, 13, 20]. Восстановление и активное диагенетическое перераспределение марганца подтверждается и прямыми определениями Mn^{2+} в осадках. По данным Е. С. Базилевской [1], содержание Mn^{2+} в радиоляриевых илах достигает десятков процентов от вала и увеличивается в приповерхностных горизонтах.

Таким образом, разделение Fe и Mn, а также формирование конкреций с высокими значениями Mn/Fe в радиоляриевых осадках связано с восстановлением и диффузионной миграцией Mn [17]. Высказанное С. Е. Кальвертом [14] и Дж. Р. Хейном [19] предположение о связи разделения Mn и Fe с фиксацией подвижного железа в феррисмектите не получило подтверждения. Проведенные в 28-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» исследования показали, что существенные колебания величины Mn/Fe в конкрециях (от 0,96 до 6) происходят на фоне незначительных вариаций доли ферримонтмориллонита (от 30 до 50%) в составе глинистой фракции вмещающих осадков.

С диагенетическим перераспределением Mn во вмещающих осадках, по-видимому, связано и возрастание содержания Mn^{2+} в конкрециях. Минимальные величины (от 0,06 до 0,2% от вала) Mn^{2+} установлены [1] в рудных корках с поверхности коренных пород. Его присутствие в рудных корках связано с сорбцией гидроокислами Mn из морской воды. В конкрециях исследованных полигонов содержание двухвалентного марганца возрастает от 0,2 до 1,5%; максимальные его величины встречены на верхней поверхности СД- и Д-конкреций полигона ст. 2483. Асимметрия распределения Mn^{2+} , как и общего содержания Mn и малых элементов, обусловлена механизмом роста верхней и нижней поверхностей конкреций. Обогащение Mn^{2+} верхней поверхности конкреций, по-видимому, связано с диффузионной миграцией Mn^{2+} к поверхности «вода — дно» и в придонную воду и с последующей сорбцией окисными минералами Mn. Резкое снижение Mn^{2+} на нижней поверхности конкреций связано с его замещением в процессе диагенеза ионами двухвалентных металлов (Ni, Cu, Zn). В пользу этого свидетельствует сходство содержания Mn^{2+} и малых элементов на нижней и верхней поверхностях Д-конкреций, формирующихся в самых приповерхностных слоях осадков, при условии близких значений в них Mn и величины Mn/Fe (см. табл. 4, ст. 2483, проба 2/36).

Формирование различных морфологических типов конкреций в пределах приэкваториального пояса океана на глубинах близ или ниже критической глубины карбонатакопления, на поверхности радиоляриевых осадков, по-видимому, можно объяснить вариациями продуктивности вод, скоростей седиментации, скоростей придонных течений и их флуктуациями. Рост продуктивности поверхностных вод влечет за собой увеличение поставки органического вещества и, по-видимому, металлов (в скелетах кремнистых и карбонатных организмов) и соответственно возрастание диагенетического перераспределения рудных компонентов в осадках. Подтверждением этому может служить, в частности, резкая интенсификация обрастания Д- и СД-конкреций полигона ст. 2483 бентосной фауной (преимущественно простейшими формами ксенофофориями).

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. По характеру поверхности, особенностям внутреннего строения и составу в радиоляриевом поясе Тихого океана выделяется три генетических типа конкреций, формирование которых связано с механизмом их роста: непосредственным осаждением коллоидов из морской воды или диагенетическим перераспределением Mn и малых элементов в верхнем полужидком слое осадков.

2. Ряд С—СД—Д-конкреций отражает увеличение роли диагенеза.

3. С механизмом роста связана асимметрия состава и геохимического поведения элементов в конкрециях. От верхней поверхности конкреций к нижней возрастает доля прочно кристаллохимически связанных в структуре тодорокита Ni, Cu, Zn.

4. Установлена зависимость состава марганцевых минералов, и в частности степени окристаллизованности тодорокита, с величиной Mn/Fe. С увеличением доли аморфного Fe в составе рудного вещества конкреций степень окристаллизованности тодорокита падает.

5. С ростом величины Mn/Fe в конкрециях радиоляриевого пояса увеличивается содержание Ni, Cu, Zn.

Литература

1. *Базилевская Е. С.* Железо-марганцевые отложения на океанском дне.— Природа, 1983, № 3, с. 88—93.
2. *Базилевская Е. С.* Химико-минералогическое исследование марганцевых руд.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 287, с. 71—86.
3. *Батурич Г. Н., Савенко В. С.* О диагенетическом механизме формирования пелагических железо-марганцевых конкреций (тез. докл. VI симпозиума МАГРМ). Тбилиси, 1982, с. 289.
4. *Батурич Г. Н.* Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 152 с.
5. *Скорнякова Н. С.* Химический состав железо-марганцевых конкреций.— Тр. Ин-та Океанол. АН СССР, 1976, т. 109, с. 190—240.
6. *Скорнякова Н. С., Базилевская Е. С., Гордеев В. В.* Некоторые вопросы минералогии и геохимии железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Геохимия, 1975, № 7, с. 1064—1076.
7. *Скорнякова Н. С., Гордеев В. В., Кузьмина Т. Г.* Локальная изменчивость железо-марганцевых конкреций в пределах радиоляриевого пояса Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 5, с. 79—90.
8. *Чудаев О. В., Скорнякова Н. С., Пуцаровский Д. Ю. и др.* Минеральный состав железо-марганцевых конкреций центральной части Тихого океана.— ДАН СССР, 1983, т. 269, № 6, с. 1444—1448.
9. *Arrhenius G.* Pelagic sediments.— In: The sea. 1963, v. 3, 655—727.
10. *Bonnatti E., Kraemer T., Rydell H.* Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits.— In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. Washington: NSE-IDOE, 1972, p. 149—166.
11. *Borchert H.* On the ore-deposition and geochemistry of manganese Mineral Deposita (Berl.), 1970, № 5, p. 300—314.
12. *Buser W., Grütter A.* Über die natur der manganknohlen.— Schweiz mineral. und petrogr. Mitt., 1956, B. 36, S. 49—64.
13. *Calvert S. E., Price N. B.* Diffusion and reaction profiles of dissolved manganese in the pore waters of marine sediments.— Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 16, № 1, p. 245—249.
14. *Calvert S. E., Price N. B., Heath G. R., Moor T. C., Jr.* Relationship between ferromanganese nodules composition and sedimentation in a small survey area of the equatorial Pacific.— J. Marine Res., 1978, v. 36, № 1, p. 161—183.
15. *Chester R., Hughes M. S.* A chemical technique for the separation of ferromanganese minerals and absorbed trace elements from pelagic sediments.— Chem. Geol., 1967, v. 2, p. 249—262.
16. *Halbach P., Özkara M., Hense S.* The influence of metal content on the physical and mineralogical properties of pelagic manganese nodules.— Mineral Deposita (Berl.), 1975, № 10, p. 397—411.
17. *Halbach P., Scherhag C., Hebisch U., Marchig V.* Geochemical and mineralogical control of different genesis types of deep-sea nodules from the Pacific ocean.— Mineral Deposita, 1981, № 16, p. 59—84.
18. *Hartmann M.* Evidence for early diagenetic mobilization of trace metals from discoloration of pelagic sediments.— Chem. Geol. (Amsterdam), 1979, v. 26, p. 277—293.
19. *Hein J. R., Ross C. R., Alexander E., Yeh H.-W.* Mineralogy and diagenesis of surface sediments from DOMES Area A, B and C.— In: Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N. Y., 1979, p. 365—396.
20. *Menheim F. T.* Interstitial waters of marine sediments.— In: Chemical oceanography, 2nd ed., N. Y.: Acad. Press, 1976, v. 6, p. 115—178.
21. *Meyer K.* Surface sediment and manganese nodule facies, encountered on R/V «Valdivia» cruises 1972/1973.— Meerestechni, 1973, v. 4, № 6, p. 196—199.
22. *Meylan M. A.* Field description and classification of manganese nodules.— In: Ferromanganese deposits of the Ocean floor. Hawaii Inst. Geophys. Rept HIG-74-9. Honolulu, 1974, p. 158—168.
23. *Moorby S. A., Cronan D. S.* The distribution of elements between co-existing phases in some marine ferromanganese-oxide deposits.— Geochim. et cosmochim. acta, 1981, v. 45, p. 1855—1877.
24. *Moritani T., Maruyama S., Nohara M. e. a.* Description, classification of manganese nodules.— Geol. Surv. Japan, Cruise Rep., 1977, № 8, p. 136—158.
25. *Piper D. Z., Williamson M. E.* Composition of Pacific ocean ferromanganese nodules.— Marine Geol., 1977, v. 23, p. 283—303.
26. *Piper D. Z., Leong K., Cannon W. F.* Manganese nodules and surface sediment compositions: Domes Sites A, B and C.— In: Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N. Y., 1979, p. 437—474.

27. Price N. B., Calvert S. E. Compositional variation in Pacific ocean ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation rates.— *Marine Geol.*, 1970, v. 9, N 3, p. 145—171.
28. Raab W. J., Meylen M. A. Morphology.— In: *Marine manganese deposits*. Amsterdam: Elsevier, 1977, p. 109—146.
29. Raab W. Physical and chemical features of Pacific deep-sea manganese nodules and implications to the genesis of nodules.— In: *Ferromanganese deposits on the ocean floor*. Washington: NSF-IDOE, 1972, p. 31—49.
30. Skornyakova N. S. Zonal regularities in occurrence, morphology and chemistry of manganese nodules of the Pacific ocean.— In: *Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province*. N. Y., 1979, p. 699—728.
31. Sorem R. K., Reinhart W. R., Fewkes R. H., McFarland W. D. Occurrence of manganese nodules in Domes sites A, B and C, East Equatorial Pacific ocean.— In: *Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province*. N. Y., 1979, p. 475—528.

ИОАН
Москва

Поступила в редакцию
25.V.1983

УДК 291.524.1 (26) (262.54)

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ РОЛЬ ФИЛЬТРАТОРОВ ЗООБЕНТОСА (на примере Азовского моря)

ХРУСТАЛЕВ Ю. П., МИРЗОЯН З. А., НЕКРАСОВА М. Я.

Рассмотрено значение зообентоса в седиментационных процессах, происходящих на шельфе. Выявлена степень воздействия биофильтратов на взвешенное вещество и осадки в процессе пищеварения.

Цель настоящего сообщения — выявление значения зообентоса в седиментационных процессах, происходящих на шельфе, и установление степени воздействия биофильтратов на взвешенное вещество и осадки в процессе пищеварения.

В. И. Вернадский [4, 5], А. П. Виноградов [6] и Н. М. Страхов [18, 19] указывали на многообразие функций и большое значение органического мира в формировании химического состава водной толщи и донных осадков Мирового океана. С жизнедеятельностью гидробионтов связаны такие седиментационные процессы, как биоассимиляция, фильтрация, транспортировка осадочного материала, биосорбция [15]. Как показывают исследования, наиболее активное воздействие на седиментационное вещество в пределах шельфа осуществляется двумя звеньями экосистемы: зоопланктоном и зообентосом. Оказалось, что в процессе пищеварения гидробионты потребляют и усваивают не только органические, но и минеральные частицы. Поэтому выявление закономерностей биологической трансформации осадочного материала в водоемах должно стать предметом специальных геологических исследований. Трофологические исследования, проводимые гидробиологами, направлены в основном на познание продукционных процессов, изучение питания, пищевых взаимоотношений организмов и лишь косвенно касаются их воздействия на минеральные компоненты. Между тем сведения о составе потребляемого осадочного материала и его распределений по размерам, о неусвоенной пище, о характере изменений в соотношении минеральной и органической составляющих, о степени извлечения химических элементов в процессе пищеварения представляют исключительный интерес при разработке теории седиментогенеза. В силу большой плотности органического мира на шельфах и акваториях мелководных морей фильтрационная деятельность гетеротрофов вносит определенные коррективы в нормальный ход механического осаждения минеральных и органических частиц придонного слоя, а трансформационная деятельность сказывается на химическом составе донных отложений. Необходимость совместных трофоэкологических и седиментационных исследований вполне естественна. Достаточно указать, что осадки являются экологической нишей для донных животных и вместе с взвесью составляют основу их пищи.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Своеобразие поставленной задачи вызвало необходимость помимо традиционных методов, применяемых в морской геологии, привлечь гидробиологические исследования (натурные наблюдения, а также экспериментальные работы по питанию моллюсков — потребителей придонной взвеси и донных осадков). Натурные наблюдения включали определение состава и содержания взвешенного материала в придонном слое (0,05 м от дна). Пробы взвеси отбирали по сезонам в 1977 г. на 44 станциях, равномерно распределенных по акватории Азовского моря. Количество взвешенного материала определяли методом мембранной ультрафиль-

трации, описанным А. П. Лисициным [13, 14], а взвешенного органического вещества — методом бихроматного окисления, обеспечивающим разложение органических частиц на 90% [17]. Содержание минеральных компонентов во взвеси рассчитывали по разности между общим ее количеством и концентрацией органической фракции. Доля свежего фитогенного органического вещества оценивалась путем фиксации хлорофилла по методике, предложенной Т. Н. Годневым [9].

Морфология и размерная структура органических частиц исследовались под микроскопом. Для этого 100 мл воды профильтровывали через мембранный фильтр, а осевший на нем осадочный материал фиксировали каплей формалина и высушивали. В лаборатории фильтры красили 3%-ным раствором эритрозина [12], осветляли иммерсионным маслом и просматривали под микроскопом. При этом особое внимание уделялось определению целых и распавшихся клеток водорослей, соотношению органических и минеральных частиц, а также интенсивности окраски органических остатков эритрозином, которая в данном случае служила критерием оценки степени свежести органического вещества во взвеси.

Для изучения состава пищи донных животных использовали метод вскрытия кишечника, как наиболее доступный при трофологических исследованиях. Состав пищи определяли у ведущих представителей донного населения Азовского моря — моллюсков, собранных с помощью дночерпателя Петерсена, и в зафиксированном в формалине виде представляли в лабораторию, где анализировали содержимое из кишечника. Выделение пищеварительного тракта у беспозвоночных не представляло особых трудностей. На предметном стекле легким нажатием препарировальной иглы из кишечника выдавливали пищу и помещали в сосуд с небольшим количеством дистиллированной воды. Полученную суспензию фильтровали через мембранный фильтр, прокрашивая его эритрозином. Микроскопический анализ содержимого кишечника проводили по аналогии с анализом вещественного состава взвеси.

Радионы и усвояемость пищи (осадочного материала) моллюсками определяли экспериментально с помощью учета съеденной и неусвоенной пищи [1—3] на борту судна в апреле, июле, октябре 1977 г. Температура при проведении опытов 20—22°С, продолжительность — 1 сут. Опыты проводились с тремя видами моллюсков (*Mytilus galloprovincialis*, *Cerastoderma lamarcki*, *Abra ovata*), которые составляют в сумме 90—95% биомассы современного зообентоса Азовского моря. Первые два из них являются фильтраторами взвеси, последний — собирателем донных осадков. С каждым видом животных было поставлено 3—6 серий опытов с 2—8-кратными повторами. Выловленных моллюсков промывали водой и помещали на полтора дня в ванны с морской водой, фильтрованной через мембранный фильтр № 3. За это время они освобождали кишечника от пищи и адаптировались к температуре, при которой проводились опыты. В качестве пищи для первых двух видов использовали придонную взвесь, а для последнего — поверхностную пленку донных отложений. Взвешенный материал и осадки отбирали только на участках отлова моллюсков. В целях поддержания в опытах постоянной концентрации пищи, что является одним из необходимых условий постановки эксперимента с животными-фильтраторами, в сосуды периодически добавляли взвесь или осадок. Выделяемые животными фекалии отбирали сразу же после их появления, помещали в чашечки с дистиллированной водой, а затем фильтровали через мембранные фильтры.

По окончании опыта животных извлекали из сосудов, помещали в свежую фильтрованную воду для освобождения кишечника от пищи и в лабораторных условиях определяли сухой вес тела и раковин. Выделенные на фильтрах фекалии подсушивали на воздухе, взвешивали, а затем определяли содержание в них органического вещества методом бихроматного окисления. Таким же образом поступали с осадочным материалом, оставшимся после опыта и в контрольном сосуде без животных.

Суточный рацион рассчитывался по разности между предложенной пищей и оставшимися после опыта взвесью и осадками, а количество усвоенной пищи — по разности между съеденным и выделенным с фекалиями осадочным материалом. Этот метод нашел широкое применение при проведении экспериментов с крупными организмами, имеющими хорошо оформленные фекалии [24].

Массу выделяемых моллюсками псевдофекалий определяли следующим образом. Зная объем органического вещества, потребляемого ежедневно тем или иным видом животных, а также содержание органики в предложенной для питания пищи, рассчитывали количество взвеси или осадка, которое необходимо переработать моллюском, чтобы обеспечить свой рацион. В дальнейшем по разности между переработанным и потребленным веществом определяли вес выбрасываемых псевдофекалий.

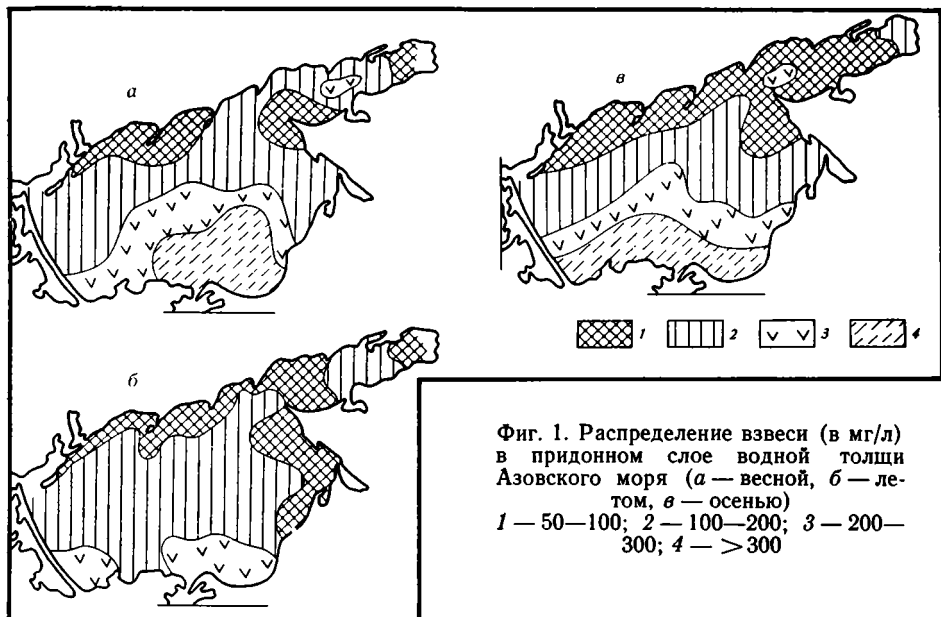
Полученные в эксперименте данные об интенсивности питания моллюсков (рацион, усвояемость, переработка взвеси и осадков) легли в основу расчетов степени использования седиментационного материала донными животными Азовского моря за весь вегетационный период, а также были использованы при определении фильтрационной деятельности.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, СОСТАВ ВЗВЕСИ ПРИДОННОГО СЛОЯ И ОСНОВНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Поскольку основой пищи большинства бентосных животных является придонная взвесь или осадок, изучение их вещественного состава представляет особый интерес. Как показали исследования, пространственное распределение взвешенного материала по акватории водоема неравномерно и подвержено сезонным колебаниям [20, 21]. В климатическом аспекте весна 1977 г. характеризовалась депрессией ветровой деятельности и спокойной гидродинамической ситуацией. Волнение не превышало 2 баллов, за исключением юго-восточного района, где была штормовая погода. Как и следовало ожидать, благодаря создавшейся ситуации, ускоренное осаждение терригенного материала из верхних слоев обусловило высокие концентрации взвеси, особенно в наиболее глубоководных частях моря, представляющих зону интенсивной аккумуляции (фиг. 1, а). Меньшие количества взвеси отмечены в северной береговой зоне собственно моря и в восточной части Таганрогского залива, являющихся зонами транзита осадочного материала [16]. По-видимому, к числу основных причин, определивших высокие концентрации взвешенного материала у дна, следует отнести и незначительное участие моллюсков-фильтраторов в осаждении седиментационного материала, несмотря на достаточно значительную (270 г/м^2) их биомассу. Лимитирующим биофильтрацию параметром явился неблагоприятный температурный режим ($< 14^\circ \text{C}$), определяющий интенсивность питания моллюсков. По данным Р. К. Кудиновой-Пастернак [11], скорость фильтрации взвеси моллюсками максимальна при более высоких (25°C) значениях температуры.

Летом ветровая активность усилилась, что сразу отразилось на характере распределения взвеси (см. фиг. 1, б). В связи с мелководностью моря поверхностная пленка донных осадков активно взмучивалась, что способствовало росту концентрации взвешенного материала во всей водной толще. Казалось бы, при такой гидродинамической ситуации количество его в придонном слое должно увеличиться по сравнению с весенним периодом. Однако истинная картина иная. По-видимому, понижение концентрации взвешенных частиц обусловлено повышением фильтрационной деятельности моллюсков, которые оказались в состоянии в какой-то мере нейтрализовать воздействие волновой энергии.

Подтверждением высказанного положения может служить и снижение концентрации взвеси осенью (см. фиг. 1, в). Несмотря на длительные штормовые ветры восточного и юго-восточного румбов, содержание взвеси по сравнению с весной было несколько ниже благодаря усиленной фильтрации моллюсков, биомасса которых достигала $401,2 \text{ г/м}^2$. Та-



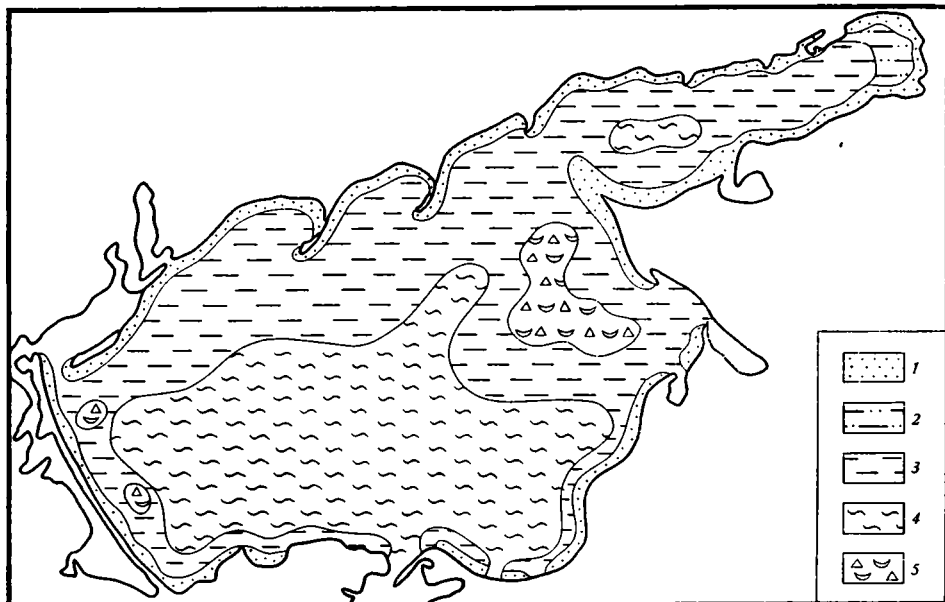
Фиг. 1. Распределение взвеси (в мг/л) в придонном слое водной толщи Азовского моря (а — весной, б — летом, в — осенью)
1 — 50—100; 2 — 100—200; 3 — 200—300; 4 — >300

ким образом, приведенные сведения позволяют предположить, что различная интенсивность питания донного населения в значительной мере определяет концентрацию взвешенного материала в придонном слое водной толщи.

Пространственно максимальные содержания взвеси во все периоды года приурочены к наиболее глубоководным частям моря. Для районов со слабой аккумуляцией (глубина 6—10 м) и устойчивым размывом пород дна свойственны меньшие концентрации взвешенных веществ. Здесь при сильных волнениях возникают придонные течения со скоростью, достигающей 0,45 м/с (в среднем 0,1—0,2 м/с). Подобной интенсивности течений достаточно для взмучивания и перемещения терригенных частиц размером до 1 мм. В результате только незначительная часть мелко-алевритового и пелитового материала переходит в осадок в виде органо-минеральных сгустков и фекалий, а другая (большая) часть лишь временно находится в придонном слое. В дальнейшем сгустки и фекалии, распадаясь на исходные части, могут переноситься в зону аккумуляции.

Вещественный состав взвешенного материала придонного слоя существенно зависит от состава частиц, поступающих в процессе осаждения из верхних слоев водной толщи. При этом следует отметить, что качественно та и другая взвесь различаются, и прежде всего по соотношению минеральной и органической составляющих. Так, если во взвеси поверхностного и даже наддонного слоев органическая фракция достигает 50%, то в придонном слое редко превышает 10%. Кроме того, органическое вещество более чем на 90% состоит из детрита, представленного остатками планктонных и донных животных, их экскрементами, находящимися на стадиях глубокого биохимического распада.

Как показали микроскопические исследования, органические остатки по степени разложения можно объединить в несколько групп. К первой группе относится свежее органическое вещество. Остатки имеют очерченные контуры и плотную структуру, окрашиваются эритрозином в интенсивный красный цвет. Это протоплазма живых и мертвых клеток фитопланктона, фрагментарные остатки зоопланктона, кусочки мышечной ткани животных и макрофитов. Вторую группу составляют органические остатки, находящиеся на достаточно высокой стадии разложения и имеющие неопределенные контуры, очень рыхлую структуру, окрашивающиеся эритрозином местами в слабо-розовый, а в основном в светло-коричневый цвет. Это полураспавшиеся частицы водорослей, фрагменты



Фиг. 2. Основные литологические типы донных осадков Азовского моря
1 — песок; 2—4 — ил (2 — крупноалевритовый, 3 — мелкоалевритовый, 4 — глинистый);
5 — ракуша, детрит

тел животных и другие трудно диагностируемые частицы. Третью группу образуют органо-минеральные сгустки, представляющие собой бесформенные аморфные образования. Они составляют основу взвеси.

Сложность и многообразие процессов седиментогенеза нашли отражение в полигенном составе донных осадков Азовского моря. На его акватории выделяются два вещественно-генетических типа: терригенный и биогенный. Наиболее часто встречаются разнообразные гранулометрические разновидности терригенных образований — от крупнозернистых песков до глинистых илов (фиг. 2). Фациальная принадлежность песков довольно разнообразна. Они распространены на пляжах, подводном береговом склоне, ими сложены аккумулятивные формы. Изменчивость гранулометрического состава как по простиранию, так и в толще голоценовых осадков — естественный результат колебаний гидродинамической активности пульсаций в поступлении обломочных веществ [20]. Крупные алевроиты накапливаются в основном на предъезином взморье Дона, характеризуются плохой сортировкой осадочного материала, а также довольно высокой концентрацией карбонатов терригенного и биогенного происхождения. Мелкоалевритовые илы опоясывают акваторию моря, пространственно ограничиваясь обычно изобатами 5 и 10 м. Для них свойственно повышенное (до 50%) содержание ракушки и раковинного детрита.

Глинистые илы занимают глубоководную (>9—10 м) часть Азовского моря, представляющую собой область активной аккумуляции пелитового и частично мелкоалевритового материала (см. фиг. 2). Гранулометрический спектр осадков однороден, содержание фракции менее 0,01 мм колеблется обычно от 90 до 99%. Низкая (от 1 до 10) карбонатность обусловлена незначительной продуктивностью бентических организмов. В виде локальных пятен глинистые илы встречаются на участках, защищенных от активного волнового воздействия аккумулятивными формами, и в Таганрогском заливе. Они содержат повышенное (до 40%) количество алевроитового материала, раковины моллюсков и их остатки.

Биогенными осадками сложены подводные банки, валы и аккумулятивные формы. Наибольшее поле развития ракушника и раковинных илов приурочено к восточной части моря (см. фиг. 2); здесь отмечаются максимальные значения биомассы и продуктивности биоценозов.

РОЛЬ ФИЛЬТРАТОРОВ ЗООБЕНТОСА В ОСАЖДЕНИИ И ТРАНСФОРМАЦИИ СЕДИМЕНТАЦИОННОГО МАТЕРИАЛА

Активное воздействие на осадочный материал во внутриконтинентальных морях оказывают донные сообщества водных животных. Седиментационная деятельность их сводится к извлечению взвешенных частиц из водной толщи в процессе питания, сортировке по размерности, растворению и усвоению необходимых для нормальной жизнедеятельности питательных веществ и, наконец, возвращению в водную толщу осадочного материала в виде фекалий и агглютинатов.

Особенно интенсивна седиментационная деятельность моллюсков в Азовском море, которое среди внутриконтинентальных водоемов Мирового океана выделяется исключительно высокой биологической продуктивностью зообентоса, биомасса которого в 3—8 раз выше, чем в Черном, Каспийском, Аральском, Балтийском и Охотском морях. Достаточно отметить, что биомасса основных видов моллюсков изменялась за период с 1975 по 1979 г. от 228,6 до 464,9 г/м², а плотность поселения от 597 до 7152 экз./м² (табл. 1). Как видно из фиг. 3, повышенные скопления расположены на глубинах 5—10 м; они опоясывают наиболее глубоководную часть моря, образуя как бы фильтрационное поле.

Потребление моллюсками взвеси и донных осадков осуществляется с помощью фильтрационного аппарата. Выбор животными пищевых объектов производится не по их принадлежности к тому или иному виду пищи, а в основном по размерности минеральных и органических частиц. Фильтрующая деятельность не исключает, а даже предопределяет попадание в кишечник взвешенных частиц различного происхождения, но имеющих сходный гранулометрический состав.

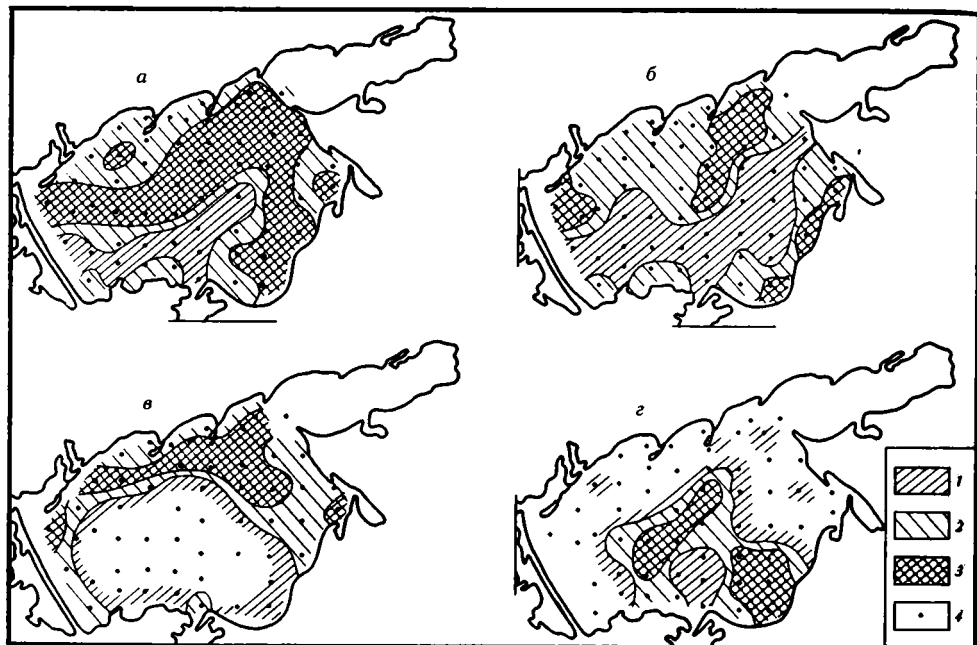
Среди моллюсков, обитающих в Азовском море, выделяются две трофические группы, различающиеся по способам питания. К первой относятся моллюски, питающиеся только взвесью придонного слоя, а также осадками, которые они сами взмучивают. Это в основном *Cerastoderma lamarcki* и *Mytilus galloprovincialis*. Во вторую группу входит моллюск *Abra ovata*, который питается только донными осадками, собирая с их поверхности минеральные и органические частицы. Каждый вид моллюсков занимает определенную экологическую нишу, что определяет различие вещественного состава их пищи.

Церастодерма обитает практически на всех типах донных отложений, но предпочитает мелкоалевритовые илы и ракушняки (см. фиг. 2, 3, б). Особенности экологии этого животного нашли отражение в уменьшении размера пищевых объектов и увеличении содержания в кишечнике преобразованного фитогенного детрита и других органических частиц. Обычно моллюск потребляет органические остатки и минералы средне-

Таблица 1

Биомасса (в числителе, г/м²) и плотность поселения (в знаменателе, экз./м²) моллюсков в Азовском море

Вид моллюсков	1975 г.	1976 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.
<i>Cerastoderma lamarcki</i>	$\frac{159,6}{297}$	$\frac{232,3}{370}$	$\frac{232,5}{1785}$	$\frac{305,0}{923}$	$\frac{190,0}{819}$
<i>Mytilus galloprovincialis</i>	$\frac{51,0}{53}$	$\frac{51,9}{53}$	$\frac{34,8}{24}$	$\frac{92,5}{23}$	$\frac{69,9}{30}$
<i>Mytilus lineatus</i>	$\frac{3,2}{32}$	$\frac{10,1}{27}$	$\frac{11,2}{35}$	$\frac{17,2}{68}$	$\frac{7,3}{22}$
<i>Abra ovata</i>	$\frac{14,8}{215}$	$\frac{35,9}{313}$	$\frac{13,1}{175}$	$\frac{50,2}{6138}$	$\frac{21,7}{440}$
Всего	$\frac{228,6}{537}$	$\frac{330,2}{763}$	$\frac{291,6}{2019}$	$\frac{464,9}{7152}$	$\frac{289,8}{1311}$



Фиг. 3. Распределение биомассы, г/м²
 а — общего бентоса: 1 — <100; 2 — 100—500; 3 — >500; б — церастодермы: 1 — <100; 2 — 100—300; 3 — >300; в — мидии: 1 — <50; 2 — 50—300; 3 — >300; г — абры: 1 — <10; 2 — 10—100; 3 — >100; 4 — место отбора пробы

и крупнопелитовой размерности. В пищевом комке мидии, предпочитающей обитать на песках, ракушняках и крупных алевроитах (см. фиг. 2, 3, в), преобладают органические и минеральные частицы размером 0,005—0,07 мм. Изредка попадают обломки минералов более 0,1 мм.

Участки с максимальными (300—600 г/м²) биомассами абры обычно тяготеют к зоне фациального замещения мелкоалевритовых илов глинистыми (см. фиг. 3, г). Основу пищевого комка составляют сильно преобразованный детрит и минеральные частицы пелитовой размерности. В Азовском море распространены и другие безвыборочные потребители донных осадков. Однако биомасса их невелика и они не играют большой роли в процессе биоседimentации.

В процессе питания, захватывая минеральные и органические частицы, моллюски током воды, создаваемым колебательными движениями сифона, транспортируют их в мантийную полость, где и происходит сортировка пищи преимущественно по размерности [7]. Материал, не подошедший по размерам к потреблению, коагулируется в комочки слизи, обильно выделяемой животными, и выбрасывается в виде агглютинатов через выводной сифон вновь в водную толщу. Другая часть поступает в пищеварительный тракт. Следовательно, чтобы набрать необходимое количество пищи, моллюски перерабатывают значительно большую массу осадочного материала, чем это нужно им для удовлетворения своих пищевых потребностей.

Агглютинаты представляют собой неправильной формы образования, состоящие из непотребленных частиц, уплотненных и скрепленных слизью, выделяемой моллюсками. Седиментационный материал, выбрасываемый в виде псевдофекалий, испытывает по существу механическое воздействие и не подвергается биохимическим преобразованиям. И тем не менее уже на этом этапе питания происходит качественное изменение седиментационного материала, выраженное в меньшем количестве органического вещества в псевдофекалиях по сравнению с исходной взвесью или осадком (табл. 2). Иначе обстоит дело с осадочным материалом, поступившим в пищеварительный тракт. Выделяемые ферменты способ-

Таблица 2

Содержание органического вещества в различных категориях пищи моллюсков, %

Категория пищи	Моллюски-фильтраторы		Моллюски-собиратели (<i>Abra ovata</i>)
	<i>Cerastoderma lamarchi</i>	<i>Mytilus galloprovincialis</i>	
Предложенная	7,1±1,2	7,2±0,6	5,8±0,4
Съеденная	15,7±0,4	16,0±0,4	13,0±0,5
Усвоенная	27,3±0,9	26,0±0,8	24,1±1,3
Неусвоенная	8,5±0,3	9,3±0,3	9,0±0,3
Псевдофекалии	4,8±0,6	5,2±0,1	4,8±0,1

Таблица 3

Количество осадочного материала, переработанного и потребленного различными видами моллюсков за 1 сут

Вид моллюсков	Размер, сухой вес моллюсков, мг	Переработанный осадочный материал		Потребленный осадочный материал		Потребленное органическое вещество	
		мг	% от веса тела (числитель) и целого моллюска (знаменатель)	мг	% к переработанному материалу	мг	% к потребленному материалу
<i>Cerastoderma lamarchi</i>	Мелкие 71,5±19,3	20,2	673/28,3	7,1	35,1	1,23	17,3
	Средние 486,7±94,4	43,6	203/9,0	15,0	34,4	2,66	17,7
	Крупные 1316,6±172,3	79,0	100/6,0	35,4	44,8	4,83	13,7
<i>Mytilus galloprovincialis</i>	Мелкие 102,6±6,7	34,4	564/33,5	12,8	37,2	2,29	18,7
	Средние 1011,5±117,1	79,6	208/7,9	32,7	41,1	4,85	14,9
	Крупные 6077±253,2	144,3	90/2,4	65,5	45,4	8,78	13,4
<i>Abra ovata</i>	Средние 53,2±10,1	14,7	358/27,6	5,5	37,4	0,73	13,3
	Крупные 97,8±11,3	16,1	209/16,5	7,4	46,0	1,25	16,9

ствуют активному распаду органических остатков, растворению некоторых минеральных соединений, по-видимому, прежде всего карбонатов, и извлечению необходимых для жизнедеятельности компонентов. И действительно, как показывают экспериментальные исследования и натурные наблюдения, вещественный состав фекалий далеко не идентичен потребленному осадочному материалу (см. табл. 2). Выбрасываемые моллюсками экскременты значительно плотней агглютинатов. У мидии они имеют вид уплотненных шнуров длиной немного более 1 см и шириной до 1 мм, у церастодермы и абры — овально-удлиненной формы длиной 1—3 мм. Таким образом, потребляя осадочный материал размером от <1 мкм до >1 мм, моллюски выбрасывают довольно крупные образования, что благоприятствует их осаждению.

Согласно данным экспериментов, на долю агглютинатов приходится 54—66% от переработанного осадочного материала, и только меньшая часть частиц заглатывается моллюсками. Интенсивность потребления и переработки пропорциональна размерам моллюсков. Наибольшие показатели характерны для крупных форм *Mytilus galloprovincialis*, *Abra ovata* (табл. 3). Аналогичный вывод сделан Н. П. Бубновой [2], изучавшей питание детритоядных моллюсков Белого моря. По ее данным, количество переработанного макомой и портландией осадка соответственно в 10 и 2 раза больше рационов. Разное соотношение между переработанным и потребленным осадочным материалом для различных видов моллюсков автор объясняет неодинаковым гранулометрическим

Таблица 4

Интенсивность переработки осадочного материала и фильтрации зообентосом Азовского моря

Год	Переработанная взвесь, млн. т	Переработанный осадок, млн. т	Объем фильтруемой воды, см ³
1975	66,9	25,1	330,7
1976	81,4	42,2	411,8
1977	86,7	47,6	416,7
1978	177,7	67,9	1013,0
1979	75,8	14,8	427,6

составом донных отложений и сортирующей способностью животных: макома использует в качестве пищи мелкоалевритовый ил, характеризующийся невысокими концентрациями ОВ по сравнению с глинистым илом, являющимся основным пищевым объектом португалии.

Согласно расчетам, ежегодно (период 1975—1979 гг.) через гетеротрофные уровни донных биоценозов Азовского моря проходило от 92,0 до 245,6 млн. т седиментационного материала (табл. 4). Колебания интенсивности биофильтрации вызваны продуктивностью бентических животных, количеством органического вещества и его калорийностью. На фильтрационных способностях зообентоса сказываются и видовые различия. Наиболее высокие относительные показатели потребленной и переработанной пищи, выраженные в процентах к сухому весу целого моллюска, присущи абре. Для всех видов характерно увеличение абсолютных и снижение относительных значений по мере увеличения веса. Так, например, крупные формы церастодермы и мидии за 1 сут извлекают из водной толщи в среднем соответственно 35,4 и 65,5 мг сухого вещества взвеси, что в 5 раз больше количества пищи, необходимой мелким формам аналогичных видов (см. табл. 3). Интенсивность переработки и потребления осадочного материала определяется и рядом абиотических факторов: концентрацией кислорода в воде, температурой, степенью освещенности и т. д.

Достоверность величин биогенной седиментации, в несколько раз превышающих объем поступления осадочного материала на акваторию моря, при поверхностном анализе может вызвать определенные сомнения. Однако полученные данные не являются расчетным парадоксом, они реально отражают сложность и противоречивость гидробиологических явлений. Оказывается, что наряду с процессом биоседиментации на дне протекает и обратный процесс — биодиспергирование. По мнению К. А. Воскресенского [8], оно выражается в обогащении придонного, а частично и наддонного слоев водной толщи взвешенным материалом вследствие жизнедеятельности гидробионтов. Биодиспергирование протекает при сборе детрита с поверхностной пленки осадка, затягивании воды придонного слоя, выходе струи отфильтрованной воды, а также при взмучивании донных отложений в случае недостатка пищи. Слой активного перемешивания (взмучивания), по данным различных авторов, колеблется от 50 до 85 см [7]. В Азовском море мощность слоя биодиспергирования, по-видимому, не превышает 10—15 см, что объясняется своеобразным видовым составом моллюсков, о чем свидетельствуют резкие колебания концентрации взвеси в придонном и наддонном слоях.

Вывод о высокой фильтрующей способности бентосных организмов подтверждается исследованиями многих авторов. Например, дрейсены оз. Миколаевского способны прокачивать только за вегетационный период около 97% объема воды, Штеттинского залива — за 36 дней весь его объем [27]. По данным Г. П. Кондратьева [10], двустворчатые моллюски Волгоградского водохранилища отфильтровывают 840 км³ воды, что в 3 раза превышает величину годового стока Волги. При этом они извлекают 36 млн. т взвешенного материала, из которых 26 млн. т осаждают в виде агглютинатов, а остальное количество используют в пищу.

Усвояемость пищи различными видами моллюсков, %

Категория пищи	<i>Cerastoderma lamarcki</i>		
	крупные	средние	мелкие
Донные осадки или взвесь (сухое вещество)	39,4±2,4	39,7±2,1	38,7±2,2
Органическое вещество	61,2±5,5	68,5±5,2	70,0±4,7
Минеральные компоненты	30,6	32,7	35,4

Категория пищи	<i>Mytilus galloprovincialis</i>			<i>Abra ovata</i>	
	крупные	средние	мелкие	крупные	средние
Донные осадки или взвесь (сухое вещество)	40,9±1,8	38,4±2,5	39,8±2,6	38,3±3,0	38,9±3,0
Органическое вещество	62,7±3,9	63,3±3,5	66,1±3,9	61,9±3,6	61,7±3,6
Минеральные компоненты	34,1	35,0	37,4	34,6	33,1

Таблица 6

Соотношение между продукцией моллюсков и усвоенным осадочным материалом

Год	Продукция моллюсков, млн. т		Ассимилированное минеральное вещество		Ассимилированное органическое вещество	
	минеральный материал (раковины)	органическое вещество (тело)	млн. т	% к продукции раковин	млн. т.	% к продукции ОВ
1976	15,0	1,53	13,2	88,0	4,5	294
1977	15,5	1,44	13,9	89,7	4,8	333
1978	24,9	2,12	23,8	95,5	8,7	410
1979	11,1	1,15	9,5	85,6	3,4	296

Зообентос не только способствует осаждению осадочного материала, но и существенно трансформирует его в процессе пищеварения. Экспериментальными исследованиями доказано, что моллюски усваивают до 70% органического вещества и до 37,4% минеральных компонентов (табл. 5). Самые низкие значения ассимиляции свойственны абре, использующей в качестве корма донные осадки, обедненные по сравнению со взвесью органическим веществом. Близкие показатели на основании проведенных экспериментов и обобщения многочисленных литературных источников приводят Е. А. Цихон-Луканина, И. Н. Солдатова [24]. По данным авторов, усвояемость растительной пищи составляет 69±11%, животной — 85±2% и детрита (преимущественно взвесь, донные осадки) — 50%.

Несмотря на более высокую степень усвояемости, количество ОВ в объеме ассимилированного осадочного материала меньше, чем минеральных компонентов (табл. 6). Подобная инверсия обусловлена преобладанием в составе пищи моллюсков минеральных частиц. И как следствие на долю органической составляющей приходится около 25—30% и минеральной — до 75%. Чтобы представить масштаб трансформирующей деятельности бентических организмов, достаточно отметить, что в Азовском море ими ассимилируется в среднем до 1/3, продуцируемого фитопланктоном органического вещества.

Имеющиеся данные позволили сделать ориентировочный расчет эффективности использования минерального материала на формирование раковин. Оказалось, что от 85,6 до 99,5% потребностей моллюсков в минеральном веществе удовлетворяется за счет взвеси и донных осадков, и только незначительная часть в основном, по-видимому, ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , извлекается из морской воды (см. табл. 6).

Количество съеденной, усвоенной пищи и ее усвояемость у *Portlandia arct.*
(по [1], с некоторыми изменениями и дополнениями)

Разная группа моллюсков	Категория пищи	Количество пищи для одного моллюска за 1 сут., мг		Усвояемость, %
		потребленное	усвоенное	
I	Ил	5,620	1,930	34,3
	Органическое вещество	0,382	0,195	51,0
	Минеральное вещество	5,239	1,735	33,1
II	Ил	3,520	1,260	35,8
	Органическое вещество	0,242	0,122	50,4
	Минеральное вещество	3,278	1,138	34,7
III	Ил	2,810	1,040	37,0
	Органическое вещество	0,196	0,097	49,5
	Минеральное вещество	2,614	0,943	36,0
IV	Ил	1,940	0,670	34,5
	Органическое вещество	0,138	0,067	48,6
	Минеральное вещество	1,802	0,603	33,5

Высокая степень усвояемости не только органического, но и минерального материала свойственна и одному из ведущих видов моллюсков Белого моря — портландии [1, 2]. Следует отметить, что поскольку вещественный состав пищи неодинаков, интенсивность трансформационной деятельности у различных видов зообентоса может колебаться в значительных пределах. В Белом море обитающая на мелкоалевритовых илах макома усваивает минеральные компоненты всего лишь на 10%, в то время как портландия, живущая преимущественно на глинистых илах, — до 36% (табл. 7). Причина такого различия в усвояемости двумя видами моллюсков кроется в вещественном составе донных осадков, которые являются для них экологической нишей. Мелкоалевритовые илы — основной пищевой объект макамы — содержат до 95,5% пелитового материала [2]. Известно, что глинистые фракции усиленно концентрируют большинство химических элементов [18]. Бесспорно также, что в процессе пищеварения животными будут усваиваться в первую очередь компоненты, находящиеся в адсорбированном состоянии. Таково влияние гранулометрического состава донных осадков на интенсивность биологической трансформации седиментационного материала.

Интересным на наш взгляд представляется рассмотрение динамики содержания органического вещества в различных категориях пищи (см. табл. 2). Прежде всего обращает на себя внимание, что в съеденной пище концентрация органического вещества в 2 раза выше, чем в предложенной. Подобное соотношение указывает на определенную избирательную способность моллюсков в отличие от большинства представителей зоопланктона. Не менее важен и другой вывод: в агглютинатах и особенно фекалиях остается значительное количество органического вещества, которое может вторично использоваться животными. Обогащение ОВ фекалий по сравнению со взвесью и донными отложениями является результатом не только сортировки осадочного материала по размерности, но и частичного растворения и усвоения минеральных компонентов. На увеличение содержания органического вещества в фекалиях по сравнению с предложенной пищей указывали Е. А. Цихон-Луканина [22], Н. П. Бубнова [1, 3] и др. И не случайно, переходя в осадок, фекалии становятся прекрасным объектом для прикрепления и развития микроорганизмов [25, 26], т. е. создаются благоприятные условия для активного диагенетического преобразования осадочного материала.

* * *

Проведенные исследования со всей очевидностью указывают на значительное участие гидробионтов как в процессе осаждения осадочного материала, так и в трансформации его вещественного состава. Седимен-

тационные функции, выполняемые зоопланктоном и зообентосом, явно различны. Подчиняясь законам суточной вертикальной миграции, планктонные животные-седиментаторы пронизывают водную толщу на десятки и сотни метров, отфильтровывая и осаждая находящийся в ней взвешенный материал главным образом пелитовой размерности. В придонном слое осевшее осадочное вещество перехватывается бентосными фильтраторами, преимущественно моллюсками, которые способствуют его фиксации. Различные виды организмов на дне морей расселяются зонально, осваивая наиболее благоприятную для себя экологическую пищу. Как было показано К. А. Воскресенским [8], фекалии и псевдофекалии одного вида животных могут являться пищей для специально адаптированных организмов. В Азовском море агглютинаты и экскременты, выбрасываемые мидией, становятся кормом для полихет и церастодермы, а в дальнейшем и для пипетирующих наилок двустворчатых моллюсков, в частности абры.

Таким образом, прежде чем перейти в зафиксированное состояние, седиментационное вещество высокопродуктивных водоемов неоднократно проходит по фильтрующим и пищеварительным органам животных различных трофических звеньев и уровней. Гидробионты образуют своеобразный конвейер, осуществляя передачу осадочного материала от поверхностного слоя толщи к бентали. Наряду с седиментацией зоопланктон извлекает и усваивает при пищеварении необходимые для нормальной деятельности компоненты.

Изложенный материал является по существу первым шагом в изучении биотрансформации седиментационных веществ. Он свидетельствует о том, что подобные исследования актуальны и позволяют полнее представить разнообразие процессов, участвующих в формировании облика донных осадков.

Литература

1. Бубнова Н. П. Рацион и усвояемость пищи детритоядными моллюсками *Portlandia arctica*.— Океанология, 1971, т. 11, вып. 2, с. 302—306.
2. Бубнова Н. П. Питание детритоядных моллюсков *Macoma baltica* и *Portlandia arctica* и их влияние на донные осадки.— Океанология, 1972, т. 12, вып. 6, с. 1084—1090.
3. Бубнова Н. П. Потребление и усвоение углеводов из морских осадков детритоядными моллюсками *Macoma baltica*, *Portlandia arctica*.— Океанология, 1974, т. 14, вып. 5, с. 912—917.
4. Вернадский В. И. Биогеохимические очерки. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 249 с.
5. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
6. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
7. Воскресенский К. А. Пояс биофильтров как биогеологическая система.— Тр. ГОИН, 1948, вып. 6(18), с. 55—118.
8. Воскресенский К. А. Трофология и биофильтраторы водоемов.— В кн.: Трофология водных животных. М.: Наука, 1973, с. 361—377.
9. Годнев Т. Н. Строение хлорофилла и методы его количественного определения. Минск: Изд-во АН БССР, 1952. 164 с.
10. Кондратьев Г. П. О масштабах фильтрационной и минерализационной работы некоторых двустворок в Волгоградском водохранилище.— В кн.: Вопросы физиологической популяционной экологии. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та, 1970, с. 38—44.
11. Кудинова-Пастернак Р. К. К вопросу о взаимодействии биофильтраторов с водными массами.— Вопросы географии, 1951, № 26, с. 250—259.
12. Кузнецов С. Н. Применение микробиологических методов к изучению органического вещества в водоемах.— Микробиология, 1949, т. 18, вып. 3, с. 203—215.
13. Лисицын А. П. Методы сбора и исследования водной взвеси для геологических целей.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1956, т. 19, с. 204—231.
14. Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 175—231.
15. Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 3—25.
16. Мамыкина В. А., Хрусталева Ю. П. Процессы абразии и аккумуляции в современном осадконакоплении Азовского моря.— Океанология, 1966, т. 6, вып. 3, с. 451—458.
17. Остапеня А. П. Полнота окисления органического вещества водных беспозвоночных методом бихроматного окисления.— Докл. АН БССР, 1965, вып. 9, № 4, с. 978—982.

18. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
19. Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 791 с.
20. Хрусталеv Ю. П., Ганичева Л. З., Черноусова Л. А. К сезонной динамике взвеси Азовского моря.— Изв. СКНЦ ВШ. Естеств. науки, 1974, № 1, с. 76—80.
21. Хрусталеv Ю. П., Клунникова Л. З., Мирзоян И. А. Количественное распределение и основные типы взвеси Азовского моря.— В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовск. ун-та, 1982, с. 95—118.
22. Цихон-Луканина Е. А. Питание некоторых пресноводных *Gastropoda*.— Тр. Моск. технолог. ин-та рыбн. промышл. и х-ва, 1958, вып. 9, с. 121—145.
23. Цихон-Луканина Е. А., Солдатова И. Н., Николаева Г. Г. Усвояемость органических и минеральных веществ высшими морскими ракообразными.— В кн.: Вопросы морской биологии. М.: Наука, 1969, с. 140—141.
24. Цихон-Луканина Е. А., Солдатова И. И. Усвоение пищи водными беспозвоночными.— В кн.: Трофология водных животных. М.: Наука, 1973. с. 108—121.
25. Cushing D. N. Rapport of the Committee on terms and equivalents.— Rapp. et procvrb., 1958, № 144, p. 142—147.
26. Kofoerd L. H. The feeding biology of *Hydrobia ventrosa* (Montagu). II. Allocation of the components of the carbonbudget and the secretion of dissolved organic material.— J. Exp. Mar. Biol. and Ecol., 1975, B. 19, № 3, p. 243—356.
27. Marsch D. H., Odum W. E. Effect of suspension and sedimentation on the amount of microbial colonization of salt marsch microdetritus.— Estuarus, 1979, B. 2, № 3, p. 184—188.

Ростовский государственный
университет

Поступила в редакцию
1.XII.1982

УДК 550.4 : 553.32

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦА ВО ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКАХ ВОДОЕМОВ ГРУЗИИ

СУПАТАШВИЛИ Г. Д., ГОЛИАДЗЕ Н. С., ГВЕЛЕСИАНИ Л. Т.

Изучено содержание и региональное распределение валового, реакционного, органического и обломочного марганца во взвеси и донных осадках водоемов Грузии. Исследовано влияние различных факторов на сорбцию марганца взвесями речных вод, оценена роль поверхностных процессов в межфазном перераспределении марганца в зоне смешения речных и морских вод.

По распространенности марганец занимает промежуточное положение между породообразующими элементами и микроэлементами. Имея разные степени окисления и промежуточный между катионогенными и комплексообразующими элементами ионный потенциал, марганец принимает активное участие в протекающих в водоемах геохимических и биохимических процессах. Распространение марганца в природных водах изучено достаточно хорошо. Некоторые сведения относительно водоемов СССР приведены в табл. 1. Очевидно, что основная форма миграции марганца в речных водах — взвешенная. Во взвеси и донных осадках преобладают легкоподвижные формы марганца [1, 3, 21]. С аморфными и раскристаллизованными гидроксидами связано соответственно 14,4—84,1 и 5,8—12,2% от валового марганца [3, 21]. Обломочная (силикатная) форма марганца составляет 7,9—54,8% [1, 3, 21, 25]. С увеличением дисперсности взвеси и осадков содержание валового марганца и доля легкоподвижных форм увеличивается [1, 3, 25]. Взвеси и донные осадки водоемов являются хорошими сорбентами марганца. Сдвиг фазового равновесия зависит от pH и солевого состава вод [11, 20, 23].

Таблица 1

Содержание Mn в воде, взвеси и донных осадках пресных водоемов СССР

Регион	Mn _{раст.} , мкг/л	Mn _{взв.} , мг/л	Mn _{взв.} , %	Mn _{осад.} , %	Литературный источник
Дальний Восток	0,3/10 (7,0)	0,02/0,54 (0,097)	0,011/0,43 (0,13)	—	[8,21]
Сибирь	2,9/90 (24,6)	0,007/1,11 (0,206)	0,075/0,36 (0,21)	0,026/0,067 (0,043)	[8,9,13]
Северо-Запад СССР	1,0/236 (23,3)	0,009/0,16 (0,071)	0,058/0,25 (0,12)	0,007/0,256 (0,054)	[7,13,15]
Центр европейской части СССР	0,0/275 (24,5)	0,005/0,43 (0,072)	0,415/0,8 (0,47)	0,01/0,132 (0,151)	[6,10,14]
Бассейн Каспийского моря	3,2/160 (19,4)	0,083/11,6 (1,982)	0,122/0,37 (0,14)	0,02/0,3 (0,1)	[3,7,16]
Бассейн Черного моря *	0,0/427 (14,6)	0,049/3,11 (0,426)	0,02/0,27 (0,12)	0,006/0,35 (0,090)	[1,3,4,7,12,19]
Загрязненные водоемы **	30,0/690 (164,0)	0,028/28,2 (5,46)	0,23/23,3 (5,15)	1,6/17,4 (9,6)	[1,3—5,7,22]
Реки мира	—/— (13,9)	—/— (0,56)	—/— (0,11)	—/— (0,035)	[2,13,14]
Реки Грузии (по данным авторов)	0,0/186 (21,1)	0,01/6,8 (0,8)	0,03—0,27 (0,12)	0,04/0,15 (0,08)	

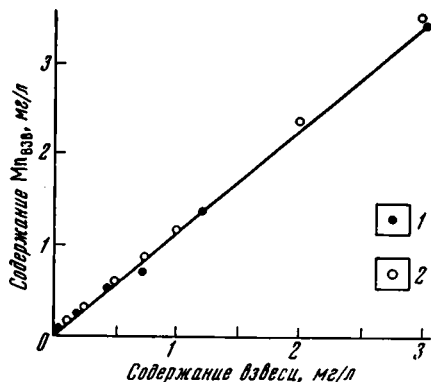
* Без р. Квирила и низовьев Риони.

** Квирила и низовье Риони.

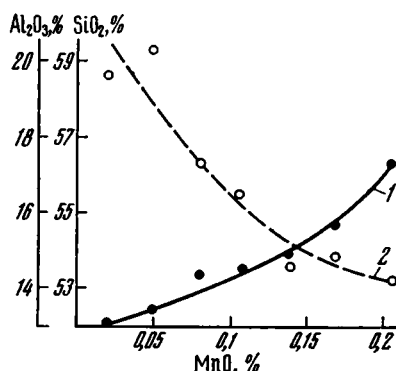
В числителе приведено минимальное содержание, в знаменателе — максимальное, в скобках — среднее.

Распределение марганца во взвеси и донных осадках водоемов Грузии изучено мало. Исключение составляют лишь приустьевые участки некоторых рек Черноморского бассейна [1, 3, 7, 12] и участки рек Квирила и Риони, загрязненные сточными водами Чнатурской обогатительной фабрики [5, 22].

Методика работ. Пробы были собраны в 1970—1981 гг. Взвеси выделены путем фильтрации вод через мембранные фильтры (диаметр пор 0,4 мкм). Гранулометрическое фракционирование проведено путем взмучивания проб, а химические формы марганца выделены методом селективных растворителей. Содержание марганца определено фотометрическим и атомно-абсорбционным методами после кислотного разложения проб смесью HF и H₂SO₄. Анализы образцов почв показали, что стандартное отклонение результатов составляет 0,029, а относительное стандартное отклонение $4,8 \cdot 10^{-5}$, средняя относительная погрешность определений составляет 4,4%.



Фиг. 1. Зависимость содержания $Mn_{взв}$ от мутности вод рек
1 — экспериментальные величины;
2 — рассчитанные



Фиг. 2. Зависимость содержания MnO во взвеси и донных осадках от содержания Al_2O_3 (1) и SiO_2 (2)

Распределение взвешенного марганца в водоемах Грузии. Абсолютное содержание $Mn_{взв}$ в речных водах Грузии колеблется от 0,01 до 6,8 мг/л и в среднем составляет 0,80 мг/л. Региональное и внутригодовое его распределение определяется мутностью вод рек [17]. Между этими величинами существует тесная прямая связь (фиг. 1). Высокое значение коэффициента корреляции ($r = +0,91$ при $n = 65$) позволяет по содержанию взвеси в речных водах рассчитать количество $Mn_{взв}$ по формуле: $Mn_{взв} = 0,0012 \cdot Q - 0,02$ (где Q — мутность вод, мг/л). Экспериментально полученные и рассчитанные величины $Mn_{взв}$ практически совпадают (см. фиг. 1).

Наибольшие концентрации $Mn_{взв}$ наблюдаются весной и летом при максимальной мутности вод рек (485—1170 мг/л). В осенне-зимний период мутность вод рек снижается до 147—190 мг/л и содержание $Mn_{взв}$ достигает всего 0,21 мг/л.

Повышенная мутность вод рек горных и высокогорных районов (средняя высота бассейнов от 1000 до 2000 м и выше от уровня моря соответственно) обуславливает вертикальную зональность распределения $Mn_{взв}$ (табл. 2). Высокая по сравнению с другими регионами СССР мутность вод рек — основная причина повышенного содержания $Mn_{взв}$ в реках Грузии и бассейна Каспийского моря (см. табл. 1 и 2).

Среднее содержание растворенного марганца в водах рек Грузии равно 21 мкг/л. Следовательно, доля марганца, выносимого реками с изучаемого региона, в составе взвесей составляет 97,4% от общего количества. Аналогичный параметр для рек мира равен 97,9% [2].

Содержание марганца во взвешенных веществах и донных осадках. Содержание марганца в транспортируемых реками взвешенных веще-

Содержание Мп во взвесах и донных осадках водоемов Грузии

Реки, регион	Взвесь				Осадки	
	число проб	мутность, мг/л	содержание Мп		число проб	содержание Мп, %
			мг/л	%		
Кура и ее притоки	32	345	0,36	0,12	12	0,08
Риони и ее притоки *	11	1079	0,88	0,10	6	0,09
Ингури и ее притоки	8	364	0,30	0,08	5	0,07
Реки Абхазии	2	108	0,40	0,11	2	0,12
Реки Аджарии	8	408	0,55	0,14	4	0,12
Терек и его притоки	6	2548	3,96	0,17	1	0,06
Загрязненные водоемы **	4	221	9,92	4,78	3	4,06
Предгорье ($h < 1000$ м)	16	444	0,37	0,10	4	0,10
Горы ($h > 1000 < 2000$ м)	31	432	0,50	0,12	24	0,08
Высокогорье ($h > 2000$ м)	20	1159	1,46	0,12	2	0,05

* Без р. Квирила и низовьев Риони.

** Квирила и низовье Риони.

ствах стабильное (экстремумы 0,03—0,27%, среднее 0,12%). По этой величине реки Грузии мало отличаются от рек других регионов СССР (см. табл. 1 и 2). Равномерно и распределение марганца во взвеси рек по бассейнам и районам Грузии (см. табл. 2). Небольшое завышение содержания $Mn_{взв}$ во взвеси рек Аджарии можно увязать с повышенным его содержанием в почвах района. Выяснение причин аналогичного отклонения взвеси р. Терека требует дополнительных исследований. В пределах Грузии взвеси р. Терек содержат в среднем 0,17% Мп, а в низовьях — 0,19% [8]. Весьма высокие (0,23—9,21%) концентрации марганца во взвеси р. Квирила и Риони носят явно техногенный характер. Более слабоантропогенное влияние заметно на взвеси р. Куры ниже городов Тбилиси и Рустави.

С увеличением дисперсности взвеси содержание марганца увеличивается. Однако в данном случае связь выражена слабее, чем для других микроэлементов (медь, свинец, цинк и др.). Разность в содержании марганца в грубой и тонкой фракциях в среднем составляет 26%. Основной причиной обогащения тонкой фракции взвеси марганцем, вероятно, являются поверхностные процессы, а не седиментационная сортировка, так как исходное среднее содержание марганца в глинах невысокое (0,08%) [13]. С увеличением дисперсности взвеси и осадков увеличивается содержание Al_2O_3 и уменьшается — SiO_2 . В основном этим обусловлено наличие прямой связи между содержаниями MnO и Al_2O_3 и обратной — между MnO и SiO_2 (фиг. 2).

В отличие от абсолютного содержания $Mn_{взв}$ внутригодовое и многолетнее содержание марганца во взвеси вод рек Грузии стабильно. Отклонение среднегодовых величин от среднееголетних для основных рек Грузии составляет 25%.

По содержанию марганца донные осадки пресных водоемов Грузии уступают взвешенным веществам (см. табл. 2). Это логично, так как донные осадки по степени дисперсности уступают взвесям. Седиментационная сортировка взвеси по течению рек является основной причиной вертикальной региональной стратификации донных осадков по содержанию марганца.

Сорбция марганца на взвеси и донных осадках водоемов. Поверхностные процессы имеют первостепенное значение в межфазном перераспределении микроэлементов в природных водах. В этих процессах активно участвует также марганец [18]. С целью количественной оценки роли сорбционных процессов в распределении марганца в речных водах нами было изучено влияние различных факторов на сдвиг равновесия в системе Mn^{2+} — вода — взвесь.

Зависимость сорбции Mn^{2+} от соотношения сорбат—сорбент *

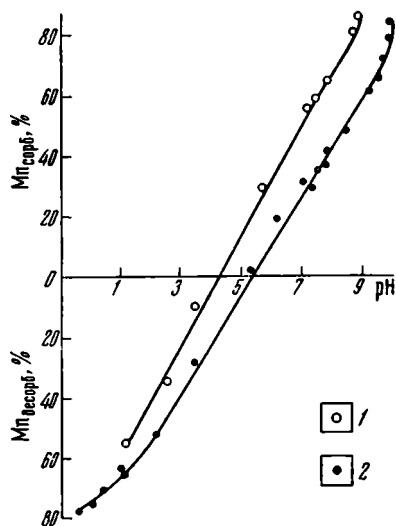
Номер опыта	Соотношение масс сорбата с сорбентом	Взвесь р. Риони		Взвесь р. Куры		Осадки океана	
		мг/г	%	мг/г	%	мг/г	%
1	0,0001	0,07	70	0,07	70	0,09	90
2	0,0002	0,13	65	0,14	72	0,15	89
3	0,0004	0,24	60	0,26	66	0,34	85
4	0,0006	0,33	55	0,37	62	0,48	80
5	0,0010	0,44	44	0,52	52	0,75	75
6	0,0020	0,50	25	0,66	33	1,02	51
7	0,0002	0,14	72	0,16	78	0,17	87
8	0,0004	0,25	63	0,30	74	0,33	82
9	0,0007	0,36	54	0,38	57	0,48	72
10	0,0020	0,52	26	0,70	35	0,98	49
11	0,0040	0,80	20	1,20	30	1,64	41
12	0,0200	3,40	17	3,60	18	7,00	35

* Условия опыта: pH 8,0—8,2; объем воды 100 мл; в опытах 1—6 масса взвеси 100 мг, в опытах 7—12 масса Mn^{2+} 200 мкг.

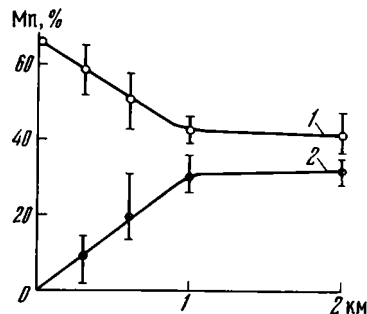
Путем изменения состава модельной суспензии показано, что с увеличением соотношения сорбат—сорбент абсолютное количество $Mn_{сорб}$ заметно увеличивается (табл. 3) и может достичь величин, соизмеримых с кларковым содержанием марганца. Несмотря на изменчивость содержания $Mn_{раств}$ и взвеси в водах рек, их соотношение обычно колеблется от $0,02 \cdot 10^{-3}$ до $0,2 \cdot 10^{-3}$. Учитывая результаты моделирования (см. табл. 3) величина $Mn_{сорб}$ должна быть в пределах 0,05—0,15 мг/л. Это составляет примерно 5—15% от $Mn_{вал}$ и совпадает с величиной, найденной для рек Черноморского бассейна (10—15% от $Mn_{вал}$) [1].

В отличие от многих микроэлементов обратная связь между мутностью речных вод и содержанием марганца во взвесах выражена весьма слабо. Аномальное поведение марганца объясняется тем, что по сравнению с другими микроэлементами его содержание в первоначальном веществе взвеси примерно на два порядка больше и увеличение его относительного содержания в результате сорбции мало заметно. По той же причине кларк марганца и его средние содержания во взвеси рек разных регионов близки (см. табл. 1).

Вниз по течению рек в результате седиментационной сортировки во взвеси увеличивается доля тонкой фракции, глинистых минералов и хемотронных гидро-



Фиг. 3. Перераспределение Mn в зависимости от pH в системе вода—взвесь
1 — карбонатные осадки Индийского океана; 2 — донные осадки р. Риони



Фиг. 4. Изменение содержания легкоподвижного (1) и десорбируемого (2) марганца в донных осадках Черного моря в зависимости от расстояния от устья р. Чорохи (% от $Mn_{вал}$)

Десорбция марганца (% от $Mn_{\text{сорб}}$) из взвесей и осадков разно минерализованными водами *

Твердая фаза	Преобладающая фракция	Карбонатность (CO_2 , %)	Вода—десорбент			
			дождевая	речная	черноморская	океанская
Взвесь р. Миа	Алевриты	0,8	5,9	10,8	28,5	43,1
Взвесь р. Риони	Алеврито-пелиты	8,3	3,7	8,8	23,0	37,0
Взвесь р. Куры	»	12,1	2,2	6,2	22,0	35,0
Карбонатный осадок океана	Пелиты	36,1	0,0	3,0	16,2	32,6

* Условия опыта: 200 мг твердой фазы, содержащей 0,06 мг $Mn_{\text{сорб}}$, 100 мл воды, время контакта 5 сут.

Таблица 5

Содержание Mn во взвешях и донных осадках устья р. Чорохи, %

Твердая фаза	Дата (1981 г.)	Расстояние от устья, км				
		0	0,3	0,6	1,0	2,0
Взвесь	8/V	0,098	0,070	0,061	0,045	0,068
»	28/VIII	0,120	0,101	0,098	0,074	0,092
Осадки	8/V	0,110	0,108	0,096	0,076	0,078
»	28/VIII	0,108	0,096	0,073	0,078	0,073
»	16/XI	0,118	0,101	0,101	0,076	0,076

кислородов. В совокупности это обуславливает увеличение сорбционной способности взвесей. Принимая сорбционную способность взвешенных веществ высокогорных участков р. Риони условно за 100%, для взвеси горных и предгорных участков она составляет соответственно 124 и 196%.

В фазовом распределении микроэлементов важнейшую роль играет величина pH. Кислотность среды определяет не только конкурирующую способность ионов водорода, но и химические формы сорбата, а часто и знак поверхностного заряда сорбента. Литературные данные [11, 20] и результаты наших экспериментов показали, что с увеличением pH количество $Mn_{\text{сорб}}$ увеличивается (фиг. 3). При $pH < 4-5$ Mn из взвесей переходит в раствор, а при $pH > 8,7-9,5$ начинается его хемогенное осаждение. По теоретическим расчетам величины pH начала осаждения Mn^{2+} должны быть равными 10,5—11, однако учитывая, что взвеси могут играть роль первичных центров кристаллизации [17], осадкообразование возможно и при более низких значениях pH. Этому должна способствовать и возможность окисления $Mn(II)$ в $Mn(III)$ с последующим образованием гидролитических форм [23].

Фазовое равновесие в системе Mn^{2+} —вода—взвеси во многом зависит от солевого состава жидкой фазы. Установлено, что из океанской воды Mn^{2+} сорбируется хуже, чем из дистиллированной [11], так как допускается возможность образования плохо или вообще несорбируемых форм марганца ($MnCl^+$, $MnSO_4$ и др.) [18]. Кроме того, с увеличением ионной силы раствора увеличивается конкурентоспособность посторонних катионов. Поэтому в эстуариях наблюдается десорбция Mn^{2+} из взвесей и донных осадков [24, 26].

С практической точки зрения большой интерес представляет вопрос о десорбции марганца из речных взвесей разно минерализованными природными водами. На модельных суспензиях было установлено, что с увеличением минерализации раствора линейно возрастает и количество десорбированного марганца (табл. 4). При этом с увеличением дисперсности и карбонатности твердой фазы десорбция марганца уменьшается, вероятно, из-за увеличения роли хемосорбции.

С целью определения масштабов реализации в природных условиях, полученных на модельных суспензиях, было изучено распределение Mn

во взвесах и донных осадках в устье р. Чорохи (табл. 5). Установлено, что с удалением от устья содержание Mn в донных осадках Черного моря уменьшается, хотя вследствие благоприятных условий седиментационной сортировки должно было бы увеличиваться. Для взвесей десорбционное уменьшение содержания марганца выражено менее четко. Причинами отклонения могут быть кинетическое необеспечение процесса (время контакта фаз недостаточно для достижения гетерогенного равновесия) и низкая соленость в зоне смешения вод. В зависимости от гидрометеорологических условий соленость вод в устье р. Чорохи колеблется от 0,14 до 16‰, что естественно влияет на интенсивность десорбционных процессов. Во время сбора проб взвесей соленость в зоне смешения вод была всего лишь 0,14—0,25‰.

В среднем из взвесей р. Чорохи в устье десорбируется около 33% от общего количества марганца. Аналогичная величина для взвесей горных рек, рассчитанная по данным [3], составляет 17%. Эти результаты близки к величинам, полученным нами на модельных суспензиях (см. табл. 4).

Десорбционный механизм высвобождения марганца из взвеси и донных осадков подтверждается распределением легкоподвижного марганца, извлекаемого ацетатным буферным раствором при pH 5. Постепенное увеличение количества десорбированного с донных осадков марганца с удалением от берега сопровождается уменьшением содержания легкоподвижного марганца (фиг. 4). На расстоянии около 1 км от берега содержание обеих форм марганца стабилизируется. Некоторое преобладание содержания легкоподвижного марганца над десорбируемым объясняется тем, что ацетатным буфером кроме сорбированной формы извлекается соосажденная, связанная с карбонатами, а возможно — и другие формы марганца.

Химические формы марганца во взвесах и донных осадках. Несмотря на определенную условность, во взвесах и донных осадках водоемов часто определяют содержание реакционноспособной формы марганца. Однако способы получения кислотных вытяжек нередко носят произвольный характер, что затрудняет получение сопоставляемых результатов. Нами изучено влияние различных факторов на полноту извлечения $Mn_{реакц.}$. С целью сдвига фазового равновесия в сторону $Mn_{реакц.}$ соотношение жидкой и твердой фаз увеличено до 100:1. Оптимальная концентрация кислот (3 н.) и время контакта фаз (3 сут) установлены экспериментально.

Тот факт, что даже разбавленные кислоты (0,01—0,1 н.) растворяют заметное количество марганца (табл. 6), указывает на ведущую роль легкоподвижных его форм во взвесах и донных осадках пресных водоемов. Последовательная обработка донных осадков новыми порциями 0,01 н. кислотой показала, что практически весь подвижный марганец переходит в раствор. Особенно энергично процесс протекает после нейтрализации карбонатов.

Содержание той или иной формы элемента обычно выражается в процентах относительно навески (А) или валового содержания. Однако ценную информацию дает расчет относительно суммы кислоторастворимой части взвесей и осадков (Б). Высокие значения соотношения Б:А, особенно в вытяжках разбавленных кислот (см. табл. 6), показывают, что основными носителями марганца являются легкорастворимые в кислотах вещества (аморфные гидроксиды, карбонаты и др.).

Региональное распределение $Mn_{реакц.}$ показывает четко выраженную вертикальную стратификацию. Взвесь вод рек предгорных районов в среднем содержит 84,2% $Mn_{реакц.}$ от $Mn_{вал.}$, а горных и высокогорных районов — соответственно 74,3 и 56,2%. Аналогичные величины для донных осадков составляют 88,1; 78,3 и 56,2% соответственно. На примере синхронно взятых проб р. Куры установлено, что по течению реки содержание $Mn_{реакц.}$ постепенно увеличивается от 63 (с. Хертвиси) до 85% (с. Шихлы, АзССР). Тесная связь обнаружена также между дисперс-

Таблица 6

Зависимость степени извлечения марганца от концентрации HCl *

Концентрация HCl, н.	рН	Сумма растворен- ных в HCl веществ, %	Содержание Мп _{реакц}				Б/А
			мг	% (А)	% от Мп _{вал}	% от раство- ренных веществ (Б)	
р. Терек (с. Ларс)							
0,01	2,43	4,30	0,66	0,022	22,0	0,51	23,2
0,1	1,03	7,96	0,96	0,032	32,0	0,40	12,5
0,5	0,26	8,33	1,11	0,037	37,0	0,44	11,9
1,0	—0,07	9,23	1,20	0,040	40,0	0,43	10,8
3,0	—0,60	11,74	1,44	0,048	48,0	0,41	8,5
р. Кура (с. Мцхета)							
0,01	7,72	9,61	0,36	0,012	9,2	0,13	10,8
0,1	1,30	30,39	3,06	0,102	72,9	0,34	3,3
0,5	0,31	33,33	3,15	0,105	80,8	0,32	3,0
1,0	0,03	34,78	3,24	0,108	83,1	0,31	2,9
3,0	—0,57	35,62	3,24	0,108	83,1	0,30	2,8
р. Риони (с. Гумати)							
0,01	7,31	8,70	0,55	0,018	18,0	0,21	11,7
0,1	1,23	22,13	1,98	0,066	66,0	0,30	4,5
0,5	0,31	25,42	2,21	0,074	74,0	0,29	3,9
1,0	0,05	26,65	2,34	0,079	78,0	0,29	3,7
3,0	—0,47	28,98	2,42	0,081	81,0	0,28	3,5

* Условия опыта: донные осадки 3 г, HCl —300 мл, время контакта 5 сут.

Таблица 7

Химические формы марганца во взвесах и донных осадках водоемов Грузии

Места отбора проб	Mn _{вал} %	Содержание химических форм Mn, % от Mn _{вал}					
		органической	легкоподвижной	подвижной	трудноподвижной	суммы подвижных форм	неподвижной
Взвеси							
р. Кура (Дзегви)	0,10	3,7	74,8	14,6	2,8	95,9	4,1
р. Кура (Мцхета)	0,09	3,3	71,3	16,2	4,6	95,4	4,6
р. Арагви (устье)	0,11	2,1	78,5	10,0	4,5	95,1	4,9
р. Риони (Хонети)	0,14	3,3	68,7	10,0	3,3	85,3	14,7
р. Цхенисцкали (устье)	0,09	2,8	68,9	12,7	4,6	89,0	11,0
р. Чорохи (Эрге)	0,11	4,6	66,0	14,6	6,3	91,5	8,5
р. Терек (Ларс)	0,14	1,4	34,6	28,8	4,5	69,3	30,7
Осадки							
р. Кура (Мцхета)	0,08	3,8	68,4	8,4	3,8	84,4	15,6
» »	0,13	3,0	67,0	12,6	5,0	87,6	12,4
р. Арагви (устье)	0,13	2,7	70,9	4,7	2,5	80,8	19,2
р. Риони (Гумати)	0,10	4,0	70,0	14,0	3,0	91,0	9,0
» »	0,09	3,3	73,7	10,5	3,3	90,8	9,2
р. Чорохи (Эрге)	0,15	3,5	66,0	12,2	3,6	85,3	14,7
р. Терек — (Ларс)	0,06	1,2	32,0	28,8	2,5	64,5	35,5

ностью искусственно фракционированных путем седиментации взвеси и содержанием $\text{Mn}_{\text{реакц}}$.

Во взвесах и осадках были определены содержания некоторых форм марганца. Легкоподвижная форма была выделена ацетатным буферным раствором (рН 5), а органическая — после обработки остатка перекисью водорода. В остатке 4 и 10%-ными растворами серной кислоты последовательно были выделены подвижная и трудноподвижная формы. По раз-

ности между $Mn_{\text{вал}}$ и суммой подвижных форм рассчитано содержание неподвижной (силикатной) формы марганца (табл. 7). Как уже было отмечено, основное количество марганца во взвесах и донных осадках водоемов Грузии содержится в легкоподвижной форме (сорбированной, связанной с карбонатами и аморфными гидроксидами). Содержание органической формы невысокое. Это подтверждается также низким (0,6—1,5% от $Mn_{\text{вал}}$) содержанием в щелочных вытяжках взвесей и осадков. Промежуточное положение занимает силикатная форма, региональное распределение которой противоположно распределению реакционноспособного марганца.

Литература

1. Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
2. Гордеев В. В. Новая оценка поверхностного стока растворенных и взвешенных веществ в океан.— Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 5.
3. Демина Л. Д. Формы миграции тяжелых металлов в океане. М.: Наука, 1982.
4. Емельянов Е. М., Тримонис Э. С., Шижус К. М. Железо, алюминий, титан и марганец во взвесах Черного моря.— Геохимия, 1975, № 10.
5. Зауташвили Б. З. К вопросу об аккумуляции марганца в районе устья р. Риони.— Сообщения АН ГССР, 1974, т. 73, № 3.
6. Зиминова Н. А., Кольцов Г. В. Содержание некоторых макро- и микроэлементов во взвешенных веществах Верхней Волги.— Тр. Ин-та биологии внутренних вод, 1974, вып. 26.
7. Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Редкие и рассеянные элементы в воде и во взвешенных веществах рек европейской территории СССР.— Гидрохим. материалы, 1966, т. 42.
8. Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Микроэлементы в воде и во взвешенных веществах рек азиатской территории СССР.— Гидрохим. материалы, 1966, т. 42.
9. Конторович А. Э. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.
10. Красинцева В. В., Кузьмина Н. П., Семявин М. М. Формирование минерального состава речных вод. М.: Наука, 1977.
11. Легин В. К., Кузнецов Ю. В., Лобанов Ю. Н. О форме нахождения марганца-54 в морской воде.— В кн.: Формы элементов и радионуклидов в морской воде. М.: Наука, 1974.
12. Лубченко И. Ю., Белова И. В. Миграция элементов в речных водах.— Литология и полез. ископаемые, 1973, № 2.
13. Морозов Н. П., Батурич Г. Н., Гордеев В. В., Гурвич Е. Г. О составе взвесей и осадков в устьевых районах Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби.— Гидрохим. материалы, 1974, т. 60.
14. Нахшина Е. П. Марганец в пресных водах.— Гидробиол. журн., 1975, № 2.
15. Онегина Л. К., Тойка М. А. Микроэлементы в природных водах и донных отложениях озер Карелии.— В кн.: Микроэлементы в биосфере Карелии и сопредельных районов. Т. 1. Петрозаводск: (препринт) 1976.
16. Сулейманов Д. М., Мкртчян Э. А. К вопросу распределения малых элементов в донных осадках Мингечаурского водохранилища.— Изв. АН АзССР. Серия науки о Земле, 1976, № 4.
17. Супаташвили Г. Д. Влияние взвесей на хемогенное осадкообразование в природных водах.— Изв. АН ГССР. Сер. хим., 1981, т. 7, № 2.
18. Тихомиров В. Н., Громов В. В., Коннов В. А. Сорбция абиогенных и биогенных форм марганца и никеля карбонатным осадком Индийского океана.— Океанология, 1979, т. 19, вып. 4.
19. Фельдман М. Б., Нахшина Е. П. Микроэлементы в воде и донных отложениях водохранилища.— В кн.: Киевское водохранилище. Киев: Наук. думка, 1972.
20. Хитров Л. М., Холина Ю. Б. Формы нахождения марганца в океанской воде.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.
21. Чудаева В. А., Гордеев В. В., Фомина Л. С. Фазовое состояние элементов во взвесах некоторых рек бассейна Японского моря.— Геохимия, 1982, № 4.
22. Эристави Д. И. Исследование физических и химических свойств марганцового шлама, уносимого р. Квирила.— В кн.: Избранные труды. Т. 1. Тбилиси: Мецниереба, 1976.
23. Benes P., Garba H. A radiotracers study of manganese adsorption on glass from very dilute aqueous.— Radiochim. acta, 1966, v. 5, № 2.
24. Evans D. W., Cutshall N. H. Manganese cycling in the Newport River estuary, North Carolina.— Estuarine and Coast. Mar. Sci., 1977, v. 5, № 1.
25. Gibbs R. L. Mechanism of trace metal precipitation in rivers.— Science, 1973, v. 180, № 4081.
26. Morris A. W., Bale A. J. Effect of rapid precipitation of dissolved Mn in river water on estuarine Mn distributions.— Nature, 1979, v. 279, № 5711.

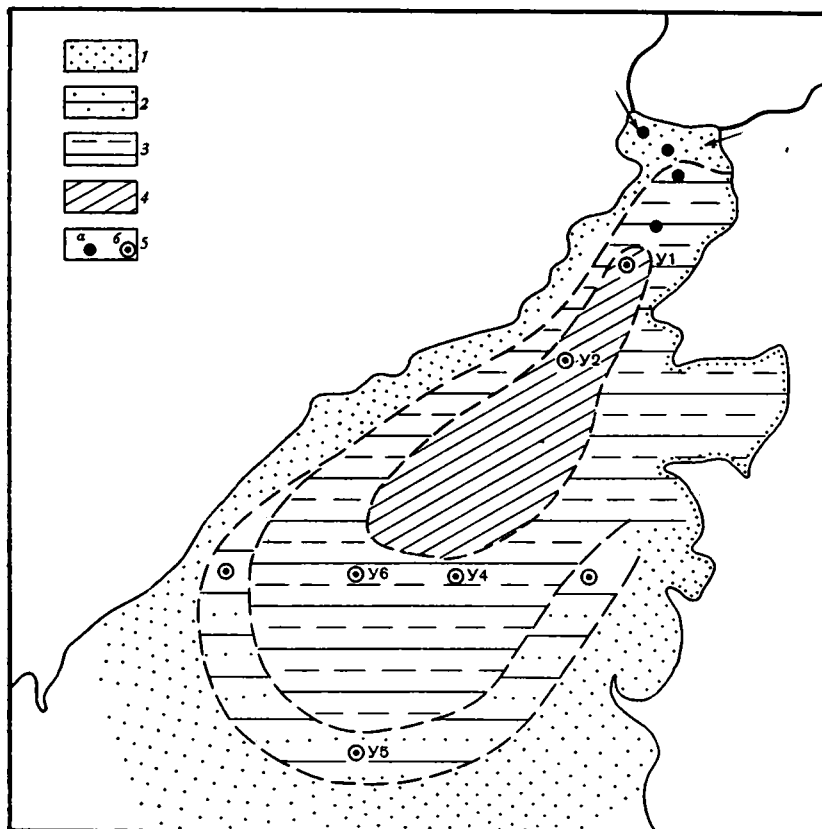
УДК 550.4 : 551.351 (265.4)

**ГЕОХИМИЯ ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА, ЦИНКА И МЕДИ
В ПРИБРЕЖНОМ ОСАДКООБРАЗОВАНИИ****(на примере Уссурийского залива)****ШУЛЬКИН В. М., БОГДАНОВА Н. Н.**

Рассмотрено изменение уровней концентрации и форм существования металлов в процессе осадкообразования на примере типичной полузамкнутой бухты, донные отложения которой образованы в результате переработки речного стока. Показано, что вследствие десорбции подвижных форм марганца, цинка и меди, выносимых с речной взвесью, происходит уменьшение общей концентрации этих металлов и увеличение доли их литогенных форм в донных осадках. Концентрация и форма существования железа в осадках определяются его участием в коагуляции речных коллоидов в зоне смешения и механической дифференциацией поступающего материала.

Более 90% осадочного материала, попадающего ежегодно в океан, поставляется речным стоком, большая часть его задерживается в зоне шельфа и континентального склона [4]. Однако геохимия многих элементов в прибрежном осадкообразовании изучена недостаточно. Это связано с трудностью интерпретации сложных процессов в прибрежной зоне, в том числе механической дифференциации поступающего материала, влекущей за собой и геохимическую дифференциацию, изменения концентрации элементов (особенно металлов) в речном стоке даже в пределах однородного физико-географического региона, а также значительным распространением на шельфе доголоценовых отложений.

Нами изучались геохимические особенности поведения Fe, Mn, Zn и Cu при формировании современных донных отложений Уссурийского залива — типичной полузамкнутой бухты риасового побережья юга Приморья. Современные донные отложения залива представлены толщей терригенных алеврито-пелитовых, алевритовых и песчаных осадков, которые являются продуктами волновой переработки материала, выносимого реками Артемовка и Шкотовка. Распределение литологических типов отложений по акватории залива (фиг. 1) характеризуется наличием поля алеврито-пелитовых осадков, тяготеющего к кутовой части. По мере удаления от источников поступления материала осадки характеризуются более грубым гранулометрическим составом вследствие изменения соотношения объема поступающего материала и интенсивности волновой переработки. Локализованность основных источников осадочного материала и моногенетичность отложений позволяют оценить изменение уровней концентрации и форм существования металлов в процессе седиментогенеза. Концентрацию и формы существования металлов определяли в воде рек, впадающих в залив, во взвесах рек, зоны смешения, придонных и поверхностных вод нормальной солености в пределах залива, а также в верхнем слое донных осадков и в его поровых водах. Схема расположения станций отбора проб приведена на фиг. 1. Донные осадки отбирали ранней весной после длительного периода интенсивной волновой переработки при минимальном речном стоке. Одновременно отбирали придонные воды. Данные по распределению металлов в зоне смешения получены в результате отборов по профилю от устья рек до вод нормальной солености при различных гидрологических режимах. Поскольку распресненные воды легче морских, отбирали верхний слой воды толщиной 0,1—0,3 м. Взвешенное вещество отделяли фильтрованием через мембранные фильтры «Сынпор» с размером пор



Фиг. 1. Распределение типов донных отложений Уссурийского залива (по Ю. Д. Маркову и др. [5])

1 — песок; 2 — песчанистый алеврит; 3 — глинистый алеврит; 4 — алевропелит; 5 — точки отбора проб (а — поверхностных, б — из скважин). Стрелками показаны основные источники осадочного материала

0,4 мкм сразу после отбора. Фильтраты подкисляли до pH 1, а затем концентрировали в системе диэтилдитиокарбаминат натрия — хлорформ при pH 5,9—6,0 [9]. Полученные экстракты минерализовали азотной кислотой и переводили в 5%-ный солянокислый раствор. Формы существования металлов во взвеси и донных осадках исследовали методом последовательных вытяжек, по следующей системе.

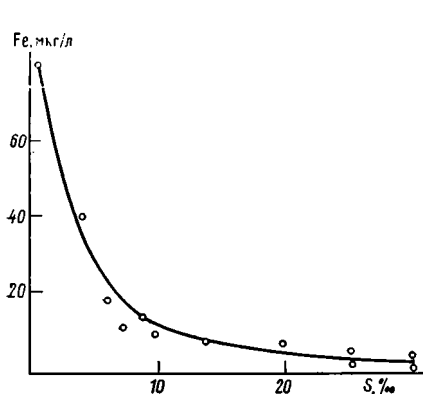
1. 1 М раствором уксусной кислоты извлекают поверхностно-сорбированные и другие слабосвязанные формы металлов, в дальнейшем данные, полученные этой вытяжкой, интерпретируют как содержание легкоподвижных форм металлов в осадке или во взвеси.

2. 5-кратная обработка H_2O_2 с последующей экстракцией 1 М раствором уксусной кислоты. Эта вытяжка переводит в раствор металлы, связанные с органическим веществом [12]. В донных осадках, затронутых процессами восстановительного диагенеза, в эту фазу входят также металлы, связанные с аутигенными сульфидами Fe. Полученные данные интерпретируются как содержание органоминеральных — сульфидных форм металлов.

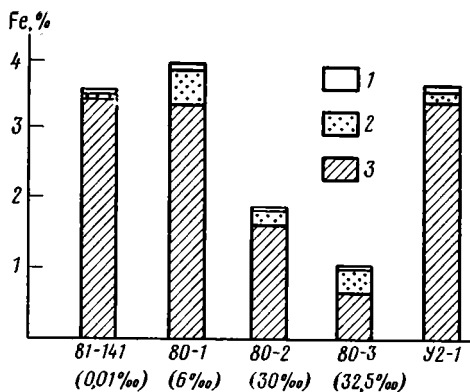
3. Обработка реактивом Честера [10], который растворяет аморфные гидроокислы Fe и Mn и связанные с ними металлы. Полученные данные интерпретируются как содержание гидроокисных форм металлов.

4. Остаток после вытяжек разлагали смесью HF и $HClO_4$ в автоклаве и переводили, как и все предыдущие фазы, в 5%-ный солянокислый раствор. Данные, полученные при анализе остатков, интерпретируются как содержание литогенных форм металлов.

Определение содержания металлов проводили методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии на приборах «Сатурн» и ААС-1 с относительной погрешностью 5—10%. Контроль за возможным загрязнением в ходе анализа осуществляли регулярными холостыми опытами. Выделение форм существования металлов данной системой вытяжек, как впрочем и любой другой, носит условный характер. В частности не достигается раздельное выделение органоминеральных и сульфидных форм существования. Тем не менее получаемая информация позволяет выявить многие геохимические особенности поведения металлов в процессе осадкообразования. Кроме того, применяемые вытяжки довольно распространены в практике изучения морских осадков и взвеси [1, 2, 11], что дает возможность их сравнения. Гранулометрический состав определяли пипеточным методом с расситовкой фракций крупнее 0,05 мм. Во фракции 0,05—0,1 мм определяли содержание и минеральный состав тяжелой подфракции, выделенной в бромформе.



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Концентрация растворенного Fe в зоне смешения р. Артемовка

Фиг. 3. Концентрация форм существования Fe в речной взвеси (скв. 81-141), взвеси зоны смешения (скв. 80-1), морской взвеси (скв. 80-2, 80-3) и донных осадках (скв. У2-1).

Формы существования: 1 — легкоподвижные; 2 — органоминеральные — сульфидные; 3 — гидроокисные и литогенные

Железо. Во взвеси рек Артемовка и Шкотовка концентрация Fe составляет 3,32—3,90%, причем большая часть металла находится в литогенной форме — доля подвижных форм, извлекаемых системой вытяжек, не превышает 17% общего содержания Fe в речной взвеси. При этом содержание легкоподвижной, органоминеральной и гидроокисной форм существования Fe в речной взвеси составляет 281—450, 108—200 и 2247—6200 мкг/г соответственно, т. е. большая часть подвижных форм представлена аморфными гидроокислами. Концентрация растворенных форм Fe в речных водах колеблется от 10 до 80 мкг/л. В зависимости от исходной концентрации металла меняется распределение растворенного Fe в зоне смешения: при достаточно большом (>20 мкг/л) содержании в водах с соленостью 3—8‰ происходит быстрое нелинейное падение концентрации растворенного Fe до 5 мкг/л (фиг. 2), т. е. до уровня, характерного для прибрежно-морских вод региона за пределами влияния речного стока. Такое резкое уменьшение вызвано коагуляцией коллоидов или растворенных органоминеральных комплексов при увеличении ионной силы среды в водах промежуточной солености. Масштаб процесса лимитируется, очевидно, содержанием растворенных форм Fe, способных к коагуляции. Неконсервативное поведение Fe в зоне смешения подтверждено многочисленными экспериментами [16] и натурными наблюдениями [2, 8]. Влияние перехода Fe из растворенных во взвешенные формы на распределение взвешенного Fe, как правило, мало

Гранулометрический состав и содержание металлов

Место отбора и номер пробы		Фракции, мм				Fe ₁	Fe ₂	Fe ₃
		0,1	0,1<—0,01	0,01—0,001	0,001			
Взвесь	Река	0,1	33,4	13,7	49,6	450	200	6200
	Зона смещения	—	—	—	—	683	2611	2057
Донные осадки	Море	—	—	—	—	305	3839	837
	80-4	30,0	45,0	17,1	7,3	849	483	1429
	80-5	62,0	35,3	1,5	1,2	1760	481	1615
	80-6	2,0	57,8	31,8	8,4	1770	716	2128
	80-7	4,2	63,3	25,6	6,9	1434	845	2286
	У1	1,5	41,6	29,0	27,9	1084	1126	4140
	У2	1,6	42,8	21,5	34,1	757	1358	3568
	У4	12,3	60,1	11,8	15,8	590	429	1109
	У5	1	59,0	22,0	18,0	970	1290	3570
	У5	24,8	72,5	1,7	1,0	160	160	710

Примечание. Нижний индекс при металле означает: 1—3 — содержание форм металла (1 — легкоподвиж

ошутимо вследствие резкого преобладания в речном стоке взвешенных форм над растворенными даже в меженные режимы (320—350 и 10—80 мкг/л соответственно) и интенсивного рассеяния — осаждения взвешенных форм Fe в морских водах. Концентрация металла во взвешенном материале вод промежуточной солености определяется смешением терригенной взвеси с высоким содержанием Fe (3—5%) и взвеси морского генезиса, концентрация Fe в которой гораздо ниже (0,64%) [7]. Различаются также формы существования в речной и морской взвеси. Если в первой резко преобладают литогенные формы Fe при существенной роли гидроокисей, то в морской взвеси понижается доля и гидроокисных и литогенных форм. При этом возрастает относительное и абсолютное содержание легкоподвижных и особенно органоминеральных форм металла (фиг. 3, табл. 1), что отражает биогенную природу морской взвеси. Во взвеси вод промежуточной солености (6‰) при сохранении уровня концентрации литогенного Fe наблюдается увеличение содержания легкоподвижных и органоминеральных форм металла по сравнению с речной и морской взвесью. Это увеличение отражает переход Fe из раствора во взвесь в зоне смещения и служит косвенным доказательством того, что основную роль в этом процессе играют органоминеральные комплексы. Таким образом, в водах с соленостью 3—8‰ происходит коагуляция речных коллоидов и переход Fe из раствора во взвесь, в результате чего исходный осадочный материал обогащается легкоподвижными и органоминеральными формами Fe.

В пределах Уссурийского залива глубины не превышают 50 м, что обуславливает интенсивную волновую переработку и механическую дифференциацию поступающего материала. В случае неравномерного распределения металла по гранулометрическим фракциям механическая дифференциация влечет за собой геохимическую. Было определено общее содержание металлов в различных гранулометрических фракциях донных отложений Уссурийского залива (табл. 2). Наибольшая концентрация Fe обнаружена в мелкопелитовой фракции. В более крупных фракциях содержание Fe сначала снижается до 3,01% (в крупном пелите), а затем возрастает до 3,63% (в алевритах и мелкопесчаных фракциях), что связано с приуроченностью к этим гранулометрическим классам основного количества минералов тяжелой подфракции. Для современных донных осадков залива характерна амфибол-пироксен-ильменитовая ассоциация тяжелых минералов, концентрация металлов в которой повышена (см. табл. 2). В песчаных фракциях осадков концентрация Fe снижается до 2,01%. Таким образом, неравномерное распределение Fe по гранулометрическим фракциям предопределяет геохимическую дифференциацию в процессе волновой переработки. В результате кон-

во взвеси и в донных осадках, мкг/г

Fe ₀	Mn ₁	Mn ₂	Mn ₃	Mn ₀	Zn ₁	Zn ₂	Zn ₃	Zn ₀	Cu ₁	Cu ₂	Cu ₃	Cu ₀
3,90	501	107	64	896	210	79	32	369	131	29	19	233
2,93	270	166	179	699	88	23	5	170	11	9	9	41
1,02	25	53	0	138	95	65	11	248	84	197	8	204
3,32	27	12	5	247	8	5	4	77	4	2	3	25
3,71	36	12	2	175	9	3	7	72	2	1	3	22
3,80	38	13	6	179	9	4	5	96	2	1	4	26
4,03	42	15	5	191	11	4	6	101	3	1	4	26
3,69	26	23	7	310	13	7	6	111	5	3	3	20
3,66	27	19	4	299	10	7	5	96	1	2	4	21
2,32	12	5	3	289	9	1	24	84	2	0,1	3	21
2,36	23	26	2	325	14	15	8	90	2	1,5	2	15
1,75	6	4	1	246	6	0,2	1	45	2	0,3	0,4	14

ных, 2 — органоминеральных — сульфидных, 3 — гидроокисных), 4 — общее содержание металла (для Fe, %)

центрация Fe в верхнем слое донных отложений залива колеблется от 1,75 до 4,03%. При этом сохраняется преобладание литогенных форм существования, характерное для речной взвеси. Концентрация легкоподвижных, органоминеральных — сульфидных и гидроокисных форм Fe составляет 0,016—1770, 160—1360 и 710—4140 мкг/г соответственно (см. табл. 1). Изменчивость содержания органоминеральных — сульфидных и гидроокисных форм Fe вследствие их приуроченности к пелитовым фракциям осадка связана с механической дифференциацией поступающего материала (фиг. 4). Однако уровень концентрации органоминеральных — сульфидных форм Fe в алеврито-пелитовых осадках залива выше, чем в исходной речной взвеси, что объясняется обогащением органоминеральными формами в зоне смешения и аутигенным сульфидообразованием в процессе раннего диагенеза. Содержание легкоподвижных форм Fe в верхнем слое донных отложений определяется, по-видимому, расстоянием от зоны смешения, где происходит обогащение осадочного материала этими формами. С удалением от зоны смешения концентрация легкоподвижного Fe снижается от 1770 до 160 мкг/г (фиг. 5). Никакой связи между содержанием легкоподвижного Fe и гранулометрическим составом отложений не обнаружено.

Таким образом, геохимические особенности поведения Fe в прибрежном терригенном осадкообразовании сводятся главным образом к механической дифференциации Fe, поступающего в составе речной взвеси и в переходе в осадок в виде легкоподвижных и органоминеральных форм Fe, выносимого в растворе. Влияние диагенетического преобразования сказывается в повышенном уровне концентрации органоминеральных — сульфидных форм Fe в осадках по сравнению с исходной речной взвесью.

Марганец. В поступающей речной взвеси концентрация Mn равна 896 мкг/г, при этом в отличие от Fe преобладают «подвижные» формы.

Таблица 2

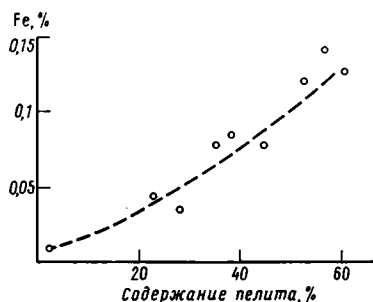
Концентрация металлов в различных гранулометрических фракциях осадков Уссурийского залива

Фракции, мм	Fe, %	Mn, мкг/г	Zn, мкг/г	Cu, мкг/г
0,001	3,92	279	200	35
0,001—0,01	3,01	278	148	16
0,01—0,1	3,63	268	58	12
0,1	2,01	246	45	8

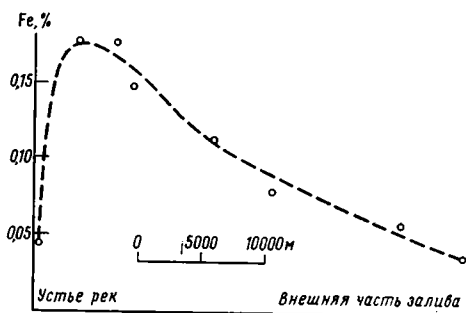
Примечание. В амфибол-пироксеновом концентрате содержится; Fe 9,19%, Mn 2811 мкг/г, Zn 211 мкг/г, Cu 19 мкг/г.

Доли легкоподвижных, органоминеральных и гидроокисных форм Мп составляют 56; 11 и 7% соответственно, т. е. в виде литогенных форм выносятся не более 25% общего содержания Мп во взвеси. Концентрация растворенного Мп в речных водах колеблется от 10 до 100 мкг/л, содержание взвешенных форм в зависимости от гидрологического режима изменяется от 10 до 80 мкг/л. Соответственно меняются и доли растворенных и взвешенных форм металла в речном стоке.

Поведение Мп в водах промежуточной солености определяется соотношением растворенных и взвешенных форм в речных водах. При близкой концентрации растворенных и взвешенных форм в речном стоке происходит увеличение содержания растворенного Мп в водах про-



Фиг. 4



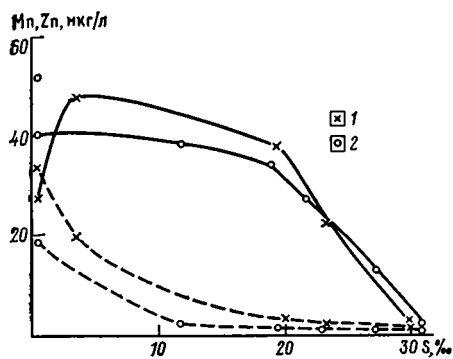
Фиг. 5

Фиг. 4. Концентрация органоминеральных — сульфидных форм Fe в донных осадках с различным содержанием пелитовых фракций

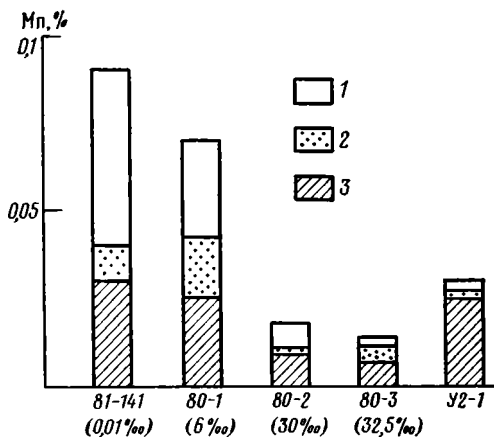
Фиг. 5. Изменение концентрации легкоподвижных форм Fe по мере удаления от источников осадочного материала

межуточной солености при уменьшении концентрации взвешенных форм (фиг. 6). Это свидетельствует о десорбции легкоподвижных форм Мп с речной взвеси при резком изменении физико-химических условий миграции в зоне смешения. Участие Мп в процессе коагуляции речных коллоидов не влияет на распределение растворенных форм, что противоречит известным экспериментальным работам Е. Р. Шолковитца [14]. Однако в последующих работах того же автора [15] указано, что заметное удаление Мп из раствора наблюдается лишь при резком превышении содержания растворенного Fe над растворенным Мп в исходной речной воде. В изученных же речных водах концентрации растворенных Мп и Fe близки друг к другу. Изменение концентрации и форм существования Мп во взвешенном материале вод промежуточной солености (6‰) подтверждает вывод о значимой десорбции металла в зоне смешения: происходит снижение общей концентрации Мп во взвеси вследствие уменьшения содержания легкоподвижных форм при сохранении уровня концентрации литогенного Мп (фиг. 7, см. табл. 1). Концентрация Мп во взвеси прибрежных вод нормальной солености кроме десорбции определяется смешением терригенной взвеси и взвеси морского генезиса, содержание Мп в которой гораздо ниже (100—130 мкг/г). При этом наблюдается уменьшение доли легкоподвижных (до 20%) и увеличение доли органоминеральных форм (до 38%). Таким образом, в зоне смешения происходит десорбция легкоподвижных форм Мп с поступающей речной взвеси, в результате чего концентрация металла в осадочном материале снижается.

В верхнем слое донных отложений концентрация Мп составляет 175—310 мкг/г, т. е. значительно меньше, чем в речной взвеси. При этом содержание литогенных форм соответствует таковой в исходном флювиогенном материале, но резко снижается уровень концентрации всех «подвижных» форм металла по сравнению с речной взвесью и со взвесью зоны смешения (см. фиг. 7 и табл. 1). Вероятно, при осаждении взвеси про-



Фиг. 6



Фиг. 7

Фиг. 6. Распределение Мп (1) и Зп (2) в зоне смешения
Растворенные формы — сплошная линия, взвешенные — пунктирная

Фиг. 7. Концентрация форм существования Мп в речной взвеси (скв. 81-14), взвеси зоны смешения (скв. 80-1), морской взвеси (скв. 80-2, 80-3) и в донных осадках (скв. У2-1)

Формы существования: 1 — легкоподвижные; 2 — органоминеральные — сульфидные; 3 — гидроокисные и литогенные

исходит дальнейшая десорбция металла, что подтверждается значимым снижением концентрации марганца в придонной взвеси (104—450 мкг/г) по сравнению с сосуществующей поверхностной взвесью (400—900 мкг/г). Кроме того, верхний слой донных осадков в той или иной степени затронут процессами восстановительного диагенеза, о чем свидетельствует серый до черно-серого цвет отложений, обнаружение аутигенного пирита в составе тяжелой подфракции и наличие восстановленных форм серы в осадках. При развитии процесса сульфат-редукции и понижении среды происходит мобилизация металлов из осадка в поровые воды. В результате в поровых водах наблюдаются повышенное содержание растворенных металлов, в том числе и Мп (табл. 3). Вследствие существования градиента концентраций между поровой и наддонной водой возникает диффузионный поток металла из восстановленных осадков в наддонную воду. Этот процесс также должен вести к уменьшению концентрации Мп в донных отложениях. Корректная оценка потери металла вследствие диффузии в наддонную воду возможна при из-

Таблица 3

Оценка диффузионного потока металлов из восстановленных осадков в воду

Металл	Номер скважины	Концентрация в воде, мкг/л		$\Delta C, 10^{-3}$ мкг/см ²	Поток из осадков, мкг/см ² ·год	Скорость осадко-накопления, мм/год	Объемная масса, г/см ³	Концентрация в осадках, мкг/г	Поток на дно, мкг/см ² ·год	$F_1/F_2^{**}, \%$
		поровой	наддонной							
Fe	У2	1150	5	1145	$30,7 \pm 1,8$	$6,0 \pm 0,3$	1,72	3,53	34 608	0,09
	У6	2185	5	2180	$58,5 \pm 3,5$	$1,1 \pm 0,2$	1,87	3,53	6 601	0,1
Mn	У2	633	1	632	$16,9 \pm 1,0$	$6,0 \pm 0,3$	1,72	450	465	4
	У6	338	4	334	$8,9 \pm 0,5$	$1,1 \pm 0,2$	1,87	450	97	9
Zn	У2	811	32	779	$20,9 \pm 1,3$	$6,0 \pm 0,3$	1,72	116	120	18
	У6	275	5	270	$7,2 \pm 0,4$	$1,1 \pm 0,2$	1,87	116	29	24
Cu	У2	125	1	124	$3,3 \pm 0,2$	$6,0 \pm 0,3$	1,72	41	30	11
	У6	76	1	75	$2,0 \pm 0,1$	$1,1 \pm 0,2$	1,87	41	6	30

* Концентрации Мп, Zn и Cu приведены в мкг/л, Fe — %.

** F_1/F_2 — отношение потока из осадков к потоку на дно.

вестных значениях потока металлов на границе дно — наддонная вода, концентрации металла в оседающем материале и скорости седиментации. К сожалению, экспериментальные значения потока металлов из восстановленных осадков прибрежной зоны в воду пока отсутствуют. Была сделана попытка рассчитать возможную величину диффузионного потока по известным значениям концентрации металла в поровых водах верхнего 10-сантиметрового слоя осадков и в придонной воде с использованием экспериментального коэффициента диффузии металлов в осадке [13]. Согласно 1-му закону Фика

$$F = -AD \frac{\Delta C}{\Delta x},$$

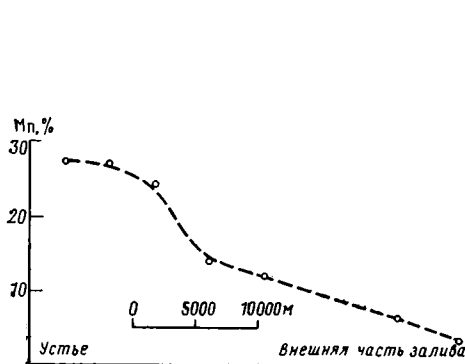
где F — поток элемента, $\text{мкг/см}^2 \cdot \text{год}$; D — коэффициент диффузии ($0,85 \pm 0,05 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$), ΔC — градиент концентрации между поровой и наддонной водой, $\text{мкг/см}^3 \cdot 10^{-3}$; $A = 3,15 \cdot 10^7$ — число секунд в году. Принимаем, что падение концентрации в наддонной воде осуществляется на расстоянии 1 см от дна, т. е. $\Delta x = 1 \text{ см}$. Понимая условность ряда допущений, мы все же считаем, что расчетное определение диффузионного потока дает возможность приблизительно оценить масштабы поступления металлов из восстановленных осадков. Эти расчеты могут прояснить причины уменьшения концентрации подвижных форм металлов в донных осадках по сравнению с материалом, уже преобразованным в зоне смешения (табл. 3). Для скв. У2 диффузионный поток Мп составляет $16,9 \text{ мкг/см}^2 \cdot \text{год}$, а для скв. У6, расположенной дальше от кутовой части залива, $8,9 \text{ мкг/см}^2 \cdot \text{год}$. Укажем, что скорости осадконакопления современных алевроито-пелитовых отложений в этих колонках составляют по данным радиоуглеродного датирования 6 и 1 мм/год соответственно, что при объемной массе осадков $1,72\text{—}1,87 \text{ г/см}^3$ отвечает поступлению на 1 см^2 дна $0,15\text{—}0,16 \text{ г}$ осадка в год в районе скв. У6 и $0,90\text{—}0,96 \text{ г}$ осадка в год в районе скв. У2. Примем концентрацию подвижных форм Мп в оседающей взвеси равной 450 мкг/г , т. е. такой же, как во взвеси зоны смешения. При этом допущении на дно Уссурийского залива в районе скв. У2 попадает $465 \text{ мкг/см}^2 \cdot \text{год}$ подвижных форм Мп, а в районе скв. У6 — $97 \text{ мкг/см}^2 \cdot \text{год}$. Таким образом, из восстановленных осадков в наддонную воду диффундирует всего 4—19% общего количества подвижных форм Мп, поступающего на дно со взвесью. Поэтому этот процесс является лишь одной из причин низкого содержания Мп в донных осадках Уссурийского залива. Другой и, видимо, главной причиной пониженной концентрации металла в осадках является десорбция подвижных форм в процессе седиментации. В районах, где скорость осадкообразования не столь велика, диффузионный поток может тем не менее являться процессом, определяющим уровень концентрации металла в осадке.

В пределах алевроито-пелитовых отложений какой-либо четкой связи концентрации Мп и его форм с гранулометрическим составом не обнаружено. Это объясняется близостью содержания Мп в различных гранулометрических фракциях алевропелитов (см. табл. 2). В песчанистых осадках концентрация литогенного Мп определяется содержанием тяжелой подфракции, количество металла в которой повышено. Можно отметить тенденцию уменьшения доли подвижных форм Мп от 31 до 7% по мере удаления от кутовой части залива на юг. Изменчивость содержания подвижных форм Мп, видимо, обусловлена ходом диагенетических процессов: там, где диффузионный поток играет наибольшую роль (внешняя часть залива), концентрация подвижных форм понижена, а там, где роль диффузионного потока минимальна (кутовая часть залива), — повышена (фиг. 8).

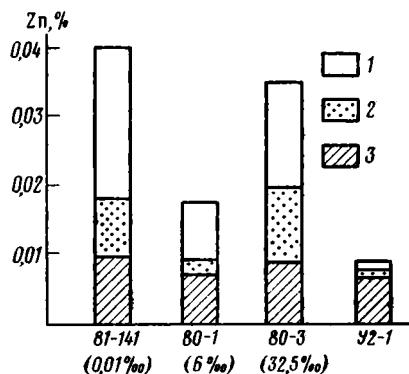
Таким образом, геохимия Мп в процессе прибрежного осадкообразования в пределах влияния речного стока обусловлена десорбцией подвижных его форм в зоне смешения и при седиментации поступающего материала. В результате концентрация Мп в донных осадках меньше, чем в исходном осадочном материале, главным образом вследствие

уменьшения содержания подвижных форм; концентрация литогенного Мп изменяется незначительно. Кроме десорбции к уменьшению концентрации Мп в осадке может вести диффузионный поток металла из восстановленных отложений в наддонную воду. В условиях очень высоких скоростей осадконакопления в Уссурийском заливе этот процесс не является определяющим, хотя и влияет на распределение подвижных форм по акватории залива.

Цинк. Концентрация растворенного Zn в водах рек, впадающих в Уссурийский залив, составляет 30—40 мкг/л. Содержание взвешенных форм в зависимости от гидрологического режима колеблется от 4 до 40 мкг/л при концентрации Zn в речной взвеси 369—394 мкг/г. Так же как для Мп, в составе речной взвеси преобладают подвижные формы существо-



Фиг. 8



Фиг. 9

Фиг. 8. Изменение доли подвижных форм Мп в осадках по мере удаления от источников осадочного материала

Фиг. 9. Концентрации форм существования Zn в речной взвеси (скв. 8-141), взвеси зоны смешения (скв. 80-1), морской взвеси (скв. 80-2, 80-3) и в донных осадках (скв. У2-1).

Формы существования: 1 — легкоподвижные; 2 — органоминеральные — сульфидные; 3 — гидроокисные и литогенные

вания Zn (фиг. 9, см. табл. 1). Доли легкоподвижных, органоминеральных, гидроокисных и литогенных форм составляют соответственно 56; 21; 11 и 12% общего содержания Zn в речной взвеси. Распределение растворенного Zn в водах промежуточной солености зависит от соотношения растворенных и взвешенных форм миграции его в исходных речных водах. При достаточно высокой концентрации взвешенного Zn в речной воде наблюдается более медленное (по сравнению с линией теоретического разбавления) снижение концентрации растворенного Zn в процессе смешения (см. фиг. 6). Это свидетельствует о десорбции Zn с речной взвеси в зоне смешения. Концентрация Zn во взвешенном материале прибрежных вод и вод промежуточной солености кроме десорбции определяется смешением терригенной взвеси и взвеси морского генезиса, содержание Zn в которой того же порядка, что и в речной, и весьма изменчиво. Тем не менее в водах с соленостью около 6‰ концентрация цинка во взвеси уменьшена до 170 мкг/г по сравнению с исходной речной взвесью и со взвесью морского генезиса (см. фиг. 9, табл. 1). При этом снижение концентрации металла во взвеси идет за счет подвижных форм, концентрация литогенного Zn остается постоянной, что также свидетельствует о десорбции его с речной взвеси в зоне смешения.

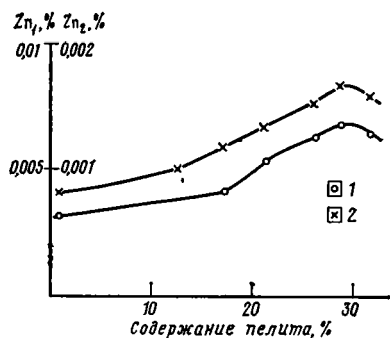
Интенсивность процесса десорбции подвижных форм Zn более четко прослеживается при сравнении речной взвеси и донных осадков, образованных в результате переработки этого материала. В верхнем слое осадков Уссурийского залива концентрация Zn колеблется от 72 до 126 мкг/г, при этом доли легкоподвижных, органоминеральных — сульфидных, гид-

роокисных и литогенных форм Zn составляет 10—13; 4—7; 6—10 и 70—80% соответственно. По сравнению со взвесью зоны смешения, где доля подвижных форм составляет 68% при общей концентрации 170 мкг/г, происходит дальнейшее уменьшение общей концентрации Zn вследствие снижения содержания «подвижного» металла. Концентрация литогенных форм Zn в донных осадках близка к таковой в речной взвеси и во взвеси зоны смешения. Как и для Mn , наблюдаются повышенные содержания Zn в поровых водах алевроито-пелитовых осадков, и была сделана попытка оценить потери Zn в результате диффузионного потока из восстановленных осадков (см. табл. 3). Как видно, диффузионный поток Zn составляет 18—24% общего количества подвижных форм металла, поступающего на дно с оседающей взвесью, и может быть единственной причиной пониженной концентрации Zn в донных осадках. Вероятно, большую роль играет десорбция подвижных форм металла в процессе седиментации. Изменчивость содержания Zn в донных осадках обусловлена прежде всего механической дифференциацией поступающего материала вследствие обогащения металлом мелких фракций осадка. Об этом же свидетельствует положительная связь концентрации легкоподвижных и литогенных форм с содержанием пелитовых фракций в осадке (фиг. 10).

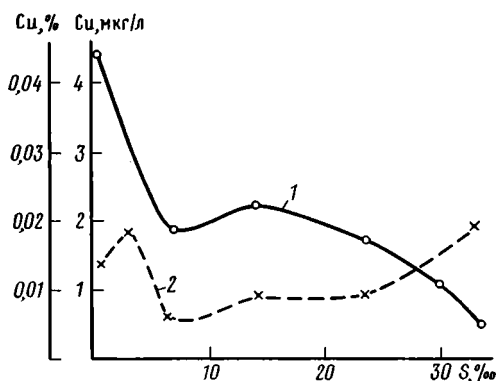
Таким образом, при поступлении и переработке исходного осадочного материала в зоне смешения происходит десорбция подвижных форм Zn . В результате концентрация металла во взвеси вод промежуточной солености снижается. Во взвеси вод нормальной солености концентрация Zn возрастает до уровня речной взвеси за счет примеси биогенного взвешенного материала. Десорбция подвижных форм Zn при седиментации взвеси и потери металла в результате диффузионного потока из восстановленных осадков приводят к снижению его концентрации в донных отложениях. Наблюдаемые изменения содержания Zn в процессе осадкообразования происходят главным образом за счет подвижных форм металла; концентрация литогенного Zn изменяется незначительно. Влияние десорбции на содержание растворенного Zn в зоне смешения проявлено слабо вследствие обычного преобладания растворенных форм металла над взвешенными.

Медь. Концентрация Cu во взвеси рек Артемовка и Шкотовка составляет 134—233 мкг/г. Доли легкоподвижных, органоминеральных, гидроокисных и литогенных форм Cu от общей концентрации металла в речной взвеси составляют 31—57; 10—50; 8—12 и 10—20% соответственно, т. е., так же как для Mn и Zn , преобладают подвижные формы существования Cu в исходном материале. Содержание растворенной Cu в речных водах колеблется от 1,6 до 4,4 мкг/л при содержании взвешенных его форм 0,5—2,4 мкг/л.

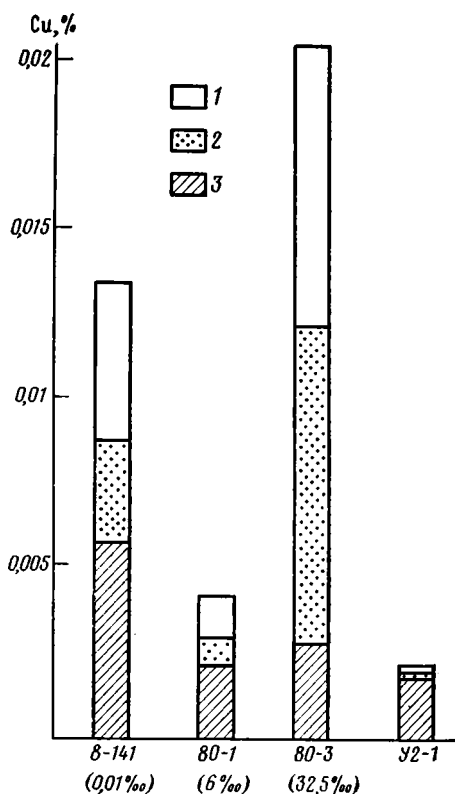
Распределение растворенной Cu в водах промежуточной солености зависит от исходной концентрации растворенного металла и соотношения растворенной и взвешенной форм в речных водах. При содержании растворенной Cu в реке более 2 мкг/л в водах с соленостью 3—8‰ наблюдается нелинейное снижение концентрации до 0,5 мкг/л, но в более соленых водах (10—30‰) содержание растворенной Cu снова повышается до 2—2,5 мкг/л (фиг. 11). В прибрежных водах региона за пределами влияния речного стока концентрация растворенной Cu снижается до 0,65 мкг/л. Уменьшение концентрации растворенной Cu в водах с соленостью 3—8‰ вызвано переходом Cu из раствора во взвесь при коагуляции речных коллоидов. При близком содержании растворенных и взвешенных форм Cu уменьшение концентрации растворенной Cu сопровождается увеличением концентрации взвешенных его форм. Участие Cu в коагуляционных процессах подтверждается экспериментальными [15] данными и натурными наблюдениями [2]. Однако повышение концентрации растворенной Cu в более соленых водах свидетельствует о параллельно идущей и, видимо, преобладающей десорбции меди с речной взвесью. Изменение концентрации металла во взвеси вод промежуточной солености в пересчете на сухую взвесь (см. рис. 11) также сви-



Фиг. 10



Фиг. 11



Фиг. 12

Фиг. 10. Концентрация легкоподвижных (1) и литогенных (2) форм цинка в осадках с различным содержанием пелита

Фиг. 11. Распределение растворенных форм Cu (1) и его концентрации во взвеси (2) в зоне смешения

Фиг. 12. Концентрация форм существования Cu в речной взвеси (скв. 8-141), взвеси зоны смешения (скв. 80-1), морской взвеси (скв. 80-3) и в донных осадках (скв. У2-1). Формы существования: 1 — легкоподвижные; 2 — органоминеральные — сульфидные; 3 — гидроокисные и литогенные

детельствует о двойственности поведения Cu в зоне смешения: во взвеси вод с соленостью 3—5‰ наблюдается увеличение концентрации Cu по сравнению с исходной речной взвесью вследствие обогащения им взвешенного материала в процессе коагуляции. Во взвеси более соленых вод концентрация Cu снижается. Это уменьшение не может быть объяснено смешением со взвесью морского генезиса, поскольку в последней концентрации Cu такая же (или даже выше), как в речной взвеси [6, 7], т. е. снижение концентрации Cu во взвеси вод с соленостью до 30‰ обусловлено преобладанием десорбционных процессов.

Данные изучения форм существования Cu во взвешенном материале, отобранном в водах различной солености (фиг. 12), подтверждают изложенную выше схему. Во взвеси вод с соленостью 6‰ наблюдается снижение концентрации Cu до 41 мг/г по сравнению с 134—233 мг/г в исходной речной взвеси, причем наиболее сильно уменьшается концентрация легкоподвижных форм металла, доля литогенных его форм возрастает. Во взвеси вод нормальной солености при сохранении уровня концентрации литогенной Cu происходит увеличение содержания легкоподвижных и особенно органоминеральных форм, в результате чего общая концентрация Cu во взвеси повышается до 343 мг/г.

Концентрация Cu в донных осадках алевроито-пелитового состава колеблется от 20 до 26 мг/г, при этом доли легкоподвижных, органи-

неральных — сульфидных, гидроокисных и литогенных форм существования равны 12—24; 4—15; 14—15 и 45—76% соответственно. По сравнению со взвесью зоны смешения происходит дальнейшее снижение содержания Си в результате уменьшения концентрации подвижных форм; концентрация литогенной Си в донных осадках близка к таковой во взвеси зоны смешения, но его доля в общем содержании металла увеличивается. Уменьшение концентрации подвижных форм Си в осадках по сравнению со взвесью зоны смешения обусловлено десорбцией металла в процессе седиментации или потерей Си из осадка в результате диффузионного потока из восстановленных отложений. Расчет показал, что диффузионный поток металла (см. табл. 3) составляет 11—30% общего количества подвижных форм Си, поступающего на дно. Хотя для Си значение диффузионного потока больше, чем для Мп и Zn, однако при столь высоких скоростях осадконакопления, видимо, большую роль играет десорбция меди в процессе седиментации. Наблюдаемая изменчивость содержания Си в донных отложениях Уссурийского залива контролируется механической дифференциацией поступающего материала вследствие обогащенности Си пелитовых фракций осадка (см. табл. 3).

Таким образом, поведение Си в прибрежном осадкообразовании определяется десорбцией подвижных его форм в зоне смешения и при седиментации материала. В результате концентрация в донных осадках залива понижена главным образом за счет подвижных форм существования Си. Определенную роль в уменьшении содержания Си в осадках играет диффузионный поток из восстановленных отложений. Хотя Си и участвует в коагуляции речных коллоидов, но при наблюдаемом соотношении растворенных и взвешенных форм в речном стоке это отражается лишь в уменьшении содержания растворенной Си в водах с соленостью 3—8‰.

Выводы. При образовании алеврито-пелитовых осадков прибрежной зоны происходит значительное изменение уровней концентрации и форм существования металлов по сравнению с исходным флювиогенным материалом.

Концентрация и формы существования Fe в осадках определяются содержанием его в исходном материале и механической дифференциацией в связи с неравномерным его распределением по гранулометрическим фракциям. Концентрация легкоподвижного Fe в донных осадках определяется расстоянием от зоны смешения, где происходит обогащение осадочного материала этими формами при коагуляции речных коллоидов.

Уровни концентрации и формы существования Мп, Zn и Си определяются десорбцией подвижных форм этих металлов в зоне смешения и при седиментации. Определенную роль играет диффузионный поток из восстановленных осадков. В результате концентрация подвижных форм металлов в алеврито-пелитовых осадках понижена по сравнению с исходным материалом. Изменчивость содержания Си и Zn в донных осадках контролируется механической дифференциацией.

Распределение растворенных и взвешенных форм металлов в зоне смешения и влияние на это распределение физико-химических процессов зависят от соотношения форм миграции в речных водах и градиента концентраций в речных и морских водах. Зона прибрежного осадкообразования, находящаяся под влиянием речного стока, является, с одной стороны, эффективным коллектором всех форм Fe и литогенных форм Мп, Zn и Си, и с другой — областью мобилизации в раствор подвижных форм Мп, Zn и Си, поступающих с речной взвесью.

Литература

1. Демина Л. Л. Формы миграции тяжелых металлов в океане. М.: Наука, 1982. 117 с.
2. Демина Л. Л., Гордеев В. Я., Фомина Л. С. Формы железа, марганца, цинка и меди в речной воде и их изменение в зоне смешения речных вод с морскими. — Геохимия, 1978, № 8, с. 1211—1229.

3. Демина Л. Л., Фомина Л. С. О формах нахождения Fe, Mn, Zn, Cu в поверхностной взвеси вод Тихого океана.— *Геохимия*, 1978, № 11, с. 1710—1726.
4. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 390 с.
5. Марков Ю. Д., Евсеев Г. А., Караулова Л. П. и др. Голоценовые и верхнеплейстоценовые отложения Уссурийского залива.— *Тр. ТОИ. Владивосток*, 1975, т. 7, с. 127—143.
6. Морозов Н. П., Патин С. А., Романтеева А. С. и др. Микроэлементы в экосистеме Японского моря.— *Геохимия*, 1980, № 3, с. 429—432.
7. Океанология. Т. 1/Под ред. А. С. Монина. М.: Наука, 1979. 535 с.
8. Boyle E. A., Edmond J. M., Sholkovitz E. R. The Mechanism of iron removal in estuaries.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, v. 41, № 9, p. 1313—1324.
9. Chelation/Solvent Extraction system for the determination of Cd, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb and Zn in natural water.— *Applied Geochemistry Research Group. Imperial College of Science and Technology. Technical Communication*, 1975, № 62, January.
10. Chester R., Hughes M. J. A chemical technique for the separation of ferromanganese minerals and adsorbed trace metals from pelagic sediments.— *Chem. Geol.*, 1967, v. 2, № 3, p. 249—262.
11. Chester R., Hughes M. J. The trace elements geochemistry of a North Pacific pelagic clay core.— *Deep-Sea Res.*, 1969, v. 16, p. 627.
12. Kitano Y., Sakato M. Behaviour of heavy metals in river input to the ocean system.— *Proc. Colloquium on Aquatic Environment in Pacific Region. Taipei*, 1979, p. 66—76.
13. Li Y. H., Gregory S. Diffusions of irons in sea-water and in deep-sea sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, p. 703—714.
14. Sholkovitz E. R. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river-water and sea-water.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, v. 40, p. 831—845.
15. Sholkovitz E. R. The flocculation of dissolved Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co, Cd during estuarine mixing.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 41, № 1, p. 77—86.

Тихоокеанский институт географии,
Владивосток

Поступила в редакцию
9.XII.1982

УДК 551.351.25 : 552.5

**ПРИЗНАКИ МУТЬЕВЫХ ПОТОКОВ
И ОПОЛЗАНИЯ ОСАДКОВ В ДРЕВНИХ ВОДОЕМАХ****ВЕРЗИЛИН Н. Н., ОКНОВА Н. С.**

Приведен комплекс структурно-текстурных признаков, позволяющих выделять отложения мутьевых потоков и проявления подводно-оползневых деформаций в ископаемых осадочных толщах.

В геологической литературе часто приводятся сведения о наличии в ископаемых отложениях следов подводного оползания осадков и осаждения материала из мутьевых потоков. Особенно большое внимание этим вопросам стали уделять в последнее десятилетие, чему, безусловно, в значительной мере способствовало широкое распространение подводно-оползневых деформаций и деятельности мутьевых потоков при современном осадконакоплении. Однако несмотря на большое число работ, в той или иной мере затрагивающих рассматриваемые вопросы, в них обычно описывают подводно-оползневые деформации и отложения мутьевых потоков, наблюдаемые в океанах и крупных морях [8, 10]. В связи с этим, по-видимому, нередко бытует представление о том, что широкое распространение подводно-оползневых нарушений, и особенно мутьевых потоков, характерно только для весьма крупных и глубоководных бассейнов.

Поэтому в иных палеогеографических обстановках факты, указывающие на наличие рассматриваемых процессов, часто трактуют как случайные, нетипичные. Некоторые исследователи, признающие большую роль мутьевых потоков в осадконакоплении и универсальность их возникновения при условии активного тектонического режима соответствующего региона, считают, однако, что они широко распространены лишь в морских условиях. Так, Н. М. Страхов приходит к выводу, что «при активном тектоническом режиме современных регионов имеется ряд прямых путей к возникновению мутных потоков и к образованию под их влиянием пачек с асимметричной слоистостью в морских осадках» [9, с. 51]. Аналогичного мнения придерживаются Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин, утверждающие, что «суспензионные течения должны возникать везде, где имеются достаточные уклоны морского дна, особенно в областях сейсмических» [6, с. 144].

Мы в основном согласны с выводами перечисленных авторов, кроме мнения о том, что мутьевые потоки существуют только в морской обстановке. Несомненно, что для их возникновения необходимы следующие факторы: 1) достаточные уклоны дна, 2) поступление в водоем больших масс осадочного материала и 3) повышенная сейсмичность района. Следовательно, при наличии этих условий вряд ли имеет значение, накапливаются ли осадки на дне морского или иного водного бассейна. Устойчивость донных осадков не зависит от их местонахождения (подводные склоны океана, моря или относительно небольшого бассейна). Поэтому если углы склонов в этих бассейнах близки, а сейсмические толчки имеют равную силу, то оползание осадков и возникновение мутьевых потоков в них неизбежны. Неслучайно впервые мутьевые потоки были обнаружены в Женевском озере [11]. Более того, поскольку соленая вода повышает силы сцепления в осадке [8], в опресненных внутриконтинентальных водоемах процессы оползания и мутьевые потоки возникают легче, чем в обстановке океанов и морей.

Для выявления осадков, отложенных из мутьевых (суспензионных) потоков и вследствие подводно-оползневых процессов, особенно большое значение приобретает изучение структурно-текстурных особенностей ископаемых отложений. Ниже кратко остановимся на структурно-текстурных признаках существования мутьевых потоков и оползания осадков, широко распространенных в изученных нами осадочных толщах ряда внутриконтинентальных водоемов.

Многочисленные примеры следов подводно-оползневых деформаций и деятельности мутьевых потоков в меловых отложениях Ферганы и в меньшей мере верхнемеловых породах Южной Монголии приведены в наших предыдущих работах [2—5]. Поэтому здесь остановимся лишь на общей характеристике.

Наиболее разнообразные следы оползания пластичных донных осадков изучены в меловых и палеогеновых отложениях Ферганской впадины. Они распространены в пределах отдельных пластов или маломощных пачек и характеризуются чрезвычайно разнообразными формами проявления (сложные складки, деформированные участки, перемятая слоистость, оползневые колобки, причудливая перемешанность разнородного по петрографическому составу или окраске материала, сильная деформированность, вплоть до сложных подворотов поверхности напластования между разными типами пород, следы течения осадка, переходящие иногда в брекчие- или конгломератовидные текстуры), следы оползания наблюдаются во всех типах пород, включая карбонатные и даже гипсовые. Мощность отложений, охваченных оползневыми процессами, обычно составляет 0,1—4 м. Исключением являются лишь пласты, сложенные причудливо перемешанным карбонатным и глинистым материалом, иногда достигающие 10-метровой мощности.

Встречаются также следы оползания осадков, захватившие значительные по мощности отложения. Чаще всего это 20—30-метровые пачки, сложенные красноцветными гравелитами, песчаниками и желваковидными известняками, залегающими в виде неправильной формы линз и гнезд, нередко в сочетании с нептуническими дайками из карбонатного материала. Такие оползневые пачки обычно залегают среди пород, не затронутых деформациями.

Вероятно, линзовидная пачка известняков мощностью до 60 м, обнажающаяся в районе г. Кувасая и принимавшаяся некоторыми исследователями за фациальный аналог толщи песчаников с гравелитами соседних разрезов, представляет собой крупную подводно-оползневую линзу. Об этом свидетельствует не только присутствие в данной линзе остатков альбской фауны, а в считающихся синхронными им песчаниках и гравелитах — сеноманской, но и ее строение, а именно: сложно перемятая поверхность контакта с подстилающими породами иногда со взаимными изолированными проникновениями известняков в подстилающие глины и наоборот; наличие текстур течения и брекчирования в известняках; присутствие в известняках перемятых включений красноцветных глин.

Еще более грандиозные следы оползания осадков были встречены в верховьях р. Сох. Здесь оползание красноцветной толщи (мощностью ~100 м) конгломератов с пластами песчаников привело к возникновению громадных ступеневидных складок. Поскольку под этой толщей залегают базальные меловые отложения, представленные конгломератами с пластами мергелей и известняков мощностью около 45 м, лежащие моноклинально, как и подстилающая их слегка неровная поверхность палеозойских пород, крупные ступеневидные складки не связаны с подстилающими породами и имеют гравитационное происхождение.

Значительно распространены следы перераспределения внутри пластичного осадка среди красноцветных глин, песчаников, гравелитов и конгломератов, в основном выражающиеся в причудливой форме включений карбонатного материала. Обычно неправильные или неровные границы вмещающих пород с включениями, следы сложных деформаций материала и взаимные внедрения указывают на протекание деформаций еще в пластичном, насыщенном водой осадке. Иногда включения

карбонатного материала расположены согласно напластованию и, по-видимому, образованы в результате отторжения и испытывавших оползание пластов или прослоев карбонатных илов. В других случаях связь включений с пластами карбонатных пород отсутствует. Подводно-оползневые процессы проявляются также в дроблении осадков, чаще всего наблюдающемся в карбонатных породах и выражающемся в распространённости разнообразных конгломерато- и брекчиевидных текстур. Такие текстуры отчетливо видны в обнажениях различной окраской отдельных участков карбонатной породы. Иногда в конгломерато- и брекчиевидных породах обломки имеют несколько отличный от вмещающей массы состав. Размеры обломков самые различные — от микроскопических до составляющих несколько сантиметров в поперечнике.

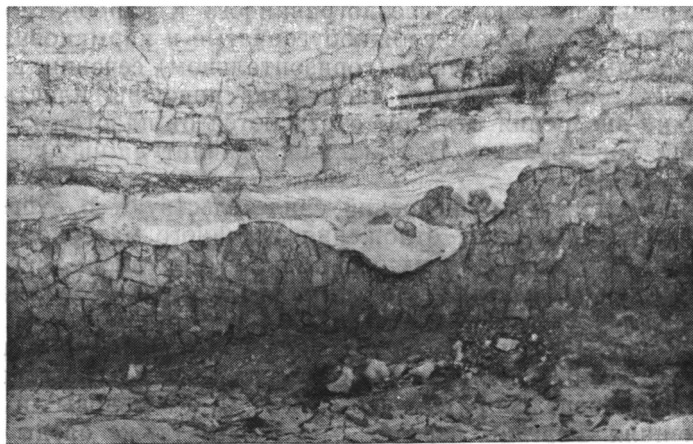
О большом влиянии мутьевых потоков на процесс осадконакопления в Ферганской впадине в меловом и в меньшей мере палеогеновом периодах свидетельствует совокупность следующих признаков: 1) характер переслаивания некоторых типов пород (например, глин, карбонатных и сульфатных пород с прослоями и маломощными пластами разномощных песчаников, гравелитов, а иногда и конгломератов); 2) характер сортировки и некоторые текстурные особенности пород (в частности, значительно худшая отсортированность обломочного материала по сравнению с речными отложениями); 3) вихревые текстуры, указывающие, что осадочный материал во время отложения испытывал турбулентное перемещение; 4) широкое распространение смешанных, в том числе терригенно-карбонатных, пород; 5) включения сгустков карбонатного материала в обломочных породах и распространение псевдогравелитов¹; 6) включения обломков или сгустков пластичной глины в некоторых песчаных или песчано-гравийных отложениях; 7) косые слойки, сложенные карбонатным материалом, в гравелитах и однонаправленная косая слоистость в песчаниках с включениями глин; 8) примесь галек и гравия в относительно тонкозернистых породах; 9) асимметричная слоистость; 10) следы «выпахивания» подстилающих осадков, происходившего при отложении осадочного материала, их перекрывающего; 11) следы вовлечения подстилающего осадка в движение отлагающегося на нем осадочного материала; 12) следы пластических деформаций осадков, особенно деформаций нагрузки; 13) увеличение в некоторых горизонтах роли грубозернистых пород при удалении от области сноса; 14) ухудшение сортировки терригенного материала с удалением от области сноса; 15) увеличение роли смешанных пород при удалении от области сноса; 16) увеличение содержания резко угловатых, в том числе клиновидных, обломочных зерен с удалением от области сноса.

Перечисленные признаки отложений характерны преимущественно для обстановки крупного морского залива, с сильной изменчивостью солёности вод во времени, а нередко и по площади, наряду с относительной стабильностью границ и уровня вод.

В верхнемеловых отложениях Южной Монголии, образовавшихся в обширных озерных водоемах, характеризующихся изменчивостью размеров и глубин во времени, помимо распространения многих сходных следов подводного оползания осадков отмечается и определенная специфика структурно-текстурных особенностей.

Рассматриваемые отложения обычно отличаются ритмичным строением. В основании ритма чаще всего залегает пласт или прослой (мощностью, как правило, не более 1 м) псевдогравелитов или разномощных песчаников, обычно наиболее крупнозернистых и крайне неотсортированных, со значительной примесью глинистого и карбонатного материала. Нередко в них присутствуют рассеянные гравийные зерна, а иногда и галька размером до 10 см. Именно в этих породах часто встречаются остатки двустворчатых крупнораковинных моллюсков и кости позвоночных. Остатки моллюсков распределены крайне неравномерно, без пред-

¹ Псевдогравелиты — это песчаные породы с обилием сгустков или обломков карбонатного и глинистого гравийного материала, часто с признаками пластичного состояния обломков во время переноса и отложения.



Фиг. 1. Следы внедрения и втекания песчаного материала во время его отложения мутьевым потоком в подстилающие глинистые осадки. Верхнемеловые отложения Южной Монголии



Фиг. 2. Следы внедрения псевдогравийного и песчаного материала, отложенного мутьевым потоком, в подстилающие глинистые осадки. Верхнемеловые отложения Южной Монголии

почтительной ориентировки, как бы подчеркивая, что в момент отложения осадок испытывал вязкое течение и перемешивание. Обычно наблюдаются сомкнутость створок, свидетельствующая о внезапном, быстром захоронении моллюсков, а также отсутствие следов окатывания створок и их обломков.

Литологические особенности этих пород и характер захоронения в них остатков крупнораковинных моллюсков указывают на то, что осадочный материал был принесен и отложен мутьевыми потоками. Поскольку моллюски обитали в прибрежном мелководье крупных озер, отложение материала должно было происходить в тех же озерах, но уже на больших глубинах, где волновая деятельность отсутствует.

Средняя часть ритма, достигающая иногда 10-метровой мощности, обычно сложена более мелкозернистыми и лучше отсортированными песчаниками, нередко вверх переходящими в алевролиты. Иногда ритм на них и заканчивается. Чаше же верхняя часть ритма мощностью до первых метров слагается глинистыми отложениями, часто с карбонатными конкрециями и линзочками, особенно близ кровли.

Для верхнемеловых отложений Южной Монголии чрезвычайно характерно, что почти во всех случаях залегания базальных отложений ритмов на глинистых породах наблюдаются отчетливые следы вдавливания и втекания слагающего их материала в подстилающие осадки (фиг. 1).

Такие внедрения песчаного, псевдогравийного и карбонатно-песчаного материала обычно образуют сложнобугорчатые и кармановидные образования, округлые в поперечном (горизонтальном) сечении, в некоторых случаях более тонкие в верхней части близ подошвы пласта (фиг. 2). Иногда такие внедрения целиком отрываются от пласта, из материала которого они образовались. Вертикальная амплитуда внедрений обычно составляет $\sim 0,5$ м.

Отмеченные текстуры внедрений свидетельствуют о существовании на дне водоемов в момент отложения песчаного материала и в предшествовавший ему этап жидких очень подвижных илов. В то же время они подтверждают представление о том, что материал базальных частей ритмов отлагался из мутьевых потоков.

Следует подчеркнуть что следы внедрений встречены не только в Монголии. В единичных случаях они наблюдались в палеогеновых отложениях на правобережье р. Или (гора Актау), а в меловых и палеогеновых отложениях Ферганы изредка отмечались также следы внедрения гравийных известняков и глины, неотсортированного грубообломочного материала в карбонатные или глинистые отложения.

Для верхнемеловых отложений Монголии, кроме того, характерно довольно частое распространение следов оплывания насыщенного водой текучего осадка, обычно приуроченных к кровле базальных отложений и особенно хорошо проявляющихся при повышенной карбонатности пород. Они выражаются в сложной мелкой перематости материала, увеличиваются к кровле пласта. Иногда оплывание осадка приводило к обособлению его в отдельные причудливой формы сгустки. Наблюдались также следы оползневого смятия прослоев или образование оползневых волн, сложенных карбонатным песчаником со следами перематости. Все указанные текстуры тесно связаны между собой постепенными переходами. Осадки, в которых они распространены, были перекрыты вышележащими слоями без следов размывов. Особенности этих текстур свидетельствуют об их возникновении в нелитифицированных, насыщенных водой, текущих осадках. После их образования осадок не перемывался и был захоронен под более молодыми отложениями без нарушения текстур. Нередкое пересечение текстур ходами илоедов (как и отсутствие следов их наземного или подводного размыва) указывает на то, что после их возникновения и до захоронения слагающий их материал находился на дне водоема в обстановке слабой подвижности вод.

Можно полагать, что широкое распространение в рассмотренных внутриконтинентальных водоемах подводно-оползневых процессов и мутьевых потоков определялось относительной расчлененностью дна водоемов и повышенной сейсмичностью районов. Существенное значение могло иметь и присутствие монтмориллонитовых и палыгорскит-монтмориллонитовых глинистых осадков, способствовавших сползанию отложенных на них более молодых слоев. В то же время обилие в меловых отложениях Ферганы и Южной Монголии следов деятельности мутьевых потоков и широкое распространение их по всему разрезу (в отличие от следов подводно-оползневых деформаций, обычно встречающихся на определенных стратиграфических уровнях) свидетельствуют о том, что мутьевые потоки возникли не только вследствие толчков при землетрясениях. Очевидно, кроме собственно мутьевых потоков, возникавших непосредственно за счет донных осадков, в меловом Ферганском и Южно-Монгольском бассейнах были значительно развиты мутьевые потоки, образующиеся из наземных селевых потоков. Представляется, что эти трансформированные из селей мутьевые потоки были характерны не только для осадконакопления в рассмотренных регионах, но и для других бассейнов, располагавшихся также в сугубо аридных условиях, особенно на ранних этапах развития Земли, когда растительность еще не завоевала сушу.

Есть основания полагать, что мутьевые потоки в ряде случаев могли возникнуть во внутриконтинентальных водоемах и в иных палеогеографических обстановках, например при формировании осадочных толщ,

связанных с дельтовым осадконакоплением, т.е. в обстановках лавинной седиментации [7]. Одним из таких примеров является Тимано-Печорское море в каменноугольном периоде, в котором были достаточно широко распространены мутьевые потоки, генетически связанные с подводно-дельтовым осадконакоплением.

По данным ряда исследователей [1, 6], во внутриконтинентальных водоемах скорости постоянных течений очень малы, затухает деятельность ветровых течений и практически отсутствуют приливно-отливные течения, вследствие чего эти процессы, как и ветровое волнение, влияют на накопление осадков в тектонических погружениях. В связи с этим можно предполагать, что во внутриконтинентальных бассейнах, испытывавших достаточно интенсивное погружение и особенно располагавшихся в сейсмически активных областях, главными факторами распределения осадочного материала по дну являлись подводно-оползневые процессы и мутьевые потоки. Мутьевые потоки могли играть существенную роль и при распределении материала в областях лавинной седиментации, связанной с крупными дельтами, и в областях с пониженной сейсмичностью.

Литература

1. Вендров С. Л. и др. Роль водохранилищ в изменении природных условий. М.: Знание, 1968. 46 с.
2. Верзилин Н. Н. Меловые отложения севера Ферганской впадины и их нефтеносность.— Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., 1963, т. 70, вып. 2. 220 с.
3. Верзилин Н. Н. Меловые отложения юга Ферганской впадины и их нефтеносность.— Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., 1967, т. 71, вып. 2. 139 с.
4. Верзилин Н. Н. Основные особенности осадконакопления на территории Южной Монголии в поздне меловую эпоху.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1980, № 6, с. 18—27.
5. Верзилин Н. Н., Окнова Н. С. Следы древних землетрясений в осадочных толщах.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 30—37.
6. Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 115—333.
7. Лисицын А. П. Глобальные пояса лавинной седиментации — строение и эволюция.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981, с. 131—133 (Тез. докл. XII Всес. литол. совещ.).
8. Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.
9. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
10. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4, с. 3—23.
11. Heim A. Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung.— Neues. Jahrb. Min. Geol. Paleontol., 1908, B. 1, S. 136—157.

УДК 551.72 (571.56)

НОВЫЕ ДАННЫЕ К ХАРАКТЕРИСТИКЕ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОКУЙСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ (Юго-Восточная Якутия)

ИВАНОВСКАЯ Т. А., АРАКЕЛЯНЦ М. М., ВЕЙС А. Ф., ЦИПУРСКИЙ С. И.

В результате проведенного комплекса исследований получены дополнительные данные о рифейских отложениях, вскрытых Мокуйской параметрической скважиной. Впервые в Учуро-Майском регионе детально изучены минералогические особенности двух образцов глауконита из кернавого материала и определен их радиологический возраст. Он оказался близким к датировкам, известным из тоттинской свиты керпыльской серии. Помимо этого в изученном разрезе установлены комплексы микрофоссилий и микрофитолитов; в интервале 2019—1877 м обнаружены строматолиты.

Цель настоящей работы — минералогическое и радиологическое исследование двух образцов глауконита из кернавого материала Мокуйской параметрической скважины и палеонтологическая привязка этих образцов к разрезу рифейских отложений Учуро-Майского региона.

Рифейские отложения региона широко представлены в естественных обнажениях, но на глубине до настоящего времени были вскрыты только двумя скважинами — Лахандинской, пробуренной в 1941 г., и Мокуйской параметрической, пройденной в 1980 г. Керна последней представляет большой интерес для исследований, требующих не измененный поверхностным выветриванием материал.

Учуро-Майский разрез рифейских отложений принадлежит к числу важнейших опорных разрезов СССР и рассматривается как гипостратотип рифея [7]. В его составе выделяется ряд осадочных серий, которые отражают особенности развития крупных тектонических структур региона. В настоящей работе принимается схема, включающая шесть серий: учурскую (гонамская, омахтинская и эннинская свиты¹), аймчанскую (талынская и светлинская свиты), керпыльскую (тоттинская, малгинская и ципандинская свиты), лахандинскую (нерюенская и игниканская свиты), уйскую (кандыкская и устькирбинская свиты) и юдомскую (аймская и устьюдомовская свиты).

Краткая литологическая и палеонтологическая характеристика вскрытых скважиной толщ приведена в работе Ю. В. Давыдова с соавторами [2]. По мнению этих исследователей, в разрезе скважины представлены аналоги следующих отложений: интервал 3090—1840 м отвечает хандинской серии нижнего рифея, интервал 1840—1370 м — тоттинской и малгинской свитам, интервал 1370—1242 м — ципандинской свите и интервал 1242—1034 м юдомской серии. Такая разбивка разреза опиралась в основном на литологические особенности пород и на сравнительный анализ микрофитолитов и акритарх. Как показали наши исследования, возможна несколько иная интерпретация разреза скважины.

В разрезе скважины глауконит встречается на многих уровнях, но только на двух из них его количество оказалось достаточным, чтобы получить мономинеральные фракции для всего намеченного комплекса исследований. Эти два уровня, из которых отобраны две глауконитовые пробы, находятся в интервале 2035,3—2013,9 м. Детальное изучение данного интервала показало, что он представлен тонким переслаивани-

¹ В северной части Юдомо-Майского прогиба в составе учурской (хандинской) серии выделяются трехгорная и димская свиты.

ем песчаников, аргиллитов и доломитов, соотношение которых в разных частях разреза непостоянно.

Первая проба глауконита (обр. 70/19), приуроченная к кровле исследуемого интервала, отобрана из песчаных разностей с редкими микрослоями аргиллитов (длина образца зерна ~ 3 см); вторая (обр. 70/23) — взята приблизительно в 15 м ниже по разрезу из карбонатных, глинистых и песчаных прослоев, среди которых глауконит также встречается преимущественно в песчаниках (длина образца зерна ~ 7 см). По минералого-петрографическим особенностям исследованные песчаные породы близки между собой. Приведем их общую характеристику.

Глауконитовые песчаники разнозернистые (от крупно- до тонкозернистых) в разной степени доломитистые и глинистые, с конформно-регенерационной, местами фестончато-микростилолитовой структурами и слоистой текстурой. Слоистость горизонтальная, иногда нечетко выраженная, ширина слоев колеблется от первых сантиметров в более грубых разностях до долей миллиметра в более тонких. Главными породообразующими минералами являются кварц (45—65%) и глауконит (25—35%). В подчиненном количестве присутствуют полевые шпаты, слюды, доломит, железистые и титанистые минералы. Цементация песчаников осуществляется благодаря регенерации и конформации кварцевых и полевошпатовых зерен, а также в результате образования разнообразного по составу порового (доломитового, глауконитового, глинистого) и базального (доломитового) цемента.

Мономинеральные фракции глауконита выделяли стандартным способом: дроблением до размера зерен, рассевом, промывкой на ситах, высушиванием при температуре 50—60°С, разделением на электромагнитных сепараторах СЭМ-1 и СИМ-1. Кислотную обработку зерен не применяли, а проводили их ультразвуковую очистку в среднем в течение 10—15 мин. Размерные фракции каждого образца (0,4—0,315; 0,315—0,2; 0,2—0,16 и 0,16—0,1 мм) делились в тяжелых жидкостях по методу страт [6]. Благодаря такому разделению выяснилось, что детальному минералогическому исследованию могут быть подвергнуты зерна глауконита размером 0,4—0,2 мм с плотностным диапазоном 2,65—2,75 г/см³ для обр. 70/19 и 2,7—2,8 г/см³ — для обр. 70/23. Данные фракции, очищенные вручную под биноклем, изучали химическим, рентгеновским, электронографическим, ИК-спектроскопическим и радиологическим методами.

В изученном интервале разреза глауконит встречается в виде отдельных зерен, пластинчатых выделений, выступает в роли цемента, участвует в образовании фестончато-микростилолитовых структур в породе. Он выполняет тонкие трещины в зернах кварца и полевых шпатов, а также выделяется вдоль контакта отдельных индивидов или корродирует их. Детальному исследованию, как уже говорилось выше, подвергались только глобулярные выделения и цементирующая глауконитовая масса размером $\geq 0,2$ мм.

Гранулометрический анализ² образцов показал, что преобладающей размерной фракцией глауконитовых зерен является фракция 0,315—0,2 мм ($\sim 40\%$). Поскольку ее количества оказалось недостаточно для исследований, она анализировалась совместно с фракцией 0,4—0,315 мм ($\sim 10\%$).

Разделение глауконитовых зерен размером 0,4—0,2 мм в тяжелой жидкости с интервалом плотности 2,65—2,9 г/см³ выявило, что их главный плотностной максимум лежит в интервале 2,7—2,75 г/см³ (70—75%). Второй плотностной максимум для обр. 70/19 находится в интервале 2,65—2,7 г/см³ ($\sim 25\%$), а для обр. 70/23 — 2,75—2,8 г/см³ ($\sim 20\%$). В последнем образце также присутствует большее количество зерен с плотностью 2,8—2,85 г/см³ (2—3%), в то время как для обр. 70/19 в тяжелых фракциях (2,75—2,8 и 2,8—2,85 г/см³) характерны лишь единич-

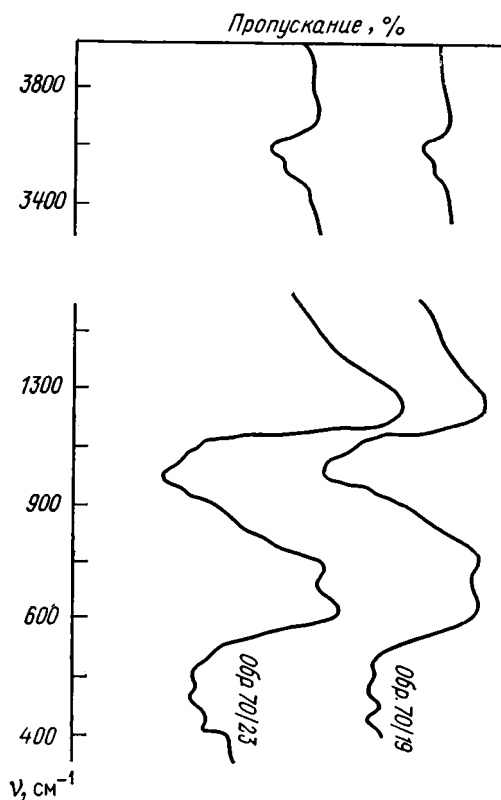
² Гранулометрический анализ для сильноцементированных пород носит несколько условный характер в связи с необходимостью дробления.

ные зерна. Что касается наиболее легких зерен с плотностью $< 2,65 \text{ г/см}^3$, то в обр. 70/19 таковых не оказалось, а в обр. 70/23 встречено очень небольшое количество (1—2%). Таким образом, судя по плотностным характеристикам, обр. 70/23 является более гетерогенным. Кроме того, для зерен данного образца намечается сдвиг в сторону более тяжелой фракции.

В каждой плотностной фракции исследуемых образцов глауконита наряду с темными голубовато-зелеными до черных зернами встречается небольшое количество ($\sim 10\%$) светлоокрашенных разностей. Среди тех и других отмечаются как глобулярные выделения, так и глауконит с неправильными, часто причудливыми, очертаниями, выполняющий роль цементирующей массы в породе и образующийся, как показало изучение шлифов, при деформации глауконитовых глобуль. Последние имеют округлую, овальную, эллипсоидальную формы, иногда уплощенный (дисковидный) облик. Поверхность зерен ровная, почти без трещин,

с матовым или стекляннным блеском, твердость для светлоокрашенных разностей чуть пониженная. Показатели преломления исследуемых фракций очень близки между собой и в среднем равны: $N_g 1,574$, $N_p 1,556$, $N_g - N_p = 0,018$.

При изучении двух образцов глауконита в шлифах выяснилось также сходство их оптических характеристик. И в том и в другом образце встречаются гомогенные однородно окрашенные зерна с тонкоагрегатной структурой и с интерференционной окраской, обусловленной зеленым цветом минерала. Кроме того, в них обнаруживаются зерна и цементная глауконитовая масса с таким же распределением окраски, но в отдельных зонах они начинают приобретать вместо микроагрегатных ориентированные пластинчато-спайные структуры. Глауконит в таких случаях имеет слабый плеохроизм, повышенные интерференционные окраски в белых, желтых и иногда оранжевых



ИК-спектры образцов глауконита

тонах, а также волнистое или прямое погасание. Такого рода явления обусловлены разной степенью деформации, которую претерпевают зерна минерала под воздействием эпигенетических преобразований. Неоднородность глауконита выражается также в наличии включений кварца, ромбэдров железистого доломита и других минералов. Небольшая примесь хлоритового компонента³, которая фиксируется на рентгеновских дифрактограммах в виде следов, в шлифах не диагностируется.

При анализе дифрактограмм ориентированных препаратов глауконитовых зерен выяснилось следующее: 1) базальные отражения на рентгеновских дифрактограммах двух образцов глауконита укладываются практически в целочисленные серии с $d(0,01) = 10,05 - 10,14 \text{ Å}$. Незначительные отклонения этих отражений после обработки глицерином и прокаливании свидетельствуют о том, что исследуемый слюистый минерал

³ Выяснение взаимоотношений хлорита и глауконита — предмет дальнейшего кристаллохимического исследования.

Параметры элементарных ячеек образцов глауконита по электронографическим данным

Номер образца	Размерные фракции, мм	Плотностные фракции, г/см ³	a, Å	b, Å	c, Å	β, град
70/19	0,4—0,2	2,65—2,75	5,23	9,06	10,00	101,25
70/23	0,4—0,2	2,7—2,8	5,23	9,05	10,06	100,66

Таблица 2

Химический состав образцов глауконита

Окислы	Обр. 70/19	Обр. 70/23		
	I	I		II
SiO ₂	53,36	52,86	52,55	52,92
TiO ₂	0,05	0,06	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	15,15	14,02	14,96	15,07
Fe ₂ O ₃	—	—	5,93	5,97
FeO	7,77	8,89	2,54	2,56
MnO	0,00	0,02	0,01	0,01
CaO	0,25	0,37	0,72	0,16
MgO	7,17	6,59	6,44	6,38
Na ₂ O	0,00	0,04	0,04	0,04
K ₂ O	9,02	8,35	8,48	8,54
H ₂ O ⁺	—	—	5,35	5,39
H ₂ O ⁻	—	—	2,61	2,63
CO ₂	—	—	0,66	—
C	—	—	0,26	0,26
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,03	—
	92,85	91,30	100,65	100,00

Примечание. I — силикатный микроанализ выполнен на спектрометре ЖУ-48; аналитик М. И. Кайков (навеска 0,1 г); II — полный силикатный микроанализ, аналитик К. А. Степанова (навеска 0,4 г).

содержит не более 5—10% разбухающих слоев; 2) кроме базальных отражений, принадлежащих слою, фиксируются очень слабые отражения, характерные для хлоритового минерала ($d(002) = 7,01—7,12$ Å). На дифрактограмме разориентированного препарата глауконитовых зерен обр. 70/23 в области $d(060)$ наблюдается рефлекс с d 1,505 Å, характерным для Al-глауконита, и 1,542 Å, который можно отнести к триоктаэдрическому хлоритовому минералу.

Электронограммы косых текстур (ЭКТ), полученные для двух исследуемых образцов, характеризуются полным набором пространственных отражений с индексами hkl , что свидетельствует о хорошей трехмерной упорядоченности данного минерала [3]. Индицирование и оценка интенсивности пространственных отражений на ЭКТ исследуемых образцов позволили отнести их к глаукониту политипной модификации IM, а параметр b , равный 9,05—9,06 Å (табл. 1), свидетельствует о повышенном содержании алюминия в структуре минерала [10]. В то же время пространственных отражений, характерных для хлоритового минерала, на ЭКТ изученных образцов обнаружено не было.

ИК-спектроскопическое исследование обр. 70/19 и 70/23 выявило сходство их спектров (фигура). Так, в области валентных колебаний ОН-групп у них фиксируются одна сильная полоса с максимумом около 3600 см^{-1} (ОН-Al) и более слабая в интервале частот от 3520 (Fe—ОН—Fe) до 3560 см^{-1} (Fe³⁺—ОН—Mg). Такое распределение интенсивностей свидетельствует о преимущественно алюминиевом составе октаэдров в исследуемых образцах глауконита. На это же указывает присутствие небольшого максимума с волновым числом 925 см^{-1} (ОН—Al) в области деформационных колебаний ОН-групп. Кроме того, на ИК-спектрах обнаруживаются следующие максимумы: один в области валентных колебаний SiO₄-тетраэдров, равный 1000 см^{-1} , и три в области деформацион-

Радиологические данные по глаукониту

Номер образца	Размерные фракции, мм	Плотностные фракции, г/см ³	Содержание			Возраст, млн. лет	
			калия, %	радиогенного аргона, нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}} \cdot 100, \%$	1*	2**
70/19	0,4—0,2	2,65—2,75	7,49±0,06	800±12	98; 98	1115±25	1145±25
70/23	0,4—0,2	2,7—2,8	7,04±0,06	755±12	99; 99	1120±25	1150±25

* Рассчитан по константам: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0,01167, \text{ ат. \%}$.

** Рассчитан по константам: $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0,000122, \text{ вес. \%}$.

ных колебаний Si—O, равные 525, 475 и 425 см⁻¹. Все они характерны для глауконита.

По химическому составу (табл. 2) изученные образцы глауконита сходны между собой и относятся к алюминиевой разновидности, что подтверждается рентгеновскими, электронографическими и ИК-спектроскопическими анализами. Учитывая литературные данные по докембрийскому глаукониту [4, 8] и собственные наблюдения авторов, необходимо отметить, что исследуемый минерал имеет повышенные содержания магния (6,4—7,2%). Содержания остальных элементов находятся в обычных для глауконита пределах, включая калий. Для обр. 70/23 после вычитания примесей⁴ была рассчитана усредненная кристаллохимическая формула



Таким образом, детальное изучение двух образцов глауконита выявило сходство их характеристик и позволило отнести исследуемый минерал к алюминиевой разновидности с повышенным содержанием магния и структурой, характеризующейся высокой степенью совершенства (политипная модификация 1М). Все эти особенности на данном этапе исследований не препятствуют выбору двух данных образцов глауконита для изотопного датирования, а отсутствие следов поверхностного выветривания делает этот выбор более благоприятным. Но здесь, так же как и во многих древних отложениях, не исключаются постседиментационные преобразования, влияние которых на первичный химический состав, структуру и К—Аг-отношение в глауконите до сих пор недостаточно выяснены. То же можно сказать и о влиянии на все эти особенности небольшой примеси (в виде следов) хлорита в глауконитовых зернах.

Определение К—Аг-возраста глауконита проводилось в Лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР. Выделение аргона осуществлялось на специальной низкофоновой аргоновой установке конструкции ИГЕМ АН СССР. Изотопный состав аргона измеряли методом изотопного разбавления с ³⁸Аг на масс-спектрометре МС-МК, работающем в статическом режиме. Чувствительность прибора 10⁻⁴ А/Тор, уровень холостого опыта по ⁴⁰Аг 10⁻⁸ нсм³. Для анализа аргона использовали навески 10—30 мг. Содержания калия с точностью до 1 отн.% измеряли методом пламенной спектрофотометрии (среднеквадратичная ошибка измерения аргона 1,5 отн.%). Приводимые значения погрешности определения возраста вычислены по ошибкам измерения содержаний радиогенного аргона и калия. Значение ошибки σ, равное 1,6 в определении возраста, дано для 90%-ного доверительного уровня.

Возрастные данные, полученные по двум образцам глауконита, показали полную сходимость (табл. 3). При сравнении полученных датировок (1115—1120 млн. лет) с более ранними, характеризующими отложения Учуро-Майского района, видно, что они близки к радиологическим датам по глаукониту из тоттинской свиты (1001—1161 млн. лет) [5]. Ниже приводится палеонтологическая характеристика разреза.

⁴ Небольшая примесь (в виде следов) хлоритового компонента не вычиталась.

Микрофоссилии. Образцы на микрофитологический анализ были отобраны в интервале 2395,5—1188 м из всех прослоев, представленных ариллитами и глинистыми алевролитами. В результате обработки 40 образцов получены следующие данные.

1. Интервал 2276,8—2272,95 м (обр. 70/36).

Акритархи: *Leiosphaeridia pelucida* (Scher.), *L. effusa* (Scher.) с диаметром оболочек до 120 мкм, *PterospERMOSIMORPHA* sp.; агрегат тонких оболочек, диаметр каждой из которых достигает 40 мкм.

2. Интервал 2141,6—2135,15 м (обр. 70/33).

Акритархи: *Leiosphaeridia pelucida* (Scher.), *L. effusa* (Scher.) с диаметром оболочек 40—80 мкм, *Nucellosphaeridium nordium* Tim.; нитчатые микрофоссилии *Siphonophycus* sp., ширина которых достигает 40 мкм. Внутри некоторых из них в центральной части различима темная зона шириной до 24—26 мкм, вероятно, соответствующая разложившимся остаткам трихома. Кроме того, в этом интервале обнаружена агрегатная форма, близкая к *Sphaerocongregus* sp., с диаметром отдельных клеток около 35 мкм.

3. Интервал 2103,6—2026,9 м (обр. 70/23, 70/24).

Акритархи: *Leiosphaeridia pelucida* (Scher.) с диаметром оболочек 60—70 мкм; несептированные нитчатые остатки *Eomycetopsis* sp. и *Leiotrichoides typicus* Негт.

4. Интервал 2019,6—2013,9 м (обр. 70/19).

Акритархи: *Leiosphaeridia pelucida* (Scher.), *L. effusa* (Scher.) с диаметром оболочек до 150 мкм, *L. jactica* (Tim.) диаметром до 240 мкм; оболочка с остатками широких разрушенных выростов; нитчатые микрофоссилии с гладкой поверхностью и тупозакругленными окончаниями шириной от 22 до 80 мкм; более узкие нитчатые микрофоссилии *Leiotrichoides typicus* Негт. шириной 4—6 мкм; трихомоподобный остаток плохой сохранности шириной около 80 мкм.

5. Интервал 1487,2—1375,5 м (обр. 70/13, 70/14).

Акритархи: *Leiosphaeridia aperta* (Scher.), *L. effusa* (Scher.) с диаметром до 70 мкм; агрегатные формы с диаметром отдельных оболочек 16—18 мкм; *Siphonophycus* sp. шириной 17—18 мкм и неопределимые остатки трихомов плохой сохранности шириной 10—15 мкм.

6. Интервал 1244,8—1194,5 м (обр. 70/4, 70/6).

Акритархи: *Leiosphaeridia aperta* (Scher.); нитчатые микрофоссилии *Leiotrichoides typicus* Негт. шириной до 8 мкм.

Из приведенных данных видно, что по крайней мере на двух уровнях разреза, вскрытого Мокуйской параметрической скважиной, обнаружены микрофоссилии, позволяющие судить о возрасте вмещающих отложений. К ним относятся встреченные в интервале 2141,6—2135,15 м (обр. 70/33) нитчатые микрофоссилии *Siphonophycus* sp. шириной до 40 мкм и агрегатные формы *Sphaerocongregus* sp. В Учуро-Майском регионе они известны в отложениях не древнее кондерской подсвиты тоттинской свиты [1]. Еще более характерная ассоциация микрофоссилий наблюдается в интервале 2019,6—2013,9 м (обр. 70/19). В ее состав входят нитчатые микрофоссилии и трихомоподобные образования шириной до 80 мкм. Такие крупные формы известны в настоящее время только из отложений нижней свиты лахандинской серии [9]. Необходимо заметить, что во всех без исключения пробах микрофоссилии имеют очень плохую сохранность.

Микрофитолиты. В изученном разрезе микрофитолиты встречаются в доломитах, отобранных в интервале 2096—2398,5 м. З. А. Журавлевой были определены здесь следующие формы.

1. Интервал 2398,5—2393,7 м (обр. 70/39).

Микрофитолиты: *Radiosus kotuikanicus* Milst.; *Glebosites magnus* N. a. хорошей сохранности.

2. Интервал 2276,8—2272,9 (обр. 70/36).

Микрофитолиты: *Radiosus kotuikanicus* Milst.

3. Интервал 2108—2096 м (обр. 70/28, 70/26, 70/25).

Микрофитолиты: *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *Radiosus kotuikani-*

cus Milst., *Radiosus kussiensis* Zabr хорошей сохранности, *Radiosus arlanensis* Zabr.

4. Интервал 1883—1877 м (обр. 70/16).

Микрофитоолиты: *Nubecularites* sp. плохой сохранности.

Перечисленные формы первых трех интервалов, по мнению З. А. Журавлевой, характерны для нижнерифейских отложений Сибири и Урала, а микрофитоолиты из обр. 70/16 близки к юдомским.

Строматолиты. При изучении доломитов в шлифах и пришлифовках, в интервалах 1883—1877 м (обр. 70/16), 1972—1965 (обр. 70/18 Б) и 2019—2013 м (обр. 70/19 В) обнаружены строматолиты. Небольшие размеры отобранных образцов не позволяют восстановить их морфологию.

* * *

Детальное изучение двух образцов глауконита, отобранных в интервале 2035,3—2013 м из рифейских отложений, вскрытых Мокуйской параметрической скважиной, показало сходство их минералогических характеристик и хорошую сходимость полученных по ним радиологических датировок. При сравнении этих датировок с данными по радиологическому датированию глауконита из рифейских отложений Учуро-Майского региона видно, что они соответствуют тоттинской свите керпыльской серии.

В прослоях аргиллитов, переслаивающихся с глауконитовыми песчаниками, обнаружены микрофоссилии, среди которых присутствует ряд форм, близких к описанным из лахандинской серии, а в 115—120 м ниже по разрезу встречена ассоциация микрофоссилий, не известная ниже подошвы тоттинской свиты. Однако если учесть, что сведения о микрофоссилиях из большей части керпыльской серии крайне ограничены, то можно заключить, что данные микрофитоологического анализа и изотопные датировки соответствуют одному и тому же стратиграфическому уровню.

Отсутствие общепринятых критериев пригодности глауконита для изотопного датирования, плохая сохранность микрофоссилий, ограниченность микрофитоолитовой характеристики затрудняют выбор окончательного варианта возрастной интерпретации изученной части разреза. Тем не менее авторы считают, что данные по микрофоссилиям и изотопные датировки в наибольшей степени отвечают реальному возрасту изученных отложений.

Литература

1. Вейс А. Ф. К микрофитоологической характеристике тоттинской свиты Учуро-Майского региона.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 3, с. 709—711.
2. Давыдов Ю. В., Колосов П. Н., Авдеева В. И., Файзулина З. Х. Стратиграфический разрез верхнего докембрия Мокуйской скважины (Юго-Восточная Якутия).— Бюл. НТИ, 1982, с. 6—9.
3. Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1964. 282 с.
4. Ивановская Т. А., Смелов С. Б. Материалы по изотопному возрасту и минералогии глауконита верхнего рифея Южного Урала (район г. Миньяра).— Литология и полез. ископаемые, 1976, № 1, с. 147—151.
5. Казаков Г. А., Кнорре К. П. Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 192—205.
6. Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов.— Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 306, 156 с.
7. Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Стратиграфическая шкала рифейских отложений Учуро-Майского района.— Сов. геология, 1977, № 8, с. 32—49.
8. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
9. Тимофеев Б. В., Герман Т. Н. Микробиота лахандинской свиты.— В кн.: Палеонтология позднего докембрия и нижнего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 137—147.
10. Ципурский С. И. Электронографическое изучение структурно-кристаллических особенностей диоктаэдрических слюд и смектитов: Автореф. канд. дис. М.: ИГЕМ АН СССР, 1982. 21 с.

УДК 553.64(474)

ХЕМОГЕННЫЕ ФОСФОРИТЫ ПРИБАЛТИЙСКОГО БАСЕЙНА

ЗАГУРАЕВ В. Г., ПЕТРОВ В. М., ХАЗАНОВИЧ К. К.

По результатам проведенных исследований приводится характеристика литологического и химического состава пелитоподобных фосфоритов Кингисеппского месторождения Ленинградской области и частично Раквереской площади Эстонии; рассматриваются вопросы строения разреза вмещающих отложений, палеогеографической и физико-химической обстановки накопления фосфоритов; делается вывод об их хемогенном генезисе.

В кровле ракушечных фосфоритов Кингисеппского месторождения геологоразведочными работами неоднократно фиксировался линзовидный прослой аргиллитоподобной глины, который по аналогии с другими разрезами Прибалтийского фосфоритоносного бассейна отождествлялся исследователями с «диктионемовыми сланцами» пакерортского горизонта. Химический и минеральный состав этих пород до последнего времени оставался не изученным.

По результатам предварительных исследований, проведенных авторами в 1976 г., было установлено, что рассматриваемые образования представляют собой пелитоподобные фосфориты (ПФ) с содержанием P_2O_5 до 31% [6].

В дальнейших работах авторами рассмотрен вопрос о количественном соотношении урана и фосфора в ПФ по сравнению с ракушечными фосфоритами Прибалтики и фосфоритами других районов земного шара.

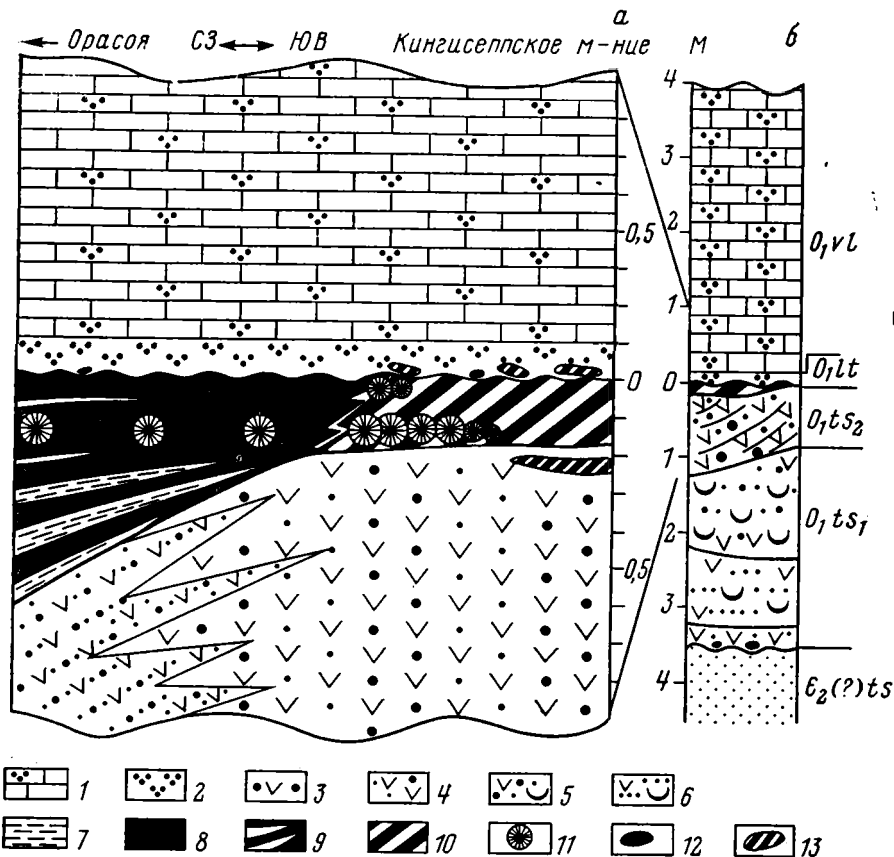
Интересно отметить, что обнаружение ПФ имело место спустя 30 лет после начала постоянных исследований фосфоритов, проводившихся как на территории Кингисеппского месторождения, так и в прилегающих районах. То, что эти образования не привлекли должного внимания исследователей, можно, по-видимому, объяснить двумя причинами: 1) малой (до 0,3 м) мощностью и линзовидным характером залегания ПФ; 2) неправильным отождествлением их с «диктионемовыми сланцами», известными низкими (<1%) содержаниями P_2O_5 .

Строение разреза вмещающих отложений. Для того чтобы проанализировать связь между ПФ и вмещающими образованиями, кратко остановимся на строении разреза в районе Кингисеппского месторождения фосфоритов.

В его основании залегают светло-серые мелкозернистые кварцевые песчаники тискреского горизонта среднего (?) кембрия, лишенные органических остатков (содержание P_2O_5 в них измеряется десятками долями процента).

На этих песчаниках с резко выраженной нижней границей залегает фосфоритоносная оболовая толща тосненской свиты нижнего тремадока. Свита подразделяется К. К. Хазановичем на две подсвиты — нижнюю и верхнюю (фиг. 1).

Нижнетосненская подсвита (O_{1ts_1}) представлена мелкозернистыми (внизу) и среднезернистыми (вверху) кварцевыми песками и песчаниками с детритом и ракушей беззамковых брахиопод *Obolus apollinis* Eichw., *Helmersenia tadogensis* (Jerem.). В основании подсвиты часто залегает базальный слой мощностью до 0,3 м разнозернистых песков и песчаников с гравием кварца, с гальками фосфоритовых песчаников, с толстостенными аллохтонными створками *Obolus ingricus* Eichw., *Schmidtites celatus* Mickw., происходящими из отложений маардуской пачки верхнего кембрия — нижнего ордовика, полностью размытой в районе Кингисеппского месторождения.



Фиг. 1. Схема соотношения ПФ с вмещающими породами на участке Кингисеппское месторождение — Оросоя (а) и в районе Кингисеппского месторождения (б)
 1 — глауконитовый известняк; 2 — глауконитовый песчаник; 3—4 — песчаники детритовые (3 — разнозернистые, 4 — мелкосреднезернистые), 5—6 — песчаники ракушечно-детритовые (5 — среднемелкозернистые, 6 — мелкозернистые); 7 — алевриты, 8 — диктионемовые сланцы; 9 — прослой спонгиолита; 10 — хемогенный фосфорит; 11 — антракониты; 12—13 — гальки (12 — фосфатизированных песчаников, 13 — хемогенных фосфоритов)

Мощность подсвиты колеблется здесь от 1,5 до 3,0 м, содержание P_2O_5 — от 3 до 8%.

Для подсвиты характерна сублиторальная косая слоистость с преобладанием ее наклона в направлении восточных румбов [8].

Верхнетосненская подсвита (O_1ts_2) сложена косослоистыми разнозернистыми (преимущественно крупносреднезернистыми, часто гравийными) детритовыми песками и песчаниками, залегающими с резкой, часто наклонной границей на нижней подсвите. Фосфатный раковинный материал представлен здесь исключительно аллохтонными разностями.

Для подсвиты характерна однонаправленная в северо-западных румбах косая слоистость потокового типа [8].

В составе рассматриваемых осадков отмечается большое количество кварцевых зерен с матовой поверхностью, что указывает на близость песчаной суши и на частично эоловое происхождение верхней подсвиты [12].

В верхней ее части нередко присутствует маломощный (до 0,3 м) прослой мелкозернистых песков, не всегда имеющий четкую нижнюю границу и характеризующийся слоистостью сублиторального типа [8]. Мощность подсвиты изменяется от 0,2 до 1,2 м, содержание P_2O_5 — от 7 до 15%.

Для обеих подсвит характерно наличие эпигенетической доломитизации. В верхней подсвите, кроме того, присутствуют песчаники с поздне-

диагенетическим кальцитовым цементом. Прослой ПФ приурочены к верхней, приконтактовой, части верхней подсвиты. Условия их залегания описаны ниже.

В приглинтовой полосе Эстонии и Ленинградской области оболовые песчаники везде перекрываются *диктионемовыми сланцами* — пачкой мощностью до 5 м черных и темно-коричневых сланцеватых аргиллитов, внизу переслаивающихся с алевролитами. Важно отметить, что в Ленинградской области и Восточной Эстонии в аргиллитах присутствуют так называемые антракониты — радиально-лучистые конкреции карбонатного состава (кристаллический доломит с примесью кальцита, анкерита, сидерита, пирита и темного органического вещества).

В верхней части диктионемовых сланцев присутствуют также тонкие (до 3 см) прослой белого или желтого спонгиолита и скоплений кремневых спикул губок.

В центральной части приглинтовой полосы Эстонии, в частности на севере Раковерской площади, диктионемовые сланцы перекрываются с размывом зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами варангуской свиты верхнего тремадока, мощностью до 3 м.

Залегающие выше по разрезу глауконитовые песчаники латорпского горизонта аренигского яруса (*O₁lt*) перекрывают подстилающие алевритоглинистые отложения трансгрессивно.

В районе Кингисеппского месторождения, приуроченного к наиболее далеко вдающейся на юг части глинта, пачка диктионемовых сланцев полностью выклинивается, и глауконитовые песчаники мощностью 0,1—0,2 м образуют кровлю оболовых песчаников тосненской свиты. Они с резкой нижней границей залегают на подстилающих образованиях, содержат в основании гальки фосфатизированных песчаников и ПФ. В породах присутствует также аллохтонный фосфатный раковинный детрит, благодаря которому содержание P_2O_5 в них достигает 3%.

Выше по разрезу залегает карбонатная толща, представленная известняками, доломитизированными известняками, доломитами и мергелями аренигского и лланвирского ярусов нижнего и среднего ордовика (волховский, кундаский и таллинский горизонты) общей мощностью (в районе Кингисеппского месторождения) до 20 м.

Строение и условия залегания ПФ. В западной части Кингисеппского месторождения, на р. Нарове, ПФ окрашены в коричневый, красновато-коричневый, салатный или серый цвет. В соответствии с текстурой ПФ различают три их разновидности: слоистые, массивные и брекчиевидные.

Слоистые разности наиболее распространены. Слоистость пород тонкая (от долей миллиметра до 3 мм), определяется по различию окраски слоев или обогащению их кварцевым материалом.

Массивные и брекчиевидные разновидности окрашены преимущественно в темно-коричневый цвет, имеют гляцевидный раковистый излом, крепкие, сливные. Они в отличие от слоистых ПФ распространены ограниченно.

На поверхности напластования пород иногда отмечаются знаки ряби. Гребни ее имеют симметричное строение, верхушки гребней округлые, ориентировка их субпараллельная, очертания прямолинейные, расстояния между валиками примерно одинаковые.

Основные параметры ряби таковы: длина волны (l) 12—13 мм; высота волны (h) 2 мм; индекс ряби ($l:h$) 6—7.

Согласно Г. И. Ершовой [5], такая волновая симметричная (осцилляционная) рябь образуется вследствие колебательных движений воды в придонном слое, вызванных волнением на поверхности водоема.

Описываемые фосфориты залегают в виде одного, реже — двух-трех прослоев суммарной мощностью до 0,3 м и приурочены к зоне контакта оболовых песчаников тосненской свиты и глауконитовых песчаников латорпского горизонта.

В результате детального изучения этой зоны в бортах действующих карьеров ПО «Фосфорит» установлено довольно сложное ее строение.

В зависимости от состава пород, ассоциирующих с ПФ, можно выделить пять основных типов разреза (фиг. 2).

Первый тип: ПФ в виде одного прослоя мощностью до 0,2 м залегает между глауконитовыми песчаниками (вверху) и разнозернистыми детритовыми песками и песчаниками (внизу) — карьеры 1—6.

Второй тип: то же, но в разнозернистом песчанике на глубине до 0,3 м от его кровли присутствуют маломощные (до 3 см) линзовидные прослои ПФ (не более двух) — карьер 5.

Третий тип: ПФ подстилается или замещается по простиранию мелкозернистым светло-серым песком мощностью до 25 см с небольшим содержанием тонкостенного раковинного материала; последний образует скопления на контакте с подстилающими разнозернистыми песчаниками тосненской свиты — карьер 2.

Четвертый тип: ПФ подстилается маломощным (до 2 см) слоем голубоватой глауконитовой глины или зеленым глинистым глауконитовым песчаником — карьеры 1 и 5.

Пятый тип: ПФ подстилается слоем, состоящим из антраконитов, — карьер 6.

На контакте ПФ и глауконитовых песчаников почти повсеместно очень резко выражен перерыв седиментации. Контакт четко отбивается в разрезе благодаря различию цвета и состава пород; как правило, он неровный, с мелкими (до 3 см) кавернами, выполненными глауконитовым песком (фиг. 3). Иногда эти каверны напоминают горизонтальные ходы илоядных организмов.

В основании глауконитовых песчаников часто присутствуют переотложенные, плохо окатанные, сильноуплощенные обломки ПФ длиной до 15 см, имеющие такой же облик, как и в коренном залегании, часто с округлыми ходами илоедов диаметром до 1 см.

Нижняя граница прослоев ПФ обычно также резкая, иногда волнистая (см. фиг. 3).

По результатам бурения ПФ обнаружены и на территории Раквереской фосфоритоносной площади. Они имеют здесь аналогичный состав и облик, залегают также под глауконитовыми песчаниками латорпского горизонта, но имеют значительно меньшую мощность (до 1 см) и подстилаются аргиллитами варангуской пачки. К югу от линии выклинивания этой пачки, а также диктионемовых сланцев, ПФ залегают на том же уровне, что и в районе г. Кингисеппа, т. е. на контакте глауконитовых и оболовых песчаников. Их мощность здесь также не превышает 1 см.

Интересно отметить, что породы, очень близкие по составу к описываемым, встречаются в виде галек в основании более древних образований среднего (?) и нижнего кембрия — тискреского (саблинского) и люкатиского горизонтов [13] и представлены: 1) породами, на 80—90% состоящими из микрокристаллического фосфата, зерен кварца (2—5%), глинисто-хлоритовых частиц (3—5%), карбоната (2—3%), глауконита (<2%) и пирита (2—3%); встречаются остатки фосфатных раковин; 2) глинисто- или алевроито-фосфатной породой; 3) гравелитом, в котором галечки и гравий сложены породами п. 2 и сцементированы вместе с зернами кварца и глауконита фосфатным и местами карбонатным цементом, иногда с остатками фосфатных раковин.

Несомненное сходство состава этих галек и описанных выше ПФ позволяет сделать вывод, что гальки в основании тискреского и люкатиского горизонтов (как и в основании глауконитовых песчаников ордовика) образовались в условиях трансгрессирующих бассейнов вследствие размыва фосфоритов, не сохранившихся к настоящему времени в разрезе.

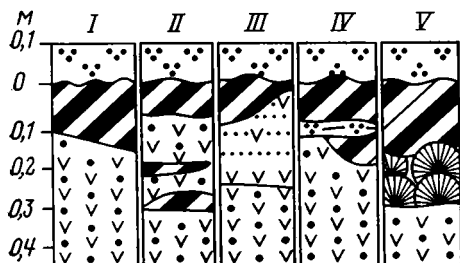
Говоря о фосфатных гальках из основания люкатиского горизонта, К. Менс и Э. Пиррус [9], в частности, отмечают, что масштабы хемогенного фосфатообразования в раннем кембрии были незначительны из-за подавления его кластогенной седиментацией. И лишь в периоды переры-

Фиг. 2. Типы разрезов хемогенных фосфоритов Кингисеппского месторождения. Условные обозначения см. на фиг. 1

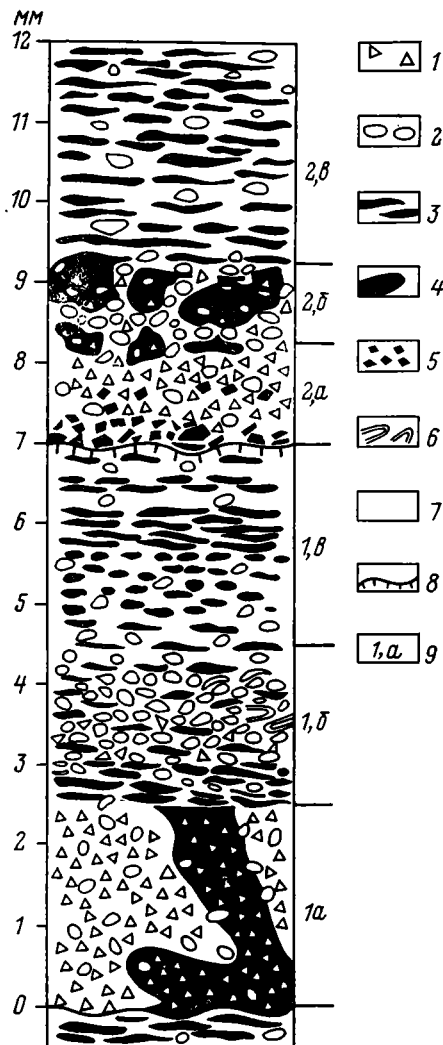
Фиг. 3. Характер контакта хемогенных фосфоритов с глауконитовыми песчаниками. Условные обозначения см. на фиг. 1

Фиг. 4. Строение микроритмов ПФ (шлиф 103. Кингисеппское месторождение)

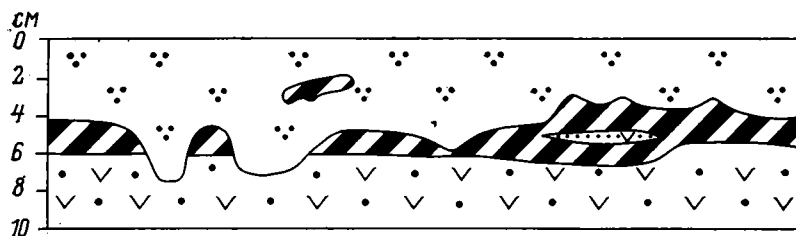
1 — кварцевый алевролит и алевроитовые зерна кварца; 2 — фосфатные зерна; 3—5 — гидрокислы железа в виде (3 — линзовидных прослоев, 4 — бесформенных пятен, 5 — точечных включений); 6 — остатки фораминифер (?); 7 — основная масса микрокристаллического хемогенного фосфата; 8 — граница между ритмами; 9 — нумерация ритмов и составляющих слоев



Фиг. 2



Фиг. 4

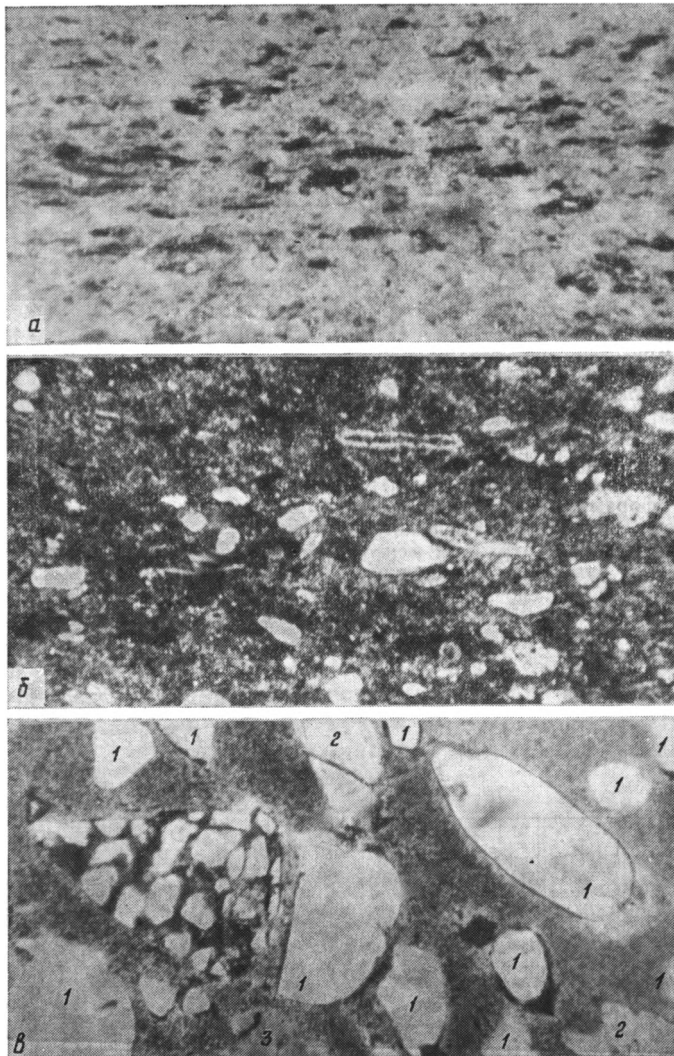


Фиг. 3

ва в осадконакоплении хемогенное осаждение фосфатов оставило более ощутимые следы.

Петрографический состав. По результатам петрографических исследований в шлифах ПФ представляют собой породы с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием слоев различного литологического состава и цвета. В породах часто наблюдается фациальная микроритмичность, выраженная закономерной сменой мелководных и относительно глубоководных фаций (фиг. 4).

Хемогенный фосфат представлен двумя генетическими разновидностями: а) основной, микрокристаллической массой, окрашенной

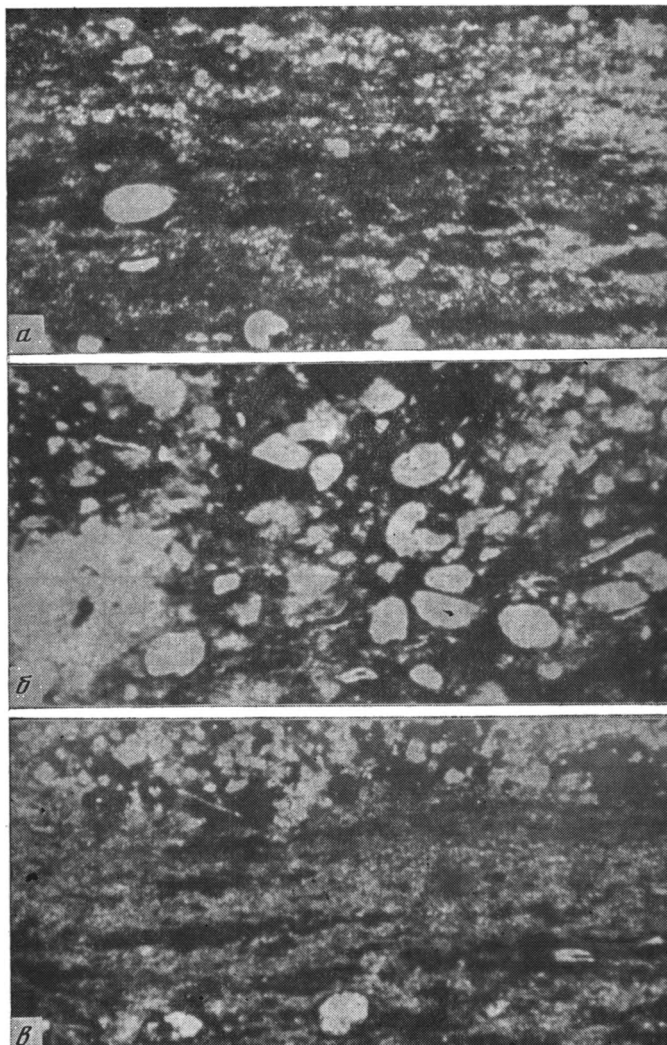


Фиг. 5. Микрофотографии шлифов хомогенных фосфоритов Кингисеппского месторождения. Николи II, увел. 70

а — микрокристаллический фосфат с линзочками гидроокислов железа (черные пятна); *б* — остатки фораминифер (?) (белые сплюснутые овалы) среди основной железисто-фосфатной массы и зерен (белые пятна); *в* — детритовый песчаник с базальным фосфатным цементом (1 — кварц, 2 — обломки фосфатных раковин брахиопод, 3 — глауконит). В левой части снимка — обломок алевролита с хомогенным фосфатным цементом

преимущественно в желто-бурый цвет, изотропной или обладающей очень слабым двупреломлением (фиг. 5, *а*); *б*) зернами фосфата овальной формы, размером 0,2—0,04 мм, голубовато-белыми (в отраженном свете) и бесцветными или слегка желтоватыми (в проходящем свете), изотропными (см. фиг. 4, 5, *б*, 6, *а*, *б*).

Содержание кварца в породе очень неравномерно. Наибольшие его содержания (до 50%) приурочены к нижней части ПФ, постепенно переходящей в оболочный песчаник с базальным фосфатным цементом (см. фиг. 5, *в*). Нередко здесь также наблюдается тонкое нитевидное переслаивание «чистых» ПФ и разностей, обогащенных кварцевым и фосфатным раковинным материалом. Вверх по разрезу содержание кварца и размеры его зерен уменьшаются до алевроитовых. Обогащенные им микропрослой мощностью 1—3 мм образуют базальную часть микроритмов (см. фиг. 4, слои 1, *а*, 2, *а*). В «чистых» ПФ, слагающих, как правило, верхнюю часть слоя, кварцевый материал присутствует в виде ред-



Фиг. 6. Микрофотографии шлифов хомогенных фосфоритов Кингисеппского месторождения. Николи II, увел. 70

a — микрокристаллический фосфат с послойным распределением гидроокислов железа (черные пятна), с редкими фосфатными зернами (белые пятна). См. фиг. 4, слой 2, *a*;
б — фосфатно-зернистый слой; зерна сцементированы фосфатно-железистой (черные пятна) и фосфатной (серые пятна) массой с включением алевритовых зерен кварца (мелкие белые точки); внизу — чечевицеобразные остатки фораминифер (?). См. фиг. 4, слой 2, *б*;
в — контакт базальной части ритма 2 — кварцевых алевролитов с железистыми включениями — (вверху) и завершающей части ритма 1 — микрокристаллических фосфатов с линзами гидроокислов железа (черные пятна) и редкими фосфатными зернами (внизу). См. фиг. 4, контакт слоев 1, *в* и 2, *а*

ких зерен алевритовой размерности или отсутствует вообще (см. фиг. 4, слои 1, *б*, *в*, 2, *б*, *в*).

Гидроокислы железа постоянно присутствуют среди ПФ в виде линзовидных образований (см. фиг. 4, 5, *а*, *б*, *в*), мельчайших, равномерно рассеянных включений (см. фиг. 4, 5, *а*, *б*, *б*) или бесформенных пятен (см. фиг. 4, *б*, *б*).

В качестве примеси к гидроокислам железа обычно присутствуют в незначительных количествах тонкие чешуйки гидрослюдистых глин.

Карбонат (доломит?) рассеян в фосфате в виде мельчайших включений, игольчатый облик которых обнаруживается только при очень больших увеличениях.

Сравнение химического состава хемогенных фосфоритов Кингисеппского месторождения и Раквереской площади

Разности	Число определе- ний	Содержание, %										Σ	$\frac{F}{P_2O_5}$
		P ₂ O ₅	CaO	MgO	CO ₂	F	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SO ₃	н. о.			
Кингисеппское месторождение													
Слоистые													
P ₂ O ₅ <10%	6	7,73	12,61	1,62	1,66	0,76	12,42	3,80	0,59	55,47	96,66	0,096	
P ₂ O ₅ 10—25%	24	17,71	27,16	1,28	2,33	1,68	13,99	2,79	0,99	27,52	95,45	0,094	
P ₂ O ₅ >25%	8	28,77	43,72	0,71	3,43	2,43	6,81	1,37	1,30	5,49	94,03	0,086	
Брекчиевидные	6	24,07	36,49	0,67	3,0	2,59	2,60	0,76	0,89	26,43	97,5	0,110	
Массивные	7	24,26	37,15	0,76	3,29	Не опр.	2,67	0,77	0,76	24,67	94,33	—	
Среднее	51	19,91	30,51	1,09	2,63	1,82	9,78	2,17	0,93	26,83	95,46	0,09	
Раквереская площадь													
Слоистые (скв. F-251)	1	17,20	26,38	1,30	1,72	0,82	1,23	1,00	1,10	47,24	97,99	0,05	
» (скв. 1531)	1	25,30	36,26	0,80	2,03	1,76	4,75	1,85	8,00	19,75	100,5	0,07	
» (скв. P-1613)	1	27,25	43,63	1,00	3,55	3,30	2,97	1,12	4,46	10,82	94,8	0,12	
» (скв. P-1613)	1	20,60	32,41	1,45	2,42	2,05	5,25	2,36	5,70	28,03	95,02	0,10	
» (скв. T-117)	1	28,7	43,49	0,80	—	2,52	—	—	—	—	75,51	0,088	
Среднее	5	23,81	36,43	1,07	2,43	2,09	3,55	1,58	4,81	26,46	99,8	0,088	
Средний химический состав	56	20,26	31,04	1,08	2,61	1,85	9,22	2,11	1,27	26,79	95,78	0,09	
Глинисто-фосфатные пленки на зернах кварца [11]	1	28,30	40,06	2,40	2,83	2,60	2,28	3,28	—	13,96	95,71	0,092	

Примечание. Химические анализы выполнены в ККНИЛ И. Я. Вдовиченко.

Химический состав антраконитов

Вмещающие породы (место отбора)	Состав компонентов, %							
	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Н. о.	CO ₂	S _с ульф	П. п. п.
Прослой из основания ПФ (карьер 6 ПО «Фосфорит»)	0,53	24,88	17,25	4,7	13,13	37,98	—	—
Диктионемовые сланцы (Ракверская фосфоритовая площадь)	0,50	25,94	12,60	7,15	13,97	33,63	2,15	37,94

Глауконит часто присутствует в виде редких бледно-зеленых агрегатных зерен размером до 0,2 мм с нечеткими расплывчатыми краями, свидетельствующими о его аутигенном происхождении (см. фиг. 5, в).

Среди фосфатного цемента встречаются обломки раковин фораминифер (?), имеющих в разрезе серповидную или петельчатую форму, размером 0,2—0,3 мм, выполненные фосфатом (см. фиг. 5, б, 6, б).

Обломки фосфатных раковин беззамковых брахиопод, парагенетически связанные с кварцем песчаной размерности, в своем распространении подчиняются тем же закономерностям. В «чистых» разностях ПФ и в алевритовых прослойках они полностью отсутствуют. Характерно, что обломки брахиопод имеют резко очерченные края и не несут никаких следов выветривания (см. фиг. 5, в).

Обломки алевролитов с базальным хемогенным фосфатным цементом встречаются очень редко среди кварцевых зерен в детритовом песчанике с фосфатным цементом (см. фиг. 5, в); представляют собой продукты размыва хемогенных фосфоритов более ранней генерации.

Химический состав. Химический состав ПФ, а также содержания компонентов для брекчиевидных и массивных разностей ПФ и для глинисто-фосфатных пленок на зернах кварца из оболовых песчаников Кингисеппского месторождения приведены в табл. 1.

Как видно из табл. 1, содержание фосфорного ангидрида находится в обратно пропорциональной зависимости от содержания двух компонентов — нерастворимого остатка и гидроокислов железа.

Важно отметить, что по соотношению F : P₂O₅ (в среднем 0,09) фосфат ПФ значительно отличается от фосфата раковин оболид (в среднем 0,076), что, несомненно, указывает на их различную минералогическую природу. Вероятно, в первом случае мы имеем дело с фторкарбонатапатитом, а во втором — с фторгидроксилапатитом. Для выяснения условий образования ПФ важное значение имеет химический состав некоторых сопутствующих образований, таких, как антракониты. Химическому анализу были подвергнуты две их разновидности — из диктионемовых сланцев и из прослоя, подстилающего ПФ. Как видно из табл. 2, содержание различных компонентов в антраконитах, несмотря на различное фациальное положение вмещающих пород и значительное расстояние между анализировавшимися образцами (>100 км), почти одинаково и отражает их доломитовый состав.

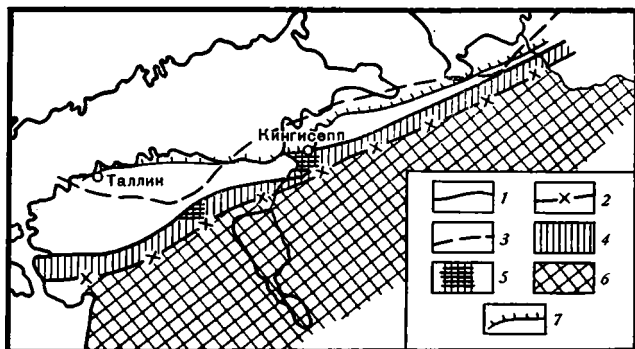
Палеонтологический состав. Помимо проблематичных остатков раковин фораминифер на плоскостях напластования ПФ встречаются фрагменты, а иногда и крупные (до 7 см) остатки граптолитов, по определению Д. Л. Кальо принадлежащие виду *Dictyonema graptolithinum* Kjellm. Остатки беззамковых брахиопод из базальной части ПФ имеют исключительно аллохтонный генезис. Другие органические остатки здесь не установлены.

Палеогеографическая обстановка накопления вмещающих отложений. Анализ геологического строения пограничных отложений кембрия и ордовика северо-запада Русской плиты с учетом новейших данных по

их стратиграфии [1, 2] позволяет наметить следующую палеогеографическую обстановку накопления фосфоритоносной толщи.

В позднем кембрии (ладожское и юльгазское время) и вначале раннего ордовика (раннетосненское время) морской бассейн занимал большую часть южного склона Балтийского щита и Московской синеклизы.

На границе ранне- и позднетосненского времени происходила, существенная перестройка структурного плана этой территории, сопровождавшаяся пульсационной регрессией бассейна. На территории Эстонии и Ленинградской области дальнейшее осадконакопление в тремадоке происходило в узком мелководном бассейне, южная граница которого находилась на расстоянии нескольких десятков километров к югу от современного глинта (фиг. 7). Подобная точка зрения на палеогеографическую обстановку седиментации в тремадоке, впервые высказанная Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн в 1960 г. [3], подтверждается новейшим фактическим материалом.



Фиг. 7. Схема палеогеографии северо-западной части Русской плиты в эпоху накопления ПФ

1 — южная граница района накопления глинисто-органических илов (диктионемовых сланцев); 2 — предполагаемая береговая линия бассейна эпохи ПФ; 3 — южная граница варангуского бассейна; 4 — районы предполагаемого накопления ПФ; 5 — выявленные участки распространения ПФ; 6 — суша; 7 — глинт

Начальной стадии регрессии бассейна соответствуют разноразмерные песчаные осадки верхнетосненской подсистемы, образующие базальную часть седиментационного цикла.

На следующем этапе развития этого бассейна происходило накопление богатых органикой глинистых илов, превратившихся в процессе эпигенеза в диктионемовые сланцы. По мере приближения к береговой линии, т. е. в направлении с севера на юг, увеличивалось значение песчано-алевритовых осадков.

В конце времени накопления диктионемовых сланцев, уже в начале позднего тремадока, бассейн несколько расширил свои границы. Именно с этим этапом его развития, по-видимому, следует связывать образование нижнего слоя ПФ, рассматривая его в качестве мелководного фациального аналога глинисто-органогенных илов (см. фиг. 7).

Во второй половине тремадока (в варангуское время) бассейн еще более сократился и его береговая линия сместилась к северу от современного глинта, южнее его осадки накапливались только в северо-западной части Эстонии и частично на востоке Ленинградской области (см. фиг. 7). В варангуское время восстановительная обстановка седиментации резко сменилась окислительной, и на дне бассейна накапливались глинисто-алевритовые породы, содержащие глауконит. С завершающей фазой варангуского этапа следует связывать образования верхнего прослойка ПФ. Однако ограниченный фактический материал не позволяет решить этот вопрос детальнее.

И наконец, в начале аренига, после перерыва седиментации и крупной тектонической перестройки имела место одна из крупнейших на

Русской платформе трансгрессия «глауконитового моря», ознаменовавшая первое в ее фанерозойской истории карбонатное осадконакопление. Трансгрессия сопровождалась размывом более древних образований, в частности не перекрытых осадками прослоев ПФ. В связи с этим площадь распространения последних резко сократилась и приобрела узко-локальный, мозаичный, характер, а продукты их перемыва в виде галек отложились в основании «глауконитовых песчаников».

Условия образования ПФ. Перейдем теперь к обсуждению одного из самых сложных вопросов — об условиях образования ПФ, причем рассмотрим вначале палеогеографические условия накопления ПФ, а затем механизм их образования.

Палеогеографические условия. По результатам проведенных исследований достаточно уверенно можно утверждать, что ПФ представляют собой мелководные образования морского генезиса, о чем бесспорно свидетельствует совокупность следующих обстоятельств: 1) повсеместное присутствие в породах аутигенного глауконита; 2) наличие остатков морской фауны (граптолитов); 3) знаки ряби на поверхности напластования; 4) присутствие в составе ПФ фосфатных зерен; 5) четкие контуры аллохтонного фосфатного раковинного материала, не несущего никаких следов постдиагенетических растворов; 6) наличие горизонтальной и реже косой слоистости.

Изучение соотношения урана и фосфора указывает, кроме того, на образование ПФ в мелководном бассейне типа лагуны. Этот вывод подтверждает также палеогеографическая реконструкция бассейна седиментации этих отложений, в соответствии с которой ПФ накапливались в узкой краевой части этого бассейна, в мелководной окислительной обстановке. Их фациальные аналоги — диктионемовые сланцы — сформировались в результате накопления глинисто-органогенных илов в более глубоководной и удаленной от берега части бассейна в условиях восстановительной среды (см. фиг. 7).

Прежде чем перейти к вопросу о механизме образования ПФ, необходимо обратить внимание на то, что фосфатная их часть сложена двумя модификациями — микрокристаллической массой и зернами.

По поводу происхождения последних долгое время превалировала точка зрения, согласно которой фосфатные зерна (как и оолиты) образуются в процессе перекачивания их течениями, что и придает им округлую форму. Однако по последним данным [14], зерна (пеллеты) могут образовываться и в стадии диагенеза фосфатных илов. Что касается их высокой отсортированности, то ее следует связывать не с механическими причинами, а с первичным распределением по размерам в процессе разрастания этих образований.

В прибалтийских ПФ зерна присутствуют в неслоистой фосфатной массе, или слагают кое-где вместе с кварцевыми зернами базальную и среднюю части микроритмов. При этом форма и средние размеры зерен в обоих случаях остаются практически одинаковыми. Отсюда напрашивается вывод, что фосфатные зерна в изученных ПФ представляют собой раннедиагенетические образования. Их консолидация закончилась еще в то время, когда вмещающие осадки представляли собой фосфатные илы, легко размываемые даже очень слабыми подводными течениями.

Для выяснения условий образования этих илов необходимо реконструировать геохимическую обстановку, которая существовала в различных частях бассейна седиментации в эпоху накопления ПФ.

Как уже отмечалось, вещественный состав ПФ и прежде всего присутствие в нем колломорфного глауконита, свидетельствует об осаждении фосфата кальция в окислительной обстановке мелководной зоны.

Придонные воды в осевой, относительно глубоководной части бассейна, где накапливались глинисто-органогенные илы, характеризовались резко восстановительными условиями. При разложении органического вещества происходило подщелачивание придонных вод, в результате чего растворимость фосфата кальция здесь повышалась, и он беспрепятст-

венно переходил в раствор [10]. В то же время восстановительная обстановка благоприятствовала осаждению карбонатов, которые концентрировались в органических илах в виде антраконитовых конкреций.

Перемещение придонных вод, богатых растворенными фосфатами, в зону мелководья, где фосфат выпадал в осадок, вероятно, следует объяснить апвеллингом. В пользу активной ветровой деятельности, способствовавшей апвеллингу в эпоху накопления ПФ, выступают два обстоятельства. Во-первых, еще в позднетосненское время, предшествующее эпохе ПФ, золотой фактор имел место в процессе седиментации разнотернистых детритовых песков [12]. Во-вторых, на ветровые волнения морских вод указывает осцилляционный характер знаков ряби в ПФ.

Таким образом, образование ПФ Прибалтийского бассейна, как и фосфоритов многих других районов земного шара [4], происходило в результате сочетания двух противоположно направленных геологических процессов: 1) выноса фосфатных соединений из глубоководной части бассейна на мелководье; 2) транспортировки (водной и золотой) терригенного и раковинного материала с низкой пенепленизированной суши.

С учетом изложенных данных о литологическом составе пород, накопивавшихся в этом бассейне, можно наметить фаціальную последовательность осадков от относительно глубоководных до мелководных (прибрежных) их разновидностей: 1) органогенные аргиллиты (диктионемовые сланцы) с редкими антраконитами; 2) те же породы с алевритовыми прослоями; 3) хемогенные пелитоподобные фосфориты; 4) те же породы с прослойками песчаных и глинисто-песчаных разновидностей с глауконитом; 5) мелкозернистые пески с тонкостенным фосфатным детритом.

При этом следует отметить, что промежуточная фация между породами (пункты 2 и 3) исследованиями не установлена.

Осаждение фосфата на границе вода — осадок в настоящее время не находит сколько-нибудь универсальных объяснений с точки зрения существующих представлений о физико-химических процессах в современных морских бассейнах [14]. Однако наличие таких образований, как прибалтийские ПФ, указывает на то, что выпадение фосфата на поверхность дна в прошлые времена происходило вследствие кратковременного проявления совершенно уникального сочетания физико-химических и палеогеографических условий в мелководных морских бассейнах.

* * *

Знакомство с литературой по геологии фосфоритов различных районов земного шара и разного возраста приводит к выводу о локальном характере распространения фосфоритов, подобных по составу и ассоциациям вмещающих пород прибалтийским ПФ.

Некоторое сходство с ними обнаруживают только фосфориты среднеордовикского возраста, описанные Н. А. Красильниковой [7] в Кантганском районе Лено-Тунгусского бассейна под названием — фосфатно-глинистые сланцы.

Эти породы залегают в виде прослоя мощностью до 0,07 м на мелкогалечных фосфоритовых конгломератах и перекрываются зернисто-ракушечными фосфоритами мощностью 2—3 м с 4—10% P_2O_5 . Сланцы представляют собой тонколистоватую глянцевою породу, в которой буро-серый фосфат тонко переслаивается с алевритистым фосфоритом, местами сцементированным кальцитом. Мощность слоев 0,5—2,0 мм, содержание P_2O_5 в сланцах 25—29%.

Таким образом, прибалтийский ПФ по вещественному составу и по ассоциации с органогенными аргиллитами представляет собой уникальные образования, не имеющие аналогов на территории СССР.

Обнаружение и детальное изучение ПФ Прибалтийского бассейна имеет важное значение для выяснения условий образования и накопления промышленных залежей фосфатных руд в близких палеогеографических обстановках.

Поисковый интерес могут представлять краевые части платформенных бассейнов, в которых происходило накопление органогенно-глинистых илов. В частности, при дальнейших поисково-разведочных работах в Прибалтийском фосфоритоносном бассейне зоны генетического выклинивания дикинонемовых сланцев нужно рассматривать как перспективные на обнаружение ПФ.

Представляется маловероятным, чтобы ПФ изученного района из-за малой своей мощности могли иметь промышленное значение. Однако не исключено, что в других частях бассейна они образовывали и более мощные залежи. В связи с этим вопрос о их практическом значении в настоящее время можно считать открытым.

Литература

1. Боровко Н. Г., Попов Л. Е., Сергеева С. П., Хазанович К. К. Новый палеонтологический комплекс в нижней части оболовой толщи на р. Ижоре — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 5, с. 1192—1194.
2. Волкова Н. А. О возрасте юльгазской пачки на границе кембрия и ордовика в Эстонии. — Сов. геология, 1982, № 9, с. 85—88.
3. Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики. — Докл. сов. геол. на Межд. геол. конгрессе, XXI сессия, 1960, с. 15—24.
4. Еганов Э. А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1974, вып. 102. 180 с.
5. Ершова Г. Н. Знаки ряби. — В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. М.: Недра, 1969, с. 21—23.
6. Загураев В. Г., Петров В. М., Хазанович К. К. О пелитоподобном фосфорите Кингисеппского месторождения. — Промышленность горно-химического сырья, 1978, № 3, с. 4—6.
7. Красильникова Н. А. Фосфориты Катангского бассейна. — Тр. ГИГХС, 1959, вып. 5, с. 95—101.
8. Кулямин Л. Н. Косая слоистость и фации оболовых слоев Прибалтики. — Сов. геология, 1975, № 2, с. 130—138.
9. Менс К., Пиррус Э. Базальный конгломерат люкатиской свиты нижнего кембрия Эстонии. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига: Зинатне, 1975, с. 132—143.
10. Михайлов А. С. Процессы образования фосфоритов Хубсугульского бассейна. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 114—117.
11. Смирнов А. И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. — Тр. ГИГХС, 1972, вып. 14. 195 с.
12. Филиппова В. А., Фролов В. Т. Генетические типы и условия образования нижнеордовикских фосфоритоносных отложений Прибалтики. — В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980, с. 142—150.
13. Хазанович К. К. О распределении фосфора и вещественном составе галек в разрезе кембрия и нижнего ордовика Ленинградской области и Эстонии. — Тр. ГИГХС, 1978, вып. 43, с. 30—34.
14. Шелдон Р. П. Осаждение апатита на границе вода — осадок — неуниформистский процесс. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 110—113.

Кингисеппская комплексная
лаборатория ГИГХСа

Поступила в редакцию
8.VI.1983

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.64(517.3)

НИЗКОКАРБОНАТНЫЙ ФТОРКАРБОНАТАПАТИТ
И ФТОРГИДРОКСИЛАПАТИТ — ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ
ХУБСУГУЛЬСКИХ ФОСФОРИТОВ

ИЛЬИН А. В., БЛИСКОВСКИЙ В. З., ДЕЙНЕКИНА Р. С., ШМЕЛЬКОВА Ю. Ф.

В таблице показаны химический состав и некоторые физические свойства фосфатных минералов, выделенных по известной методике [2] из фосфоритов основных месторождений Хубсугульского бассейна — собственно Хубсугульского, Буренханского, Цаганнурского, Ухагольского, Улендабинского и проявления Хабхани [4]. В таблицу включен также образец фосфоритов Буренханского месторождения, любезно предоставленный нам Г. Мак-Клелланом, очищенный от карбонатных примесей по методике Силвермана с соавторами [8] в лабораториях Международного исследовательского центра по минеральным удобрениям в Маскл Шоалз (шт. Алабама, США).

Всем образцам свойственны высокие содержания фосфорного ангидрита и низкие — углекислоты. Содержание первых в большинстве случаев колеблется в интервале 39—41%, вторых 0,2—1,7%, при наиболее часто встречающихся значениях 0,6—1,2%. Образцам с максимальным содержанием P_2O_5 в целом свойственны минимальные значения CO_2 и наоборот.

Судя по этим параметрам, можно было бы полагать, что фосфатный минерал представлен низкокарбонатным фторкарбонатапатитом (франколитом). Однако такое заключение, видимо, справедливо лишь для тех образцов, в которых величина F/P_2O_5 близка к 0,089, т. е. к величине, характерной для фторапатита [7].

Для всех изученных нами образцов характерен дефицит фтора: значение F/P_2O_5 ни в одном из них не достигает 0,089. По величине F/P_2O_5 образцы распадаются на две группы. В одной группе это отношение находится в интервале от 0,068 до 0,084, а в другой — от 0,036 до 0,051. Если исключить из рассмотрения образец 8, то на шкале значений F/P_2O_5 намечается перерыв в интервале от 0,05 до 0,07, который, вероятно, можно принять за границу между фторапатитовым составом фосфата первой группы проб и каким-то минералом, отвечающим второй группе с более низким значением F/P_2O_5 .

Чтобы оценить минералогическую природу фосфата в образцах второй группы (с $F/P_2O_5 < 0,05$), необходимо отметить следующие обстоятельства.

1. В хубсугульских фосфоритах, подобно тому, как это имеет место на месторождениях Скалистых гор в Северной Америке, на Ближнем Востоке, на юге Сибири постоянно присутствует примесь флюорита. Наличие этого минерала отмечается макро- и микроскопически. Оно выявляется также по осязательной разности в содержаниях фтора, определенных в навесках одной и той же пробы разными методами: растворением в хлористо-водородной кислоте (1:1) и сплавлением с $KNaCO_3$ (см. таблицу, обр. 10 и 11).

2. Пробы неочищенных фосфоритов, как это подтверждается многими сотнями анализов, показывают значительно более высокое значение F/P_2O_5 , обычно соответствующее 0,110—0,115. В то же время для фосфатного минерала, выделенного из этих же проб, оно падает до 0,07 и менее. Совершенно очевидно, что эта разница также возникает за счет флюорита, присутствующего в пробах пород и удаленного при выделении фосфата.

Поскольку флюорит в осадочных породах является типичным индикатором галогенных фаций и не образуется в бассейнах нормальной солености (в которых происходит фосфатонакопление), его следует считать продуктом катагенетической декарбонатизации фосфата [1, 5]. Но конечным продуктом таких процессов является фторапатит с F/P_2O_5 , равным 0,089. Более низкофтористые апатиты возникают в данном случае, очевидно, в результате процессов дефторизации — прогрессирующего удаления фтора из решетки апатита. Высвобождающийся при декарбонатизации и дефторизации фтор, по-видимому, мигрирует недалеко и фиксируется в виде флюорита, который скапливается здесь же в фосфоритах и фосфатсодержащих породах, так что пробы фосфоритов, особенно крупные, практически не показывают дефицита фтора.

Для выяснения минералогической природы фосфатов, как известно, большое значение имеет определение величины элементарной ячейки a_0 . По мере уменьшения степени замещения фосфора углеродом в ряду франколита величина a_0 увеличивается с

Химический состав и некоторые физические свойства фосфатных минералов

Номер образца	Содержание, %													F P ₂ O ₅	CO ₂ P ₂ O ₅	α, Å	Показатель преломления
	P ₂ O ₅	CaO	CO ₂	F	SiO ₂	SO ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	сумма				
1	39,9	53,4	1,57	1,90	0,90	0,21	0,39	0,30	0,25	0,99	0,05	1,57	98,01	0,047	0,039	9,368	1,628
2	39,0	52,3	1,14	1,39	1,50	0,36	0,79	0,25	0,14	1,15	0,05	2,53	98,91	0,036	0,029	9,380	1,633
3	39,4	52,8	1,20	1,75	1,10	0,41	0,39	0,25	0,20	1,0	0,10	2,30	98,69	0,044	0,030	9,377	1,631
4	39,1	53,0	0,60	2,90	0,85	0,30	0,74	0,32	0,30	0,23	0,06	2,02	98,62	0,074	0,015	9,375	1,630
5	40,00	54,60	0,75	2,97	1,16	Следы	0,50	0,60	0,20	1,16	Следы	1,80	101,75	0,074	0,018	9,370	1,628
6	38,8	53,55	1,20	2,85	2,33	0,20	0,56	0,64	0,1	0,26	»	2,83	101,98	0,073	0,031	9,371	1,630
7	38,6	53,40	1,20	2,97	2,28	0,20	1,00	0,66	0,1	0,28	»	2,15	100,61	0,077	0,031	9,371	1,629
8	38,3	52,7	1,7	2,4	3,2	—	0,28	0,12	0,09	0,42	»	—	98,22	0,062	0,044	9,372	1,632
9	38,8	53,20	0,86	2,75	2,40	Следы	0,50	0,45	Нет	0,10	»	2,40	98,84	0,071	0,022	9,367	1,628
10	40,30	54,80	0,51	$\frac{2,75}{3,04}$	0,80	»	0,87	0,25	»	0,08	»	1,24	98,85	0,068	0,012	9,367	1,631
11	41,10	54,52	0,60	$\frac{2,10}{2,50}$	0,80	»	0,24	0,25	»	0,18	»	1,20	99,44	0,051	0,014	9,384	1,633
12	40,90	55,44	0,40	2,85	0,35	»	0,35	0,61	0,1	0,25	»	1,30	100,96	0,070	0,009	9,371	1,629
13	41,20	54,88	0,25	2,68	0,51	»	0,35	0,56	0,1	0,23	»	1,35	100,81	0,068	0,006	9,371	1,630
14	36,80	50,1	0,19	2,66	3,05	1,45	1,79	0,89	0,25	0,9	0,14	1,97	101,22	0,074	0,005	9,363	1,627
15	39,2	52,7	1,20	3,32	1,30	0,37	0,49	0,25	0,3	0,7	0,3	1,82	99,45	0,084	0,03	9,359	1,627
16	39,69	52,81	1,31	3,21	0,48	0,28	0,71	0,52	0,41	2,02	0,05	—	98,96	0,081	0,032	9,357	1,627

Примечание. 1. Месторождения: образцы 1—7 — Хубсугульское; 8—11 — Буренханское; 12—13 — Чаганнурское; 14 — Ухагольское; 15 — Улен-даба; 16 — проявление Хабханн.

2. Сумма приведена без O, соответствующего F; CO₂ в сумму не входит.

3. В образцах 10 и 11: в числителе — кислоторастворимый фтор, в знаменателе — общий.

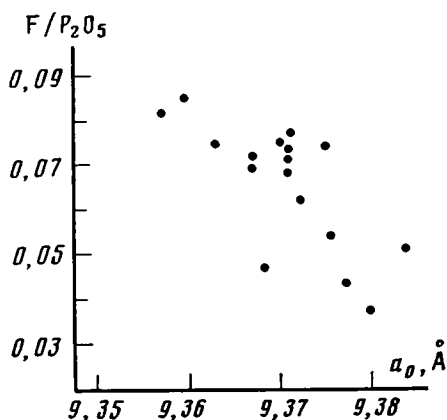


График зависимости параметра элементарной ячейки a_0 от величины F/P_2O_5 для фосфатных минералов, приведенных в таблице

Территория бассейна составляет около 30 тыс. км², так что северное (Ухагольское) месторождение отстоит от самого южного — Буренханского на расстояние свыше 300 км, а западное (Цаганнурское) удалено от восточного (Хубсугульского) почти на 100 км [4]. Фосфориты всюду приурочены к нижней части мощной карбонатной толщи вендско-кембрийского возраста. Литолого-палеогеографическая обстановка для всех месторождений в общих чертах остается сходной. Фосфатонакопление, по-видимому, происходило в условиях открытого шельфа, скорее всего во внутренней зоне шельфа. Можно полагать, что первичный осадок всюду в бассейне был представлен фторкарбонатпатитом.

На территории Хубсугульского бассейна, как и во всем регионе Южной Сибири и Северной Монголии, интенсивно проявились тектоно-магматические процессы, происходившие здесь в палеозое (особенно в раннем). Основной эффект этих процессов применительно к фосфоритам можно видеть: а) в дислокациях фосфоритовых пластов, местами смятых в узкие сжатые складки; б) в разломах, зачастую весьма протяженных и с глубоким заложением; в) в обильных интрузиях, разнообразных по составу, возрасту и кинематическим условиям внедрения.

Все эти процессы проявились на обширной территории бассейна неравномерно. Наиболее ярко эта неравномерность проявляется при сравнении центральной части бассейна, где зачастую сохраняется субгоризонтальное залегание слоев, с восточным и западным его бортами, интенсивно тектонически нарушенными и прорванными интрузиями.

Какова же геологическая позиция образцов, показывающих низкое значение F/P_2O_5 ?

Образцы 2 и 3 взяты из канавы в северо-западной части Хубсугульского месторождения, располагающейся в непосредственной близости от Монголинского регионального разлома глубинного заложения. К разлому приурочены разнообразные по возрасту и составу массивы интрузивных пород, показывающие, что этот разлом был активным на протяжении всего палеозоя; в кайнозое с ним связано излияние базальтов, перекрывающих западную часть месторождения. Образцы 10 и 11 взяты на Буренханском месторождении, которое локализуется непосредственно по периферии крупного массива позднепалеозойских щелочных пород. Территория этого месторождения расположена в зоне Т-образного сочленения меридиональных Косогольских структур и субширотных Орхон-Селенгинских и отличается чрезвычайно интенсивной тектонической нарушенностью. Региональные геологические данные свидетельствуют о том, что тектоно-магматические движения происходили здесь не только в позднем докембрии — раннем палеозое, но и в среднем и позднем палеозое, начале мезозоя и кайнозое.

Таким образом, фосфат гидроксилapatитового состава встречается в участках, претерпевших в постдиagenетическую стадию наиболее интенсивные термодинамические воздействия. Наоборот, фосфат, сохраняющий высокое значение F/P_2O_5 , обнаруживает тенденцию локализоваться в зонах, не испытавших таких воздействий. Примером может служить образец 16, взятый на проявлении Хабханн, расположенном в центральной части бассейна, где сохраняются субгоризонтальные залегания слоев и отсутствуют интрузии, рвущие продуктивные отложения.

Ранее было установлено, что при метаморфизме апатитоподобных фосфатов в них появляется водородная связь $OH...F$, направленная вдоль гексагональной оси кристалла [3]. Наши данные по хубсугульским фосфоритам показывают, что в жестких термодинамических условиях происходит замещение значительной части фтора в структуре минерала на гидроксил. Эта фторгидроксильная фаза является следующим (за фторapatитом) звеном в цепи постдиagenетических превращений апатитоподобных фосфатов.

9,32 до 9,37 Å [6, 7]. Замечено, что природа демонстрирует полный набор значений a_0 в указанных пределах, если рассматривать фосфориты в порядке удревнения их геологического возраста от миоценовых (a_0 — 9,32 Å) до предкембрийских (a_0 — 9,37 Å). Хубсугульские фосфориты с содержанием углекислоты 0,6—1,2% и $F/P_2O_5 = 0,07$ характеризуются значениями a_0 в интервале 9,367—9,371 Å и, таким образом, подтверждают указанную статистическую закономерность.

Но в хубсугульских фосфоритах величина a_0 нередко превышает рубеж 9,371 Å, причем в пробах со сравнительно высоким значением F/P_2O_5 изменения величин a_0 и F/P_2O_5 не обнаруживают корреляционной зависимости. Однако по мере уменьшения F/P_2O_5 величина a_0 начинает отчетливо расти и в наиболее низкофтористых пробах достигает 9,384 Å, т. е. приближается к 9,400 Å — размеру, свойственному гидроксилapatиту (фигура).

Существование двух типов фосфата в Хубсугульском бассейне — низкокарбонатных фторapatитов и гидроксилapatитов находит и геологическое объяснение.

1. Блисковский В. З. Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов. — В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 16—36.
2. Блисковский В. З., Залавина Т. П., Фридман Н. Г. К методике глубокой очистки фосфатов фосфоритов. — В кн.: Научно-технический реферативный сборник. «Промышленность горно-химического сырья». М.: НИИТЭХИМ, 1979, № 1, с. 15—17.
3. Гуревич Б. Г., Кнубовец Р. Г. К характеристике фосфатного вещества фосфоритов. — Инф. бюлл. Промышленность горно-химического сырья и природных солей (техн. и экон. инф.). М.: НИИТЭХИМ, 1970, № 3, с. 21—26.
4. Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
5. Красильникова Н. А. О флюорите в фосфоритах. — Литология и полез. ископаемые, 1963, № 3, с. 141—144.
6. Масленников Б. М., Кавицкая Ф. А. О фосфатном веществе фосфоритов. — Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 5, с. 990—992.
7. McClellan G. Mineralogy of carbonate fluorapatites — J. Geol. Soc. L., 1980, v. 137, p. 675—681.
8. Silverman S., Fuyat R., Weiser I. On quantitative determination of calcite associated with carbonate-bearing apatites. — Amer. Mineralogist, 1957, v. 37, № 3—4, p. 211—222.

ИЛСАН
Москва

Поступила в редакцию
23.III.1983

УДК 550.4 : 551.781 (574)

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЛИТОГЕНЕЗА МОРСКИХ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ

ШОР Г. М., ПРИЛУЦКИЙ Р. Е., РУСИНОВА Л. Г., КОМАРОВА Н. И.

Изучение изотопного состава серы сульфидов из глин палеогена на территории Сырдарьинской и юга Тургайской депрессионных структур, выполненное ранее [1, 2], позволило считать условия формирования глинистых илов в палеогеновую эпоху не столь однородными, как это представлялось на основании палеогеографических реконструкций [3].

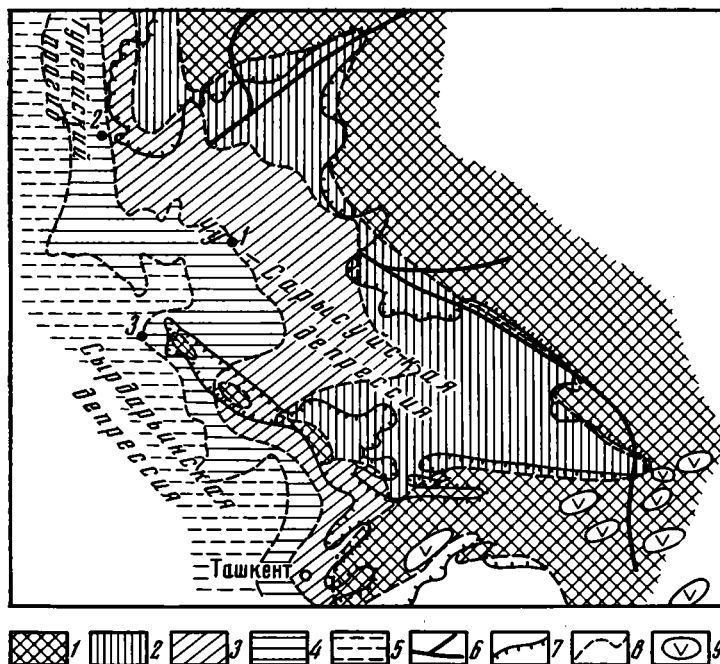
Дальнейшие исследования были направлены на установление причин выявленных закономерностей распределения изотопного состава серы в изученных объектах, а следовательно, на уточнение особенностей литогенеза палеогеновых толщ на территории восточной окраины Туранской плиты.

Полученные ранее материалы были дополнены данными об изотопном составе серы сульфидов, отобранных из керна скв. 1, расположенной в центральной части Чу-Сарысуйской депрессии (фиг. 1). Скважина 1, как и скважины 2(10), 3(167) [1, 2], изученные ранее, вскрыла полный разрез палеогена.

Особенности седиментогенеза в палеогеновую эпоху на восточной окраине Туранской плиты могут быть охарактеризованы следующим образом. В позднем мелу осадконакопление происходило в континентальных условиях. Реки палео-Чу и палео-Сарысу выносили обломочный материал с возвышенных равнин, плато и нагорий, располагавшихся на месте современных Тянь-Шаня, Чу-Илийских гор, Сарысу-Тенизского водораздела и гор Улуту. Береговая линия морского бассейна проходила несколько западнее современных Улутауских гор и хр. Большой Каратау. Близкие палеогеографические условия существовали в регионе и в палеоэоценовую эпоху. В раннем палеоэоцене резко усилилась аридизация климата и в лагунах накапливались гипсы.

В эоценовую эпоху на территории региона проявилась наиболее крупная из развивавшихся на Туранской плите в мезозое — кайнозое морская трансгрессия. В позднем эоцене эта трансгрессия имела максимальное распространение вплоть до восточных границ плиты, включая большую часть Чу-Сарысуйской депрессии. Площадь континентального осадконакопления резко сократилась; следы его сохранились лишь в пределах юго-восточных и северо-восточных окраин Чу-Сарысуйской депрессии.

В палеоэоцен-эоценовую эпоху в обрамлении депрессионных структур Туранской плиты, на территории современного Тянь-Шаня, интенсивно проявился базальтоидный вулканизм. Предполагается, что покровы платобазальтов были значительно шире тех локальных выходов, которые имеются в Тянь-Шане в настоящее время. С эпохой проявления вулканической деятельности ряд исследователей [4] связывают начало новейшей (кайнозойской) тектоно-магматической (тектонической) активизации Тянь-Шаня и сопредельных окраин Туранской плиты. Таким образом, по геологическим данным эпоха



Фиг. 1. Схема фациально-палеогеографических зон для эоценовой эпохи восточной части Туранской плиты

Области сноса: 1 — возвышенные равнины, плато и нагорья; **области осадконакопления:** 2 — низменные равнины; 3 — прибрежная часть моря; 4 — мелкое море; 5 — мелкое море на удалении от береговой линии; 6 — палеореки; 7 — контуры современных поднятий; 8 — границы фациально-палеогеографических зон; 9 — современные выходы базальтов. Арабские цифры при точке — номера скважин, цифры — номера фациально-палеогеографических зон

накопления палеогеновых толщ на востоке Туранской плиты представляется тектонически мобильной.

На территории региона для эоценовой эпохи могут быть выделены следующие фациально-палеогеографические зоны, последовательно сменяющие друг друга в направлении от окраин упомянутой плиты к ее центральным частям (см. фиг. 1): 1) возвышенные равнины, плато и нагорья с очагами вулканической деятельности; 2) низменные аллювиальные равнины, в том числе временно заливавшиеся морем; 3) прибрежная часть моря, палеогеографическая зона накопления песчано-глинистых осадков; 4) мелкое море, палеогеографическая зона накопления преимущественно глинистых осадков; 5) мелкое море на удалении от берега, палеогеографическая зона накопления глинистых и известково-глинистых осадков.

Изотопные исследования охватили по существу все фациально-палеогеографические зоны палеогенового разреза восточной части Туранской плиты, о чем свидетельствует расположение скважин, из керна которых отбирался материал для изучения: скв. 1 — на стыке третьей и четвертой фациально-палеогеографических зон; скв. 2(10) — в пределах четвертой зоны; скв. 3(167) — на стыке четвертой и пятой зон.

Охарактеризованные геологические особенности палеогеновых образований нашли определенное отражение в изотопном составе серы сульфидов, локализованных в этих толщах. Для аналитических исследований отобраны сульфиды, сформированные только в ходе сингенетических и диагенетических процессов.

Анализ изотопного состава серы выполнялся на масс-спектрометре МИ 1309 с погрешностью $\pm 0,5\%$. Анализировались конкреции, стяжения и сростки сульфидов, извлеченные из керна скв. 1 (фиг. 2). Результаты анализа (относительно серы метеоритного

Результаты анализа изотопного состава серы сульфидов, отобранных из керна скв. 1

Номер образца	Глубина отбора, м	Значение $\delta^{34}\text{S}$, ‰	Номер образца	Глубина отбора, м	Значение $\delta^{34}\text{S}$, ‰
86	97	-26,4	13	188	-35,5
10а	134	-23,3	14	201	-27,3
106	146	-26,2	15	209	-33,8
11	157	+2,6	16	212	-21,4
11а	167	-0,2	17	216	-31,4

троилита) представлены в таблице и на фиг. 3 (скв. 1). Результаты ранее выполненных исследований [1, 2] приведены на фиг. 3, скв. 2(10) и 3(167).

Обращает на себя внимание тот факт, что данные для образцов каждой из скважин, показанные в пространственно-временном масштабе [5], могут быть сгруппированы относительно двух средних значений $\delta^{34}\text{S}$. Разброс отдельных анализов (всего 24) относительно этих средних лежит, как правило, в пределах $\pm 2\%$, достигая в единичных случаях $\pm 6\%$.

При интерпретации результатов анализа изотопного состава серы сульфидов сведения о дисперсии и среднем значении $\delta^{34}\text{S}$ по изученному объекту недостаточны [5]. С целью повышения надежности выводов в последнее время исследователи привлекают ряд дополнительных критериев, к числу которых, в частности, может быть отнесено изучение пространственно-временных закономерностей распределения значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов [5—7]. Такие характеристики приведены на фиг. 3. Сплошными линиями показаны средние значения, или «обобщенные тренды». Дисперсия значений $\delta^{34}\text{S}$ для отдельных сульфидов относительно «обобщенного тренда» характеризует условия их образования.

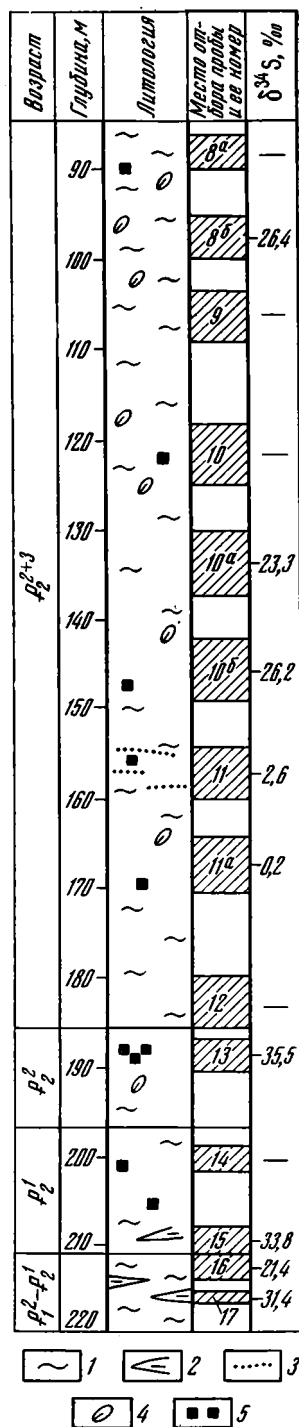
Наличие двух существенно различных средних значений изотопного состава серы в изученных образцах может свидетельствовать либо о двух отличных по изотопному составу источниках серы, либо о наличии различных по эффекту физико-химических процессов, обусловивших наблюдаемое распределение. Такие относительно небольшие вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов скорее характерны для процессов высокотемпературного (абиогенного) восстановления исходных сульфатов, чем для низкотемпературного (биогенного) процесса, приводящего, как правило, к дисперсии значений $\delta^{34}\text{S}$, превышающей 10% [7—9]. Для обсуждения выдвинутых альтернативных вариантов обратимся к геологической обстановке в исследуемом регионе.

Геологические особенности, и в частности соответствие вещественного состава осадков бассейна седиментации и разновозрастных пород, изученных в скважинах, указывают на отсутствие интенсивного регионального воздействия на них. В современную эпоху в проницаемых породах палеогенового возраста заключены подземные воды с температурой, не превышающей в наиболее прогнутых структурах 40°C . В былые эпохи в этих породах могли быть заключены воды с более низкими температурами.

В связи с изложенным можно полагать, что в проанализированных сульфидах зафиксирован биогенный сероводород. В этом случае сравнительно незначительная величина дисперсии значений $\delta^{34}\text{S}$ относительно «обобщенного тренда» свидетельствует о высокой стабильности физико-химических условий, контролировавших скорость биогенной сульфатредукции и связанную с ней степень фракционирования изотопного состава серы в образующемся сероводороде.

Из представлений о стабильности физико-химических условий в процессе формирования изучаемых отложений вытекает вывод о наличии двух источников серы в литогенезе палеогеновых образований. В качестве одного из них мог быть ангидрид раннего палеоцена со значением $\delta^{34}\text{S} + 17,4\%$ [2]. Снижение влияния источника серы с «облегченным» изотопным составом в обр. 10/200а и 10/200б (см. фиг. 3), относящихся к этой же эпохе, свидетельствуют, вероятно, о том, что приведенное выше значение $\delta^{34}\text{S}$ относится к источнику серы с «утяжеленным» изотопным составом.

Для суждения об источнике с «облегченным» изотопным составом обратим внимание на то, что различие изотопного состава сульфидов, заимствовавших серу «утяжеленного» и «облегченного» источников,



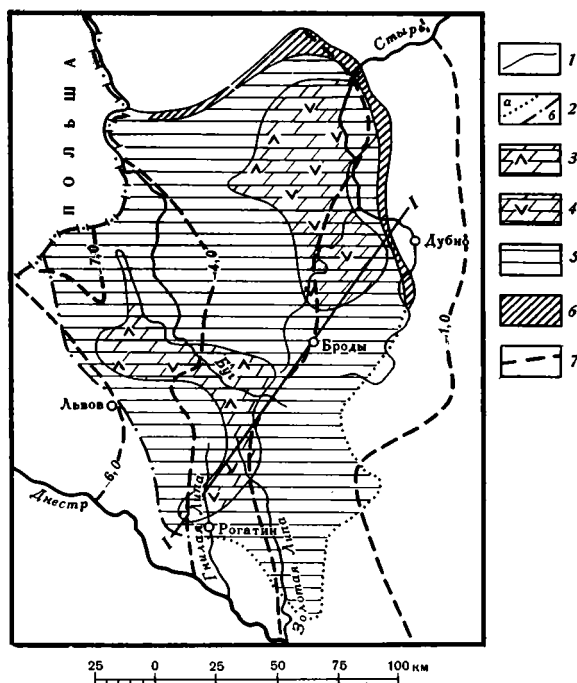
Фиг. 2. Литологический разрез по скв. 1 с данными по изотопному составу серы сульфидов 1—3 — литологический состав (1 — глины, 2 — алевролиты, 3 — прослой песков); 4—5 — включения (4 — чешуя рыб, 5 — сульфиды)

О ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СРЕДНЕДЕВОНСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЛЬВОВСКОЙ ВПАДИНЫ

ШАМАХОВ В. А.

В свете положения о приуроченности галогенных формаций к погруженным участкам поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы [1] представляет значительный интерес литолого-фациальная зональность среднедевонской эйфельско-живетской галогенной формации Львовской впадины.

Отложения названной формации пройдены значительным количеством нефтепоисковых, опорных и картировочных скважин.



Фиг. 1. Схема литолого-фациальной зональности среднедевонской эйфельско-живетской галогенной формации Львовской впадины
1 — граница литолого-фациальных комплексов; 2 — граница древнего размыта отложений формации (а — установленная, б — предполагаемая). Литолого-фациальные комплексы: 3 — ангидрит-доломитовый; 4 — гипс-доломитовый; 5 — гипс-ангидритсодержащих доломитов; 6 — терригенный; 7 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента

В восточной части впадины отложения формации моноклинально погружаются к западу-юго-западу под углами от 1 до 4°, а в юго-западной части согласно с перекрывающими девонско-каменноугольными отложениями — смяты в узкие (до 10 км) гребневидные антиклинальные и широкие (до 25 км) синклинальные складки с углами падения крыльев от 10 до 40°.

Северо-восточные крылья антиклиналей обычно более крутые и осложнены, как правило, падающими к юго-западу под углами 70—80° сбросами северо-западной ориентировки. Амплитуда сбросов достигает нескольких сотен метров.

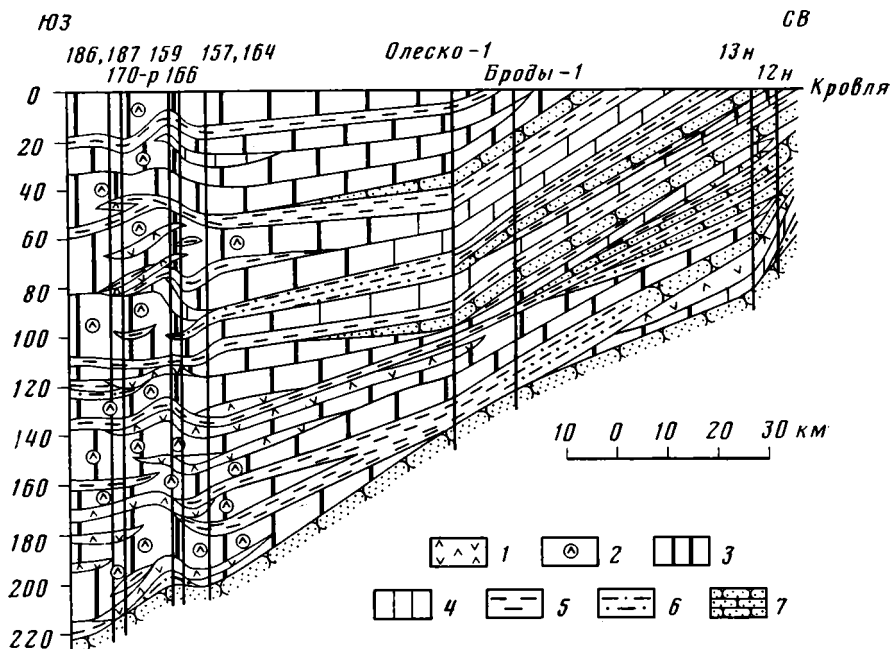
В зоне моноклинального погружения девонских отложений поверхность кристаллического фундамента залегает на глубинах менее 4 км (фиг. 1).

В зоне гребневидных антиклинальных складок поверхность кристаллического фундамента погружается по системе крупных разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки от 2 км на востоке-северо-востоке до 6—7 км на западе впадины (см. фиг. 1).

По стратиграфической схеме Г. М. Помяновской [4], нижняя половина разреза среднедевонской галогенной формации относится к лопушанской свите эйфельского яруса, а верхняя — к пелчинской, струтинской и батятычской свитам живетского яруса.

Эйфельско-живетская галогенная формация сложена чередующимися слоями и пачками доломитов, доломитов с гнездами гипса и ангидрита, ангидрит-доломитов, известняков, аргиллитов и песчаников. Она включает до семи пластов гипс-ангидритов.

Доломиты серые, коричневато-серые и темно-серые, мелко- и скрытокристаллические, массивные и слоистые, нередко кавернозные и битуминовые. Известняки серые и темно-серые, иногда коричневато-серые. Встречаются глинистые полосчатые известняки. Аргиллиты и алевролиты пестроцветные, серые и темно-серые, реже встречаются прослои черных аргиллитов. Количество пестроцветных пород в разрезе формации уменьшается снизу вверх. Песчаники желтовато-черные и серо-зеленые. В зоне развития антиклинальных гребневидных складок породы формации в значительной степени трещиноватые.



Фиг. 2. Палеофиль среднедевонской эйфельско-живетской галогенной формации Львовской впадины к концу среднедевонского времени по линии I—I (см. фиг. 1)

1 — гипсы, ангидриты; 2 — доломиты с гнездами гипсов и ангидритов; 3 — доломиты; 4 — известняки; 5 — глины; 6 — алевролиты; 7 — песчаники

По составу конкретных разрезов формации выделены северо-восточное и юго-западное поля гипс-ангидрит-доломитового литокомплекса и оконтуривающий их литокомплекс гипс-ангидритосодержащих доломитов (см. фиг. 1). Литокомплексы выделены по методике С. М. Корневского [2]. На северной и восточной периферии впадины, по данным Г. М. Помяновой [4] и В. М. Марковского [3], среднедевонскую галогенную формацию окаймляет терригенный литокомплекс, сложенный неравномерно чередующимися слоями песчаников, алевролитов и глин. В отдельных разрезах терригенный литокомплекс содержит редкие слои мергелей и известняков.

Для сопоставления разновозрастных частей разреза северо-восточного и юго-западного полей гипс-ангидрит-доломитового литокомплекса построен палеофиль отложений формации к концу среднедевонского времени (фиг. 2).

Северо-восточное поле гипс-доломитового литокомплекса расположено у восточной границы среднедевонской галогенной формации (см. фиг. 1) в зоне моноклиналильного залегания палеозойских отложений впадины. Глубина залегания подошвы среднедевонской галогенной формации здесь изменяется от 50 (р. Иква) и 100—200 м (р. Стырь) на востоке до 1000 м у западной границы литокомплекса. В восточной части северо-восточного поля гипсоносна только эйфельская толща.

Разрез гипс-доломитового литокомплекса формации начинается здесь пачка загипсованных песчаников (в некоторых разрезах — пачка известняков), в кровле которой залегает пласт гипса мощностью до 12 м. Гипс светло- и розовато-серый крупнокристаллический. Гипсовый пласт содержит прослои и линзы глинистых известняков и селенита. Выше залегает карбонатно-песчано-глинистая (местами карбонатно-глинистопесчаная) толща с прослоем гипсов мощностью 1,0—3,5 м. Мощность формации изменяется здесь от 20 до 50 м. С зонами нарушений на восточной периферии северо-восточного поля гипс-доломитового литокомплекса, по-видимому, следует связывать перспективы обнаружения сероводородных вод, а возможно даже и серной минерализации. В пользу последнего предположения свидетельствует и наличие на восточной периферии гипс-доломитового литокомплекса последевонско-доверхнемелового и послемеловых перерывов осадконакопления, а также сведения о газоносности, битуминозности и присутствии сероводорода в глубокозалегающих девонских отложениях впадины.

В западной части северо-восточного поля ангидрит-гипс-доломитового литокомплекса гипсоносна эйфельско-живетская толща. Формация содержит здесь один (скв. Локачи 8) — два (скв. Локачи 12) пласта ангидритов мощностью до 6—12 м каждый, приуроченных к нижней и верхней частям лопушанской свиты. Ангидритовые пласты разделены слоями доломитов и доломитов с гнездами ангидрита, местами чередующихся со слоями известняков. Мощность литокомплекса не превышает здесь 100 м.

Северо-восточное и юго-западное поля гипс-ангидрит-доломитового комплекса разделены 25—50-километровой полосой ангидритсодержащих доломитов (см. фиг. 1). По кристаллическому фундаменту здесь выделяется Теревовлянский разлом северо-западного простирания, по-видимому, и обусловивший приподнятое положение этой части впадины в среднедевонское время.

Юго-западное поле развития гипс-ангидрит-доломитового литокомплекса выделено в зоне гребневидных антиклинальных складок. На юго-востоке, в бассейне верхнего течения рек Золотая и Гнилая Липа ангидрит-доломитовый литокомплекс среднедевонской галогенной формации в большинстве скважин содержит четыре — пять пластов ангидритов и гипс-ангидритов мощностью до 7 м каждый (см. фиг. 2). Ангидритовые пласты разобраны слоями ангидрит-доломитов (4—12 м), доломитов (4—7 м) и реже известняков (до 5 м).

Корреляция пластов гипс-ангидритов юго-западного поля гипс-ангидрит-доломитового литокомплекса затруднена сдвиганием разреза галогенной формации по нарушениям северо-западной ориентировки. На палеогеологическом профиле формации по линии Рогатин — Броды удовлетворительно увязываются восемь пластов гипс-ангидритов (см. фиг. 2).

В северо-западной полосе ангидрит-доломитовый литокомплекс содержит один — три (иногда до пяти — семи) ангидритовых и гипс-ангидритовых пластов мощностью 3—6 м каждый. На юго-западной периферии, в районах городов Куликов и Нестеров литокомплекс содержит три ангидритовых пласта, заключенных среди чередующихся слоев ангидрит-доломитов (4—11 м) и доломитов (4—16 м), нередко содержащих гнезда гипса и ангидрита. Реже присутствуют слои глин (3—7 м), алевролитов и песчаников (до 5 м), известняков и доломитовых мергелей (до 5 м). Эйфельская и живетская галогенные толщи разобраны сероцветной известняковой толщей пелчинской свиты. Мощность гипс-доломитового литокомплекса изменяется от 100 до 180 м.

Северо-восточное и юго-западное поля развития гипс-ангидрит-доломитового литокомплекса окаймлены ангидритсодержащими доломитами. На северо-западе ангидритсодержащие доломиты прослежены до Владимир-Волынского (Озерянского) разлома. На востоке ангидритсодержащие доломиты замещаются среднедевонскими глинисто-песчаными отложениями. Юго-восточным контуром литокомплекса является линия эрозийного срезания эйфельских отложений. На юго-запад ангидритсодержащие доломиты прослежены примерно до линии Белз — Великие Мосты. На палеотектоническом профиле отчетливо прослеживается увеличение мощности ангидритсодержащих доломитов в юго-западном направлении (см. фиг. 2). В западном направлении гипс-ангидритсодержащие отложения уходят на территорию Польши [5].

Гипс-ангидритсодержащие доломиты почти на всей площади развития литокомплекса принадлежат эйфельской толще. И только в окаймляющей этот комплекс полосе гипс-ангидритсодержащие отложения встречаются как в эйфельской, так и в живетской толщах.

У юго-восточной границы эрозийного срезания галогенной формации отложения литокомплекса выходят к дневной поверхности по р. Золотая Липа в ядре антиклинальной складки северо-западного простирания. Выходы темных перекристаллизованных доломитов с включениями гипсов отмечаются у сел Коржев и Нова Гута, а также в карьере у хутора Гуральня [4].

Мощность литокомплекса гипс-ангидритсодержащих доломитов в северо-западной и юго-восточной периферийных частях его полосы между северо-восточным и юго-западным полями развития пластов гипс-ангидритов составляет 10—20 м. В районе между верховьями р. Луги и г. Радехов мощность литокомплекса увеличивается до 50 м. На юго-западной периферии формации мощность литокомплекса достигает 80 м, а на участках развития эйфельской и живетской галогенных толщ — 150 м.

Таким образом, отложения гипс-ангидрит-доломитового литокомплекса формации встречены на северо-восточном склоне Львовской впадины, где глубина залегания поверхности кристаллического фундамента изменяется от 2 до 3 км и в зоне погружения кристаллического фундамента от 2 до 6 км (на юго-западе). Причем на северо-востоке гипсоносна только эйфельская толща и присутствует до двух пластов гипса, а на юго-западе впадины гипсоносны также и вышележащие пелчинская, струтинская и батятчская свиты живетского яруса. На юго-западе формация содержит до семи пластов гипс-ангидритов.

Сопоставление разрезов на палеопрофиле (см. фиг. 2) северо-восточного и юго-западного полей гипс-ангидрит-доломитового литокомплекса позволяет сделать вывод об идентичности условий формирования отложений формации на северо-востоке и юго-западе впадины в эйфельское время. О большей мобильности в среднедевонское время юго-западной части впадины свидетельствует сохранение здесь эвапоритовой седиментации не только в эйфельское, но и в живетское время.

Литература

1. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Рундквиста Д. В. Л.: Недра, 1978. 607 с.
2. Корневский С. М. Основные принципы прогнозирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1965. 26 с.
3. Марковский В. М. Особенности литологии девонских эвапоритов Львовского прогиба в связи с перспективами их сероносности.—Геология и геохимия горючих ископаемых, 1980, № 55, с. 63—71.
4. Стратиграфия УРСР. Т. 4, ч. 2. Киев: Наук. думка, 1974. 246 с.
5. *Pajchlowa M.* Le devonien de la Pologne.— In: Intern. symp. Devonian system. Calgary (Alberta). 1967, v. 1, p. 311—330.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
1.II.1984

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

РЕЦЕНЗИЯ НА КНИГУ «САТКИНСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МАГНЕЗИТОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ» *

ГИНЗБУРГ И. В.

Рецензируемая книга подготовлена к печати в Институте геологии и геохимии им. акад. А. И. Заварицкого Уральского научного центра АН СССР. В ней рассмотрены знаменитые залежи магнезита Сатки и несколько близлежащих, объединенных под общим названием Саткинских месторождений. В обобщенном виде представлен большой материал по рудничной геологии, разведке, наземному геологическому картированию разного масштаба и по детальной литологической характеристике в основном изначальным хомогенным осадочным горным породам, образующей эти залежи. Зоны, полосы и целые горизонты почти чистого магнезита каждого из пяти описанных месторождений едва ли не повсеместно имеют практически одинаковый состав, что определяет высокое качество магнезита как минерального сырья для промышленности огнеупоров.

Детальные геологические исследования последних лет с привлечением новых точных методик и современных теоретических положений позволили объяснить имевшиеся несоответствия и в итоге прийти к новым выводам, из которых пять главнейших приведены в заключении книги.

Все исследователи признают первично-хемогенную природу доломитов, вмещающих магнезитовые тела. Однако генезис последних долгое время оставался загадкой, отчего трактовался по-разному. Авторы внимательно рассмотрели все тонкости отделенных и близких точек зрения на происхождение этих существенно магнезитовых горных пород, отвергая одни и развивая другие. В итоге им удалось подтвердить роль последующего метаморфизма в преобразовании доломитовых толщ, содержащих продуктивные магнезитовые тела.

Целый ряд специальных исследований, на первый взгляд далеких от чисто литологических целей (например, массовые определения химического состава магнезитов и вмещающих их доломитов, вычисление по этим анализам их химических формул и сопоставление с теоретическими, уточнение состава магнезита с помощью электронного микроанализатора и т. д.), привели авторов к оригинальным и неожиданным выводам, а именно: о значительной роли катагенеза (т. е. низкотемпературного метаморфизма) в происхождении вмещающих магнезитовые тела доломитовых толщ, об извлечении из них Mg, где он является примесью, и об образовании самостоятельного магнезито-минерала — магнезита, полностью заместившего доломит в виде мощных и протяженных тел.

Из материалов, изложенных в книге, следует, что на современном этапе литологические исследования могут дать должный эффект, если они опираются на знание тектонической обстановки образования и преобразования литологических формаций и если они исходят из точных минералогических данных о дорудных, рудных и пострудных образованиях, генетически связанных с осадочными горными породами.

Особо следует подчеркнуть важность геологических карт, схем и разрезов, выполненных на детально изученном материале; такие материалы, несомненно, войдут в геологические учебники и станут наглядными пособиями подобно картам и профилям угленосных толщ Донбасса и другим классическим районам развития осадочных горных пород.

Оценивая научное значение рецензируемой книги, нельзя не отметить, что она не только подводит итоги выполненного исследования, но и открывает перспективу на будущее, поскольку в ней изложен подход, которым необходимо руководствоваться в дальнейшем.

Возможно, в книге можно было бы увидеть недостатки, но не в этом главное. Каждый, взявший рецензируемую книгу и прочитавший ее, не пожалеет о затраченном времени, так как найдет в ней много интересного и поучительного.

ИГЕМ АН СССР
МоскваПоступила в редакцию
14.IX.1983.

* Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е. М.: Наука, 1983. 88 с.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1984 год

Артемьев В. Е., Лазарева Е. В., Иджиян М. Г. Органическое вещество в экстаурии р. Северной Двины	№ 5
Батурин Г. Н., Дубинчук В. Т. Сульфидная минерализация в пелагических железо-марганцевых конкрециях	№ 2
Батурин Г. Н., Савенко В. С. Марганец в поровых водах морских и океанских осадков	№ 1
Беляева Н. В., Бурмистрова И. И. Фораминиферовый лизоклин и критические уровни карбоната накопления в Индийском океане	№ 6
Блажичкин А. И. Баланс осадочного материала в Гданьском бассейне Балтийского моря	№ 5
Богданов Ю. А., Лисицына Н. А., Хворова И. В. К литологии некоторых подводных гор Восточной Атлантики	№ 3
Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение I. Минеральный состав рудного вещества	№ 2
Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение II. Основные процессы минерало- и рудообразования во впадине Атлантик-II	№ 4
Верзилин Н. Н., Окнова Н. С. Признаки мутьевых потоков и оползания осадков в древних водоемах	№ 6
Вялухин Г. И. Боксит из четвертичной эпигенетически преобразованной коры выветривания Южных районов Западной Грузии	№ 4
Гептнер А. Р., Селезнева М. А., Смелов М. Б., Лискун И. Г. Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла	№ 4
Гордеев В. В. Черты геохимии речного стока в океане	№ 5
Горхов И. М., Семихатов М. А. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение II. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма	№ 2
Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И., Слонимская М. Б. О механизме вторичных преобразований Fe ³⁺ -содержащих смектитов из континентальных базальтов	№ 2
Данилова Т. Е. Процессы уплотнения, окварцевания и выщелачивания в терригенных коллекторах и их роль в формировании пустотного пространства на примере нефтяных месторождений Татарской АССР	№ 1
Домбровская Ж. В., Аракелянц М. М., Волков В. Н. О радиологическом возрасте эпигенетически измененных, серицитизированных и алунитизированных пород байкальской серии Западного Прибайкалья	№ 3
Дриц В. А., Косовская А. Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение I. Классификация. Группы каолинит-серпентина и тальк-пиррофиллита	№ 6
Друщиц В. А. Влияние особенностей перемещения обломочного материала на процессы седиментации на континентальной окраине северной части Черного моря	№ 5
Загураев Б. Г., Петров В. М., Хазанович К. К. Хемогенные фосфориты Прибалтийского бассейна	№ 6
Ивановская Т. А., Аракелянц М. М., Вейс А. Ф., Ципурский С. И. Новые данные к характеристике рифейских отложений Мокуйской параметрической скважины (Юго-Восточная Якутия)	№ 6
Кацнельсон Ю. Я., Нырков А. А., Якушев В. В. Эоценовые бентониты на северо-восточной окраине Донбасса	№ 3
Кикнадзе З. Р. Закономерности формирования конкреций в рудовмещающих отложениях колчеданных месторождений юго-восточного Кавказа	№ 3
Косовская А. Г., Петрова В. В., Каледа К. Г., Соколова А. Д., Карпова Г. В., Ципурский С. И. Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407 DSDP)	№ 4
Косовская А. Г., Шутов В. Д. Начальная континентализация океанической коры. Сообщение I. Минералообразование в осадочном чехле океанов	№ 2

- Крылов А. Я., Лисицына Н. А., Мазина Т. И., Силин Ю. И., Цовбун Я. М. Возрастные метки илов северной части Тихого океана № 2
- Лаврушин Ю. А., Спиридонов М. А., Сахаров Б. А., Голубев Ю. К., Ткаченко Б. А., Рыбалко А. Е. Вещественный состав приповерхностных донных отложений юго-западной части Баренцева моря № 6
- Лейпциг А. В. Литологические особенности осадочных обломочно-бобовых бокситов № 5
- Лисицин А. К., Зеленова О. И., Гранина Н. И., Шулик Л. С., Солодов И. Н. Геохимические особенности рудных залежей на окончаниях зон пластового окисления терригенных сероцветных пород № 1
- Лисицин А. К., Киреев А. М., Солодов И. Н., Токарев Н. И. Использование керна скважин для детального изучения состава и свойств подземных водных растворов № 3
- Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение II. Накопление осадочного вещества в крупнейших дельтах мира. Первый глобальный уровень — закономерности количественного распределения и состава вещества № 5
- Ляхович В. В. Об акцессорных минералах осадочно-метаморфических пород. № 4
- Махнач А. А., Ропот В. Ф., Лашков Е. М., Пушкин В. И. Галокатагенез ордовикских отложений Восточной Прибалтики и Северо-Западной Белоруссии № 4
- Морозов А. А., Розанов А. Г. О формах серы и железа в осадках шельфа юго-западной части Каспийского моря № 2
- Морозов А. А., Розанов А. Г. Восстановленная сера в донных осадках юго-западной части Мозамбикского пролива № 3
- Морозов А. А., Розанов А. Г. О формах восстановленной серы в осадках Марокканской и Иберийской котловин Атлантического океана. № 4
- Низамутдинов А. Г., Горбачев Б. Ф., Буров Б. В. Алуни-глинистые породы Самарской Луки № 5
- Никитин А. А. Литолого-минералогические критерии нефтеносности верхневизейских песчаников Днепровского грабена № 1
- Петровский А. Д. Тектонические и геоморфологические условия формирования терригенных гумидных формаций платформ СССР и связанных с ними полезных ископаемых № 3
- Розанов А. Г., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях Аравийской котловины Индийского океана № 6
- Рубанов И. В. Сульфатоносные осадки Аральского моря, их строение и состав № 1
- Сафронов В. Т. О содержании германия в глиноземистых породах и минералах нижнего докембрия № 5
- Свальнов В. Н., Матвеенков В. В., Бурмистрова И. И., Чеховская М. П., Рудакова А. Н. Геологические исследования на островном атолле Хермит (Тихий океан) № 2
- Свальнов В. Н., Ушакова М. Г., Чеховская М. П., Кузмичева Е. И., Рудакова А. Н. Новые данные о геологии подводных гор Тихого океана № 1
- Семихатов М. А., Горохов И. М. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение I. Поведение Rb и Sr в ходе выветривания, переноса и седиментации № 1
- Скорнякова Н. С. Морфогенетические типы Fe-Mn-конкреций радиоляриевого пояса Тихого океана № 6
- Супаташвили Г. Д., Голадзе Н. С., Гвелесиани Л. Т. Распределение марганца во взвеси и донных осадках водоемов Грузии № 6
- Тихомиров В. Н. Изучение поглощения металлов из океанской воды осадками методом меченых атомов № 3
- Фишер Э. И., [Фишер В. Л.] Роль гумусовых кислот в процессах сорбции золота морскими осадками № 5
- Флоренский П. В., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и нефтегазоносность триасовых отложений Южного Мангышлака № 3
- Холодов В. Н. Литология на Международных геологических конгрессах № 4
- Хрусталеv Ю. П., Мирзоян З. А., Некрасова М. Я. Седиментационная роль фильтраторов зообентоса (на примере Азовского моря) № 6
- Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Клиноформы осадочного чехла по данным сейсморазведки № 1
- Шнюков Е. Ф., Огородников В. И., Ковалюх Н. Н., Садолько И. В., Маслаков Н. А. Основные вещественно-генетические типы донных осадков и скорости современного осадконакопления на Черноморском шельфе № 1
- Штеренберг Л. Е., Антипов М. П., Деркачев А. Н. Особенности конкреционного Fe—Mn-рудобразования в современных морях № 1
- Шулькин В. М., Богданова Н. Н. Геохимия железа, марганца, цинка и меди в прибрежном осадочно-отложениях (на примере Уссурийского залива). № 6

Краткие сообщения

Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Крупенин М. Т. Закономерности распространения железа в породах рифейской сидеритовой формации Байкала на Южном Урале	№ 1
Батурич Г. Н., Орешкин В. Н. Кадмий в фосфоритах с подводных гор Тихого океана	№ 4
Бескровная О. В., Геращенко И. Л., Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф. Новые данные о палеодинамических условиях формирования среднедевонских отложений Ярегского нефтяного месторождения (Тимано-Печорская провинция)	№ 3
Большун Г. А., Федоров Н. В., Веприков С. Е. Тектоническое положение, палеорельеф и условия образования бокситов Южноуральского бассейна	№ 5
Власов В. С. Некоторые особенности рудовмещающей толщи одного из золото-сурьмяных месторождений	№ 4
Голубева И. И. Некоторые закономерности формирования верхнепалеозойской толщи Тунгусской синеклизы	№ 5
Гусейнов А. А., Островский Б. М., Шик Н. С., Сурицков Г. В. Использование факторного анализа физико-литологических свойств пород при генетической диагностике песчаных образований	№ 4
Ильин А. В., Блисковский В. З., Дейнекина Р. С., Шмелькова Ю. Ф. Низкокарбонатный фторкарбонатапатит и фторгидроксилатапатит — главные минералы хубсугульских фосфоритов	№ 6
Корневский С. М. Рудоносность галогенных формаций и вмещающих их толщ	№ 3
Кружлов В. Г., Успенский В. А., Дементьев П. К., Коченов А. В. Органическое вещество в процессе концентрации урана при древнем пластовом окислении угленосных отложений	№ 4
Левитан М. А., Муравьев А. В., Гурвич Е. Г. Соотношение литологических особенностей и литофизических свойств осадков Берингова моря и северной части Тихого океана	№ 4
Лукьянова В. Т. Своеобразные формы стрессового преобразования в углеродистокремнистых сланцах Зеравшанского хребта	№ 2
Малышева Е. О. Морфология и генезис каолинитового цемента пермских коллекторов Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна	№ 2
Михайлов Б. М., Николаев В. А. Оловоносные гидроокислы железа в коре выветривания гранитов (Южные Кызылкумы)	№ 3
Сорокин В. М., Соколова В. Н., Чернышова М. Б. Литология и условия накопления сапропелей в Черном, Каспийском и Средиземном морях	№ 1
Сорокин В. М., Соколов В. Н., Шлыков В. Г. Хемогенное карбонатонакопление во внутриконтинентальных морях	№ 3
Хворова И. В., Воронин Б. И. К познанию процесса палагонитизации	№ 1
Шамахов В. А. О литолого-фациальной зональности среднедевонской галогенной формации Львовской впадины	№ 6
Шарданова Т. А. Глыбовые горизонты во флише Селетинского синклиория (Центральный Казахстан)	№ 3
Шор Г. М., Прилуцкий Р. Е., Русинова Л. Г., Комарова Н. И. Об особенностях литогенеза морских палеогеновых толщ восточной части Туранской плиты по данным изотопного состава серы	№ 6
<u>Шутов В. Д.</u> Модель образования глауконита и «сколита» на примере месторождения Сколе	№ 1

Методика

Прокопчук Б. И., Заири Н. М., Гушин В. Н., Левин В. И., Метелкин М. П., Шофман И. Л. Опыт применения изотопного анализа при определении разновозрастных карбонатных обломков в терригенных отложениях	№ 3
---	-----

Критика и дискуссии

Гинзбург И. В. Рецензия на книгу «Саткинские месторождения магнетитов на Южном Урале»	№ 6
Горбачев Б. Ф. Присутствуют ли диоктаэдрические калиевые гидрослюда в составе элювиальных глинистых пород? (По поводу статьи Андреевой О. В., Головина В. А., Омеляненко Б. И. «О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов»)	№ 5
Станкевич Е. Ф. О некоторых вопросах гидрогеохимии (в связи с выходом книги «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»)	№ 3

Хроника

Головенко В. К. Всесоюзный семинар по биогеохимическим аспектам формирования осадочных пород и руд	№ 4
Зарицкий П. В., Македонов А. В., Сидоренков А. И., Высоцкий В. Н. IV Всесоюзная научная конференция «Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций»	№ 4
Ильин А. В., Янишин А. Л. VI Международная конференция по фосфоритам	№ 3
Прошляков Б. К., Гальянова Т. И., Дмитриевский А. Н. III Всесоюзная научная конференция по проблеме «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах»	№ 2
Тимофеев П. П., Копорулин В. И. XI Международный литологический конгресс	№ 3
К 70-летию со дня рождения Н. В. Логвиненко	№ 4

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

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

телефон 230-81-77

Зав. редакцией В. Д. Компанеец

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 02.10.84	Подписано к печати 19.11.84	Т-21762	Формат бумаги 70×108 ^{1/8}
Высокая печать	Усл. печ. л. 14,0	Усл. кр.-отт. 14,7 тыс.	Уч.-изд. л. 16,6 Бум. л. 5,0
Тираж 1032 экз.		Зак. 4197	

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493