

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1991

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

1
ЯНВАРЬ—ФЕВРАЛЬ

1991

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Золотарев Б.П., Ерошев-Шак В.А., Бебешев И.И.</i> Измененные базальтоиды подводных возвышенностей как источник палыгорскита в современных океанических осадках	3
<i>Свалянов В.Н., Чудаев О.В.</i> Основные типы глин Центральной котловины Индийского океана	19
<i>Морозов А.А., Коровушкин В.В., Сидоренко Г.А., Демидова Т.П.</i> О сульфидах железа в новозвксинских отложениях Черного моря	37
<i>Астихов А.С., Макаревич Р.А., Можеровский А.В.</i> Литология и фациальная приуроченность железистых конкреций западной части Южно-Китайского моря	52
<i>Столяров А.С., Ивлева Е.И., Рехарская В.М.</i> Металлоносность ископаемых залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях	61
<i>Шарков А.А.</i> Закономерности распределения марганца в Серегуловском горизонте на Южном Урале	72
<i>Кураленко Н.П.</i> Фосфоритовые конкреции какертской свиты Западной Камчатки и условия их формирования	86
<i>Янаскурт О.В.</i> Некоторые черты эволюции седименто- и литогенеза платформенных окраин на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Сообщение 1. Связь седименто- и литогенеза с тектоническими обстановками в Предверхоянье	96
<i>Буряковский Л.А., Джеванишир Р.Д.</i> Уплотнение осадков (математическое моделирование)	110

Краткие сообщения

<i>Борщевский Ю.А., Григорьев А.В., Медведевская Н.И.</i> Изотопные особенности кальцитов из сульфидно-магнетитовых руд Дашкесанского месторождения	122
<i>Меньшиков В.В.</i> Панцирные глиняные шары в пролювиальных отложениях кайнозоя гор Актау (Джунгарский Алатау)	125

Критика

√ <i>Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Ерофеев В.С.</i> К вопросу о тектонической активности в маастрихте — эоцене	129
---	-----

Хроника

<i>Дриц В.А.</i> О IX Международной конференции по глинам	133
<i>Семихатов М.А.</i> Проблемы изучения ископаемых и современных строматолитов на 28-й сессии МГК	138
Ирина Владимировна Николаева	142

CONTENTS

<i>Zolotaryov B.P., Yeroshchev-Shak V.A., Bebeshev I.I.</i> Altered basaltoids of submarine uplands as a source of palygorskite in recent oceanic sediments	3
<i>Svalnov V.N., Chudaev O.V.</i> Clay major types in the Central depression of the Indian Ocean . .	19
<i>Morozov A.A., Korovushkin V.V., Sidorenko G.A., Demidova T.P.</i> Iron sulfides in the Noveuxinian deposits of the Black Sea	37
<i>Astakhov A.S., Makarevich R.A., Mozherovskiy A.V.</i> Lithology and facial aspects of ferruginous nodules in the South China Sea western part	52
<i>Stolyarov A.S., Ivleva Ye.I., Rekharskaya V.M.</i> Metal occurrence in the fossil sediments of fishbone detritus in the Maykop deposits	61
<i>Sharkov A.A.</i> Manganese distribution in the Seregulov horizon (South Urals)	72
<i>Kuralenko N.P.</i> Phosphorite nodules in the Kakert formation in the Western Kamchatka and their formation conditions	86
<i>Yapaskurt O.V.</i> Some features of the sedimento-lithogenetic evolution of platform margins at the Palaeozoic-Mesozoic boundary. Contribution 1. The relationship of sedimentolithogenesis with tectonic settings in Predverkhoyanye	96
<i>Buryakovskiy L.A., Dzhevanshir R.D.</i> Sedimentation compression (mathematical modelling) . .	110

In Brief

<i>Borshchevskiy Yu.A., Grigoryev A.V., Medvedovskaya N.I.</i> Isotopic specific features of calcites from the sulfide-magnetite ores of the Dashkesan deposits	122
<i>Men'shikov V.V.</i> Armored mud balls in the Cenozoic proluvial deposits in the Aktau mountains (the Dzhungar Alatau)	125

Reviews

<i>Timofeev P.P., Tsekhovskiy Yu.G., Yerofeev V.S.</i> On the tectonic activity in Maestrichtian-Eocene time	129
--	-----

Chronicle

<i>Drits V.A.</i> The IX International Conference on Clays	133
<i>Semikhatov M.A.</i> Fossil and recent stromatolite problems as presented at the 28-th session of IGC	138
Irina Vladimirovna Nikolaeva	142

УДК 552.323.5:551.35

© 1991 г.

Золотарев Б.П., Ерощев-Шак В.А., Бебешев И.И.

ИЗМЕНЕННЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ ПОДВОДНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ КАК ИСТОЧНИК ПАЛЫГОРСКИТА В СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКАХ

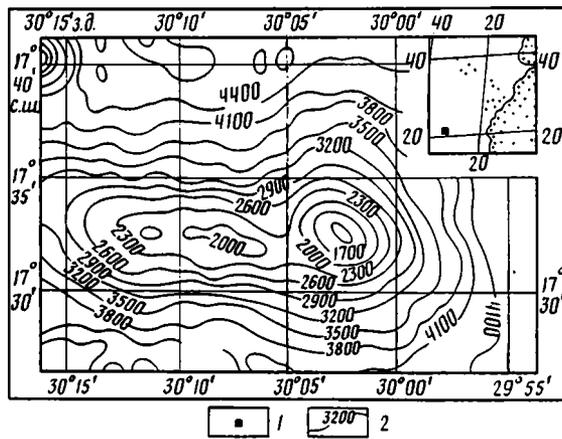
Описаны продукты подводного гидротермального изменения щелочных базальтоидов и соответствующих их составу гналокластитов подводной горы Крылова в Атлантическом океане. Показано, что эти продукты представлены смектитами и железистым палыгорскитом. Отмечено, что палыгорскит в океанических осадках формирует шлейф вокруг горы и прослеживается по латерали на значительных расстояниях. В условиях океанской седиментации железистый палыгорскит трансформируется в магнезиальный.

В осадках центральной части Восточной Атлантики в пределах Зеленомысской абиссальной плиты распространен ряд подводных возвышенностей, сложенных базальтоидами. Вторичные изменения этих пород привели к образованию в них смектитов и палыгорскитов. Палыгорскитизированные породы широко представлены в пределах юго-западных отрогов Зеленомысского поднятия на глубинах 4500–4700 м (устное сообщение С.Г. Сколотнева), на возвышенности западного крыла трансформного разлома Зеленого Мыса (глубины 3500–3770 м) [1] и особенно на подводной горе Крылова (глубины 1300–2700 м). При размыве и разносе по акватории продуктов вторичного изменения базальтоидов формируются осадки, содержащие эти продукты, в частности палыгорскит.

Детально палыгорскитовые породы были изучены в пределах горы Крылова.

Состав пород горы Крылова. Гора Крылова (фиг. 1) является одиночной вулканической постройкой центрального типа, воздымающейся на абиссальной плите, и сложена, судя по результатам драгирования в первом рейсе НИС "Академик Николай Страхов", основными породами, излившимися в подводных условиях. Породы, слагающие вулканыты горы Крылова, принадлежат к серии субщелочных оливиновых базальтов со слабо проявленной дифференциацией кристаллизационного типа. В строении горы принимают участие три текстурных типа пород: 1) невезикулярные, почти полностью раскристаллизованные афировые щелочные оливиновые базальты; 2) слабовезикулярные, не полностью раскристаллизованные щелочные оливиновые базальты; 3) везикулярные, плохо раскристаллизованные щелочные оливиновые гиалобазальты [2, 4].

Судя по везикулярности базальтов, степени их раскристаллизованности и микроструктурным особенностям, можно сделать вывод о том, что при формировании горы Крылова имели место три эруптивные фазы излияния расплавов щелочно-оливинового состава: 1) достаточно мощные потоки базальтов, характеризующихся хорошей степенью раскристаллизованности и отсутствием везикул; 2) среднеглубинные подводные излияния, формирующие потоки базальтов небольшой мощности, для которых характерны неполная раскристаллизованность и слабая везикулярность, 3) малоглубинные подводные излияния, образующие относительно маломощные потоки гиалобазальтов с отчетливо проявленной везикулярностью. Во всех случаях базальты остаются оливиновыми с примерно одинаковым цветным индексом, что свидетельствует о слабо проявленной диффе-



Фиг. 1. Карта-схема горы Крылова
1 – местоположение горы Крылова; 2 – изобаты, м

ренциации расплавов. Интерпретация петрохимических данных позволяет сделать вывод о том, что гора Крылова в момент ее вулканической активности воздымалась с больших глубин до малых, но не доходила до уровня поверхности океана.

Распределение содержаний редкоземельных элементов, нормативных по толеитовому базальту срединно-океанических хребтов, однозначно указывает на существенное геохимическое отличие вулканитов, слагающих гору Крылова, от атлантических толеитовых базальтов и на существование двух самостоятельных вулканических серий разной щелочности: субщелочных оливиновых базальтов и щелочных трахибазальтов.

Вторичные изменения базальтов. Базальты горы Крылова характеризуются значительной степенью вторичных преобразований, с существенным преобладанием окисного железа над закисным и высоким содержанием суммарной воды. В тех случаях, когда степень постмагматических преобразований значительна, — отмечается уменьшение объемного веса пород и вынос из них кремнезема и алюминия, обогащение железом, возрастание содержаний фосфора, калия, воды и величины отношения окисного железа к закисному (табл. 1). Петрографический анализ базальтов также свидетельствует о том, что они в разной степени изменены вторичными процессами. В полнокристаллических породах оливин полностью замещен иддингситом, иногда глинистым минералом. Вокруг его измененных зерен наблюдается рудная оторочка. Интерсертальное вулканическое стекло палагонитизировано, местами замещено глинистыми минералами, в отдельных участках — иддингситоподобным минералом. Редкие везикулы замещены глинистым минералом.

Наименее измененная порода (обр. Z-55) отличается от среднего состава океанических оливиновых базальтов несколько большими содержаниями окисного железа и соответственно меньшими — закисного железа и пониженными — магния. Изменение в составе форм железа свидетельствует об окислительных процессах, связанных с вторичным изменением базальтов. Более низкие содержания магния, по-видимому, являются региональной спецификой базальтов поверхностной фации горы Крылова.

По петрографическим данным, степень вторичного изменения раскристаллизованных щелочных оливиновых базальтов нарастает от обр. Z-55 к обр. Z-57 и далее к обр. Z-56. Петрографическими свидетелями вторичных изменений базальтов являются: более широкие палагонитизация и глинизация вулканического стекла, раскристаллизация иддингситоподобного агрегата до смектита и

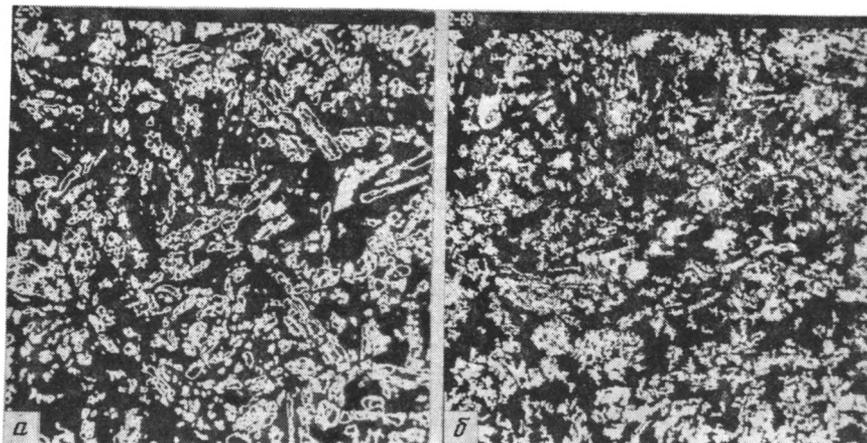
Таблица 1

Химический анализ субщелочных оливиновых базальтов горы Крылова*

Компоненты	Обр. Z-55**		Обр. Z-69		Обр. Z-57		Обр. Z-56		Обр. Z-58		Обр. Z-60		Обр. Z-59		Обр. Z-92		Обр. Z-64		Обр. Z-61		Обр. Z-54		
	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	
SiO ₂	47,44	5,774	47,36	5,622	46,76	5,346	45,96	5,054	46,20	5,037	48,16	5,333	47,44	4,349	44,20	3,975	40,28	3,681	45,68	4,087	42,31	1,876	
TiO ₂	1,66	0,259	1,66	0,253	1,82	0,267	1,82	0,257	1,88	0,263	1,94	0,276	2,00	0,235	1,82	0,210	2,88	0,338	2,22	0,255	1,30	0,074	
Al ₂ O ₃	15,32	2,114	14,21	1,913	14,66	1,901	13,55	1,690	16,84	2,082	16,25	2,041	15,10	1,570	14,66	1,495	13,70	1,420	16,07	1,630	11,38	0,572	
Fe ₂ O ₃	7,98	1,452	8,14	1,445	11,75	2,009	11,25	1,850	11,32	1,846	9,88	1,636	8,97	1,229	16,46	2,214	16,28	2,225	15,10	2,020	15,86	1,051	
FeO	2,96	0,599	2,96	0,584	2,25	0,428	2,11	0,386	0,85	0,154	1,69	0,311	2,39	0,364	0,99	0,148	0,56	0,085	0,42	0,062	0,65	0,048	
MnO	0,10	0,020	0,28	0,055	0,18	0,034	0,12	0,022	0,20	0,036	0,14	0,026	0,20	0,030	0,16	0,024	0,40	0,061	0,06	0,009	0,08	0,006	
MgO	5,12	0,803	6,55	1,003	4,09	0,603	5,73	0,813	3,48	0,489	3,89	0,555	4,91	0,580	3,48	0,404	3,07	0,362	1,64	0,189	4,80	0,274	
CaO	10,53	1,931	9,96	1,781	8,25	1,421	8,25	1,367	5,98	0,982	7,12	1,188	10,53	1,454	4,27	0,579	7,97	1,097	3,70	0,499	4,12	0,275	
Na ₂ O	2,97	0,575	2,63	0,497	2,83	0,515	2,78	0,486	3,02	0,524	3,10	0,546	2,78	0,405	2,79	0,399	2,52	0,366	3,05	0,434	3,65	0,257	
K ₂ O	0,87	0,188	1,11	0,234	1,76	0,358	1,71	0,334	2,29	0,444	1,86	0,366	2,29	0,197	2,51	0,401	3,11	0,505	3,01	0,479	2,14	0,169	
H ₂ O ⁺	2,16	—	2,89	—	3,27	—	4,17	—	4,87	—	3,72	—	2,38	—	4,98	—	5,87	—	5,97	—	8,07	—	
H ₂ O ⁻	1,86	—	1,53	—	1,75	—	1,71	—	2,13	—	1,87	—	1,36	—	2,71	—	2,13	—	1,93	—	3,56	—	
H ₂ O _{сум}	4,00	0,114	4,42	0,125	5,02	0,160	5,88	0,094	7,00	0,200	5,59	0,110	3,74	0,156	7,69	0,186	8,00	0,144	7,90	0,174	11,63	0,123	
P ₂ O ₅	0,50	0,057	0,56	0,062	0,68	0,073	0,56	0,058	0,49	0,050	0,50	0,052	0,52	0,045	0,72	0,061	0,78	0,067	0,60	0,050	1,22	0,051	
CO ₂	Her	—	0,47	0,033	Her	—																	
Сумма	99,45	—	99,84	—	100,05	—	99,54	—	99,68	—	100,12	—	99,79	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	0,013
Объемный вес	—	2,590	—	2,550	—	2,470	—	2,350	—	2,340	—	2,340	—	—	100,29	—	99,29	—	99,45	—	100,05	—	
																—	1,940	—	1,930	—	1,910	—	0,950

*Содержания в объеме приводятся в пересчете на элементы по атомно-объемной методике [10].

**Образцы расположены по степени вторичного изменения пород. Анализы выполнены в НИИГ Саратовского университета.



Фиг. 2. Фото шлифов пород, насыщенных смолой (белое – пустотные пространства, увел. 1 20)
 а – обр. Z-55 (пористость 26,6%); б – обр. Z-69 (пористость 31,8%)

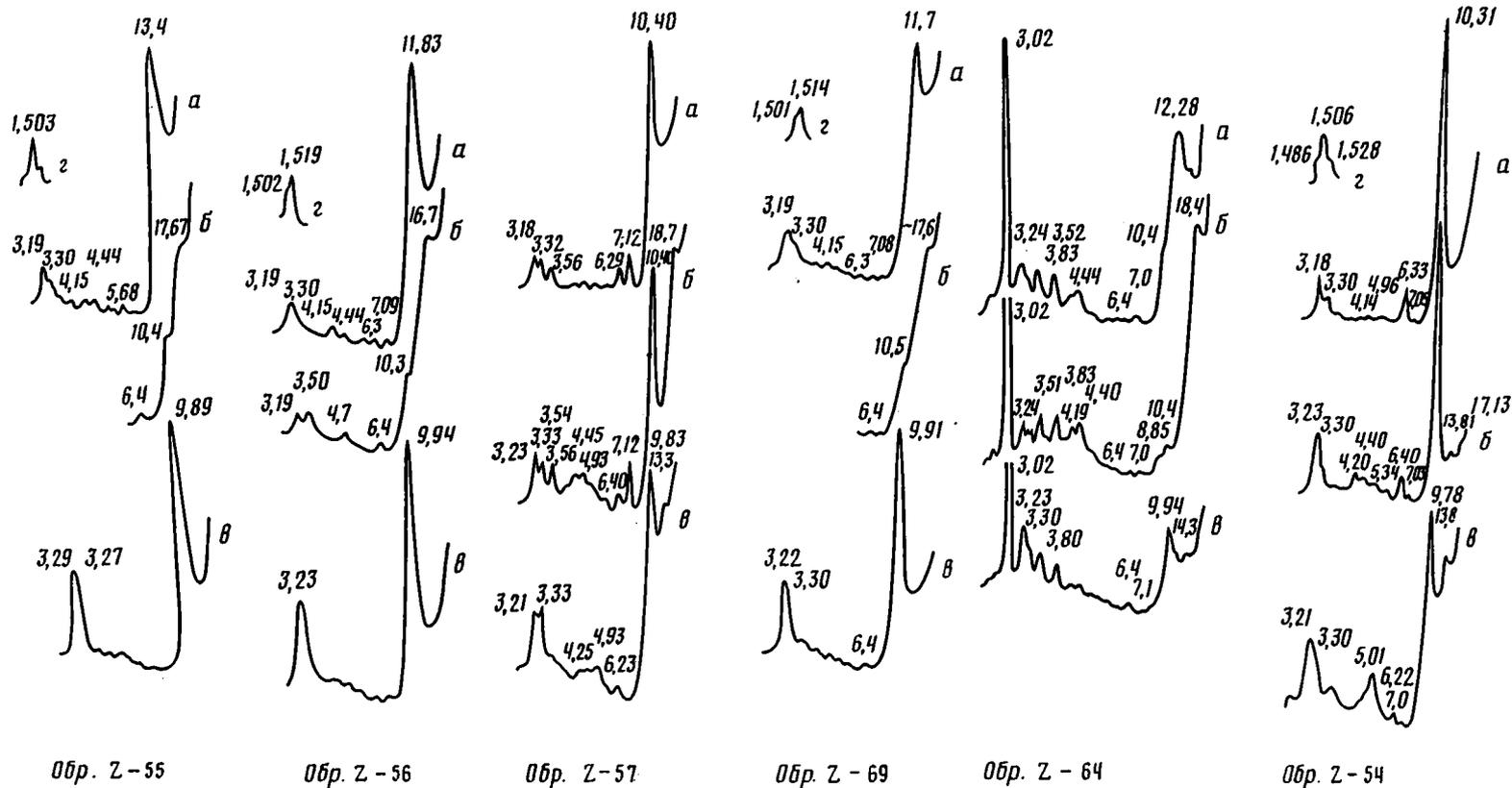
рудных минералов, развитие глинистых минералов по плоскостям спайности и швам двойниковая в плагиоклазах, появление мельчайших волосовидных жилок, выполненных глинистым минералом, и, наконец, развитие цеолитов.

Базальтоиды характеризуются различной пористостью. Невезикулярные, почти полностью раскристаллизованные базальтоиды, имеют пористость 26,6%, слабо-везикулярные, не полностью раскристаллизованные, – 31,8%, везикулярные гиалобазальты – более 40%.

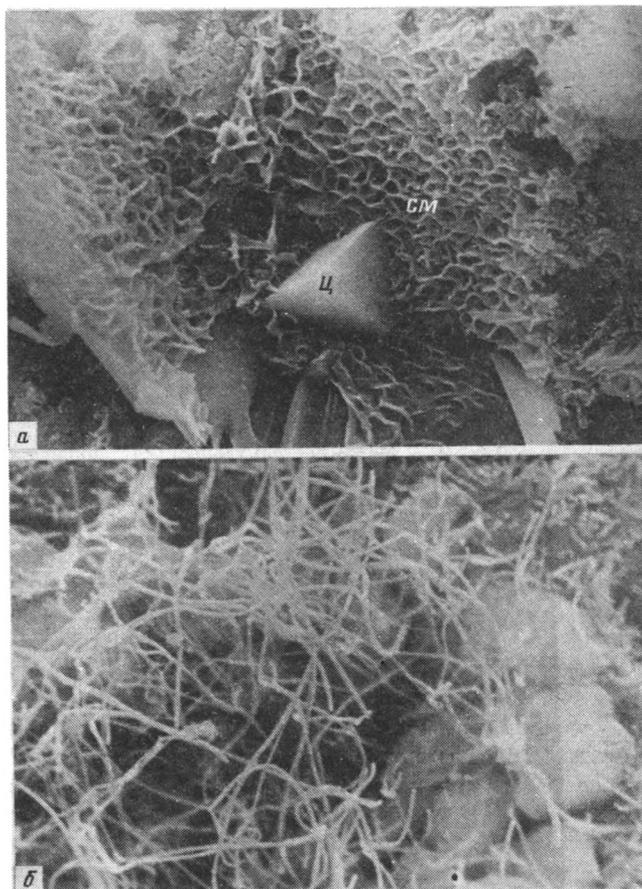
На фиг. 2 показано распределение пустотных пространств (белое), определенных в шлифах пород, насыщенных смолой. Регистрация и подсчет пустотных пространств осуществлены с помощью анализатора изображений "Мажескан-2". Как правило, большинство пустотных пространств приурочено здесь к контактам кристаллов пироксенов и плагиоклазов с вулканическим стеклом интерстиций. Реже пустотные пространства в виде крупных пор располагаются среди интерстиционного стекла, представляя собой каверны растворения, по-видимому, кристаллов оливина. Отдельные поры также располагаются среди интерстиционного стекла. В породе присутствуют в основном поры размером от 13 до 120 мкм², причем эти поры, соединяясь между собой, образуют сообщающиеся пустотные пространства, представляющие каналы миграции растворов. В меньшем количестве присутствуют пустотные пространства размером более 200 мкм². Коэффициент пористости такой породы составляет 26,6%.

На дифрактограмме глинистой фракции этой породы смектит выделяется по интенсивному отражению с $d = 13,4 \text{ \AA}$ и рефлексами с d , равными 5,68; 4,15 и 3,30 \AA (фиг. 3, обр. Z-55), которые отличаются от строгой целочисленной серии. Это, очевидно, свидетельствует о смешанослойности минерала, обусловленной разным строением межслоевых промежутков. Кроме того, подтверждается также тем, что после насыщения глицерином базальные отражения смектита имеют целочисленную серию с $d(001) = 17,6 \text{ \AA}$. После прокаливания препарата при 600°С на дифрактограмме отмечается рефлекс с $d(001) = 3,89 \text{ \AA}$. На дифрактограмме препарата, насыщенного глицерином, выделяются рефлексы небольшой интенсивности с d , равными 10,4 и 6,4 \AA , которые относятся к палыгорскиту.

Таким образом, в слабоизмененном базальте вторичные изменения проявились в основном в образовании смектита и в небольших количествах – палыгорскита. Смектит выделяется в виде глобулярных агрегатов, состоящих из мелких пластинчатых кристаллитов. Он формируется и, как правило, инкрустирует внутренние поверхности пор выщелачивания при изменении интерстиционного стекла (см. фиг. 2, а). В парагенезисе со смектитом встречаются отдельные кристаллы



Фиг. 3. Дифрактограммы глинистой фракции пород горы Крылова
 Образцы: а – воздушно-сухие; б – насыщенные глицерином; в – прокаленные до 550°С; з – неориентированный препарат



Фиг. 4. Сканирующий электронно-микроскопический снимок почти полностью раскристаллизованного базальта (обр. Z-55):
 а – смектит (см) и цеолит (ц); б – палыгорскит

цеолита (фиг. 4, а). Палыгорскит образует не характерные для этого минерала нитевидные волокнистые кристаллы, приуроченные к кавернозным поровым пространствам в интерстиционном стекле (каверны растворения) (см. фиг. 4, б).

Глинистая фракция более измененного базальта этого структурного типа в основном также представлена смектитом. На дифрактограмме выделяются интенсивное отражение с $d = 11,83 \text{ \AA}$ и ряд отражений с d , равными 7,09; 6,3; 4,44; 4,15; 3,30; 3,19 \AA (см. фиг. 3, обр. Z-56). После насыщения глицерином d изменяется от 11,83 до 16,7 \AA , на дифрактограмме появляются отражения 10,3; 6,4; 4,7; 3,50 \AA . Отражение 3,19 \AA становится менее интенсивным. После прокаливании препарата при 600°С на рентгенограмме появляются два рефлекса: 9,94 и 3,23 \AA . Увеличение межплоскостного расстояния у разбухающего минерала до 16,7 \AA свойственно смешанослойному образованию с неупорядоченным чередованием смектитовых и слюдяных слоев с содержанием последних от 20 до 30%. По расчетам, приведенным В.А. Дрицем и Б.А. Сахаровым [3], структурной особенностью такого образования является тенденция к сегрегации в них слюдяных слоев. Это свидетельствует о том, что в более измененном щелочном оливиновом базальте смектит несколько трансформирован в результате насыщения его калием до смешанослойного смектит-гидрослюда с содержанием слюдяных слоев до 30%. А рефлексы 10,3; 6,3 и 3,19 \AA говорят о про-

должности формирования в этом базальте палыгорскита. Отражения 7,09 и 3,50 Å, по-видимому, принадлежат серпентиновому минералу или хлориту.

На рентгенограмме глинистого минерала, выделенного из мелких жилок измененного базальта этого структурного типа, выделяется серия рефлексов с d , равными 10,4; 7,12; 6,29; 4,44; 3,56; 3,32 и 3,18 Å (см. фиг. 3, обр. Z-57). Из них межплоскостные расстояния 10,4; 6,29; 3,32 и 3,18 Å относятся к палыгорскиту. Отсюда следует, что в афировых базальтах, сформировавшихся в наиболее глубоководных условиях, палыгорскит преимущественно развивается в мелких трещинах и других пустотных пространствах значительно позже смектитизации базальтов. Четкие отражения 7,1 и 3,56 Å, исчезающие после прокаливания препарата при 600°C, указывают также на присутствие в мелких жильных образованиях позднего каолинита. На рентгенограмме препарата, насыщенного глицерином, появляется отражение 18,5 Å и менее интенсивные рефлексы 4,45 и 3,54 Å. Эти отражения характерны для неупорядоченного смешанослойной смектит-гидрослюда с 40%-ным содержанием слюистых слоев.

Слабовезикулярные не полностью раскристаллизованные щелочные оливиновые базальты по степени их вторичного изменения представлены обр. Z-69, Z-60 и Z-61 (см. табл. 1). На 600 пустотных пространствах в этих породах приходится размер от 50 до 200 мкм² (см. фиг. 2, б). Пустотные пространства располагаются по контурам кристаллов плагиоклазов, а также образуют поры в интерстиционном стекле, которые имеют сложные зигзагообразные очертания. Более крупные поры характеризуются изометрично-округлыми формами, напоминающими контуры кристаллов оливина. Коэффициент пористости пород составляет около 40%.

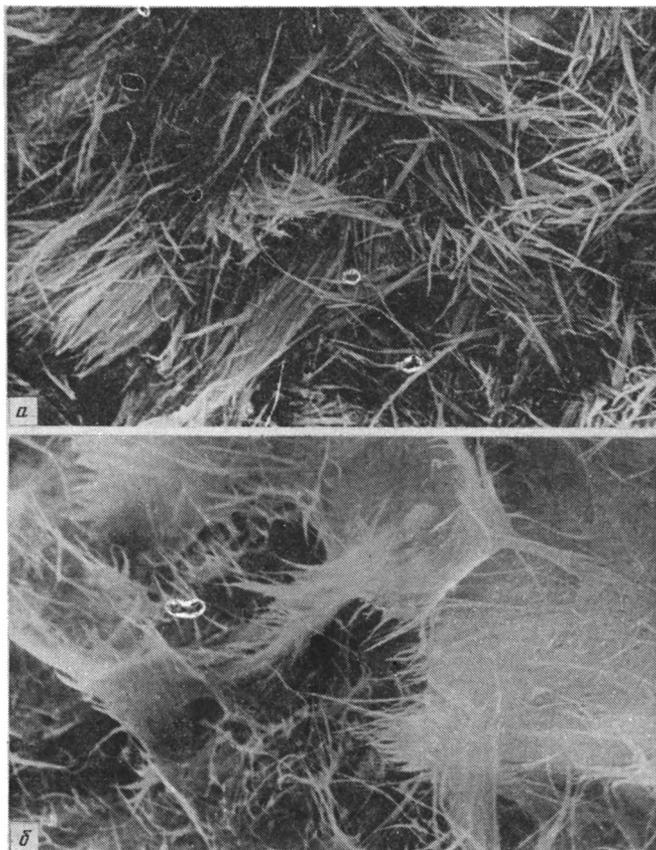
На дифрактограмме глинистой фракции (обр. Z-69) имеется интенсивный рефлекс 11,7 Å, разбухающий после насыщения глицерином до 17,6 Å. Он характеризует смектит, смешанослойность которого вызвана различным строением межслоевых промежутков. Кроме смектита в базальтах присутствует небольшое количество палыгорскита (см. фиг. 3, обр. Z-69).

Рассмотрим везикулярные плохо раскристаллизованные гиалобазальты (обр. Z-64). Эта порода представляет собой девитрифицированное вулканическое стекло, переполненное ксеноморфными зернами рудного минерала и мелкими тонкими удлиненными лейстами плагиоклаза, предстает лабрадор-битовнитом. Оливин в виде мелких субвкрапленников идиоморфных очертаний полностью замещен иддингситом. В основной массе пироксен представлен редкими субвкрапленниками и мелкими гранулами. Порода пронизана мелкими волосовидными жилками, выполненными белым пелитоморфным карбонатным материалом и глинистыми минералами.

Характерное свойство гиалобазальтов – преобладание в них пустотных пространств размером от 1,4 до 4,37 мкм² (76%). На дифрактограмме глинистой фракции имеется интенсивное отражение 12,28 Å, разбухающее с глицерином до 18,4 Å. На рентгенограмме препарата, насыщенного глицерином, выделяются также рефлексы 9,6; 4,40 и 3,51 Å (см. фиг. 3, обр. Z-64). Все это позволяет считать, что в этих базальтах развивается неупорядоченный смешанослойный смектит-гидрослюдистый минерал, содержащий до 40% слюистых слоев, имеющих тенденцию к сегрегации. Кроме смектита здесь присутствует небольшая примесь палыгорскита (d 10,4 и 6,4 Å) и хлорита (d 14,3 Å); из неглинистых минералов – широко распространен кальцит (d 3,83 Å и особенно 3,02 Å), содержащий до 4% MgO.

Кроме различных структурных типов щелочных оливиновых базальтов на склонах горы Крылова широко развиты гиалокластиты. Эти породы интенсивно изменены.

Гиалокластиты (обр. Z-54) состоят из глинизированного вулканического стекла. В глинистой базисной массе неравномерно, без всякой сортировки, распределены минералы с размером частиц от 0,01 мм и мельче до 0,1 мм. Содержатся эти минералы в аксессуарных количествах и составляют около 4% объема породы. Они представлены бурым палагонизированным стеклом, отдельными кристалла-



Фиг. 5. Сканирующий электронно-микроскопический снимок гиалокластита (обр. Z-54)
а, б – палыгорскит, развитый соответственно по вулканическому стеклу и по смектиту

ми идингситизированного оливина. В основной массе отмечены участки размером до 0,5 мм, сложенные агрегатами цеолита и вторичным кварцем. Цеолит и вторичный кварц развиты также на внутренних поверхностях многочисленных пустотных пространств (трещин, пор), пронизывающих породу в определенном направлении. В этих трещинах-каналах развиты также хорошо поляризующие глинистые минералы, окрашенные соединениями железа и марганца в бурые цвета. Глинистые минералы образуют колломорфные агрегаты размером 0,5–0,8 мм. С ними ассоциируют колломорфные выделения рудных железомарганцевых минералов. Местами рудные минералы полностью выполняют трещины шириной до 1 мм, образуя микрожилы. По зальбандам таких микрожил развиты цеолиты и глинистые минералы. Встречаются также "слепые" микрожилы с характерной зональностью: зальбанды – хорошо поляризующие глинистые минералы, центральная часть – цеолиты. В некоторых открытых трещинах помимо отмеченной зональности в центральной части наблюдаются остатки фораминифер, а также отложения кальцита. Некоторые трещины выполнены агрегатом тонкодисперсных железомарганцевых минералов. В экзоконтактах таких трещин развиваются крупные ориентированные, хорошо поляризующие агрегаты глинистых минералов. В целом наиболее крупные агрегаты кристаллов глинистых минералов формируются в трещиноватых участках пород.

Рентгенограмма глинистой фракции обр. Z-54, слагающей хорошо поляризую-

Содержание отдельных химических элементов в измененных афировых щелочных оливиновых базальтах, г/т

Элемент	Обр. Z-55	Обр. Z-57	Обр. Z-56
Si	22293	21644	21506
Ti	1000	1081	1094
Al	8162	7696	7191
Fe ³⁺	5606	8133	7872
Fe ²⁺	2313	1733	1642
Mg	3100	2444	3459
Na	2220	2085	2068
K	726	1449	1421

шие минералы, представлена на фиг. 3. На ней выделяется сильный рефлекс (10,31 Å) и ряд менее интенсивных отражений (6,33; 3,30 и 3,18 Å). Все они принадлежат палыгорскиту. В качестве небольшой примеси в породе присутствует хлорит (13,8 Å), серпентиновый минерал (7,0 и 3,53 Å) и смектит (17,1 Å глищеринового комплекса).

На сканирующих электронно-микроскопических снимках палыгорскит образует мелкие волосовидные агрегаты, растущие из субстрата, представленного вулканическим стеклом (фиг. 5, а). Волосовидные агрегаты формируются также при изменении смектита (см. фиг. 5, б). В этом случае удлинённые чешуйки смектита расщепляются на отдельные волокна.

Ниже приводится химический анализ палыгорскита из гидротермально измененных гялокластитов субщелочных оливиновых базальтов горы Крылова (обр. Z-54), %:

SiO ₂	50,02	Na ₂ O	0,24
TiO ₂	0,35	K ₂ O	1,42
Al ₂ O ₃	12,15	H ₂ O ⁺	13,42
Fe ₂ O ₃	6,35	H ₂ O ⁻	6,64
FeO	Нет	CO ₂	Нет
MnO	0,26	C	0,21
CaO	0,12	P ₂ O ₅	1,29
MgO	7,28	Сумма	99,75

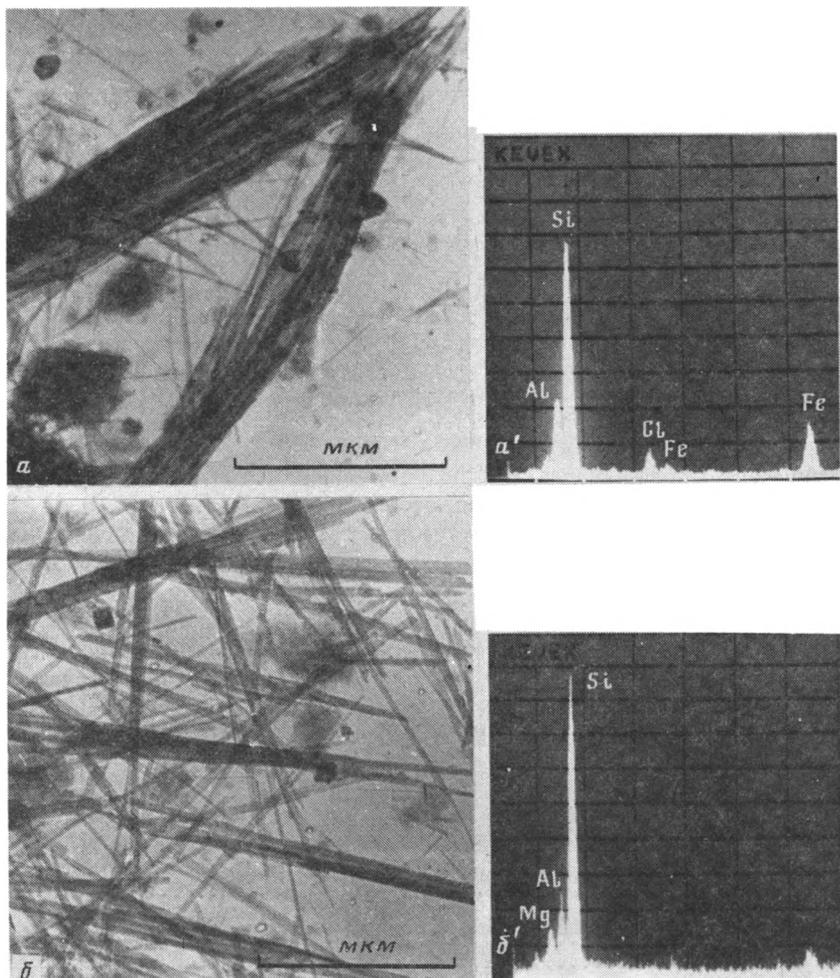
Аналитик К.А. Степанова (ГИН АН СССР).

Приближенная кристаллохимическая формула палыгорскита, рассчитанная по данным приведенного химического анализа, имеет вид: $(Ca_{0,02}Na_{0,07}K_{0,27})_{0,36} \times [Si_{7,45}Al_{0,55}]_{8,0}(Mg_{1,63}Mn_{0,04}Fe_{0,71}Al_{1,58})_{3,96}O_{21}(OH_2) \cdot 10H_2O$.

В приведенной формуле несколько завышенные содержания железа свидетельствуют о том, что палыгорскит, сформировавшийся при изменении щелочных оливиновых базальтов горы Крылова, характеризуется повышенной железистостью. Это хорошо иллюстрируется также энергодисперсионным спектром отдельной частицы палыгорскита (фиг. 6, а, а').

При изменении афировых щелочных оливиновых базальтов и образовании смектитов с небольшой примесью более позднего палыгорскита наблюдается небольшой вынос кремния и алюминия (табл. 2).

Титан при этом имеет слабо выраженную тенденцию к накоплению. Увеличивается содержание окисного железа, сокращаются концентрации закисного железа. Возрастание содержания окисного железа осуществляется, по-видимому, не только за счет окисления закисной формы, так как общее количество железа в более измененных породах значительно увеличивается. Отмечается также тенденция к возрастанию в этих породах содержаний магния и особенно калия. Такой



Фиг. 6. Электронно-микроскопический снимок частиц палыгорскита (суспензия) и их энергодисперсионные спектры
a – палыгорскит гялокластитов (*a'* – его спектр); *б* – палыгорскит из абиссальных осадков (*б'* – его спектр)

характер поведения химических элементов при изменении раскристаллизованных базальтов с пористостью до 40% обусловлен реакционным воздействием на породы фильтрующихся растворов. Парагенезисы вторичных минералов (сметиты преимущественно магнезиально-железистые ди- и триоктаэдрические, цеолиты) и более поздние выделения в пустотах палыгорскита свидетельствуют о смене гидрогеохимических сред при образовании этих минеральных компонентов. Образование сметит-цеолитовой ассоциации характерно для сред с более высокими температурами, чем среды формирования палыгорскита.

Судя по характеру пористости изученных пород и локализации в них вторичных минералов, постмагматические изменения в них можно отнести к постконтракционному этапу развития базальтов, т. е. к гальмиролитической и гидротермальной стадиям по номенклатуре В.Д. Шутова [13]. Отсутствие в породах выделений хлорофента и признаков развития сметита по хлорофенту может свидетельствовать о том, что сметитизация щелочных оливиновых базальтов горы Крылова не свойственна дейтерогенной стадии.

Геохимическое поведение основных породообразующих элементов и ассоциации вторичных минералов свидетельствует о том, что процесс вторичного минералообразования в изученных базальтах обуславливается воздействием на породы окислительных гидротермальных растворов, представляющих собой метаморфизованные морские воды [2, 6, 16, 18]. Метаморфизация вод, по-видимому, осуществлялась в процессе взаимодействия их с высокотемпературными базальтовыми лавами (T 1200–1500°С) по механизму, вскрытому И. Бишофом и В. Зайфридом на экспериментальных моделях [15] и описанному И.М. Варенцовым [2]. Согласно этим экспериментам, гидротермально трансформированная морская вода формируется при нагревании морской воды свыше 150°С и давлениях 500 бар. При этом из нее осаждаются ангидрит, а при температурах более 200°С — магниезиальный гидроксид-сульфатгидрат. Этот процесс сопровождается понижением рН до 2,3–3,2 за счет удаления из раствора катионов Са, Mg и др. и повышением окислительно-восстановительного потенциала при образовании газообразных Cl и F за счет галоидов морской воды¹ [14]. Следует отметить, что возникшие минеральные компоненты метастабильны и при повышении рН раствора вследствие смешения его с новыми порциями щелочной морской воды разрушаются, обогащая раствор Mg^{2+} и другими ионами. По всей вероятности, взаимодействие аналогичного раствора с базальтовым субстратом привело к окислению этих пород и к образованию ди- и триоктаэдрических смектитов, широко развитых в измененных раскристаллизованных щелочных оливиновых базальтах горы Крылова. Поскольку эти базальты обладают хорошей проницаемостью для агрессивных гидротермальных растворов (см. фиг. 2), процесс смектитизации в породах развивается повсеместно. Не исключено, что на этой "высокотемпературной" стадии изменения базальтов возможно образование также минералов группы гидроталькита — манассеита, описанных в работах [2, 7, 12, 17].

Формирование палыгорскита в этих породах, обнаруженного в крупных порах и трещинах, по-видимому, осуществлялось из более щелочных растворов на более поздней "низкотемпературной" стадии гидротермального изменения. Возможно, что в ряде случаев промежуточным продуктом образования палыгорскита также служили неустойчивые в щелочных средах минералы группы гидроталькита — манассеита. Во всяком случае палыгорскит этой стадии изменения базальтов представляется синтетическим продуктом с нехарактерной морфологией кристаллов (см. фиг. 3, обр. Z-57).

Наиболее полно палыгорскитизация развита в гиалокластитах. Эти породы сформировались в результате эрупции базальтовой магмы в относительно мелководных условиях, что и обусловило их структурные особенности, выраженные в широком развитии везикулярности, тонкодисперсности породообразующего вулканического стекла, повышенной пористости и проницаемости. Измененные гиалокластиты состоят в основном из палыгорскита с небольшой примесью реликтового смектита и более устойчивого палагонитизированного вулканического стекла. Механизм образования палыгорскита в гиалокластитах, по-видимому, тот же, что и при гидротермальном изменении полнокристаллических базальтов, т. е. он образовывался на стадии "низкотемпературного" гидротермального литогенеза с участием метаморфизованной морской воды. Выше было отмечено, что палыгорскит в гиалокластитах образовывался как за счет неустойчивого вулканического стекла, так и в результате преобразования смектита в условиях щелочных гидрогеохимических сред (при этом не исключается участие промежуточных метастабильных фаз).

Структурные особенности гиалокластитов обусловили геохимическую специфику образования палыгорскита. Растворение неустойчивого вулканического стекла

¹ $2HF = F_2 + 2H^+(E_h = +3130 \text{ мВ}); 2HCl = Cl_2 + 2H^+(E_h = +1160 \text{ мВ}).$

Содержание отдельных химических элементов в измененных
гиалокластитах, г/т

Элемент	Обр. Z-64	Обр. Z-54
Si	19072	19747
Ti	1751	779
Al	7357	6021
Fe ³⁺	11528	11063
Fe ²⁺	440	505
Mg	1876	2884
Mn	1896	2705
K	2616	1779

и деструкция смектита с 40%-ным содержанием слюдястых слоев привели к частичному выносу калия из зоны палыгорскитового минералообразования (табл. 3).

Еще более подвижны в этом процессе алюминий и особенно титан, что характерно для щелочных гидрогеохимических сред. Количество магния при синтезе палыгорскита в гиалокластитах увеличивается в 1,5 раза, оставаясь все же недостаточным для образования магнезиальной разности этого минерала. Общее содержание железа при этом остается высоким и примерно одинаковым как для смектитизированных, так и для палыгорскитизированных гиалокластитов.

По химическому составу палыгорскитовые породы горы Крылова несколько отличаются от эоценовых палыгорскитовых глин, вскрытых глубоководным бурением в восточной части Атлантики (табл. 4). Палыгорскитовые породы горы Крылова характеризуются повышенными железистостью, щелочностью, содержаниями кальция и фосфора и пониженными содержаниями кремния и магния.

Продукты гидротермального литогенеза в океанских осадках. Особый тип глинистых образований представляют глинистые глыбы и катуны, отложившиеся в результате обвалов и скатывания гиалокластитов с крутых склонов горы Крылова. Катуны и глыбы состоят из плотных глинистых пород размером от 10 до 40 см и более. Цвет колеблется от розово-коричневого до желтого. Шаровидные катуны слагаются агрегатами глинистых минералов, размером до 0,1 мм, и микритовым мелкокристаллическим карбонатом. Среди основной массы распространены раковины или микрофоссилии звездообразных лучевых микроорганизмов, размером 0,05 мм. Встречаются также округлые выделения рудного минерала и илдингсит.

Глинистая фракция катунов почти полностью слагается палыгорскитом.

В каньоне, являющемся геоморфологической ловушкой осадочного материала, распространены глины с остатками структуры материнской породы и реликтами первичных минералов. Это апоглиобазальтовая карбонатизированная глина. Основная масса ее представлена глинисто-карбонатным пелитоморфным агрегатом, переполненным разноразмерными реликтами девитрифицированного и глинизированного стекла. Глинистая фракция этой породы в основном слагается палыгорскитом (10,4; 6,32; 3,31 и 3,19 Å), небольшой примесью каолинита (7,1 и 3,56 Å) и смектита (18,26 Å глициринового комплекса).

В юго-западной части подножия горы Крылова распространены современные нанофоссилиевые илы, представленные карбонатной глиной. Глинистая фракция этих осадков состоит из гидрослюды, каолинита, хлорита, палыгорскита и смектита. Содержание палыгорскита в осадках, охватывающих интервал 350–370 см, становится преобладающим.

Химический анализ палыгорскитовых глин восточной части Атлантики
(по материалам "Гломар Челленджер")

Компоненты	Ст. 12, обр. 50 [8]	Ст. 368, обр. 29-1 [11]	Обр. 1-18-Д-54 (анализ К.А. Сте- новой)
SiO ₂	50,96	53,44	42,31
TiO ₂	0,72	0,48	1,30
Al ₂ O ₃	12,29	9,60	11,38
Fe ₂ O ₃	6,13	3,97	15,86
FeO	0,08	0,44	0,65
CaO	1,49	2,36	4,12
MgO	7,09	9,55	4,80
MnO	0,04	Не опр.	0,08
Na ₂ O	1,76	0,57	3,65
K ₂ O	1,22	1,26	2,14
H ₂ O ⁺	8,82	9,97	8,07
H ₂ O ⁻	7,71	8,36	3,56
CO ₂	0,21	Не опр.	0,57
C	0,35	"	Не опр.
P ₂ O ₅	0,48	"	1,22
Сумма	99,55	100,00	100,01

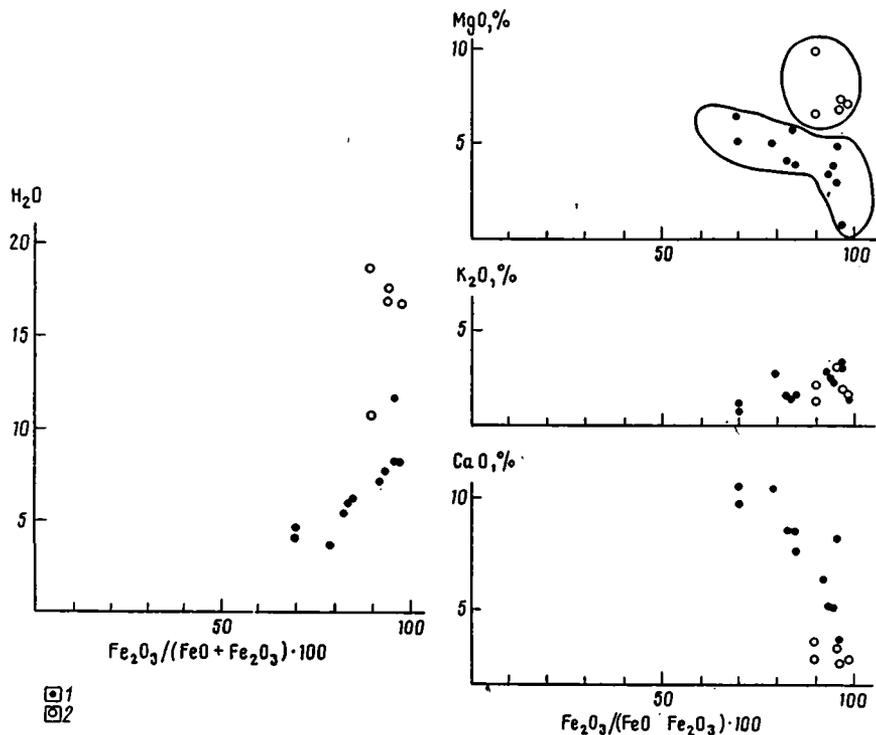
Таблица 5

Химический анализ палыгорскитовых глин горы Крылова и современных
осадков примыкающей абиссальной равнины, %

Компоненты	Обр. 1-25-Д-77-ЕШ (глина)	Обр. 1-25-Д-78-ЕШ (глина)	Обр. 1-21-75-ЕШ осадок (370 см)
SiO ₂	48,15	49,10	39,04
TiO ₂	0,46	0,62	1,63
Al ₂ O ₃	12,55	13,27	14,88
Fe ₂ O ₃	6,26	5,38	6,36
FeO	0,23	0,16	0,65
MnO	0,07	0,04	0,28
MgO	7,65	6,81	6,64
CaO	1,12	2,07	1,53
Na ₂ O	3,82	3,65	7,16
K ₂ O	1,74	1,85	2,01
H ₂ O ⁺	10,58	12,79	8,49
H ₂ O ⁻	6,76	3,66	4,49
P ₂ O ₅	0,95	0,53	1,07
Сумма	100,00	100,00	100,00

Примечание. Анализ пересчитан на бескарбонатный осадок.

В табл. 5 сравнивается химический состав переотложенных продуктов палыгорскитизации базальтовых гялокластитов (глин) и современных осадков, содержащих этот минерал, пересчитанный на бескарбонатное вещество. В целом состав бескарбонатной части всех осадков близок. В осадках абиссальной равнины несколько больше содержится алюминия, натрия, калия и фосфора. Это объясняется, во-первых, присутствием в осадках значительных количеств таких алюминий-



Фиг. 7. Химизм гидротермально измененных осадков щелочных оливиновых базальтоидов (1) и океанических осадков центральной части Восточной Атлантики (2)

образованиях и нацело палыгорскитизированном гиалокластите. На графике содержания магния фигуративные точки измененных базальтов располагаются ближе к оси абсцисс, а палыгорскитовых осадков — удалены от нее и образуют содержащих материалов, как каолинит и гидрослюда, во-вторых, поглощением глинистыми минералами из морской воды калия и натрия и, наконец, в-третьих, обогащением осадка фосфором, являющимся продуктом биологической деятельности океана. Морфологические особенности осадочного палыгорскита и палыгорскита из гиалокластитов представляются идентичными (см. фиг. 6, а, б). Это позволяет считать, что палыгорскит в осадках абиссальной равнины является компонентом, мигрировавшим из измененных пород горы Крылова. Кроме того, осадок в интервале 350–370 см, датируемый 0,5 млн. лет [2], примыкающий к горе Крылова, соответствует наиболее мелководному положению этой горы и является продуктом переотложения и аккумуляции гидротермально измененных гиалобазальтов. Однако сравнение энергодисперсионных спектров отдельных частиц палыгорскита гиалокластитов горы Крылова и палыгорскита из близлежащих абиссальных осадков показывает их некоторое различие (см. фиг. 6, а', б'). Палыгорскит абиссальных осадков содержит больше магния, железа и хлора, чем палыгорскит из гиалокластитов. На фиг. 7 по методике Метьюза [9], использованной А.Г. Коссовской [5], нанесены содержания магния, калия, кальция и суммарной воды для гидротермально измененных базальтов горы Крылова и примыкающих абиссальных осадков относительно коэффициента $Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$. Из приведенных графиков следует, что гидротермально измененные базальты по содержанию калия и кальция и кучности распределения их фигуративных точек составляют единые поля. Эти породы отличаются содержанием суммарной воды, которая, как и следовало ожидать, увеличивается в осадочных разобренных полях. Из этого следует, что в измененных базальтах палыгорскит

представлен маломagneзиальной железистой разностью, а в осадках преобладает магнезиальный палыгорскит. Очевидно, гидротермальный железистый палыгорскит источников сноса в процессе океанского седиментодиагенеза изменяется до магнезиального палыгорскита, причем, судя по уменьшению содержания хлора, трансформация осуществлялась в менее минерализованных гидрогеохимических средах. Сравнение же валовых химических определений не позволяет вскрыть этой закономерности.

Палыгорскит в современных осадках Восточной Атлантики в убывающих количествах прослеживается на значительные расстояния вплоть до горных подножий Атлантис, Метеор, Круизер.

* * *

Развитие вторичных продуктов минералообразования в базальтоидах осуществлялось как минимум в два этапа. На первом ("высокотемпературном") этапе при контакте холодных морских вод с базальтовыми лавами осуществлялись их метаморфизация и образование гидротермальных растворов. При этом наряду с растворением неустойчивых минеральных образований (оливин, вулканическое стекло, широксенит), по-видимому, шло формирование метастабильных ангидрита, магнезиального гидроксид-сульфатгидрата, минералов группы гидроталькита — манассеита, а на завершающей стадии этого этапа при изменении среды в сторону повышения щелочности — смектита с различным содержанием слюдяных слоев. На втором ("низкотемпературном") этапе гидротермального литогенеза осуществлялась палыгорскитизация. Причем в полнокристаллических породах формирование палыгорскита наблюдается в крупных порах и в трещинах, пустотных пространствах с образованием жильных выделений. В гиалокластитах палыгорскит развит по всей породе, замещая неустойчивое вулканическое стекло и смектит.

Разные конечные продукты гидротермального изменения базальтоидов одного и того же петрохимического типа обусловлены структурными и генетическими особенностями полнокристаллических базальтов и гиалокластитов. Полнокристаллические породы имеют определенный нормативный фазовый минеральный состав и пористость до 40%; в измененных разностях характеризуются возрастанием содержания железа, магния, натрия и, особенно, калия. Основным вторичным продуктом в этих породах — смектит.

Гиалокластиты представляют собой нераскристаллизованное тонкодисперсное вулканическое стекло и характеризуются пористостью свыше 40%. При их изменении наблюдается вынос кремния, алюминия, титана и калия. Вторичный продукт — железистый палыгорскит.

Таким образом, необходимым условием формирования палыгорскита в базальтоидах является их нормативный состав с повышенным содержанием фемических элементов, высокая степень проницаемости пород и относительно высокая щелочность гидротермального раствора, которая возникает на низкотемпературной стадии процесса.

Субстратами для формирования палыгорскита являлись гиалокластиты серии субщелочных оливиновых базальтов, образующие на горе Крылова обширные поля гидротермально измененных пород, распространенные на глубинах 1300—2700 м.

При размыве подводными течениями палыгорскитизированных гиалокластитов осуществляется разнос палыгорскита и участие его в осадкообразовании на широких пространствах Восточной Атлантики. Осадочный палыгорскит в результате обменных реакций с морской водой становится более магнезиальным. Следует отметить, что в океанских осадках наряду с палыгорскитом, снесенным с подводных возвышенностей изученного типа, не исключено также присутствие аутигенного палыгорскита, образовавшегося при изменении щелочного вулканического стекла [8].

Список литературы

1. Антипов М.П., Еремеев В.В., Жарков С.М. и др. Строение осадочного чехла Центральной Атлантики // Тр. ГИН АН СССР. 1989. Вып. 419. 190 с.
2. Бебешев И.И., Золотарев Б.П., Ерошев-Шлак В.А. и др. Вулканические поднятия и глубоко-водные осадки Востока Центральной Атлантики // Тр. ГИН АН СССР. 1989. Вып. 436. 243 с.
3. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов // Тр. ГИН АН СССР. 1973. Вып. 295. 273 с.
4. Золотарев Б.П. Вулканические формации второго слоя океанической коры // Тр. 27-й сессии Международ. геол. конгресса. Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 136–146.
5. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океане // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 19–34.
6. Курьосов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 251 с.
7. Лисицина Н.А., Дриц В.А., Соколова Г.В., Александрова В.А. Новый комплекс вторичных минералов – продуктов низкотемпературных преобразований вулканогенно-осадочных пород, залегающих на базальтах подводных гор Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 6. С. 20–39.
8. Ломова О.С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и их генетическая связь со щелочным вулканизмом (по материалам 2-го и 14-го рейсов НИС "Гломар Челленджер") // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С. 10–27.
9. Метьюз Д.Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 103–124.
10. Рудник В.А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л.: Недра, 1966. 118 с.
11. Тимофеев П.П., Еремеев В.В., Ратеев М.А. Палыгорскиты, сепиолиты и другие глинистые минералы в океанических осадках западного побережья Африки // Проблемы литологии Мирового океана. М.: Наука, 1982. С. 33–46.
12. Хворова И.В., Воронин Б.И. О преобразовании гиалокластитов (на материале рифтовой зоны залива Таджура) // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 4. С. 53–60.
13. Шутов В.Д. Эпигенез океанических базальтов // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 32–42.
14. Шербаков А.В., Козлова Н.Д., Смирнова Г.Н. Газы термальных вод. М.: Наука, 1974. 218 с.
15. Bischoff Y.L., Seyfried W.E., Jr. Hydrothermal chemistry of seawater from 25 to 350°C // Amer. J. Sci. 1978. V. 278, P. 838–860.
16. Rona P.A. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges // Canad. Minevalogist. 1988. V. 26. P. 431–465.
17. Thomassin J.H., Touray J.C. Un mineral de neoformation precocelors de l'interaction entre laves volcaniques de l'eau de mer: l'hydrotalcite // Actes du Colloque "Croissance, dissolution et deformation de Carbonates". Bordeaux, 1980. P. 429–438.
18. Manganese crusts and accreted hydrothermal phosphatisation and palygorskiteisation of the east Atlantic seamounts substratum rocks // JAS Internat. symp. on sedimentology related mineral deposits. Beijing, China, 1987. P. 264–265.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
10.V.1989

УДК 552.52:551.353 (267)

© 1991 г.

Свальнов В.Н., Чудаев О.В.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГЛИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

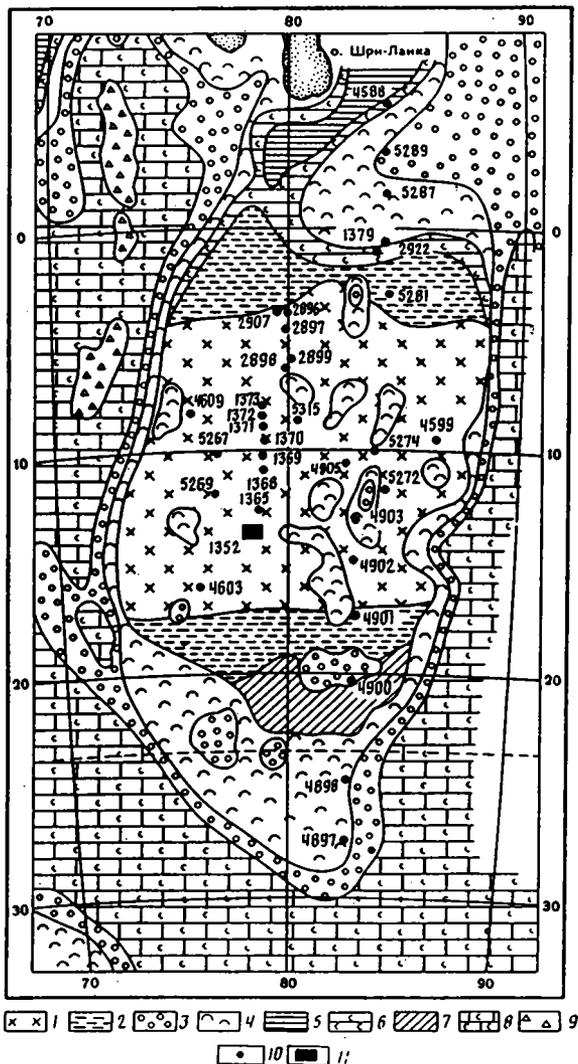
На основе комплекса методов выделены гемипелагические, миопелагические и эвпелагические глины, а также некоторые их разновидности. Изложены представления авторов об условиях формирования и пространственно-временных соотношениях неоген-четвертичных глин.

В пределах Центральной котловины широко распространены неоген-четвертичные глинистые осадки пелитовой структуры [1, 5, 6]. Такие осадки встречаются практически на любых глубинах, однако состав их закономерно изменяется по мере удаления от берегов. Исследования в Тихом океане позволили выделить следующие литолого-фациальные типы глин [10, 11]: гем-, мио- и эвпелагические. Правомерность этой классификации глин подтверждена (с рядом дополнений) результатами изучения осадков Индийского океана [5, 6].

Существенно расширены представления о характере переходов между основными типами глин после комплексного исследования колонок осадков, поднятых прямоочными трубами в Центральной котловине в 31-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" и 11-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" (фиг. 1-4). Геологические работы проводились на субмеридиональном профиле от 13° ю.ш. до экватора. При идентификации глин и выявлении особенностей их состава были использованы разнообразные методы: макро- и микроскопическое описание, рентгеновская дифрактометрия [12], электронная микроскопия, атомная абсорбция, методы классической химии, рентгенофлюоресцентный, иммерсионный и гранулометрический анализы. Возраст осадков определен по диатомеям, радиоляриям и палеомагнитным данным [2-4, 6].

По литолого-фациальным признакам (состав, цвет, глубина формирования, удаленность от берега и др.) и возрасту в Центральной котловине выделены следующие типы и разновидности глин: 1) плиоцен-плейстоценовые – терригенные гемипелагические глины (ГГ); то же, обогащенные радиоляриями (ГГр); то же, слабоизвестковистые (ГГси); терригенные миопелагические (МГ); то же, обогащенные радиоляриями (МГр); 2) преимущественно миоцен-плиоценовые – терригенные гемипелагические (ГГМ); то же, обогащенные радиоляриями (ГГМр); полигенные миопелагические (МПГ); то же, обогащенные радиоляриями (МПГр); то же, обогащенные цеолитами (МПГц); существенно аутигенные эвпелагические глины (ЭГ); цеолитово-глинистые осадки (ЦГ). Пространственно-временные соотношения основных типов глин обобщены на врезке (см. фиг. 3). Как было показано ранее [7], наблюдаемые в разрезах и на площади закономерные смены типов глин отражают глобальные изменения климата и циркуляции вод в неоген-четвертичное время, которые привели к зарождению и эволюции приэкваториального пояса биогенного кремнеаккумуляции в Индийском океане. Многообразие подтипов глин связано, вероятно, с локальными вариациями условий седиментации.

Гемипелагические глины (подтипы ГГ, ГГр, ГГси, ГГМ, ГГМр) широко распространены в Бенгальском заливе и в прилегающей к нему северной части

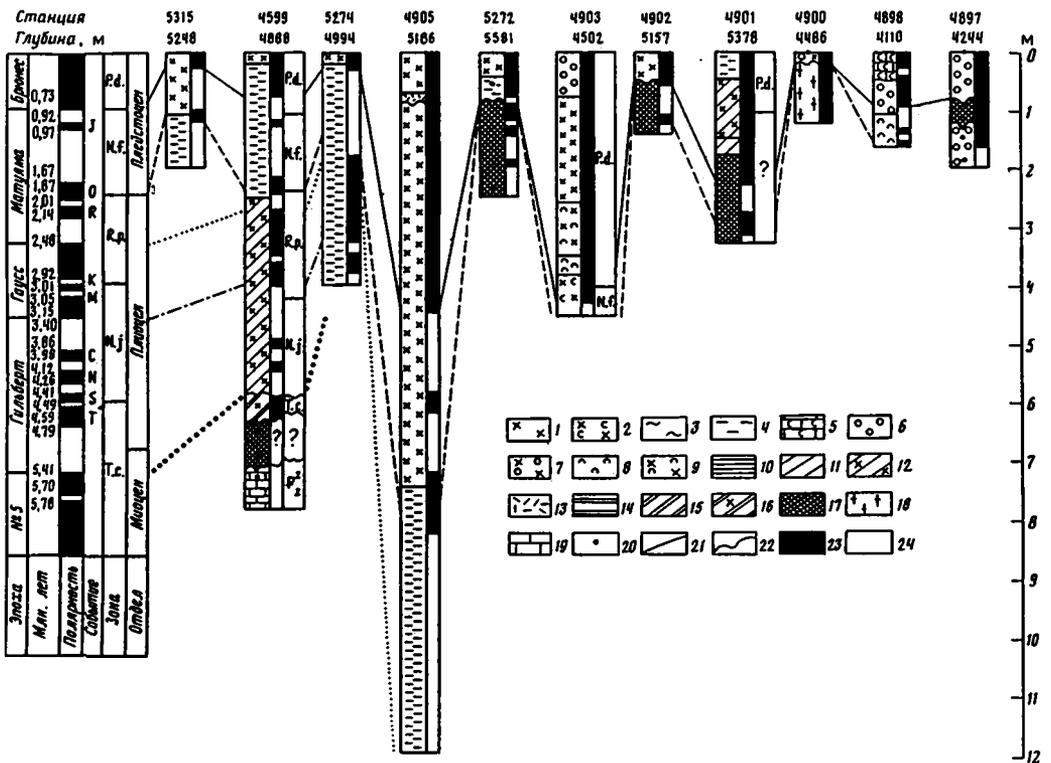


Фиг. 1. Карта осадков поверхностного слоя Центральной котловины

1-4 - илы (1 - глинисто-радиоляриевые, 2 - радиоляриево-глинистые, 3 - глинисто-известковые, 4 - известкостово-глинистые); 5-7 - глины (5 - гемипелагические, 6 - то же, слабоизвесткостовые, 7 - миопелагические); 8 - кокколито-фораминиферовые и фораминиферовые осадки; 9 - кораллово-водорослевые, ракушечные и смешанно-детритовые осадки; 10 - геологические станции; 11 - полигон

Центральной котловины (см. фиг. 1). Они представлены зеленовато-серыми и серыми терригенными пелитовыми илами (фиг. 5, а, б; табл. 1). В пределах верхнего слоя мощностью 10-50 см глины окрашены в бурые тона (окислены). Нередко горизонты окисленных бурых глин залегают и ниже по разрезу. Вблизи фациального перехода к миопелагической области эти глины имеют желтовато-серый цвет, отражающий постепенное затухание редуционных процессов.

На долю песчаных фракций приходится в среднем 0,07-1,04% от сухого вещества гемипелагических глин (см. табл. 1). При этом основную часть фракций слагают легкие минералы (плотность менее 2,9 г/см³); содержание тяжелых минералов достигает 15,06%. Минеральный состав песчаных фракций, изу-

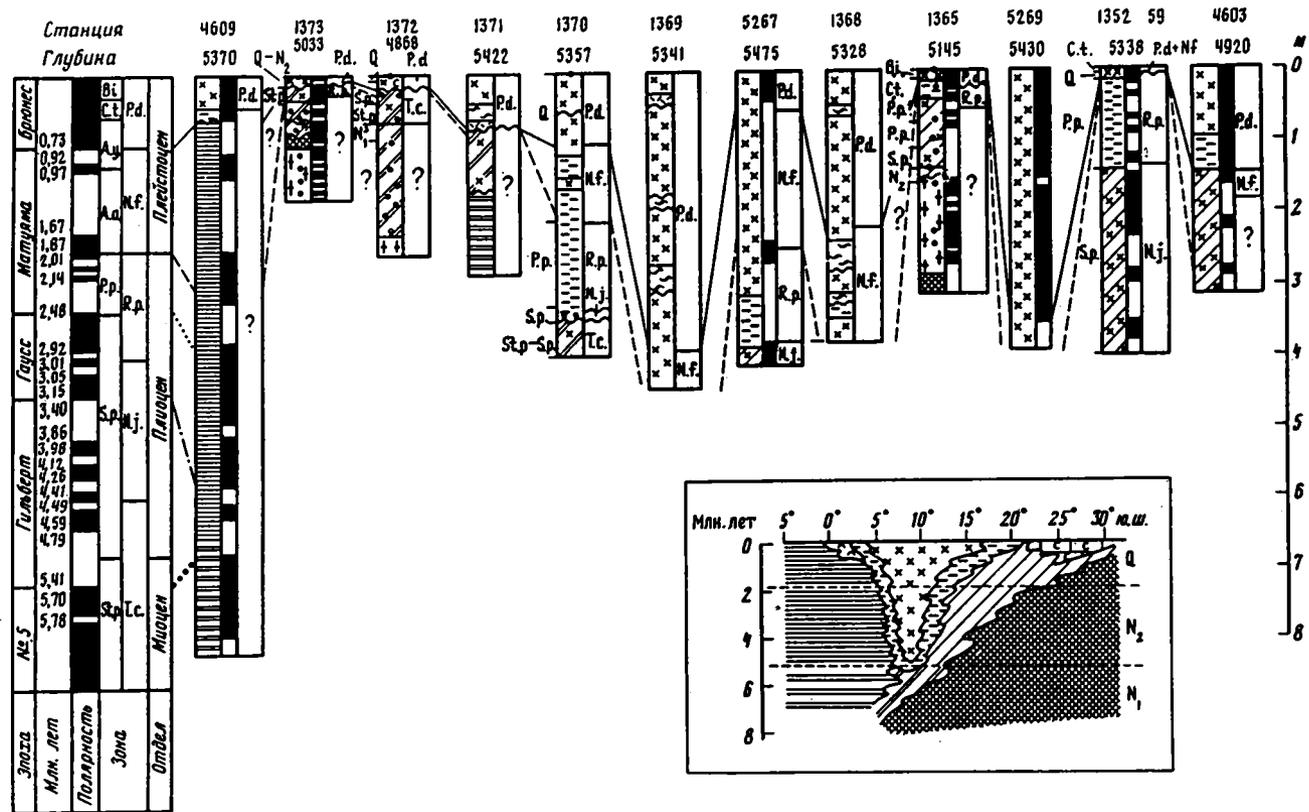


Фиг. 2. Строение осадочной толщи в восточной части Центральной котловины

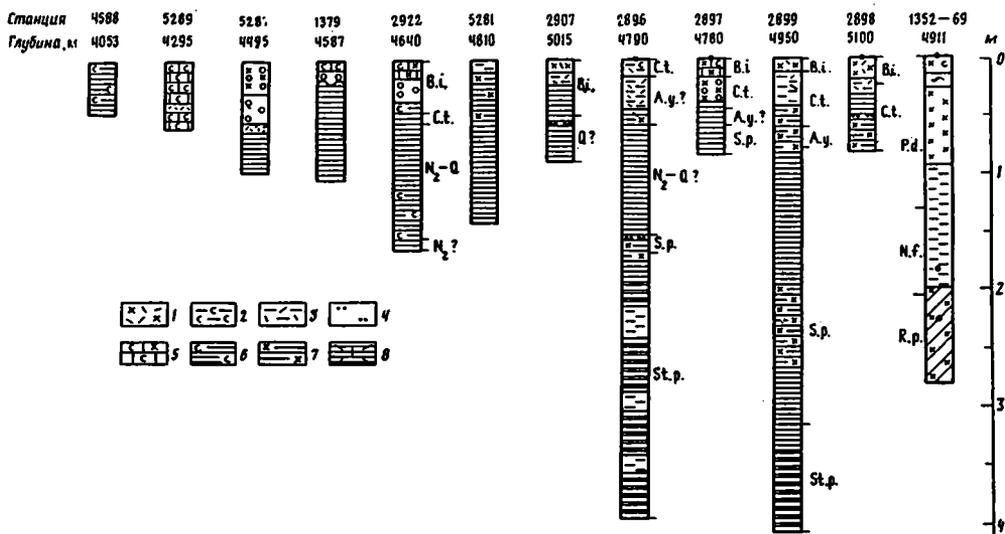
Плиоцен-голоценовые осадки: 1–9 – илы (1 – глинисто-радиоляриевые, местами обогащенные диатомеями, 2 – то же, слабоизвестковистые, 3 – радиоляриево-диатомовые, 4 – радиоляриево-глинистые, 5 – фораминиферово-кокколитовые, 6 – глинисто-известковые, 7 – то же, обогащенные радиоляриями, 8 – известковисто-глинистые, 9 – то же, обогащенные радиоляриями); 10–12 – глины (10 – гемипелагические, 11 – миопелагические, 12 – то же, обогащенные радиоляриями); 13 – тефра. **Преимущественно доплиоценовые осадки:** 14–17 – глины (14 – гемипелагические, 15 – миопелагические, иногда обогащенные цеолитами, 16 – то же, обогащенные радиоляриями, 17 – эвпелагические); 18 – цеолитово-глинистые отложения; 19 – кокколитовые уплотненные илы; 20 – железомарганцевые конкреции; 21–22 – границы раздела (21 – постепенные, 22 – резкие); 23–24 – зоны полярности (23 – прямая, 24 – обратная). **Палеомагнитные события:** J – Харамильо, O – Олдувай, R – Реюньон, K – Каена, M – Маммот, C – Кочити, N – Нунивак, S – Сидууфьял, T – Твера. **Зоны по диатомеям:** P.d. – *Pseudoeunotia doliolus*, N.f. – *Nitzschia fossilis*, R.p. – *Rhizosolenia praebergonii*, N.j. – *Nitzschia jouseae*, T.c. – *Thalassiosira convexa*. **Радиоляриевые зоны:** *Buccinosphaera invaginata*, C.t. – *Collosphaera tuberosa*, A.y. – *Anaphirrhopalum ypsilon*, A.a. – *Anthocyrtidium angulare*, P.p. – *Pterocanium prismatium*, S.p. – *Spongaster pentas*, St.p. – *Stichocorys peregrina*. Линии между колонками – изохронные уровни

ченных под бинокуляром, весьма разнообразен, однако в заметных количествах присутствуют только кварц, полевые шпаты, глинистые агрегаты, железомарганцевые микроконкреции (в глинах типа ГГМ), биогенные остатки, гидроксиды железа, вулканические стекла и биотит (табл. 2).

Среднее содержание алевритовых фракций в гемипелагических глинах варьирует в пределах 0,19–2,11%, а выход тяжелых минералов крупноалевритового размера составляет 1,32–11,51%. После пересчета результатов иммерсионного анализа на прозрачные абиогенные компоненты выявлено, что среди тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции преобладают роговые обманки, моноклинные пироксены, биотит, минералы группы эпидота. Легкие компоненты в основном представлены кварцем, полевыми шпатами и кислым вулканическим стеклом (табл. 3). В крупноалевритовой фракции в целом (без раз-



Фиг. 3. Строение осадочной толщи в западной части Центральной котловины. На врезке -- принципиальная схема соотношения неоген-четвертичных осадков в Центральной котловине. Условные обозначения см. на фиг. 2



Фиг. 4. Строение осадочной толщи в северной части Центральной котловины

1-5 - илы (1 - глинисто-радиоляриевые туффитовые, 2 - радиоляриево-глинистые слабо-известковистые, 3 - то же, туффитовые, 4 - алевроитово-глинистые, 5 - фораминиферово-кокколитовые, обогащенные радиоляриями); 6-8 - гемипелагические глины (6 - слабо-известковистые, 7 - обогащенные радиоляриями, 8 - туффитовые). Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

деления) наблюдается следующее соотношение аутигенных образований: заметно преобладают микроконкреции (особенно в миоценовых глинах ГГМ и ГГМр), встречаются пирит и единичные зерна целестобарита (табл. 4).

Пелитовая основа гемипелагических глин представлена (в порядке убывания) терригенными [9] гидрослюдами (иллитом), смектитом и хлоритом (табл. 5). Максимум гидрослюд приурочен к фракции 1-10 мкм, а повыше-

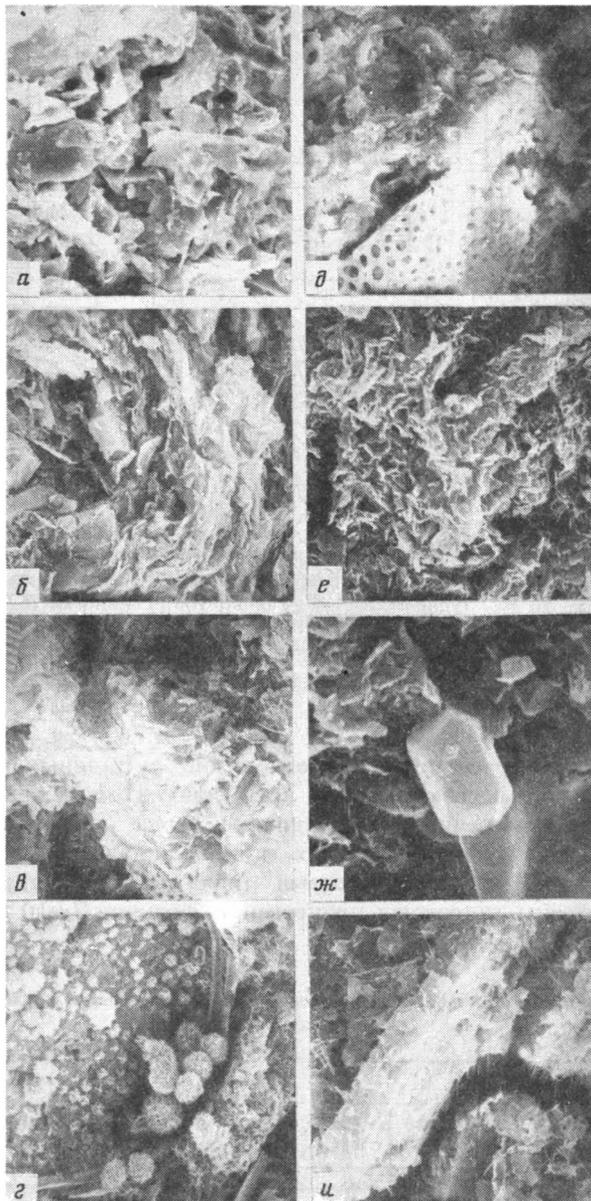
Таблица 1

Средний гранулометрический состав глин Центральной котловины (в % от сухого вещества) *

Тип глин	Число проб	Фракция, мм							
		< 0,001	> 0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	< 0,01	0,25-0,1**	0,1-0,05**
ГГ	28	-	0,11	0,93	0,41	0,69	97,86	7,28	4,52
ГГр	8	-	0,02	0,19	0,29	0,35	99,15	6,73	5,64
ГГси	4	-	0,16	0,20	0,67	1,44	97,53	2,98	6,50
ГГМ	12	54,56	0,07	0,10	0,14	0,90	98,72	15,06	11,51
ГГМр	2	-	0	0,07	0,12	0,07	99,74	-	1,32
МГ	1	66,48	0,14	0,55	0,42	0,42	98,47	-	0,05
МГр	12	57,89	0,28	0,51	0,39	1,60	97,22	-	0,56
МПГ	14	40,39	1,61	1,68	1,20	5,90	89,61	1,72	1,05
МПГр	12	54,77	0,68	0,68	0,59	1,89	96,19	1,04	1,62
МПГц	6	42,63	4,59	2,40	1,19	2,40	90,91	2,88	0,76
ЭГ	3	51,61	0,67	0,84	0,91	7,88	89,67	0,75	0,64
ЦГ	11	55,26	3,19	1,19	0,74	6,97	87,77	1,52	1,81

* Аналитики Т.Н. Алексеева, Е.В. Родина, Ж.Л. Брицкошина.

** Содержание тяжелых минералов во фракции.



Фиг. 5. Микроструктуры глин Центральной котловины (электронный сканирующий микроскоп)

a–б – гемипелагическая глина (*a* – плейстоценовая, увел. 600, *б* – миоценовая, увел. 1500); *в* – плейстоценовая миопелагическая глина, увел. 1500; *г* – то же, фрагмент диатомеи, замещенной смектитом, увел. 2000; *д* – то же, миопелагическая глина, обогащенная радиоляриями, увел. 500; *е* – миоценовая миопелагическая глина (основная масса), увел. 2500; *ж* – то же, целестобарит, увел. 5000; *и* – то же, филлипсит, замещенный смектитом, увел. 1500

Таблица 2

Средний минеральный состав песчаных фракций глин Центральной котловины, %

Тип глины	Число проб	Кварц-полевые шпаты	Вулканические стекла	Биотит	Хлорит	Мусковит	Роговые обманки	Пироксены	Группа эпидота	Гранаты	Глинистые агрегаты	Цеолиты	Микроконкреции	Обломки пород	Гидроокислы железа	Целебарит	Ильменит	Костный детрит	Опал+кальцит
ГГ	5	12	1	5	+	1	+	+	+	+	21	–	–	1	14	+	–	–	27
ГГМ	5	+	3	–	–	–	+	+	–	–	79	–	14	+	–	+	+	1	2
МГ	1	+	+	+	–	–	+	+	–	–	+	56	22	15	+	+	–	3	4
МГр	2	+	+	+	–	–	–	+	–	–	30	–	25	5	+	+	–	1	38
МПГ	7	3	2	+	+	+	+	+	+	–	23	23	40	4	+	+	+	2	3
МПГр	6	3	+	2	+	1	+	+	+	+	33	5	17	8	+	+	–	1	30
МПГц	4	+	+	+	–	–	+	–	–	–	12	53	25	5	–	+	–	1	+
ЭГ	2	+	+	+	–	–	–	–	–	–	5	71	20	+	+	+	–	3	–
ЦГ	9	+	+	+	+	–	+	–	–	–	1	67	24	+	+	+	–	8	–

Примечание. Аналитик Э.Н. Новикова. Знаком "+" отмечены единичные зерна.

Средние соотношения абиогенных прозрачных минералов в крупнозернистой фракции глин Центральной котловины, %

Тип глины	Число проб	Тяжелые минералы																	Легкие минералы											
		гранаты	роговые обманки	тремилит + актинолит	моноклинные пироксены	ромбические пироксены	оливин	группа эпидота	биотит	мусковит	хлорит	апатит	циркон	сфен	ставролит	рутил	турмалин	дистен	барит	глаукоит	кварц	КПШ	кислые плагиоклазы	средние и основные плагиоклазы	цеолиты	палагонит	кислое стекло	основное стекло	Кварц/полевые шпаты	
ГГ	24	3,9	29,6	0,3	5,6	1,1	0,2	12,4	36,9	1,6	2,2	1,7	1,6	1,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	2,2	41,8	10,4	4,9	1,5	-	0,5	38,7	-	2,49
ГГР	8	3,8	43,3	2,3	8,7	2,2	0,4	17,6	15,1	-	0,5	1,0	2,3	1,4	0,5	0,1	0,1	0,9	-	-	36,0	8,4	2,8	1,0	-	-	51,8	-	2,95	
ГГСн	1	-	12,0	-	-	-	-	4,0	84,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	62,7	13,2	8,2	1,4	-	-	14,5	-	2,75	
ГГМ	5	1,8	32,0	12,9	16,6	10,2	-	22,3	2,4	-	-	-	1,2	0,7	-	-	-	-	-	0,2	30,5	8,9	2,7	0,4	-	-	57,3	-	2,54	
ГГМр	2	-	31,8	-	18,2	4,5	-	22,7	-	-	-	-	-	-	18,3	-	-	-	-	4,5	2,8	38,0	3,9	5,5	2,8	-	47,0	-	3,11	
МГ	1	-	11,5	-	65,4	15,4	-	7,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,0	-	10,1	9,1	21,2	4,0	14,1	-	38,4	0,15
МГР	12	-	17,6	0,5	27,0	4,9	-	13,4	17,3	-	-	-	-	5,6	3,8	-	-	-	-	-	5,0	2,0	6,4	4,7	34,4	5,6	33,6	-	8,3	0,38
МПР	11	5,5	18,9	1,8	5,5	0,9	0,1	17,1	3,1	0,6	-	1,2	1,3	1,0	0,3	0,3	1,0	0,6	40,8	0,1	13,5	3,7	3,1	0,6	60,1	1,8	17,2	-	1,82	
МПРр	9	5,5	26,7	2,8	7,9	5,9	-	18,0	8,6	-	7,4	2,0	1,7	0,1	0,4	-	2,0	0,1	10,9	1,8	15,9	4,4	6,3	3,8	15,0	3,6	49,2	-	1,10	
МПГд	5	1,6	27,7	0,8	15,1	1,6	-	19,0	7,9	-	4,0	3,2	2,4	-	1,6	-	0,8	14,3	-	3,8	0,7	0,8	1,1	76,9	0,2	16,5	-	1,46		
ЭГ	4	9,3	29,3	2,7	13,3	-	-	16,0	6,7	-	2,7	1,3	2,7	-	-	-	1,3	-	14,7	-	5,4	1,5	3,5	2,2	67,0	1,0	19,0	0,4	0,75	
ЦГ	10	0,5	4,7	0,2	9,2	0,3	-	4,4	0,2	-	-	-	0,3	0,2	-	0,2	-	0,2	79,6	-	5,5	3,7	2,6	2,4	76,2	4,7	5,1	-	0,63	

Примечание. Аналитики В. П. Казакова, А. Н. Рудикова.

Средние содержания аутигенных компонентов в крупноалевритовой фракции глин Центральной котловины, %

Тип глины	Число проб	Пирит	Целестобарит	Цеолиты	Микроконкреции
ГГ	24	0,1	0,1	—	18,1
ГГр	8	3,6	—	—	37,1
ГГси	1	—	—	—	2,4
ГГМ	5	—	—	—	57,6
ГГМр	2	—	0,1	—	63,6
МГ	1	—	—	6,0	8,3
МГр	12	—	—	5,6	22,3
МПГ	11	1,5	5,5	26,2	20,8
МПГр	9	0,7	1,9	4,5	23,9
МПГц	5	—	0,6	30,9	29,4
ЭГ	4	—	0,7	20,0	30,8
ЦГ	10	0,3	6,2	23,6	21,4

Примечание. Аналитики В.П. Казакова, А.Н. Рудакова.

ные содержания смектита обнаружены во фракциях более 10 мкм и менее 1 мкм.

Концентрация органического углерода в гемипелагических глинах изменяется от 0,25 (ГГ) до 0,43% (ГГМ), а содержание CaCO_3 не превышает 2,62% (табл. 6). Главным компонентом этих глин (как и пелагических) является кремнезем, заметная доля приходится на алюминий и железо. Количество "избыточного" (аморфного) кремнезема было вычислено из соотношения валового содержания SiO_2 и Al_2O_3 :

$$\text{SiO}_2 (\text{изб}) = \text{SiO}_2 (\text{вал}) - n \text{Al}_2\text{O}_3,$$

где n — среднее значение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, равное 3,3 для пелагических глин Тихого океана [13]. В зависимости от типа глины и ее химических параметров нами были приняты следующие величины n : 3,2 — в эвпелагических глинах и цеолитово-глинистых осадках; 3,0 — в плиоцен-плейстоценовых миопелагических глинах; 2,9 — в миоценовых миопелагических глинах и плиоцен-плейстоценовых гемипелагических глинах; 2,8 — в миоценовых гемипелагических глинах.

Вычисленная средняя концентрация "избыточного" кремнезема в гемипелагических глинах составляет 1,0–2,6% и несколько превышает величины SiO_2 (аморф), полученные методом двойной содовой вытяжки. Относительно пелагических глин гемипелагические глины обеднены марганцем, стронцием, медью, цинком, никелем, кобальтом, свинцом, но обогащены хромом (табл. 7).

Миопелагические глины (подтипы МГ, МГр, МПГ, МПГр, МПГц) соответствуют фациальному переходу от терригенных гемипелагических глин и биогенных пелагических илов к существенно аутигенным эвпелагическим глинам (см. фиг. 1, 3). Обычно они встречаются в Центральной котловине на глубинах более 5000 м в зонах пониженной биологической продуктивности. По гранулометрическому составу миопелагические глины относятся к пелитовым илам (см. табл. 1), имеют коричневый, светло-коричневый, реже (подтипы МПГ, МПГр) желтовато-серый и желтовато-зеленовато-серый цвет, после высыхания иногда крошатся. Для них весьма характерно пятнистое распределение окраски. Заметная роль в составе миопелагических глин принадлежит аутигенным минералам (см. фиг. 5, в–и и фиг. 6, а–в).

В песчаных фракциях, составляющих 0,69–6,99% от сухого вещества миопелагических глин, существенный объем занимают глинистые агрегаты, цеолиты

Соотношение глинистых минералов в глинах Центральной котловины, %

Номер станции	Горизонт, см	Тип глины	Глина в целом			Фракция, мкм								
			С	Г	Х	> 10			1-10			< 1		
						С	Г	Х	С	Г	Х	С	Г	Х
1352-17	2,0-2,5	ЦГ	-	-	-	43	11	46	79	10	11	72	14	14
	8-10	"	48	26	26	39	12	49	66	14	20	82	5	13
	1352-24	3-4	МПГц	52	24	24	53	27	20	65	20	15	69	15
1352-59	180-183	МГр	50	30	20	69	16	15	73	18	9	83	8	9
	228-230	"	64	22	14	78	9	13	81	13	6	86	6	8
	332-335	"	52	32	16	69	15	16	57	29	14	81	9	10
	380-382	"	60	24	16	67	18	15	70	20	10	84	8	8
1352-60	16-20	МПГ	26	62	12	59	31	10	21	68	11	72	19	9
1352-69	203-205	МГр	-	-	-	68	16	16	32	43	25	60	18	22
	225-228	"	-	-	-	50	29	21	44	32	24	64	18	18
	268-270	"	-	-	-	53	27	20	42	32	26	66	17	17
1365-2	48-50	"	40	40	20	53	24	23	22	45	33	72	11	17
	140-143	МГ	50	31	19	60	20	20	48	35	17	80	12	8
	150-153	ЦГ	40	30	30	47	18	35	38	31	31	75	17	8
	190-192	"	38	29	33	50	11	39	60	16	24	81	13	6
	250-252	"	63	12	25	57	11	32	64	21	15	88	8	4
	280-282	ЭГ	39	22	39	73	13	14	61	11	28	93	3	4
1970-2	355-357	МПГр	-	-	-	68	21	11	62	25	13	82	9	9
	375-377	"	-	-	-	78	9	13	42	42	16	78	9	13
1371-2	85-87	"	47	38	15	70	20	10	54	31	15	72	16	12
	105-107	"	52	32	16	68	21	11	50	40	10	73	18	9
	175-177	ГГМ	29	60	11	35	52	13	22	66	12	54	36	10
	220-222	"	28	61	11	55	35	10	27	62	11	46	41	13
	239-241	"	29	58	13	44	47	9	23	65	12	53	35	12
	264-266	"	27	60	13	31	57	12	17	69	14	41	45	14
1372-2	31-34	МПГр	-	-	-	67	11	22	68	18	14	69	14	17
	125-127	МПГ	-	-	-	63	20	17	62	21	17	61	22	17
	182-184	МПГц	-	-	-	72	11	17	50	33	17	74	13	13

Таблица 5 (окончание)

Номер станции	Горизонт, см	Тип глины	Глина в целом			Фракция, мкм								
			С	Г	Х	> 10			1-10			< 1		
						С	Г	Х	С	Г	Х	С	Г	Х
	240-242	ЦГ	-	-	-	60	16	24	56	22	22	76	12	12
1373-2	23-25	МПГ	40	40	20	77	13	10	55	30	15	74	15	11
	57-60	"	55	28	17	85	8	7	47	35	18	64	22	14
	96-98	ЦГ	32	21	47	39	8	53	18	36	46	75	17	8
	200-202	МПГ	61	21	18	67	11	22	62	25	13	75	14	11
Средние содержания	ГГМ	28	60	12	41	48	11	22	65	13	49	39	12	
	МГ	50	31	19	60	20	20	48	35	17	80	12	8	
	МГр	53	30	17	63	19	18	53	29	18	74	12	14	
	МПГ	45	38	17	70	17	13	49	36	15	69	18	13	
	МПГр	49	35	16	70	16	14	55	31	14	75	13	12	
	МПГц	52	24	24	62	19	19	57	27	16	71	14	15	
	ЭГ	39	22	39	73	13	14	61	11	28	93	3	4	
То же, нормированные по миоценовой гемипелагической глине (ГГМ)	ЦГ	44	24	32	48	12	40	54	22	24	78	12	10	
	МГ	1,8	0,5	1,6	1,5	0,4	1,8	2,2	0,5	1,3	1,6	0,3	1,2	
	МГр	1,9	0,5	1,4	1,5	0,4	1,6	2,4	0,4	1,4	1,5	0,3	1,1	
	МПГ	1,6	0,6	1,4	1,7	0,4	1,2	2,2	0,6	1,2	1,4	0,5	1,3	
	МПГр	1,8	0,6	1,3	1,7	0,3	1,3	2,5	0,5	1,1	1,5	0,3	1,0	
	МПГц	1,9	0,4	2,0	1,5	0,4	1,7	2,6	0,4	1,2	1,4	0,4	1,3	
	ЭГ	1,4	0,4	3,3	1,8	0,3	1,3	2,8	0,2	2,2	1,9	0,1	0,3	
ЦГ	1,6	0,4	2,7	1,2	0,3	3,6	2,5	0,3	1,8	1,6	0,3	0,8		

Примечание. Обозначения глинистых минералов: С — смектит, Г — гидрослюда, Х — хлорит. Аналитики: О.В. Чудаев, Н.В. Ряполова.

(филлипсит), микроконкреции и биогенные остатки, включая костный детрит (см. табл. 2). Суммарный выход тяжелых минералов не превышает 2,88%. На долю алевритовых фракций миопелагических глин приходится 0,84–7,10%. Тяжелые минералы крупноалевритового размера составляют 0,05–1,62%, при этом прозрачные компоненты в основном представлены роговыми обманками, моноклинными пироксенами и минералами группы эпидота; в заметных количествах встречаются целестобарит (особенно в МПГ), ромбические пироксены, биотит, хлорит и циркон (см. табл. 3). Среди легких прозрачных минералов преобладают цеолиты (филлипсит) и кислое вулканическое стекло, существенна также примесь полевых шпатов. Отношение кварца к полевым шпатам колеблется в пределах 0,15–1,82. Выявлены следующие вариации содержания аутигенных компонентов в крупноалевритовой фракции без разделения, %: пирит 0–1,5; целестобарит 0–5,5; цеолиты 4,5–30,9; микроконкреции 8,3–29,4 (см. табл. 4).

Потфракционное изучение соотношения глинистых минералов показало (см. табл. 5), что в миопелагических глинах без разделения и в их различных фракциях заметно преобладает смектит, хотя доля гидрослюды также довольно значительная. Наиболее высокие средние содержания смектита приурочены к фракциям 1–10 мкм и менее 1 мкм.

Карбонатность миопелагических глин не превышает 0,97% при пересчете

Средний химический состав глин Центральной котловины, % от сухого вещества

Тип глины	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	П.п.п.	SiO ₂ (изб)	SiO ₂ (аморф)	C _{орг}	CaCO ₃
ГГ	4	54,0	0,82	17,75	9,53	0,12	3,14	1,61	4,11	6,9	2,6	0,2	0,25	0,57
ГГМ	4	53,7	0,89	18,83	8,72	0,04	2,50	0,32	3,55	9,5	1,0	0,9	0,43	2,62
МГ	1	50,7	0,64	15,50	7,24	1,41	3,58	1,13	2,27	15,6	4,2	2,9	0,14	0,50
МГр	11	55,4	0,59	14,23	5,89	0,95	3,21	0,82	2,12	14,7	12,1	8,2	0,15	0,55
МПГ	11	52,2	0,70	17,59	7,45	0,73	3,41	1,10	2,57	12,4	1,1	1,6	0,10	0,42
МПГр	9	54,7	0,64	16,00	5,84	0,40	3,22	0,73	2,18	13,6	8,3	5,3	0,16	0,55
МПГц	2	51,5	0,67	16,75	8,52	1,17	3,05	2,14	3,21	11,4	2,9	0,8	0,10	0,97
ЭГ	4	49,1	1,08	14,26	9,86	1,67	2,67	2,15	3,30	14,2	3,5	1,2	0,11	0,48
ЦГ	12	47,2	0,73	14,83	10,45	1,82	2,65	3,02	3,50	13,8	0	1,1	0,10	0,45

Примечание. Аналитики Т.Г. Кузьмина, Н.П. Толмачева.

Таблица 7

Средние содержания элементов в глинах Центральной котловины

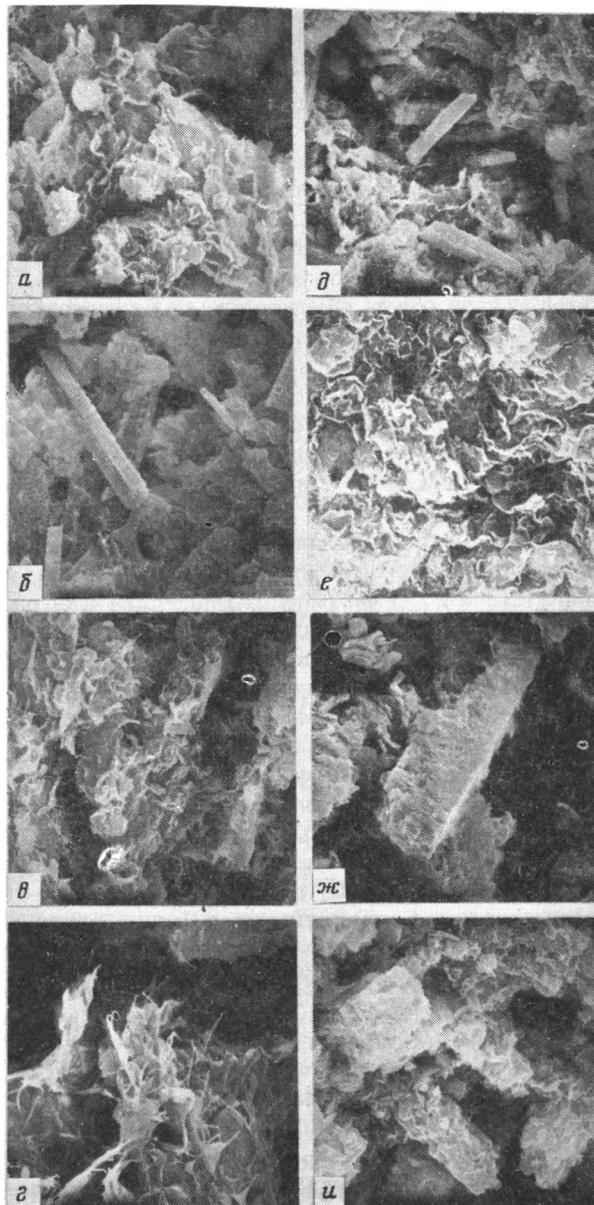
Тип глины	Число проб	Fe	Mn	Ti	Ba	Sr	Mo	V	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	Pb
ГГ	2	5,83	0,07	0,36	0,25	0,018	0,003	80	41	126	95	26	120	60
ГГМ	4	6,21	0,02	0,38	0,25	0,016	0,003	88	57	119	56	23	123	55
МГ	1	6,02	1,18	0,34	0,12	0,020	0,006	70	494	216	305	82	57	107
МГр	6	4,52	0,78	0,28	0,15	0,021	0,003	62	325	128	194	56	68	69
МПГ	7	5,18	0,54	0,33	0,18	0,026	0,003	67	320	205	236	47	81	70
МПГр	10	4,93	0,63	0,30	0,12	0,022	0,003	60	548	195	212	58	78	60
МПГц	2	5,75	0,94	0,30	0,32	0,025	0,003	80	468	212	321	58	50	80
ЭГ	2	8,09	1,07	0,70	0,20	0,024	0,004	80	296	238	256	79	36	91
ЦГ	9	7,69	1,47	0,27	0,20	0,027	0,006	130	324	192	309	87	42	99

Примечание. Содержания Fe, Mn, Ti, Ba, Sr, Mo приведены в процентах, остальных элементов — в 10^{-4} %. Аналитик Н.Н. Завадская.

на CaCO₃, а средние концентрации C_{орг} варьируют в пределах 0,08–0,16% (см. табл. 6). Содержания "избыточного" кремнезема изменяются от 1,1 до 12,1%. По сравнению с другими типами глин миопелагические глины несколько обеднены титаном, железом, калием, а также ванадием, но обогащены медью (см. табл. 7).

Эвпелагические глины (подтипы ЭГ, ЦГ) характерны для областей с крайне низкими темпами седиментации и в разрезах почти всегда перекрыты миопелагическими глинами (см. фиг. 2–4). Гранулометрический состав эвпелагических глин отвечает пелиту (см. табл. 1). Обычно это существенно аутигенные темно-коричневые и желтовато-коричневые плотные вязкие илы, иногда комковатые, лишенные определенных кремнистых остатков (см. фиг. 3, г–и).

На долю песчаных фракций приходится 1,51–4,38% от сухого вещества эвпелагических глин, при этом содержание тяжелых минералов во фракциях не превышает 1,52%. Основную часть фракций слагают цеолиты (филлипсит) и микроконкреции, заметна примесь глинистых агрегатов и фосфатизированного костного детрита (см. табл. 2). Алевритовые фракции составляют в среднем 7,71–8,79%, а выход тяжелых минералов крупноалевритового размера варьирует в пределах 0,64–1,81%. Среди тяжелых минералов преобладают целестобарит



Фиг. 6. Микроструктуры глин Центральной котловины (электронный сканирующий микроскоп)

a – миоценовая миопелагическая глина, обогащенная радиоляриями (основная масса), увел. 2500; *б* – то же, биогенные кремнистые остатки (диатомеи, спикулы, радиолярии), увел. 1500; *в* – миоценовая миопелагическая глина, обогащенная цеолитами (основная масса), увел. 2000; *г* – плиоцен-плейстоценовая эвпелагическая глина (основная масса), увел. 2500; *д* – то же, кристаллы филлипсита, увел. 500; *е* – плиоцен-плейстоценовый цеолитово-глинистый осадок (основная масса), увел. 2500; *ж* – то же, корродированный кристалл филлипсита, увел. 2000; *и* – то же, кристаллы филлипсита, замещенного смектитом, увел. 1500

(особенно в ЦГ), роговые обманки, моноклинные пироксены и минералы группы эпидота (см. табл. 3). Легкие компоненты представлены цеолитами (филлипситом). В крупноалевритовой фракции без разделения цеолиты со-

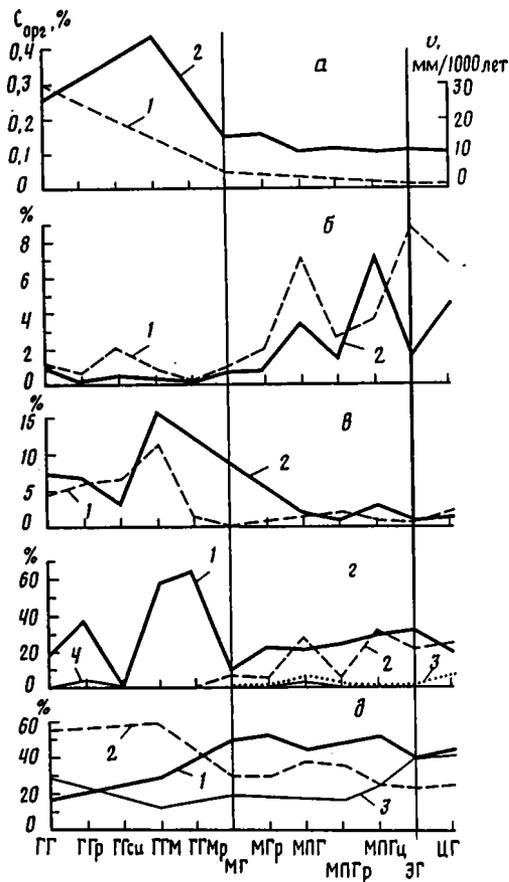


Рис. 7

Фиг. 7. Некоторые характеристики глин Центральной котловины
a – скорость седиментации (1) и концентрация органического углерода (2); *б* – содержание алевритовых (1) и песчаных (2) фракций; *в* – выход тяжелых минералов крупноалевритового (1) и мелкопесчаного (2) размера; *г* – содержание аутигенных образований в крупноалевритовой фракции (1 – железомарганцевые микроконкрекции, 2 – цеолиты – филлипсит, 3 – целестобарит, 4 – пирит); *д* – соотношение глинистых минералов в осадке без разделения на фракции (1 – смектит, 2 – гидрослюда, 3 – хлорит)

Фиг. 8. Геохимические параметры основных типов глин Центральной котловины

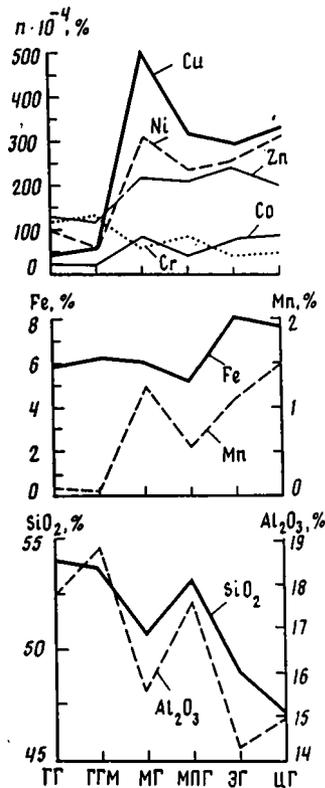


Рис. 8

составляют в среднем 20,0–23,6%, микроконкрекции – 21,4–30,8%, целестобарит – 0,7–6,2%, обнаружены единичные зерна пирита (см. табл. 4).

По соотношению глинистых минералов (см. табл. 5) эвпелагические глины можно отнести к хлоритово-смектитовым. Основная масса смектита сосредоточена во фракции менее 1 мкм, несколько обеднены им фракции более 10 мкм и 1–10 мкм, в которых наблюдается повышенное содержание хлорита. Эвпелагические глины в других частях Мирового океана преимущественно смектитовые, поэтому повышенное содержание хлорита в глинах Центральной котловины следует признать спецификой района [9], связанной, вероятно, с геологическим строением обрамления и процессами преобразования пород дна.

Для эвпелагических глин характерны низкие концентрации органического углерода (0,10–0,11%) и карбоната кальция (0,45–0,48%). По сравнению с другими типами глин они обеднены кремнеземом, алюминием, магнием, хромом (см. табл. 6 и 7), но заметно обогащены титаном (подтип ЭГ), железом, марганцем, а также ванадием и кобальтом (подтип ЦГ).

Комплексное исследование глин Центральной котловины позволяет говорить о существенных различиях между ними по ряду признаков (цвет, "пелагичность", скорость седиментации, химический и минеральный состав, степень механической и химической дифференциации вещества, положение в разрезе и т.д.).

По направлению от берега к центральным частям котловины гемипелагические глины постепенно сменяются миопелагическими, которые в свою очередь также постепенно переходят в эвпелагические глины (см. фиг. 1–4). Последние выявлены только в подповерхностных слоях, т.е. в современных условиях не формируются. Для погребенных гемипелагических глин характерен серый цвет, тогда как окисленные миопелагические глины пестроцветные (мраморовидные), а эвпелагические – преимущественно темно-коричневые ("шоколадные").

Скорость седиментации ГГ (фиг. 7) составляет 25–30 мм/1000 лет, уменьшается примерно на порядок для МГ и на два порядка для ЭГ – соответственно 3–5 и < 1 мм/1000 лет [8]. Повышенные содержания $C_{орг}$ выявлены в миоценовых гемипелагических глинах, несколько ниже они в ГГ и постепенно убывают в ряду: МПГр → МГр → ЭГ → (МПГ, МПГц, ЦГ), т.е. по мере продвижения в пелагическую область концентрация органического углерода закономерно падает, но вблизи пояса биогенного кремнеакпления несколько увеличивается. Сравнительно низкое среднее содержание $C_{орг}$ в ГГ объясняется, по-видимому, значительной удаленностью станций от источников терригенного органического вещества, т.е. отражает вариации $C_{орг}$ в гемипелагических осадках.

В гемипелагическую область в основном поступает пелитовый терригенный материал, поэтому содержание песчано-алевритовых фракций в соответствующих глинах низкое (см. фиг. 7). Относительно обогащены этими фракциями ГГси, в составе которых наблюдается детрит фораминифер. В пелагических глинах доля песчано-алевритовых фракций обычно возрастает за счет аутигенных минералов, костного детрита и скелетов радиолярий. Более отчетливо механическая дифференциация проявляется при сравнении выхода тяжелых минералов крупноалевритового и песчаного размера. По этому параметру гемипелагические глины легко отличить от эвпелагических, а миопелагические занимают промежуточное положение.

Весьма надежным критерием различия глин является минеральный состав крупноалевритовой фракции, особенно ее аутигенные компоненты (см. табл. 3, фиг. 7). Для гемипелагических глин характерен богатый комплекс обломочных терригенных и наземно-вулканогенных минералов, среди которых преобладают кислое вулканическое стекло, кварц, роговые обманки, биотит, пироксены, полевые шпаты, минералы группы эпидота; отношение кварца к полевым шпатам составляет 2,49–3,11, т.е. максимальное по сравнению с пелагическими глинами. Аутигенные компоненты представлены железомарганцевыми микроконкрециями и пиритом, встречаются единичные зерна целестобарита.

В миопелагических глинах по сравнению с гемипелагическими становится заметной примесь костного детрита и обломочных эдафогенных компонентов (часть основных плагиоклазов и моноклинных пироксенов, палагонит, основное вулканическое стекло), отношение кварца к полевым шпатам уменьшается до 0,15–1,82. Среди аутигенных образований преобладают микроконкреции и цеолиты, количество целестобарита достигает 5,5% (в МПГ), встречается пирит. Для эвпелагических глин характерны пониженные относительно других типов глин содержания кварца (величина отношения его к полевым шпатам равна 0,63–0,75). По комплексам эдафогенных и аутигенных компонентов эти глины сходны с миопелагическими, однако основное стекло в них встречается редко, сумма цеолитов и микроконкреций устойчиво высокая, находки пирита единичны, заметна примесь фосфатизированного костного детрита.

По соотношению глинистых минералов гемипелагические глины [9] можно назвать смектитово-гидроslюдистыми, миопелагические — гидроslюдисто-смектитовыми, а эвпелагические глины — хлоритово-смектитовыми (см. табл. 5). Пофракционное исследование глинистых минералов показало, что особенно обогащена гидроslюдой фракция 1–10 мкм гемипелагических глин. В миопелагических глинах смектит резко преобладает над гидроslюдой и хлоритом во фракциях менее 1 и более 10 мкм. Максимум хлорита в эвпелагических глинах тяготеет к фракциям более 1 мкм, а смектита — к фракции менее 1 мкм, хотя и в других фракциях преобладает над гидроslюдой и хлоритом.

Таким образом, по направлению от прибрежных районов в пелагические участки Центральной котловины постепенно уменьшается содержание гидроslюды, а доля хлорита и смектита возрастает. Поскольку смектит тяготеет к фракции менее 1 мкм, а гидроslюда и хлорит — к более крупным фракциям, можно предположить, что распределение гидроslюды в основном подчинено закономерностям механической дифференциации терригенного материала, а концентрирование хлорита и смектита осложнено, кроме того, процессами аутигенного глинообразования.

Изучение глин в электронном сканирующем микроскопе показало (см. фиг. 5, 6), что для пелагических глин весьма характерен аутигенный смектит, развивающийся по биогенным кремнистым остаткам (в миопелагических глинах), аутигенным же цеолитам и по основной (вулканокластической?) массе глины. Что касается хлорита, то его аутигенная природа обусловлена, вероятно, изменениями подводных базальтоидов, продукты разрушения которых — основа для формирования эвпелагических глин Индийского океана [9].

Вклад аутигенных глинистых минералов в пелагические глины можно приблизительно оценить, нормируя их по заведомо терригенным гемипелагическим глинам (см. табл. 5). Самый высокий коэффициент относительного обогащения смектитом выявлен в разновозрастных миопелагических глинах — 1,6–1,9, т.е. "избыточный" смектит в них по сравнению с гемипелагическими глинами составляет 38–47% (пример расчета: избыток = $\frac{\text{МПГ}-\text{ГГМ}}{\text{МПГ}} 100\%$).

В ЦГ избыток равен 38, а в ЭГ — 29%. Стабильно высокие концентрации "избыточного" смектита (55–64%) приурочены к фракциям 1–10 мкм мио- и эвпелагических глин, заметно ниже они во фракциях менее 1 (29–47%) и более 10 мкм (17–44%) этих глин. Относительно гемипелагических глин все изученные разновидности пелагических глин резко обеднены гидроslюдой.

Самые высокие концентрации "избыточного" хлорита обнаружены в ЭГ (72%) и ЦГ (63%), промежуточные значения (23–50%) характерны для разновозрастных миопелагических глин. Повышенный избыток хлорита тяготеет к фракциям более 1 мкм (до 72% в ЦГ). Во фракции менее 1 мкм явный дефицит хлорита наблюдается в ЭГ и ЦГ, а избыток в миопелагических глинах не превышает 23%.

Приведенные оценки вкладов аутигенных глинистых минералов (избыток хлорита и смектита) в состав изученных глин следует рассматривать, как уже отмечалось, не совсем корректными, так как нормирование по гемипелагическим глинам не учитывает золотую поставку глинистых минералов, последствия механической дифференциации и специфику осаждения пелитовых частиц на путях переноса в пелагической области (южнее 5° ю.ш.). Действительно, по закону механической дифференциации терригенного материала во время транспортировки в пелагиаль вначале должна истощаться гидроslюда (как самая тяжелая), затем хлорит и, наконец, смектит. При этом подразумевается, что исходное соотношение указанных минералов (в гемипелагической области) по мере продвижения в пелагиаль будет смещаться в сторону увеличения доли смектита в субколлоидной (< 1 мкм) фракции за счет истощения во всех фракциях сначала гидроslюды, а затем и хлорита.

Реальное пофракционное соотношение глинистых минералов на первый взгляд подтверждает названные закономерности механической дифференциации: гидрослюда и хлорит тяготеют к фракциям более 1 мкм, а смектит — к субколлоидной. Однако, если содержание гидрослюда постепенно уменьшается при переходе от гемипелагических глин к эвпелагическим, то хлорит достигает максимальных концентраций во фракциях более 1 мкм только в эвпелагической области, где, казалось бы, во всех фракциях должен господствовать смектит. Нормирование относительно гемипелагических глин подтвердило дефицит хлорита в субколлоидной фракции эвпелагических глин, а гидрослюда — во всех фракциях пелагических глин, при этом устойчивый максимум смектита отмечен во фракции 1–10 мкм, т.е. не в субколлоидной. Такие соотношения глинистых минералов неизбежно приводят к допущению дополнительного (эдафогенного) поступления в осадки хлорита и смектита вследствие процессов аутигенного глинообразования при изменениях и разрушении пород дна.

С учетом изложенного и ограниченных возможностей осаждения глинистых минералов в эвпелагической области (за счет пеллетного транспорта и непосредственного выпадения из взвеси субколлоидного материала) представляется, что реальный вклад аутигенных смектита и хлорита в состав пелагических глин значительно больше, чем подсчитано выше.

Геохимические различия основных типов глин Центральной котловины также проявляются достаточно четко (фиг. 8, табл. 6 и 7). В непрерывном ряду от гемипелагических глин к эвпелагическим убывает содержание кремнезема, алюминия, хрома. Обратную тенденцию распределения имеют железо, марганец, кобальт, цинк, никель, медь, однако в зависимости от типа пелагической глины эта тенденция проявлена по-разному. Так, максимум меди и никеля сдвинут в сторону шейстоценовых миопелагических глин, а относительное понижение концентраций этих и ряда других элементов наблюдается в миоценовых пелагических глинах.

* *
*

В заключение отметим, что по комплексу признаков в Центральной котловине выделяются три основных литолого-фациальных типа разновозрастных глин: гемипелагические, миопелагические (переходные) и эвпелагические. Рассмотренные выше несколько разновидностей этих типов глин также реально существуют, но отражают специфику локальных условий седиментации и постепенность переходов между основными типами глин, тогда как ряд ГМ (ГМГ) → МГ (МПГ) → ЭГ следует рассматривать в качестве модельного, присутствующего и другим глубоководным районам Мирового океана. В основе пространственно-временных соотношений неоген-четвертичных глин Центральной котловины (см. фиг. 1–4) лежат глобальные похолодания в Антарктиде, которые приводили к усилению вертикальной циркуляции вод. В результате в конце позднего миоцена началось становление пояса биогенного кремнезема [7]. Зародившись в узкой широтной полосе (7–10° ю.ш.), пояс постепенно расширился до современных границ (2–20° ю.ш.), вызывая соответствующее сокращение площадей распространения мио- и эвпелагических глин (на юге Центральной котловины), а также гемипелагических глин (на севере).

В современных границах пелагический литогенез в Центральной котловине представляется незавершенным относительно позднего миоцена. Действительно, из обязательных компонентов пелагического разреза на поверхности дна широко распространены только кремнисто-глинистые илы; миопелагические глины выявлены на ограниченной площади между 20 и 22° ю.ш., а эвпелагические — отсутствуют. Причины этого кроются, вероятно, в постепенном увеличении продуктивности планктонных организмов как с кремневыми, так и с известковыми скелетами.

Список литературы

1. Безруков П.Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1964. Т. 64. С. 182–201.
2. Демиденко Е.Л., Казарина Г.Х., Свальнов В.Н. Неоген-четвертичное осадконакопление в Центральной котловине Индийского океана в связи с изменением палеогеографической обстановки // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1990. № 3. С. 20–26.
3. Казарина Г.Х. Стратификация неоген-четвертичных отложений Центральной котловины по диатомеям // Железомарганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. С. 100–103.
4. Кругликова С.Б. Радиоларии в неоген-четвертичных отложениях Центральной котловины // Железомарганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. С. 103–105.
5. Свальнов В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.
6. Свальнов В.Н. Литолого-фациальные типы осадков // Железомарганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. С. 72–96.
7. Свальнов В.Н., Демиденко Е.Л. Эволюция приэкваториального пояса биогенного кремнеаккумуляции в Индийском океане // Океанология. 1982. Т. 22. Вып. 1. С. 80–86.
8. Свальнов В.Н., Демиденко Е.Л., Мухина В.В. Скорости осадконакопления в восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 2. С. 465–468.
9. Свальнов В.Н., Шевченко Я. К вопросу о распространении глинистых минералов в осадках восточной части Индийского океана // Океанология. 1977. Т. 17. Вып. 5. С. 855–861.
10. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 6. С. 17–37.
11. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Горбунова З.Н., Зенкевич Н.Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 148–173.
12. Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean // Geochem. Techn. Rep. 1964. V. 8. P. 120–135.
13. Bischoff J.L., Heath G.R., Leinen M.G. Geochemistry of deep-sea sediments from the Pacific manganese nodule province: DOMES Sites A, B and C // Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province. N.Y.: Plenum Press, 1979. P. 397–436.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
4.VI.1988

УДК 552.14:551.79 (262.5)

© 1991 г.

Морозов А.А., Коровушкин В.В., Сидоренко Г.А.,
Демидова Т.П.

О СУЛЬФИДАХ ЖЕЛЕЗА В НОВОЭКСИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧЕРНОГО МОРЯ

При помощи рентгенографического, мессбауэровского и химического анализов исследованы образцы новозвксинских сульфидсодержащих отложений из различных районов Черного моря, и охарактеризован фазовый состав сульфидной составляющей этих осадков.

Геохимические условия формирования позднечетвертичных отложений Черного моря допускают возможность присутствия в них практически всех известных низкотемпературных сульфидов железа. Однако в настоящее время из всего многообразия химических и минеральных сульфидных форм в этих осадках надежно диагностированы лишь пирит и грейгит [7]. Пирит представляет собой основную форму сульфидной минерализации голоценовых отложений, а грейгит (магнитный сульфид смешановалентного железа) обнаружен в составе конкреционных образований и корок, наиболее распространенных в осадках средне-новозвксинского горизонта в районах континентального склона и его подножия. Индивидуальной минеральной формой принято считать также гидротроилит — высокодисперсную кислоторастворимую сульфидную составляющую осадков этого горизонта с непостоянным, но близким к единице значением S/Fe. Достоверные сведения о химическом составе гидротроилита отсутствуют. Предполагается, что он отвечает рентгеноаморфному сульфиду Fe(II) — FeS, а его образование в новозвксинских осадках происходит в результате взаимодействия H₂S, диффундирующего из древнечерноморского горизонта, с реакционноспособными формами Fe(II) [2, 8]. Кроме того, формирование гидротроилитового горизонта в целом, отдельных прослоев, а также полутвердых сгустков и конкреций связывается с диффузионным перераспределением в поровых водах коллоидно-дисперсного FeS в форме FeS · nH₂S или FeS · nH₂O [1, 2, 8]. Очевидно, что эти предположения требуют экспериментальной проверки, в частности выяснения химического и минерального состава гидротроилита. В настоящей работе представлены результаты исследования образцов дисперсной сульфидной фазы, а также твердых включений в осадках разных районов моря методами рентгенографии, мессбауэровской спектроскопии (ЯГР) и фазового химического анализа. Материал для исследования собран в ходе 8-го рейса НИС "Витязь" (1984 г.).

Отбор проб из керна геологической трубки (ТБД) осуществлялся с учетом известных литологических признаков и стратиграфического положения средне-новозвксинского горизонта [9], с соблюдением максимальных предосторожностей против окисления на воздухе. Влажные илы промывались избытком ацетона (~ 1 : 5 по объему) в строго бескислородных условиях, герметизировались и хранились в инертной атмосфере (Ar) в охлажденном состоянии. Промывка ацетоном позволяет удалить иловую воду с растворенными в ней формами Fe и S, исключая пептизацию сульфидного материала, а также элементную серу, присутствующую в исходном осадке и выделившуюся при возможном окислении

влажных образцов. Содержание $S_{\text{исх}}^0$, согласно предварительным определениям, переменна и может быть достаточно велико (до $\sim 10\%$ от $\Sigma S_{\text{H}_2\text{S}}$). Перед инструментальным и химическим анализом ацетон удаляли спиртовой промывкой (ввиду его мешающего влияния при иодометрическом определении серы) и высушивали в токе аргона при комнатной температуре. Твердые включения измельчали в агатовой ступке и также подвергали промывке ацетоном и спиртом. Полученные препараты представляли собой черные и серовато-черные порошки, как правило, проявляющие магнитные свойства. Характеристика натурального осадочного материала и препаратов представлена в табл. 1.

Необходимо отметить, что распределение дисперсного сульфидного материала в осадке весьма неравномерно. Поэтому, не преследуя цели количественной оценки его содержания в осадках и уделяя основное внимание определению химического состава, при малых концентрациях сульфидов мы проводили обогащение проб путем отмывки глинистой части морской водой, а также магнитной сепарацией.

Рентгенографический анализ препаратов производился на дифрактометре ДРОН-2,0 (Fe — K_{α} -излучение, $V = 30$ кВ, $I = 28$ мА; аналитик Г.В. Коленкина, ВИМС).

Анализ методом ЯГР проводился на спектрометре ЯГРС-4, работающем в комплексе с анализатором импульсов АН-4096. Источником γ -излучения служил ^{57}Co в матрице хрома. Калибровка спектров проводилась по $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Изомерный сдвиг рассчитывался относительно нержавеющей стали. Плотность порошковых проб по природному железу составляла не более 15 мг/см². Полученные спектры были разложены на составляющие, по параметрам которых проводилась диагностика железосодержащих фаз. Расчет относительного содержания железа, связанного с каждой фазой, осуществлялся по площади выделенных составляющих.

Результаты инструментальных методов анализа также приведены в табл. 1.

Химический фазовый анализ производился из навесок препаратов от 50 до 500 мг и заключался в двукратной последовательной кислотной обработке (1,5 н. HCl) в двух режимах: при комнатной температуре и при нагревании ($t \leq 100^\circ\text{C}$) с количественным определением продуктов разложения (S^{2-} , S^0 , Fe^{2+} , $\text{Fe}^{3+} = \text{Fe}_{\text{общ}} - \text{Fe}^{2+}$). Анализ завершался определением серы пирита (CrCl_2 , $t = 100^\circ\text{C}$) [3, 5]. Проведение двойной кислотной обработки преследовало цель селективного разложения различных железистых фаз в соответствии с их реакционной способностью. На фиг. 1 приведена общая схема анализа, а в табл. 2 — содержания определяемых компонентов в атомных единицах от $\Sigma\text{Fe} = 1$.

Обсуждение результатов. Один из наиболее существенных результатов исследования состоит в обнаружении с помощью инструментальных методов в дисперсной фазе сульфидного материала грейгита и сульфидных соединений трехвалентного железа. При использовании описанных приемов подготовки образцов грейгит надежно фиксируется как рентгенографически, так и методом ЯГР, позволяющим также количественно оценить содержание этого минерала в препарате. Из сульфидов Fe(III) рентгенофазовым анализом обнаруживается стехиометрический сульфид Fe_2S_3 [10] при достаточно высоких его содержаниях (обр. 4, 6), в то время как присутствие слабоокристаллизованных гидроксосульфидов Fe(III) отражается только в мессбауэровских спектрах.

В настоящее время мессбауэровскими исследованиями убедительно подтверждено, что грейгит по своей химической природе представляет собой сульфидный аналог магнетита — обращенную тиошпинель $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{S}_4^{2-}$. Однако эти исследования проводились до сих пор лишь на образцах, полученных путем гидротермального синтеза [14]. И.А. Морис с соавторами выделяли в спектре ЯГР грейгита один секстиплет и два дублета [12]. Дублеты были объяснены суперпарамагнитным поведением малых частиц Fe_3S_4 , один из них был отнесен к ионам железа в тетраэдрической координации, а другой — в октаэдрической.

Общая характеристика сульфидосодержащего материала и результаты инструментальных методов анализа

Номер образца	Характеристика натурального ила и приготовленного препарата	Исследование препарата	
		рентгенографический анализ	метод ЯГР; распределение Fe по фазам, отн. %
<i>Ст. 795. Нижняя часть шельфа Каламитского залива (глубина 150 м; координаты: 44° 45,5' с.ш., 32° 51,3' в.д.)</i>			
1	Горизонт 300–315 см (новоэвксинские осадки) Черный маслянистый ил с уплотнениями неопределенной формы и размеров (легко измельчаются рукой); в препарате немного сильномагнитного материала	Грейгит (мало); очень много кварца; есть кальцит; следы полевых шпатов, доломита, гематита, возможно, хлорита	Грейгит 11 Гидросульфид Fe(III) + гидрослюда 83 Хлорит 6
<i>Ст. 805. Нижняя часть западного континентального склона (глубина 1585 м; координаты: 42° 28,3' с.ш., 28° 51,4' в.д.)</i>			
2	Горизонт 88–97 см (граница древнечерноморских и новоэвксинских отложений) Черный ил, вмещающий полутвердые сгустки размерами от 0,1 до 2 см (измельчаются рукой), препарат без признаков магнитного материала, получен преимущественно из полутвердых образований	Грейгит (следы); есть кварц, кальцит, гидрослюда, хлорит, следы доломита и плагиоклаза	Гидрослюда + гидросульфид Fe(III) 69 Хлорит 31
3	Горизонт 180–230 см (новоэвксинские осадки) Черный, более плотный ил с полутвердыми включениями; в препарате небольшое количество магнитного материала	Грейгит (мало), много кварца; есть кальцит, гидрослюда, следы доломита, хлорита, полевых шпатов	Грейгит 11 Гидрослюда 74 Хлорит 15
4	Горизонт 362–370 см Черный ил с мелкими полутвердыми включениями (< 0,5 см); в препарате немного магнитного материала, количество которого увеличивается при хранении	Сульфид Fe(III) стехиометрический, по [10]; есть кальцит, кварц, гидрослюда, следы доломита, хлорита	*Грейгит 7–21–32 Гидрослюда + сульфид Fe(III) 82–56–34 Хлорит 11–23–34
5	Горизонт 415–420 см Черный ил, вмещающий полутвердые и твердые включения (желваки, дендритовидные образования размером (0,2–0,5 см); препарат – серовато-черный порошок получен измельчением твердых включений; преобладает магнитный материал	Грейгит (много), кварц (мало)	Грейгит 58 Маккинавит или канзит 36 Хлорит 6
<i>Ст. 806. Абиссальная равнина западной части моря (глубина 2100 м; координаты: 42° 34,2' с.ш., 31° 34,2' в.д.)</i>			
6	Горизонт 180–200 см (новоэвксинские осадки) Черный маслянистый ил, однородный, практически без включений; в препарате очень мало магнитного материала	Сульфид Fe(III) (следы); есть кварц, гидрослюда, кальцит, полевые шпаты, доломит, хлорит	Сульфид Fe(III) + гидрослюда 75 Хлорит 20 Доломит + анкерит 5

Номер образца	Характеристика натурального ила и приготовленного препарата	Исследование препарата	
		рентгенографический анализ	метод ЯГР; распределение Fe по фазам, отн. %
<i>Ст. 813. Нижняя часть Атнатолийского континентального склона (глубина 1477 м; координаты 42° 08,5' с.ш., 35° 27,5' в.д.)</i>			
7	Горизонт 2–5 см (древние новоэвксинские осадки, верхние 2 см)	Пирит (много); грейгит (много); следы кварца и полевых шпатов	Грейгит 49 Пирит 51
8	Горизонт 35–50 см (древние новоэвксинские осадки) Серая глина, включающая твердые серые слабомагнитные пластинки толщиной 0,1–1,5 мм; препарат – серый порошок, получен измельчением твердых включений	Пирит (много), марказит (мало); следы кварца, кальцита, возможно, галенита	Пирит 100
<i>Ст. 839. Абиссальная равнина восточной части моря (глубина 2160 м; координаты: 43° 33,0' с.ш., 36° 20,0' в.д.)</i>			
9	Горизонт 300–315 см (новоэвксинские осадки) Черный маслянистый глинистый ил без включений; препарат – порошок серо-черного цвета без признаков магнитного материала	Сульфидных фаз не обнаружено; много кварца, кальцита, мало гидрослюда, хлорита, плагиоклаза	Грейгит 11 Гидрослюда 83 Хлорит 6
<i>Ст. 852. Континентальный склон северо-западной части моря (глубина 1333 м; координаты: 43° 32,5' с.ш., 30° 53,6' в.д.)</i>			
10	Горизонт 130–140 см (новоэвксинские осадки) Черный глинистый ил без включений, магнитный материал в препарате отсутствует	Сульфидных фаз не обнаружено; много кальцита, есть кварц, гидрослюда, следы плагиоклаза, доломита	Гидрослюда 79 Хлорит 21
11	Горизонт 140–152 см Черный глинистый ил, в препарате немного магнитного материала	Грейгит (мало); много кварца, есть кальцит, хлорит, гидрослюда, мало плагиоклаза, доломита	Грейгит 2 Гидрослюда 61 Хлорит 37
12	Горизонт 195–212 см Черный глинистый ил без включений, в препарате немного магнитного материала	Грейгит (много); есть кварц, слюда, кальцит	Грейгит 9 Гидрослюда 70 Хлорит 21
13	Горизонт 232–240 см Черный глинистый ил без включений, в препарате много магнитного материала	Грейгит (много); есть кварц, слюда, кальцит	Грейгит 66 Маккинавит или канзит 23 Хлорит 11

Номер образца	Характеристика натурального ила и приготовленного препарата	Исследование препарата	
		рентгенографический анализ	метод ЯГР; распределение Fe по фазам, отн. %
14	Горизонт 240–260 см Черный творожистый ил, включающий твердые крупные (0,5–1 см) дендритовидные сильномагнитные образования – “конкреции”	Как в дисперсной фазе осадка, так и в конкреции: грейгит (очень много), присутствует маккинавит или канзит	Дисперсная фаза: грейгит 76, маккинавит или канзит 24
	<i>Ст. 856. Континентальный склон северо-западной части моря (глубина 1292 м; координаты: 43° 35,7' с.ш., 30° 59,8' в.д.)</i>		
15	Черный глинистый ил без включений, в препарате магнитная фракция отсутствует	Грейгит (следы); есть кварц, кальцит, гидрослюда, хлорит, доломит	Грейгит 4 Гидрослюда 71 Хлорит 25

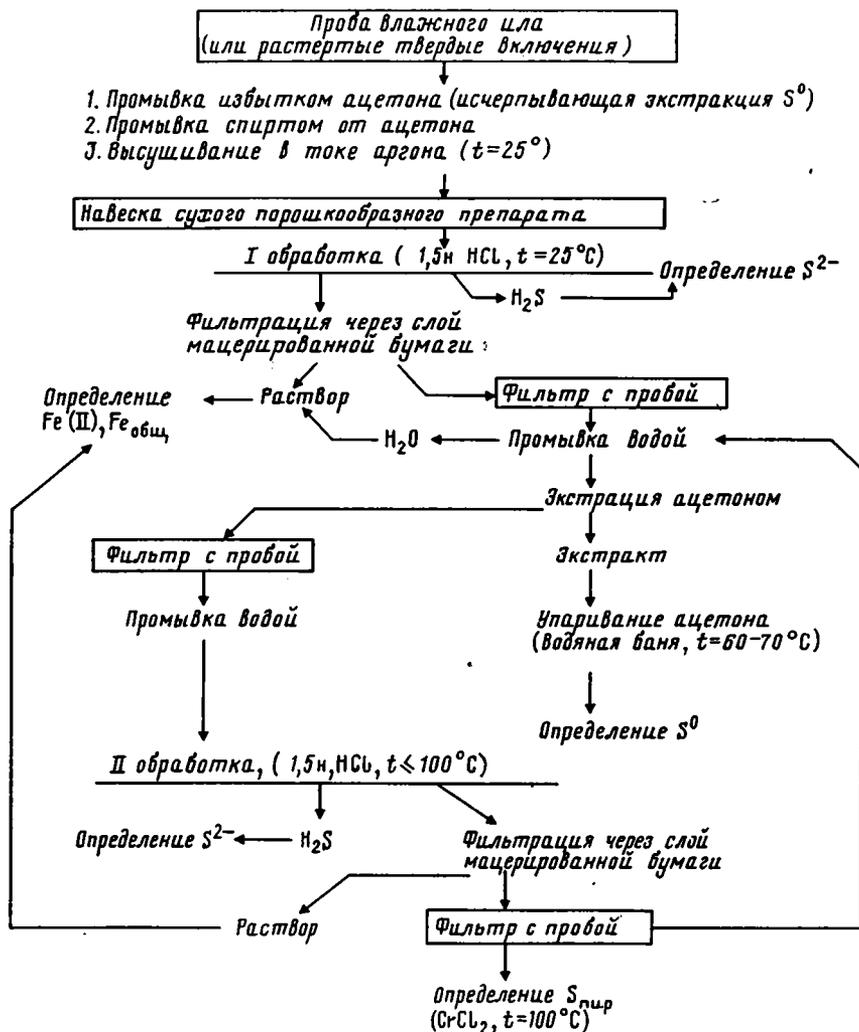
*Изменения Fe-грейгита от 7 до 21% и Fe-хлорита от 11 до 23% при хранении препарата обнаружены методом ЯГР; изменения 21–32 и 23–34% соответственно рассчитаны из данных химического анализа [6].

Не были сделаны попытки выделить в секстиплете составляющие от тетра- и октаэдрических ионов железа. Измерения грейгита в магнитном поле подтвердили, что этот минерал является сульфидным аналогом магнетита [11]. Разрешенные в магнитном поле два секстиплета показали присутствие ионов Fe^{3+} в тетраэдрических (A) и ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в октаэдрических (B) позициях структуры. Было также установлено, что величина Fe^{2+}/Fe^{3+} в грейгите изменяется в зависимости от способа приготовления образцов. Наблюдаемые секстиплеты, отвечающие A- и B-позициям железа, имели параметры: сверхтонкое магнитное поле $H_A = 311$ кэ, $H_B = 310$ кэ, изомерный сдвиг δ относительно нержавеющей стали составил соответственно 0,52 и 0,82 мм/с.

Мессбауэровские спектры исследованных нами образцов (обр. 5, 7, 13, 14), содержащих значительные количества грейгита, представляют собой суперпозицию секстиплета с уширенными линиями и одного или двух дублетов. Дублеты от ионов Fe^{3+} ввиду многофазности образцов могут быть обусловлены не только суперпарамагнитным поведением малых частиц Fe_3S_4 (как это отмечено для синтетических образцов), но и присутствием Fe^{3+} других фаз. Это подтверждается измерением обр. 14 при температуре жидкого азота, которое показывает лишь частичное уменьшение интегральной интенсивности центрального дублета. Таким образом, в дублеты от ионов Fe^{3+} могут вносить свой вклад как Fe^{3+} гидрослюда и гидроксидов, так и сульфидных соединений Fe^{3+} , что делает невозможной идентификацию этих компонентов в отдельности. Поэтому вывод о присутствии рентгеноаморфных сульфидов Fe(III) делался на основании всей совокупности данных – ЯГР, рентгенографии и химического анализа.

Секстиплеты от ионов железа тетра- и октаэдрических позиций в грейгите разрешаются несколько хуже, чем в мессбауэровском спектре магнетита. Лучшее разрешение достигается лишь при измерении в магнитном поле. Тем не менее мы попытались разложить секстиплет с уширенными линиями на два. Полученные параметры для тетраэдрических (A) и октаэдрических (B) ионов железа ($H_A = 310$ кэ, $H_B = 306$ кэ; $\delta_A = 0,48$ мм/с, $\delta_B = 0,72$ мм/с) оказались близки к данным, приведенным в литературе [11], что подтверждает надежность диагностики черноморского грейгита и его шпинельную структуру.

Особенность исследованных образцов грейгита состоит в том, что в их мес-



Фиг. 1. Схема подготовки проб и химического анализа сульфидосодержащих осадков

сбауэровских спектрах наблюдается большее отклонение соотношения площадей А- и В-секстиплетов от теоретического (0,5), чем это имело место для синтетических разностей. Это отклонение отвечает дефициту двухвалентного железа относительно теоретического состава.

Меньшая величина изомерного сдвига для Fe^{3+} А-позиций и (Fe^{2+}, Fe^{3+}) В-позиций по сравнению с изомерным сдвигом ионов железа в магнетите свидетельствует о более высокой ковалентности связи Fe – S, чем Fe – O. Этим же объясняются и существенно меньшие магнитные поля на ядрах Fe в грейгите, чем в магнетите.

Измерения грейгита при температуре жидкого азота существенно не улучшили разрешения двух секстиплетов его спектра. Кроме того, с понижением температуры измерения мы не наблюдали фазового перехода, подобного переходу Вервея в магнетите, сопровождающегося перестройкой структуры и изменением свойств.

Таким образом, данные исследований методом ЯГР, а в ряде случаев и рентгенофазового анализа не оставляют сомнений в присутствии в гидротроилите ново-

Результаты химического анализа (ат. ед. от $\Sigma \text{Fe} = 1$)

Номер образ-ца	Номер станции, горизонт, см	I обработка (1,5 н. HCl, $t = 25^\circ \text{C}$)				II обработка (1,5 н. HCl, $t \leq 100^\circ \text{C}$)				CrCl ₂ , $t = 100^\circ \text{C}$		ΣFe	ΣS
		Fe(II)	Fe(III)	S ²⁻	S ⁰	Fe(II)	Fe(III)	S ²⁻	S ⁰	Fe _{пир}	S _{пир}		
1	795 (300–315)	0,959	0,011	0,680	0,387	0	0	0	0,030	0,030	0,060	1,000	1,157
2	805 (88–97)	0,628	0	0,361	0,244	0,232	0,140	0	0	–	Сл.	1,000	0,605
3	805 (180–230)	0,676	0	0,506	0,188	0,226	0,070	0,055	0,061	0,028	0,056	1,000	0,866
4	805 (362–370)	0,893	0	0,360	0,228	0,034	0,066	0,084	0,014	0,007	0,014	1,000	0,700
5	805 (415–420)	0,310	0	0,537	0,189	0,074	0,008	0,023	0,028	0,008	0,016	1,000	0,793
6	806 (180–200)	0,553	0,213	0,442	0,252	0,204	0	0,055	0,119	0,030	0,060	1,000	0,928
7	813 (2–5)	0,186	0,003	0,143	0,036	0,014	0	0,016	0,016	0,797	1,594	1,000	1,805
8	813 (35–50)	0,068	0	0	0	0,253	0,006	0,135	0,093	0,679	1,358	1,000	1,586
9	839 (300–315)	0,373	0,034	0,203	0,102	0	0,237	0	0	0,356	0,712	1,000	1,017
10	852 (130–140)	0,814	0,010	0,304	0,431	0,117	0,010	0	0	0,049	0,098	1,000	0,833
11	852 (140–152)	0,724	0	0,391	0,174	0	0,072	0	0	0,204	0,408	1,000	0,973
12	852 (195–212)	0,466	0,006	0,205	0,060	0,429	0,083	0,434	0,064	0,016	0,032	1,000	0,795
13	852 (232–240)	0,648	0,022	0,328	0,147	0,314	0	0,205	0,090	0,016	0,032	1,000	0,802
14а	852 (240–260) дисперсная фаза осадка	0,838	0,005	0,440	0,174	0,145	0	0,049	0,123	0,012	0,024	1,000	0,810
14б	852 (240–250) конкреция	0,847	0,004	0,643	0,100	0,122	0	0,082	0,073	0,027	0,054	1,000	0,952
14в	852 (250–260) конкреция	0,878	0,022	0,693	0,174	0,035	0,059	0,024	0,025	0,006	0,012	1,000	0,928
15	856 (140–165)	0,702	0,099	0,555	0,170	0,176	0	0	0,034	0,022	0,044	1,000	0,802

эвксинских отложений существенных количеств трехвалентного железа в составе сульфидных фаз.

Это обстоятельство определило схему химического анализа препаратов (см. фиг. 1), наиболее важный этап которой состоит в количественном определении элементной серы S⁰, выделяющейся в ходе кислотной обработки. Ее содержание (при условии исчерпывающей экстракции исходной S⁰) отвечает стехиометрии внутрифазного окислительно-восстановительного разложения сульфидных соединений Fe(III): $2\text{Fe}^{3+} + \text{S}^{2-} = 2\text{Fe}^{2+} + \text{S}^0$. Выделением S⁰ в результате взаимодействия H₂S с присутствующими окристаллизованными гидроксидными формами Fe(III) можно пренебречь ввиду наблюдавшейся в предварительных экспериментах резко замедленной кинетики растворения этих форм по сравнению с сульфидной составляющей, а также из-за их незначительного содержания. Не-

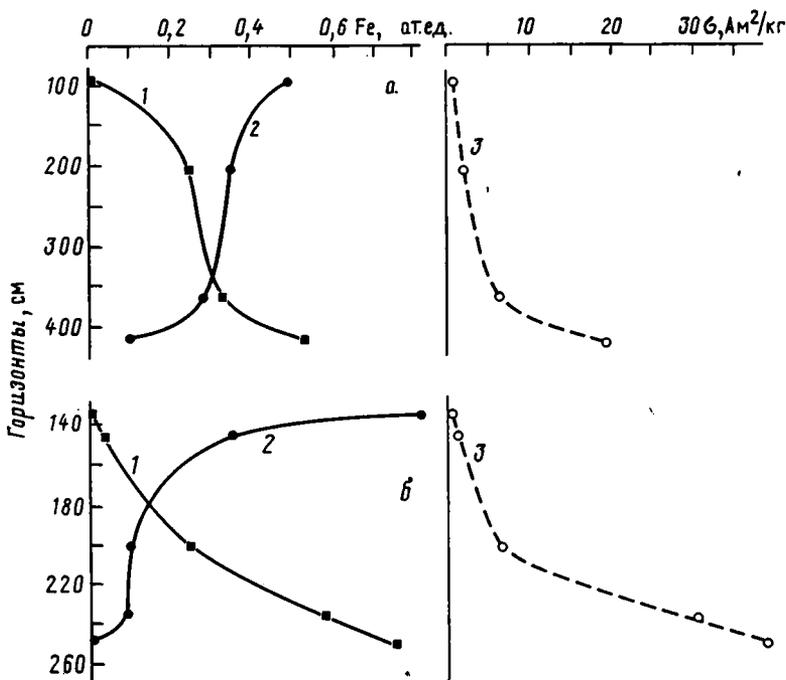
Вероятный фазовый состав сульфидной кислоторастворимой части препарата

1	2	Распределение форм Fe и S по фазам, ат. ед.; расчет на $\Sigma Fe = 1$, определенного химическим анализом (см. табл. 2), $3 FeS_{1,33} = Fe^{2+}Fe^{3+}S_7^{2-}$ — теоретический состав грейгита, $S^{2-(0)}$ — сульфидная сера, выделившаяся в ходе анализа в виде элементной		4
		сульфидная часть препарата, ат. ед.		
1	Ст. 795 (300–315) Грейгит : $Fe^{2+}_{\text{несульф}} = 11 : 6$; $Fe^{2+} = 0,185$ ат. ед.	$[Fe^{2+}_{0,70}Fe^{3+}_{1,40}S^{2-(0)}_{0,70}S^{2-}_{0,210}S^{2-}_{0,470}S^{2-(0)}_{0,317}Fe^{3+}_{0,634}] OH_{0,328}$ $(S^{2-(0)}_{0,055})^*$ $\xrightarrow{0,210 FeS_{1,33}}$ $\xrightarrow{0,634 FeS_{1,240}}$		0,115
2	Ст. 805 (88–97) $Fe^{2+} = 0,372$ ат. ед.; грейгит отсутствует	$[Fe^{2+}_{0,488}S^{2-(0)}_{0,244}S^{2-}_{0,361}] (OH)_{0,264}$ $(S^{2-(0)}_{0,042})$ $\xrightarrow{0,488 FeS_{0,240}}$		0,372
3	Ст. 805 (180–230) Грейгит : $Fe^{2+}_{\text{несульф}} = 11 : 15$; $Fe^{2+} = 0,404$ ат. ед.	$[Fe^{2+}_{0,70}Fe^{3+}_{1,3}S^{2-(0)}_{0,70}S^{2-}_{0,238}S^{2-}_{0,323}S^{2-(0)}_{0,170}Fe^{3+}_{0,340}] (OH)_{0,034}$ $(S^{2-(0)}_{0,004})$ $\xrightarrow{0,238 FeS_{1,33}}$ $\xrightarrow{0,340 FeS_{1,45}}$		0,325
4	Ст. 805 (362–370)** Грейгит : $Fe^{2+}_{\text{несульф}} = 32 : 34$; $Fe^{2+} = 0,443$ ат. ед.	$[Fe^{2+}_{1,06}Fe^{3+}_{2,12}S^{2-(0)}_{1,06}S^{2-}_{0,318}S^{2-}_{1,26}S^{2-(0)}_{0,136}Fe^{3+}_{0,292}] (OH)_{0,292}$ $(S^{2-(0)}_{0,049})$ $\xrightarrow{0,318 FeS_{1,33}}$ $\xrightarrow{0,272 FeS_{0,965}}$		0,337
5	Ст. 805 (415–420) Грейгит : $Fe^{2+}_{\text{несульф}} = 58 : 6$; $Fe_{\text{Грейгит}} : Fe^{3+}_{FeS} = 58 : 36$; $Fe^{2+} = 0,550$ ат. ед.	$[Fe^{2+}_{1,73}Fe^{3+}_{3,46}S^{2-(0)}_{1,73}S^{2-}_{0,237}S^{2-}_{0,282}S^{2-}_{0,414}] (OH)_{0,740}$ $(S^{2-(0)}_{0,068})$ $\xrightarrow{0,520 FeS_{1,33}}$ $\xrightarrow{0,323 FeS}$ $\xrightarrow{0,088 FeS_{0,55}}$		0,054
6	Ст. 806 (180–200) Грейгит отсутствует $S^0(a-) = 0,354$ ат. ед.; $Fe^{2+} = 0,049$ ат. ед.	$[Fe^{2+}_{0,708}S^{2-(0)}_{0,354}S^{2-}_{0,497}] (OH)_{0,422}$ $(S^{2-(0)}_{0,070})$ $\xrightarrow{0,708 FeS_{1,202}}$ или $0,286 Fe^{3+}S^{2-}_{1,1} + 0,422 Fe^{3+}S^{2-} (OH)$		0,049
7	Ст. 813 (2–5) $S^0(a-) = 0,043$ ат. ед.; $Fe^{2+} = 0,114$ ат. ед.	$[Fe^{2+}_{0,44}Fe^{3+}_{0,88}S^{2-(0)}_{0,44}S^{2-}_{0,129}S^{2-}_{0,030}Fe^{3+}_{0,030}]$ $\xrightarrow{0,120 FeS_{1,33}}$ $\xrightarrow{0,030 FeS}$		0,041
8	Ст. 813 (35–50) $S^2- = 0,135$ ат. ед.; $S^0(a-) = 0,093$ ат. ед.; $Fe^{2+} = 0,135$ ат. ед.	$[Fe^{2+}_{0,44}Fe^{3+}_{0,88}S^{2-(0)}_{0,44}S^{2-}_{0,135}S^{2-(0)}_{0,044}Fe^{3+}_{0,093}] (OH)_{0,135}$ $\xrightarrow{0,135 FeS_{1,33}}$ $\xrightarrow{0,096 FeS_{0,8}}$		0,090
9	Ст. 839 (300–315) Грейгит отсутствует (данные РГА, табл. 1); $Fe^{2+} = 0,168$ ат. ед. Грейгит : $Fe^{2+}_{\text{несульф}} = 11 : 6$ (данные ЯГР, см. табл. 1); $Fe^{2+} = 0,168$ ат. ед.	$[Fe^{2+}_{2,04}S^{2-(0)}_{1,02}S^{2-}_{2,03}] (OH)_{0,003}$ $\xrightarrow{0,204 FeS_{1,495}}$ $[Fe^{2+}_{0,44}Fe^{3+}_{0,88}S^{2-(0)}_{0,44}S^{2-}_{0,135}S^{2-}_{0,011}S^{2-(0)}_{0,036}Fe^{3+}_{0,076}] (OH)_{0,135}$ $\xrightarrow{0,192 FeS_{1,33}}$ $\xrightarrow{0,076 FeS_{0,645}}$		0,168 0,104

1	2	3	4
10	Ст. 852 (130–140) Грейгит отсутствует $S^0(a^-) = 0,407$ ат. ед.; $Fe^{2+} = 0,117$ ат. ед.	$[Fe_{0,814}^{2+} S_{0,407}^{2-} S_{0,304}^{2-}] (OH)_{1,020}$ $(S_{0,170}^{2-})$ $\longleftarrow 0,814 FeS_{0,873}$	0,117
11	Ст. 852 (140–152) $Fe_{Грейгит} : Fe_{Несульф}^{2+} = 2 : 37$; $Fe^{2+} = 0,376$ ат. ед.	$[Fe_{0,007}^{2+} Fe_{0,014}^{3+} S_{0,007}^{2-} S_{0,021}^{2-} S_{0,034}^{2-} S_{0,167}^{2-} Fe_{0,334}^{3+} S_{0,036}^{2-} Fe_{0,036}^{2+}]$ $\longleftarrow 0,021 FeS_{1,33} \quad \longleftarrow 0,334 FeS_{1,50} \quad \longleftarrow 0,036 FeS$	0,333
12	Ст. 852 (195–212) $Fe_{Грейгит} : Fe_{Несульф}^{2+} = 9 : 21$; $Fe^{2+} = 0,647$ ат. ед.	$[Fe_{0,081}^{2+} Fe_{0,162}^{3+} S_{0,081}^{2-} S_{0,243}^{2-} S_{0,086}^{2-} S_{0,043}^{2-} Fe_{0,086}^{3+} S_{0,310}^{2-} Fe_{0,310}^{2+}]$ $\longleftarrow 0,243 FeS_{1,33} \quad \longleftarrow 0,086 FeS_{1,50} \quad \longleftarrow 0,310 FeS$	0,256
13	Ст. 852 (232–240) $Fe_{Грейгит} : Fe_{Несульф}^{2+} = 66 : 11$; $Fe_{Грейгит} : Fe_{FeS}^{2+} = 66 : 23$; $Fe^{2+} = 0,488$ ат. ед.	0,200 FeS $[Fe_{0,192}^{2+} Fe_{0,384}^{3+} S_{0,192}^{2-} S_{0,333}^{2-} S_{0,200}^{2-} S_{0,045}^{2-} Fe_{0,090}^{3+} Fe_{0,300}^{2+}] (OH)_{0,666}$ $\longleftarrow 0,576 FeS_{1,33} \quad \longleftarrow 0,090 FeS_{0,5}$	0,096
14а	Ст. 852 (240–260) (дисперсная фаза осадка) $Fe_{Грейгит} : Fe_{FeS}^{2+} = 76 : 24$; $Fe^{2+} = 0,489$ ат. ед.; $S^0 = 0,247$ ат. ед.; $Fe^{2+} = 0,489$ ат. ед.	$[Fe_{0,251}^{2+} Fe_{0,502}^{3+} S_{0,251}^{2-} S_{0,247}^{2-} S_{0,238}^{2-} Fe_{0,238}^{2+}] (OH)_{1,012}$ $\longleftarrow 0,753 FeS_{0,997} \quad \longleftarrow 0,238 FeS$ $[Fe_{0,247}^{2+} Fe_{0,494}^{3+} S_{0,247}^{2-} S_{0,247}^{2-} S_{0,242}^{2-} Fe_{0,242}^{2+}] (OH)_{0,985}$ $\longleftarrow 0,247 Fe_3S_2 \quad \longleftarrow 0,242 FeS$	
14б	Ст. 852 (240–250) (конкреция) $S^0 = 0,161$ ат. ед.; $Fe^{2+} = 0,647$ ат. ед.	$[Fe_{0,161}^{2+} Fe_{0,322}^{3+} S_{0,161}^{2-} S_{0,483}^{2-} S_{0,242}^{2-} Fe_{0,242}^{2+}]$ $\longleftarrow 0,483 FeS_{1,33} \quad \longleftarrow 0,242 FeS$	0,244
14в	Ст. 852 (250–260) (конкреция) $S^0 = 0,191$ ат. ед.; $Fe^{2+} = 0,531$ ат. ед.	$[Fe_{0,191}^{2+} Fe_{0,382}^{3+} S_{0,191}^{2-} S_{0,573}^{2-} S_{0,144}^{2-} Fe_{0,144}^{2+}]$ $\longleftarrow 0,573 FeS_{1,33} \quad \longleftarrow 0,144 FeS$	0,196
15	Ст. 856 (140–165) $Fe_{Грейгит} : Fe_{Несульф}^{2+} = 4 : 25$	$[Fe_{0,072}^{2+} Fe_{0,048}^{3+} S_{0,072}^{2-} S_{0,072}^{2-} S_{0,360}^{2-} S_{0,180}^{2-} Fe_{0,360}^{3+} S_{0,123}^{2-} Fe_{0,123}^{2+}]$ $\longleftarrow 0,072 FeS_{1,33} \quad \longleftarrow 0,360 FeS_{1,50} \quad \longleftarrow 0,123 FeS$	0,323

*В скобках даны теоретически рассчитанные максимальные количества $S^{2-}(6)$, которые могут быть обеспечены взаимодействием $FeS + 2Fe^{2+}_{Несульф} = 2Fe^{2+} + S^0$ для данного состава.

**Исследованию обр. 1 посвящена работа [6]; данные $Fe_{Грейгит}$ 32%, $Fe_{Хлор}$ 34% рассчитаны на момент химического анализа при учете распада гидросульфидов Fe(III). Состав гидросульфидов по [6] с учетом перераспределения Fe – 0,21 $FeS_{1,33}$.



Фиг. 2. Распределение железа грейгита и гидроксосульфидов в разрезе средне-новозвксинского "гидротроилитового" горизонта, ат. ед. от $\Sigma Fe = 1$ (по данным табл. 3)

a — ст. 805 (глубина 1585 м; координаты: 42° 28,3' с.ш., 28° 51,4' в.д.);
б — ст. 852 (глубина 1333 м; координаты: 43° 32,5' с.ш., 30° 53,6' в.д.); 1 — Fe-грейгита, 2 — Fe-гидроксосульфидов, 3 — намагниченность (по данным Н.Ю. Якубовской, ВИМС)

обходимо отметить, что в ряде образцов, несмотря на исчерпывающую экстракцию ацетоном, сохранились примесные количества $S_{исх}^0$, представляющие собой особую изолированную форму элементной серы, по-видимому, генетически связанную с сульфидными фазами, которые затрудняют проникновение экстрагента к внутренним зонам дисперсных частиц.

Комбинируя результаты метода ЯГР (см. табл. 1) и химического анализа (см. табл. 2), мы попытались выделить из общего состава кислоторастворимой части препарата индивидуальные сульфидные фазы и оценить их относительные количественные содержания (табл. 3).

По степени достоверности количественных оценок содержаний компонентов в препаратах методом ЯГР наиболее надежными представляются определения железа грейгита, а также несulfидного Fe(II), диагностируемого как железо хлорита. Однако, принимая во внимание величину общей погрешности определения (до 5%), возможность маскировки примесных фаз, учитывая обнаруженный дефицит Fe^{2+} в фазе грейгита, который трудно оценить количественно, а также возрастание погрешности химического (бихроматометрического) определения железа при малых его содержаниях ($\pm 10\%$ при Fe 0,3 мг), можно видеть, что рассчитанный фазовый состав сульфидной составляющей препарата должен иметь приблизительный характер. Кроме того, в ряде случаев обнаруживаются заметные различия между результатами разных методов анализа, по-видимому, вследствие высокой гетерогенности материала (обр. 7, 8, 9, 11). Тем не менее при всех возможных ошибках очевидно, что содержания главных сульфидных компонентов достаточно велики, сравнимы между собой и не оставляют сомнений в их химической природе. Это убеждает в целесообразности расчета составов, которые в

дальнейшем могут служить ориентировочными данными в исследованиях природных и синтетических сульфидов, а в настоящей работе показывают общие тенденции распределения этих фаз в новозвксинских отложениях.

Расчет состава препаратов проводили в следующей последовательности. Железо (III), а также железо (II), выделение которого не сопровождалось выделением серы, относилось к несульфидным формам. После исключения из состава образца этих форм, а также пирита и примеси $S_{исх}^0$ (рассчитываемой исходя из количества обнаруженного Fe^{2+}) определяли общее количество сульфидного Fe(III) в соответствии со стехиометрией: $Fe(III): S^0 = 2 : 1$ (см. табл. 2). Далее, используя соотношения между железом грейгита и хлорита, согласно данным ЯГР (см. табл. 1), к железу грейгита (при условии $Fe^{2+} : Fe^{3+} = 1 : 2$, т.е. пренебрегая возможными вариациями отношения форм) относили сульфидную серу в количестве, отвечающем стехиометрии Fe_3S_4 . Остаток трехвалентного железа и серы, если таковые имеются, характеризует состав сульфидного соединения Fe(III), которое с учетом анионной электрокомпенсации за счет гидроксильных групп (ввиду обычного дефицита серы по отношению к стехиометрии ($Fe_2S_3 + Fe_3S_4$)) представляет собой гидроксосульфид Fe(III).

Специальным исследованием установлено, что часть Fe(III) (и соответственно ионов OH^-) может принадлежать высокодисперсному аморфному гидроксиду Fe(III), реагирующему с H_2S в солянокислой среде в ходе анализа [6]. Поскольку количественный учет этой фазы в данном случае невозможен, следует иметь в виду, что реальное значение S/Fe в сульфидной фазе Fe(III) может быть несколько выше, увеличивая вероятность присутствия стехиометрического сульфида Fe_2S_3 .

Для проверки возможности альтернативной интерпретации данных (т.е. выделения S^0 в ходе анализа по реакции: $2Fe_{несульфид}^{3+} + FeS \xrightarrow{HCl} 3Fe^{2+} + S^0$, при отсутствии сульфидов Fe^{3+}) был выполнен контрольный расчет, который показал, что такое допущение требует присутствия в исходном препарате столь высоких количеств $S_{исх}^0$ (0,1–0,4 ат.ед.), которые совершенно исключаются условиями предварительной экстракции избытком ацетона. Максимальные количества S^0 , которые могут быть обеспечены указанной реакцией при имеющихся соотношениях форм железа, для ряда образцов приведены в табл. 3.

Следует отметить, что расчет атомных содержаний всех компонентов до третьего знака (см. табл. 2 и 3) не отражает точности определений, однако необходим для сведения баланса форм в их сумме.

Резюмируя результаты выполненного исследования, можно сделать ряд заключений относительно химической природы кислоторастворимых сульфидов новозвксинских отложений и условий их образования.

Выявление поликомпонентности химического состава гидротроилита с преобладанием сульфидных соединений Fe(III) делает несостоятельным существующее до сих пор представление об этой форме сульфидной минерализации как о диффузионно-подвижном коллоидно-дисперсном моносulfиде FeS. Эта поликомпонентность, при наблюдаемом исключительно тонком взаимопроникновении индивидуальных фаз, предполагает существование между ними тесной генетической связи, что подтверждается обнаруженным в лабораторных условиях процессом распада гидроксосульфида Fe(III) с образованием грейгита и выделением несульфидного Fe(II) [6, 13]. Несмотря на то что условия, контролирующие этот процесс, пока не вполне ясны, его протекание логично допустить и в природных морских осадках. Несульфидное Fe(II) при достаточном количестве в системе сульфидной серы может связываться в аморфный моносulfид FeS, образующий при старении окристаллизованные формы – маккинавит или канзит. Поэтому фазу гидроксосульфида Fe(III) можно рассматривать как исходную по отношению к грейгиту и моносulfиду, хотя, по-видимому, определенные соотношения всех сульфидных форм, включая пирит, могут складываться в зависимости от условий уже на стадии сульфидизации железистой составляющей осадочного

материала. Наблюдаемый общий дефицит серы относительно стехиометрии ($\text{Fe}_3\text{S}_4 + \text{Fe}_2\text{S}_3$) может быть интерпретирован с учетом описанного нами ранее последовательного характера сульфидизации аморфных гидроксидов $\text{Fe}(\text{III})$ [4, 6]. Неизбежный результат этого процесса состоит в образовании смешанолигандных координационных структур с дефицитом серы относительно состава Fe_2S_3 за счет неполностью замещенных серой гидроксильных групп, т.е. гидроксосульфидов переменного состава от $\text{Fe}^{3+}\text{S}_{0,5}^2-(\text{OH})_2$ до $\text{Fe}^{3+}\text{S}_{1,5}^2$. Внутрифазный распад этих соединений, сопровождающийся появлением ионов Fe^{2+} , элементной серы, а также дегидратацией, приводит к структурной перестройке и упорядочиванию с формированием фрагментов кристаллической решетки грейгита. При этом, по-видимому, часть сульфидной серы может координироваться одновременно железом грейгита (*A*- и *B*-позиции шпинели) и железом (III) исходной фазы.

В ряде случаев сульфидные образования характеризуются весьма существенным дефицитом серы. Так, например, в дисперсной сульфидной фазе обр. 14а серы не хватает до стехиометрического состава грейгита даже с учетом серы маккинавита (см. табл. 3). При бесспорном присутствии обоих компонентов (см. табл. 1) и четко выделяющихся частных стехиометрических соотношений ($\text{Fe}_{\text{FeS}} = \text{Fe}_{\text{Грейг}}^{2+}$; $\text{S}_{\text{FeS}} = 1/4 \text{S}_{\text{Грейг}}$) этот факт демонстрирует одно из противоречий относительно природы низкотемпературного грейгита, разрешение которого, по-видимому, будет возможно лишь в контролируемых условиях лабораторного синтеза. На данном этапе наличие указанных соотношений, отражающих взаимную координацию структурных единиц грейгита и маккинавита, может быть интерпретировано как результат перераспределения Fe и S исходной фазы — первичной по отношению к обоим сульфидам.

Двухвалентное железо, образующееся наряду с грейгитом при распаде исходного гидроксосульфида, может выполнять роль внешнесферного катиона для насыщенных координационных сфер аналогично натрию в описанных нами ранее синтетических гидроксоферритах Na [4, 7], а при дальнейшей дегидратации и упорядочивании — также принимать участие в координации серы с формированием собственных фаз моносульфида. Часть Fe^{2+} может, по-видимому, удаляться из твердой фазы, мигрируя в растворе дегидратационной воды.

Элементная сера в соответствии с микроразнональным характером процесса распада выделяется в рассеянном состоянии и собственной фазы, очевидно, не образует. Будучи химически не связанной в новообразованных сульфидных структурах, она легко экстрагируется ацетоном, однако некоторая ее часть может быть захвачена упорядочивающейся структурой сульфида и перейти в трудноэкстрагируемую, изолированную форму. Этим обстоятельством можно объяснить присутствие примесных количеств S^0 в исследуемых образцах после экстракции.

Отмеченные особенности не позволяют рассматривать исследуемый объект как простую механическую смесь различных фаз. Наиболее рационально его можно определить как сульфидную систему разновалентного железа (в целом: $\text{Fe}(\text{III}) - \text{Fe}(\text{II}) - \text{S}^{2-} - \text{S}^0 - \text{S}_2^{2-}$), находящуюся в процессе трансформации из аморфного состояния в фрагментарно упорядоченную поликристаллическую макроструктуру. По своему физическому содержанию этот процесс полностью отвечает понятию старения геля, однако в данном случае структурное многообразие и сложность, обусловленные микроразнональностью дегидратации и кристаллизации аморфного вещества, а также различиями в координационных возможностях разновалентных ионов, увеличиваются вследствие внутрифазных окислительно-восстановительных взаимодействий.

Выявленные особенности состава новозвксинских сульфидов и генетические связи между ними заставляют поставить под сомнение возможность их диффузионной миграции в поровых водах отложений, и в частности известный механизм образования твердых магнитных включений (грейгитовых "конкреций"), допускающий так называемое коллоидно-химическое стягивание рассеянного в осадке дисперсного FeS в твердое тело [2, 8].

Помимо того что моносulfид FeS, будучи одним из продуктов распада исходной фазы, присутствует в осадках в подчиненных количествах и далеко не всегда, общий дефицит серы в системе резко ограничивает возможность характерной для sulfидов стабилизации сероводородом коллоидно-дисперсных частиц любого состава. Кроме того, грейгит, имея в своем составе окисленную форму Fe^{3+} , не может быть в принципе образован из моносulfида железа без участия внешнего окислителя, отсутствующего в новоэвксинских отложениях. При этих ограничениях обнаруженные нами равные содержания FeS (маккинавита) как в составе конкреции, так и в дисперсной фазе из одного и того же горизонта (см. табл. 3, обр. 14а, б) убедительно демонстрируют несостоятельность механизма коллоидно-химического стягивания моносulfида. В ходе конкрециеобразования более реален, по-видимому, обмен первичных гидроксосulfидных координационных структур истинно растворенными в поровых водах компонентами: HS^- и Fe^{2+} , в пользу чего может свидетельствовать их дефицит в дисперсной фазе по сравнению с конкрецией.

Исследованные магнитные конкреции из средненовоэвксинского горизонта существенно отличаются по составу от твердых пластинчатых образований и корок из древних новоэвксинских отложений (см. табл. 3, ст. 813, обр. 7, 8). Последние состоят главным образом из пирита и содержат подчиненные количества грейгита, а также моносulfида (обр. 7) или гидроксосulfида Fe(III) (обр. 8), причем далее вниз по разрезу твердые включения сложены только пиритом. В конкрециях же, состоящих из грейгита и маккинавита, обнаружены примесные содержания FeS_2 . Эти различия весьма ограничивают возможную генетическую связь между древними и более молодыми твердыми sulfидными образованиями и означают, что их состав помимо внутрифазного перераспределения компонентов во многом контролируется составом начального продукта sulfидизации железистой составляющей осадочного материала. Например, грейгит теоретического состава не может при распаде перейти в пирит без образования моносulfида: $Fe_3S_4 \rightarrow FeS_2 + 2FeS$, однако это возможно для гидроксосulfида: $2FeS(OH) \rightarrow FeS_2 + Fe_{p-p}^{2+} + 2OH^-$. Состав исходного продукта зависит от условий sulfидообразования: pH, t , величины Fe^{2+}/Fe^{3+} , реакционной способности форм Fe, общего значения Fe/S в реакции, степени аэрации и т.д., а направление дальнейшего внутрифазного превращения контролируется составом и свойствами образованной фазы и условиями ее существования в осадке.

Конкретную реализацию процесса sulfидообразования можно наблюдать по результатам анализа дисперсной фазы sulfидных осадков в вертикальном разрезе гидротроилитового горизонта. Для двух районов континентального склона (см. табл. 1, ст. 805, 852), несмотря на различия в мощностях и особенностях стратификации sulfидных прослоев, обнаружено закономерное увеличение грейгита и уменьшение гидроксосulfидов Fe(III) в сумме sulfидных форм вниз по разрезу отложений (фиг. 2). При несомненной вторичности грейгита по отношению к sulfидам Fe(III) такой характер распределения свидетельствует о последовательном формировании sulfидной минерализации гидротроилитового горизонта по мере накопления новоэвксинских осадков, поскольку отражает рост глубины распада исходной фазы гидроксосulfида Fe(III) с увеличением возраста вмещающего осадка. Вопрос остается открытым только в отношении скорости распада исходных гидроксосulfидов Fe(III). В зависимости от условий он может происходить быстро, и тогда полученное распределение в большей степени отражает изменение условий диагенетического sulfидообразования в новоэвксинских осадках. При замедленном распаде в захороненных отложениях кривые (см. фиг. 2) демонстрируют различные для отдельных горизонтов этапы превращений sulfидных фаз. В любом случае полученные данные исключают формирование новоэвксинских sulfидов за счет диффузии H_2S вниз по разрезу, при которой распределение sulfидных форм в соответствии с последовательностью sulfидизации должно быть обратным.

После обнаружения сульфидов Fe(III) в составе гидротроилита (см. табл. 1, ст. 805, обр. 4) мы попытались объяснить механизм их образования в рамках существующей диффузионно-диагенетической схемы [6]. При этом сульфид Fe(III) рассматривался как продукт сульфидизации диффузионным потоком H₂S аморфного гидроксида Fe(III), образованного в новозвксинском бассейне при эпизодическом окислении Fe(II) глубинных бескислородных вод моря аэрированными холодными водами ледникового стока. Результаты настоящей работы свидетельствуют о формировании всей сульфидной минерализации гидротроилитового горизонта за счет взаимодействия H₂S преимущественно с гидроксидными формами Fe(III), однако ставят под сомнение диффузионную схему в целом и предполагают развитие сульфатредукции и сульфидообразования в самом новозвксинском бассейне. Такой вывод существенно меняет представления о геохимических условиях осадконакопления в этот период и безусловно требует дополнительной аргументации.

На данном этапе исследования целесообразно сформулировать следующие выводы.

1. Показана поликомпонентность сульфидной "гидротроилитовой" минерализации новозвксинских отложений.

2. Установлено присутствие в дисперсной фазе осадков сульфидных соединений Fe(III) и грейгита.

3. Подтверждена генетическая связь между этими соединениями, определяющая грейгит как продукт внутрифазного окислительно-восстановительного распада гидроксосульфидов железа (III).

4. Показано, что состав природного низкотемпературного диагенетического грейгита соответствует обращенной тиошпинели разновалентного железа, подобно высокотемпературным синтетическим образцам этого минерала, однако отличается несколько большим дефицитом Fe(II) в сумме (Fe²⁺ + Fe³⁺) грейгита.

5. Выявлено распределение сульфидных форм железа в разрезе гидротроилитового горизонта, которое свидетельствует о формировании сульфидов в ходе новозвксинского осадконакопления, и показана несостоятельность представлений о формировании этого горизонта (как и твердых включений) в результате миграции коллоидного FeS.

6. В дисперсной фазе и твердых включениях нижних слоев средненовозвксинского горизонта обнаружено присутствие окристаллизованного моносulfида железа – маккинавита (или канзита).

7. Интерпретация процессов сульфидообразования наиболее перспективна с учетом двух этапов: сульфидизации исходной железистой составляющей осадочного материала и дальнейших внутрифазных превращений с неизменным участием трехвалентного железа.

Список литературы

1. *Архангельский А.Д.* Сернистое железо в отложениях Черного моря // Бюл. МОИП. 1934. Т. 12. Вып. 3. С. 431–440.
2. *Волков И.И.* Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 271 с.
3. *Волков И.И., Жабина Н.М.* Методы определения различных соединений серы в морских осадках // Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 5–27.
4. *Морозов А.А., Розанов А.Г.* О взаимодействии гидроокиси железа с сульфидной серой // Ж. неорган. химии. 1979. Т. 24. № 12. С. 3302–3306.
5. *Морозов А.А., Розанов А.Г.* Определение Fe(II) и Fe(III) в синтетических сульфидах железа // Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1977, С. 36–45.
6. *Морозов А.А., Сидоренко Г.А., Коровушкин В.В.* О диагенетическом сульфиде трехвалентного железа в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 127–137.
7. *Розанов А.Г., Морозов А.А.* О диагенетических сульфидах железа в морских осадках // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 89–101.

8. *Страхов Н.М.* О некоторых новых чертах диагенеза Черноморских отложений // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 1. С. 7–12.
9. *Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С.* Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 138–163.
10. *Boehm H.P., Fleig E.* Zur Kenntnis des Eisen (III)-sulfide // *Angew. Chem.* 1966. V. 78. № 21. S. 987.
11. *Coe J.M.D., Spender M.R., Morrish A.H.* The magnetic structure of the spinel Fe_3S_4 // *Sol. State Com.* 1970. V. 7. P. 1605–1608.
12. *Morice J.A., Rees L.V.C., Riekard D.T.* Mössbauer studies of iron sulfides // *J. Inorg. Nucl. Chem.* 1969. V. 31. P. 3397–3802.
13. *Schrader R., Pietzsch C.* Über amorphes und Kristallines Eisen(III)-sulfid // *Krist. und Techn.* 1969. B. 4. № 3. S. 385–397.
14. *Uda M.* The structure of synthetic Fe_3S_4 and the nature of transition to FeS // *Z. anorgan. und allgem. Chem.* 1967. B. 350. S. 105–109.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
3.I.1990

УДК 552.124.4(265.6)

© 1991 г.

Астахов А.С., Макаревич Р.А., Можеровский А.В.

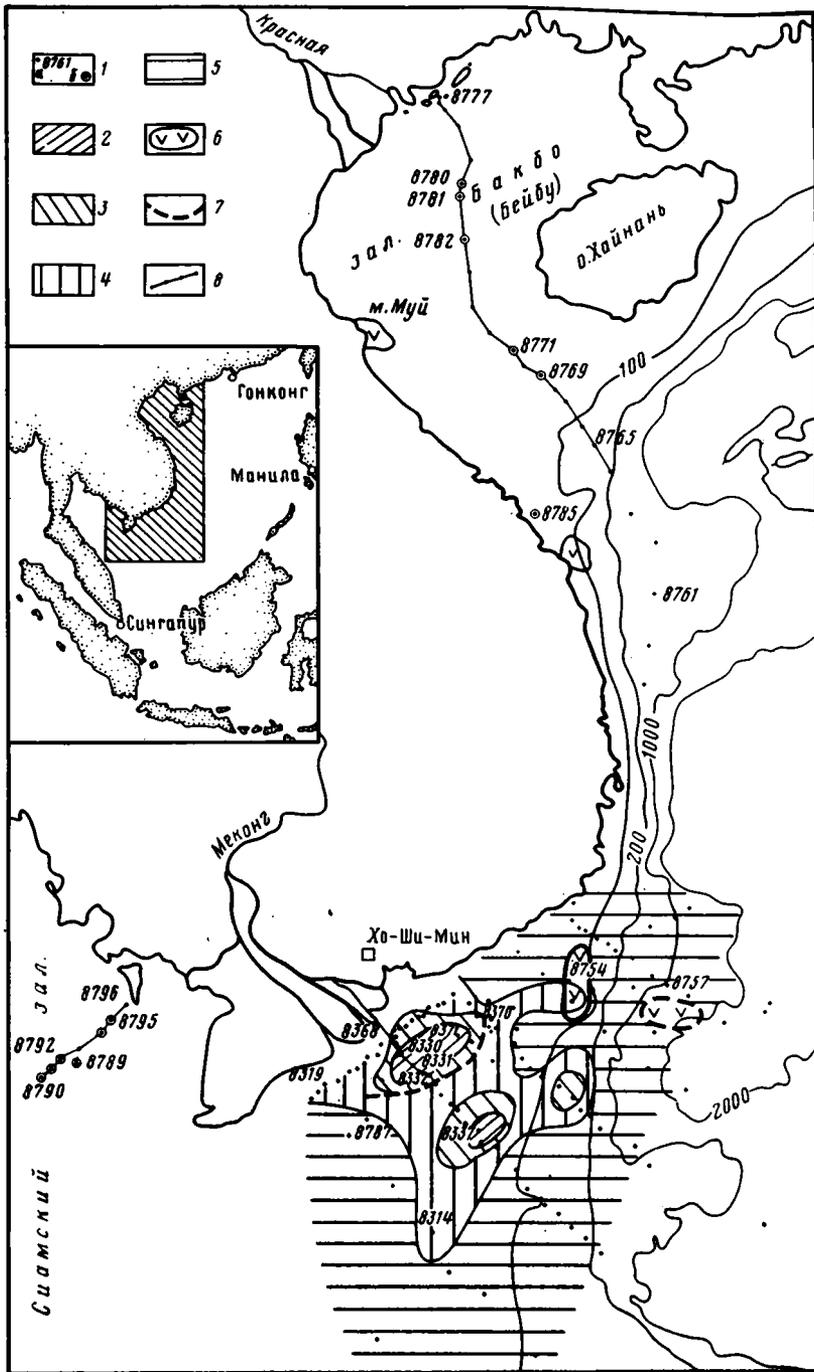
**ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ КОНКРЕЦИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ**

Изучено пространственное распределение, минералогия и геохимия железистых конкреций из голоценовых и позднплейстоценовых отложений шельфа. Выделены гётит-гематитовые разновидности, образовавшиеся в континентальных условиях, с величиной Mn/Fe менее 0,002 и гётитовые конкреции из авандельтовых и эстуариевых отложений со значениями Mn/Fe 0,003–0,023.

В настоящее время известно несколько типов железомарганцевых образований на шельфе: железомарганцевые корки и конкреции в морях с сероводородным заражением, ассоциирующие с карбонатно-марганцовистыми илами [4, 7], железомарганцевые обогащенные фосфором конкреции и корки мелководий арктических морей [3], железистые конкреции и псевдооолиты на шельфах вблизи устьев крупнейших рек тропической и субтропической зон [5, 12]. Большинство находок железистых конкреций в Южно-Китайском море относится к последнему типу. Впервые они были описаны К.О. Эмери и Х. Ниино [11], определившими их как обломки латеритов. Позднее гётитовые конкреции различного генезиса, в том числе и шельфовые, были найдены в Восточно-Китайском море и зал. Бакбо [10, 12].

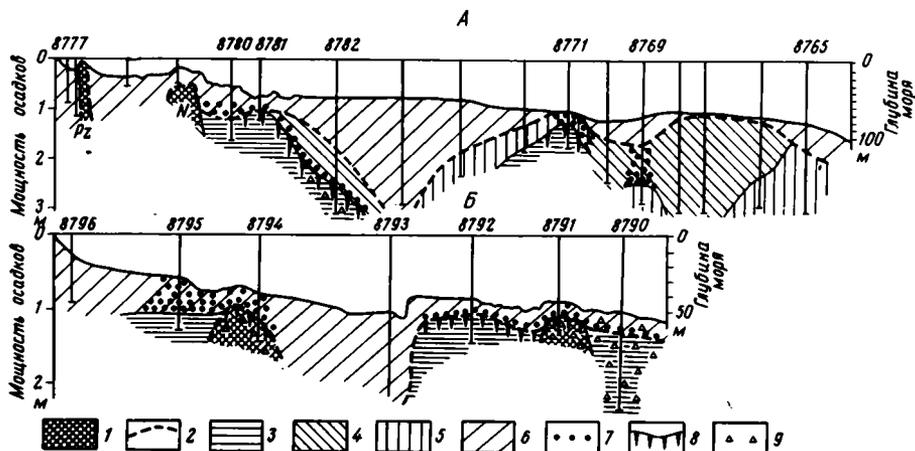
В 3-м и 11-м рейсах НИС "Академик Александр Несмеянов" авторами были получены образцы конкреций с шельфа западной части Южно-Китайского моря (фиг. 1) и проведен их минералогический и геохимический анализ совместно с литолого-фациальным изучением вмещающих отложений. Они отбирались из проб осадков, полученных гидростатическими трубками и дночерпателями при первичном описании на борту судна и из фракций после гранулометрического анализа. В пробах поверхностных осадков с приустьевого шельфа р. Меконг было определено валовое содержание конкреций (см. фиг. 1) приближенным количественно-весовым методом: в каждой гранулометрической фракции подсчитывалось количественное содержание конкреций и затем результаты пересчитывались на весь осадок с учетом массы каждой фракции. Минеральный состав конкреций определялся рентгенофазовым методом на дифрактометре Дрон-2.0 (отфильтрованное $\text{CuK}\alpha$ -излучение, плоский графитовый монохроматор). Химический анализ конкреций и донных осадков выполнялся на атомно-абсорбционном спектрофотометре Хитачи-180-70 после разложения абсолютно сухой навески смесью концентрированных фтористо-водородной и хлорной кислот в соотношении 2:1 [8]. Вмещающие осадки исследованы гранулометрическим, минералогическим (фракции 0,05–0,1 и 0,1–0,25 мм), химическим и другими методами. Возраст их принят на основании микропалеонтологических определений С.П. Плетнева, О.А. Ткалич, изотопно-кислородного анализа, выполненного С.А. Горбаренко, радиоуглеродных датировок Института геохимии и физики минералов АН УССР.

Максимальные концентрации железистых конкреций в поверхностных осадках Южно-Китайского моря отмечены на шельфе напротив устья р. Меконг (см. фиг. 1). Отдельные участки с высоким содержанием приурочены к средне-



Фиг. 1. Распространение железистых конкреций в донных осадках Южно-Китайского моря. Расположение района исследований (заштрихован на врезке)

1 – номера станций (а – места отбора изученных проб донных осадков, б – с обнаруженными железистыми конкрециями); 2–5 – районы, содержащие конкреции в поверхностных осадках шельфа вблизи устья р. Меконг (2 – > 5%, 3 – 1–5%, 4 – < 1%, 5 – конкреции не обнаружены); 6 – современные вулканические зоны [2, 6]; 7 – предполагаемая граница современного конкрециеобразования на приустьевом шельфе р. Меконг; 8 – местоположение профилей, приведенных на фиг. 2 и 4



Фиг. 2. Распределение железистых конкреций в верхней части осадочного чехла на примере фашиальных профилей в заливах Бакбо (А) и Сиамском (Б)

1 – дочетвертичные отложения и коры выветривания (в Сиамском заливе); 2 – граница голоценовых и позднеплейстоценовых отложений; 3–6 – фации четвертичных отложений (3 – континентальные, 4 – дельтово-морские, 5 – прибрежно-морские, 6 – морские шельфовые); 7 – гётитовые конкреции в морских и дельтово-морских отложениях; 8 – гётитовые конкреции в ходах и норах бентосных организмов; 9 – гематитовые и гётит-гематитовые конкреции из латеритных кор выветривания

и крупнозернистым пескам непосредственно вблизи устья, а также к позднеплейстоценовым среднезернистым дельтово-морским пескам, выходящим полосами на глубинах 40–55 и 110–120 м [1, 9]. В толще этих песков конкреции встречаются по всему разрезу, но в значительно меньших количествах, чем на поверхности. В других районах шельфа, где преобладают тонкозернистые осадки, железистые конкреции на поверхности дна встречаются в единичных точках, а основные скопления их приурочены к горизонтам внутри трансгрессивных отложений голоцен-позднеплейстоценового возраста (фиг. 2). Наиболее часто они встречаются в основании маломощного горизонта морских и дельтово-морских отложений (алевериты, пески), залегающие на эродированной (биотурбированной) поверхности плотных глин и суглинков, сформировавшихся предположительно в континентальных условиях. Верхняя часть континентальных отложений на глубину до 40 см пронизана ходами и норами бентосных организмов диаметром 1–3 см, заполненными вышележащим осадком. Он представляет смесь песка, ракушечного детрита, единичного гравия и мелких железистых конкреций диаметром 2–5 мм. Радиоуглеродное датирование по ракушке из этих осадков дало возраст 2050 ± 60 лет (КИ-3274) в интервале 42–58 см ст. 8780 и 1900 ± 40 лет (КИ-3275) в интервале 27–42 см ст. 8781. Возможно, эти отложения представляют основание современного активного слоя, где осаждаются и перемещиваются наиболее крупные компоненты наносов, переносимых над аседиментационными участками.

На ст. 8769 и 8771 (см. фиг. 2, А) конкрециями обогащены позднеплейстоценовые морские отложения, образовавшиеся, вероятно, в условиях, близких к эстуарию (залив с большим терригенным сносом и интенсивными приливными течениями). Они представлены алеверито-пелитовыми осадками с неясно выраженной слоистостью, линзами и прослоями песков. Содержание гётитовых конкреций преимущественно трубообразной формы в отдельных слоях достигает 10–20% и в целом увеличивается к основанию горизонта. В континентальных отложениях, особенно в корях выветривания и элювии, представленных

Таблица 1

Содержание железа и марганца в гранулометрических фракциях осадков Южно-Китайского моря, сложенных терригенным материалом (содержание карбоната кальция менее 10%)

Фракции, мм	Континентальные позднелайстоценовые отложения					Морские отложения											
						голоценовые							позднелайстоценовые		среднее		
	$\frac{8782}{2}$	8314	$\frac{8790}{2}$	8792	среднее	8777	$\frac{8782}{1}$	8785	8754	8319	$\frac{8790}{1}$	$\frac{8761}{1}$	$\frac{8757}{1}$	$\frac{8761}{2}$	$\frac{8757}{2}$	по всем пробам	без учета проб 8785, 8754, 8757 $\frac{1,2}{1,2}$
Железо, %																	
0,5-0,25	-	-	-	-	-	-	-	0,78	-	-	-	-	-	-	-	0,78	-
0,25-0,10	1,78	2,45	-	-	2,12	-	1,39	0,89	1,62	1,46	1,60	-	-	-	-	1,31	1,48
0,10-0,05	1,40	2,27	-	6,53	3,10	-	1,12	1,31	1,86	1,25	2,87	0,79	1,28	1,45	-	1,70	1,50
0,05-0,01	4,84	3,03	2,68	6,51	4,26	4,65	4,90	4,91	4,00	2,16	3,10	4,35	3,19	4,18	3,92	4,32	3,89
0,01-0,005	6,70	4,64	2,60	4,53	4,62	5,89	5,10	5,36	4,10	3,21	3,90	5,20	3,61	5,03	4,01	4,54	4,72
0,005-0,001	6,62	4,82	2,08	4,74	4,56	6,28	5,46	5,05	5,87	4,14	3,74	5,52	3,83	5,56	4,46	4,98	5,12
< 0,001	8,07	6,37	1,98	7,72	6,03	-	4,05	5,90	-	2,61	4,43	4,67	2,83	2,10	2,80	4,12	3,57
Марганец, 10 ⁻⁴ %																	
0,5-0,25	-	-	-	-	-	-	-	27	-	-	-	-	-	-	-	27	-
0,25-0,10	240	209	-	-	224	-	181	59	183	310	-	-	-	-	-	183	209
0,10-0,05	124	129	-	387	213	-	198	130	332	248	397	135	1164	225	-	436	241
0,05-0,01	386	121	62	470	260	452	531	1173	8800	488	403	351	1196	372	917	1468	440
0,01-0,005	473	120	48	386	257	545	571	1317	6196	474	491	402	1228	397	958	1258	480
0,005-0,001	472	126	49	380	256	611	578	1057	730	504	530	402	1327	421	1065	722	507
< 0,001	481	127	55	465	282	-	648	933	-	340	538	583	1002	279	1714	755	477

плотными пестроокрашенными глинами, встречаются вишнево-красные латеритоподобные железистые комки и зерна гематит-гётитового состава.

Особенности распределения железа и марганца во вмещающих отложениях могут быть продемонстрированы содержанием их в гранулометрических фракциях проб из различных обстановок осадконакопления (табл. 1). Для железа отмечается отчетливая тенденция увеличения содержаний в тонких гранулометрических фракциях и средние концентрации в континентальных отложениях выше, чем в морских, особенно в субколлоидной фракции (мельче 0,001 мм). Содержания марганца в континентальных осадках минимальны и не зависят от крупности фракций. В большинстве морских проб содержание марганца увеличивается в мелких фракциях, и его распределение аналогично железу. Выделяются пробы, отобранные со ст. 8754 и 8785 вблизи современных вулканических зон на шельфе [6], и две пробы со ст. 8757, находящейся в районе предполагаемой глубоководной вулканической или гидротермальной деятельности [2]. Можно предположить, что значительная часть марганца в тонких фракциях морских осадков поступила из морских или иловых вод (пробы отбирались ниже окисленной зоны). Наибольшей интенсивностью этот процесс обладает в районах эндогенной активности, где во фракциях 0,05–0,01 и 0,01–0,005 мм при микроскопических исследованиях отмечены микроконкреции и хлопья оксидов марганца.

Изученные конкреции Южно-Китайского моря существенно различаются по форме, размеру, характеру выделения в осадке и по этим признакам могут быть подразделены на несколько типов.

Тип Ia – изометричные округлые гётитовые конкреции, часто правильной шаровидной формы с гладкой блестящей поверхностью темно-бурого или черного цвета, с преобладающими размерами 3–8 мм; часто они имеют концентрическое строение за счет чередования более железистых (темных) и более глинистых (светлых) прослоев; встречаются главным образом в поверхностных осадках вблизи устья р. Меконг.

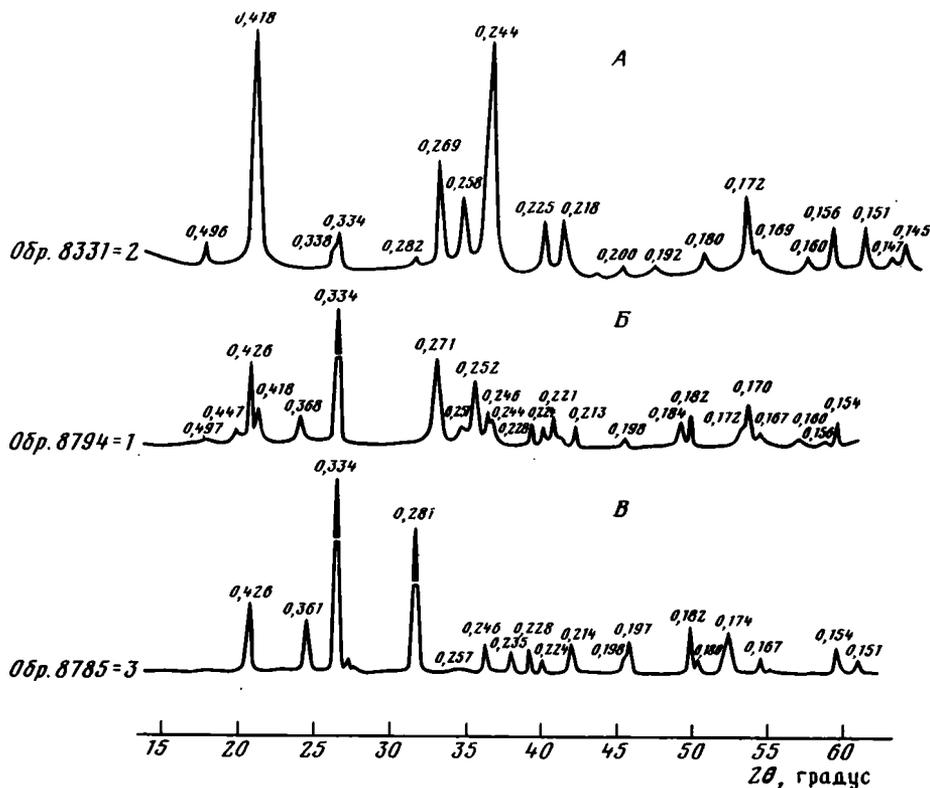
Тип Ib – округлые, часто правильной формы, бурые или коричневые гётитовые конкреции с шероховатой поверхностью, преобладающего размера 3–5 мм; они отличаются массивным строением и большой примесью вмещающего осадка; встречаются в составе "базального горизонта" на контакте континентальных и морских отложений.

Тип II – лепешковидные глинисто-гётитовые или сидеритовые конкреции бурого, светло-коричневого или желтого цвета с преобладающими размерами 5–20 мм; распространены в дельтово-морских позднеплейстоценовых отложениях в зал. Бакбо и на поверхности дна вблизи устья р. Меконг.

Тип IIIa – неправильной формы угловатые или частично окатанные стяжения бурого, коричневого, светло-коричневого цвета размером от 2–3 мм до нескольких сантиметров, представляющие собой песчаный осадок, сцементированный гётитом и гидrogётитом; встречены на самых мелководных станциях в авандельте р. Меконг.

Тип IIIb – коричневые или светло-коричневые трубообразные тела диаметром 3–10 мм, длиной до 25 см, а также неправильные вытянутые стяжения, представляющие собой псевдоморфозы по биогенным остаткам (корневища растений, трубки полихет) и состоящие из вмещающего осадка, сцементированного гётитом; распространены в позднеплейстоценовых дельтово-морских и дельтовых отложениях зал. Бакбо, где являются более ранним образованием по сравнению с крупными ходами бентосных организмов, заполненными вышележащими морскими ракушняково-песчаными осадками с конкрециями типа Ib.

Тип IV – угловатые зерна и неправильной формы, рыхлые, вишнево-красные агрегаты гематит-гётитового состава почти без включений силикатного



Фиг. 3. Рентгенограммы гётитовых (А), гётит-гематитовых (Б) и сидеритовых (В) конкреций Южно-Китайского моря (отражения даны в нм)

материала; встречаются в составе латеритных кор выветривания или вблизи них в континентальных осадках иного генезиса.

В изученных конкрециях рентгенофазовым анализом выявлено несколько минералов конкрецьеобразователей (оксиды железа, карбонаты), а также включения из вмещающих терригенных осадков. Среди железистых конкрецьеобразователей резко преобладает гётит, который на рентгенограммах характеризуется рефлексами 0,418, 0,244, 0,172 нм (фиг. 3, А). В конкрециях из континентальных и дельтовых отложений встречается примесь гематита, который диагностируется по рефлексам 0,368, 0,271, 0,184 нм (см. фиг. 3, Б). Иногда по общему повышенному фону на рентгенограммах можно предполагать присутствие в незначительных количествах аморфных оксидов железа. В ряду карбонатных минералов конкрецьеобразователей установлено несколько разновидностей от кальцита (0,385, 0,304, 0,191 нм) до сидерита (0,361, 0,281, 0,214 нм). Из минералов вмещающих осадков основным является кварц (рефлексы 0,426, 0,335, 0,246 нм, см. фиг. 3, Б, В), а в конкрециях из пелит-алевритовых отложений также и глинистые минералы (гидроslюды, каолинит, хлорит, смектиты). В некоторых случаях можно предполагать вхождение части глинистых минералов в состав конкрецьеобразователя.

Минимальные содержания примеси вмещающих осадков по результатам микроскопического и рентгенофазового анализов установлены в гематит-гётитовых конкрециях типа IV, а среди гётитовых — в конкрециях Ia. Соответственно гётит-гематитовые конкреции отличаются значительно более высоким содержанием железа по сравнению с гётитовыми (табл. 2). В них больше разброс в содержаниях микроэлементов, равных или немного превышающих фоновые

Химический состав железистых конкреций

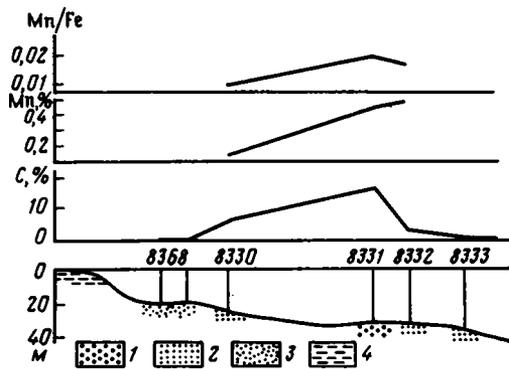
Номера станций и проб	Интервал отбора конкреций, см	Содержание элементов*								Mn/Fe
		Fe	Mn	Zn	Cu	Cd	Co	Ni	Pb	
<i>Гётитовые конкреции из голоценовых морских и дельтово-морских осадков</i>										
8330	0-7	13,99	1396	102,0	26,2	1,08	30,7	46,0	45,1	0,0100
8331-1	0-10	18,20	3755	109,8	29,6	2,11	33,8	51,7	52,8	0,0206
8331-2	0-10	17,48	3533	135,5	34,2	2,03	39,3	48,1	63,3	0,0202
8332	0-7	28,84	4972	137,7	42,0	<1,31	45,9	47,2	104,9	0,0172
8337	0-5	26,39	1896	108,2	37,4	2,58	25,8	47,7	90,2	0,0072
8370	0-3	20,54	3038	140,2	53,2	1,81	19,3	39,9	60,4	0,0147
8371	0-3	18,55	4300	155,0	31,5	2,65	53,0	71,5	50,0	0,0232
8791	0-20	38,17	1973	138,7	57,0	3,44	49,5	53,8	75,3	0,0052
<i>Гётит-гематитовые конкреции из континентальных отложений</i>										
8790-1	30-130	43,28	128	47,7	20,7	2,77	2,1	20,1	121,0	0,0003
8790-2	30-130	45,43	129	64,0	32,5	3,55	7,0	24,0	117,5	0,0003
8790-3	30-130	41,20	138	43,0	18,0	3,15	7,5	21,5	111,5	0,0003
8792-1	17-60	51,97	894	469,0	195,5	<5,0	89,4	61,5	268,2	0,0017
8792-2	17-60	39,24	1017	302,0	188,3	3,68	74,8	73,6	148,5	0,0026

*Содержание железа приведено в процентах, остальных элементов - в 10^{-4} %.

в осадках. Содержания марганца в морских гётитовых конкрециях значительно больше, чем в континентальных, и в 2-4 раза превышают его количества во вмещающих осадках. В морских конкрециях они соответственно больше в 5-10 раз. Величина Mn/Fe в гётит-гематитовых конкрециях в 5-6 раз больше, чем во вмещающих континентальных отложениях, тогда как в морских конкрециях и осадках она примерно одинакова (без учета районов с эндогенной активностью).

Выделяется несколько фациальных обстановок, с которыми связаны осадочные тела, обогащенные железистыми конкрециями. В континентальных отложениях гематит-гётитовые или гётитовые образования являются, вероятно, перетолженными или залегающими *in situ* компонентами латеритной коры выветривания. Они отличаются характерным вишнево-красным цветом, малой примесью силикатного материала, содержание железа более 40%, низкими и неравномерными содержаниями марганца и микроэлементов. По внешним признакам, минеральному составу, очень низкими значениями Mn/Fe эти стяжения хорошо отличаются от других железистых новообразований и могут служить индикаторами континентальных отложений.

Большинство изученных конкреций залегают в прибрежно-морских осадках различного возраста и, несмотря на многообразие форм выделения, имеет относительно однородный химический и минеральный состав. Характерными признаками их являются крайне низкое содержание марганца (Mn/Fe от 0,005 до 0,023), преимущественно гётитовый состав конкрециеобразователя, наличие примеси материала из вмещающих осадков, невысокое и равномерное содержание микроэлементов. Конкреции, залегающие *in situ*, находятся в авандельтовых или эстуарных отложениях позднелайстоценового или голоценового возраста и представлены формами II и IIIб в илестых осадках и IIIа - в песчаных. Конкреции Ia и Ib обогащают главным образом остаточные песчано-ракушняковые горизонты, образовавшиеся при перемыве тонкозернистых авандельтовых осадков. Эти тела расположены внутри трансгрессивной толщи на контак-



Фиг. 4. Содержание С и некоторые геохимические характеристики железистых конкреций из поверхностного слоя осадков на профиле от устья р. Меконг до ст. 8333

1–3 – пески соответственно крупно-, средне- и мелкозернистые; 4 – тонкозернистые, преимущественно пелитовые осадки

те континентальных и морских отложений или на поверхности дна на участках современной эрозии. Большинство конкреций в них переотложено, в том числе заполняют вместе с песком и ракушей норы и ходы бентосных организмов. Во многих случаях остаточные отложения, обогащенные железистыми конкрециями, латерально замещаются современными или реликтовыми дельтовыми и авандельтовыми отложениями рек Меконг и Красная.

На приустьевом шельфе р. Меконг обособляется несколько участков, где поверхностные осадки обогащены гётитовыми конкрециями типа Ia, Ib, IIIa. Наиболее удаленные от устья участки приурочены к перемываемым отложениям позднеплейстоценовых береговых линий с абсолютными отметками 40–55 и 110–120 м [1, 9]. Ближайший к берегу участок (см. фиг. 1) находится в зоне замедленного осадконакопления, непосредственно примыкающей к авандельте (фиг. 4). На этом участке в результате уменьшения темпов осадконакопления с удалением от берега увеличивается содержание конкреций в осадках, но одновременно увеличиваются также содержание марганца в конкрециях и значение Mn/Fe. Преобладают конкреции типа Ia с блестящей гладкой поверхностью (несмотря на интенсивную переработку песков волнением и течениями), наиболее обогащенные марганцем конкреции имеют бурый или черный цвет. На севере района широко развиты железистые корки из-за цементации песков оксидами железа. Указанные особенности позволяют предположить, что в пределах ближайшего к устью р. Меконг участка (см. фиг. 1) продолжается рост конкреций в результате осаждения обогащенных марганцем оксидов (гидрооксидов) железа из морских или поровых вод. В целом же, исходя из условий залегания, морфологии, вещественного состава гётитовых конкреций Южно-Китайского моря, может быть принят основной механизм их формирования, аналогичный предложенному для шамозит-гидрогётитовых осадков шельфа Западной Африки [5] и гётитовых конкреций Восточно-Китайского моря [12] – постседиментационное перераспределение и преобразование гидроксидов железа, осадившихся в зоне смешения морских и речных вод в виде рассеянной примеси в авандельтовых тонкозернистых осадках. Общим для всех этих районов является теплый и влажный климат, благоприятный для выноса и осаждения в устьях рек больших количеств тонкой терригенной взвеси, а также для выноса речными водами, богатыми гумусовыми

кислотами, железа в растворенной и взвешенной форме и осаждение его на контакте с морскими водами, имеющими относительно высокие значения рН.

Конкретные способы образования гётитовых стяжений различной формы и размера, вероятно, весьма разнообразны и зависят от местных условий. Отличия в минеральном составе и формах выделения железистых новообразований в осадках шельфа Западной Африки от других районов определяются, вероятно, влиянием глубинных океанических вод, поднимающихся на шельф [5]. Повышенные содержания конкреций и псевдооолитов во всех указанных районах возникли вследствие перемыва тонкозернистых прибрежно-морских осадков, попавших в аседиментационные условия при эвстатическом повышении уровня моря.

Широкое распространение и возможность сохранения в ископаемом состоянии позволяют использование находок осадочных слоев и линз, обогащенных низкомарганцовистыми гётитовыми конкрециями и псевдооолитами, или их диагенетически измененными формами, в качестве фациального признака прибрежно-морских отложений, образовавшихся вблизи устьев крупных рек тропической и субтропической гумидных зон. Наиболее показательным признаком для выделения их среди других шельфовых и континентальных железистых конкреций является величина Mn/Fe, равная 0,003–0,035. В гематит-гётитовых конкрециях и обломках латеритов из тропических континентальных отложений, например, она составляет 0,0003–0,0026, в шельфовых фосфористых конкрециях арктических морей [3] – 0,04–1,27 (среднее 0,32), в железомарганцевых конкрециях и корках морей с сероводородным заражением [4, 7] – 0,05–1,71 (среднее 0,43–0,85).

Список литературы

1. Астахов А.С., Марков Ю.Д., Чинь Тхе Хиёу. Влияние реки Меконг на позднечетвертичное осадконакопление в Южно-Китайском море // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 112–127.
2. Астахова Н.В., Астахов А.С. Конкреции сульфидов из четвертичных осадков юго-западной части Южно-Китайского моря // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 76–82.
3. Безродных Ю.П., Агарков А.П., Валпетер А.П. и др. Железомарганцевые конкреции Чаунской губы (Восточно-Сибирское море) // Проблемы морских минеральных ресурсов. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1984. С. 116–121.
4. Варенцов И.М., Блажчишин А.И. Железомарганцевые ископаемые // Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 307–348.
5. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 190 с.
6. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1988. 336 с.
7. Севастьянов В.Ф., Волков И.И. Перераспределение химических элементов в окисленном слое осадков при образовании железомарганцевых конкреций в Черном море // Тр. ИО АН СССР. 1967. № 83. С. 135–152.
8. Столярова И.А., Филатова М.П. Атомно-абсорбционная спектрометрия при анализе минерального сырья. Л.: Недра, 1981. 152 с.
9. Чинь Фунг. Особенности рельефа и донных отложений шельфа тропической зоны // Океанология. 1982. Т. 22. Вып. 2. С. 261–268.
10. Chen Junren. Features of the ferromanganese nodules in the Beibu Gulf, the South China Sea // Marine Sci. Bull. 1984. V. 3. № 3. P. 46–50.
11. Emery K.O., Niino H. Sediments of the Gulf of Thailand and adjacent continental shelf // Bull. Geol. Amer. 1963. V. 74. P. 541–554.
12. Zhu Ergin. A study of ferric concretions in the Northern Part of the East China Sea // Intern. symp. on the continental shelf with special reference to the East China Sea. Proceeding. Beijing: China Ocean Press, 1983. P. 633–642.

Тихоокеанский океанологический
институт ДВО АН СССР,
Владивосток

Поступила в редакцию
5.IV.1989

УДК 552.589.2:551.781

© 1991 г.

Столяров А.С., Ивлева Е.И., Рехарская В.М.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ИСКОПАЕМЫХ ЗАЛЕЖЕЙ КОСТНОГО ДЕТРИТА РЫБ В МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Ископаемые залежи костного детрита рыб впервые представляются в качестве нового типа комплексных осадочных месторождений, выделяемых в сульфидно-фосфорную ураново-редкометалльную рудную формацию. Рассматриваются основные особенности состава и строения месторождений.

Грандиозные пластовые скопления металлоносного костного детрита рыб относятся к категории уникальных геологических образований, пока известных только в майкопской глинистой формации олигоцена — нижнего миоцена на территории юга европейской части СССР и Закаспия. Некоторые особенности их состава и условий образования уже освещались в литературе [6–8]. Однако опубликованные данные не выходили за рамки общих представлений о природе таких образований и не содержали полной и конкретной геологической информации. Более детально была охарактеризована лишь необычная разновидность таких залежей, выделяющаяся наличием большого количества переотложенного материала в виде глауконита и фораминифер [14].

В опубликованных ранее работах было показано, что залежи костного детрита рыб слагаются тремя основными компонентами: глиной (50÷70%), сульфидами железа (20÷30%) и костным детритом рыб (15÷20%). Отмечалось, что в фосфатном веществе костного детрита рыб концентрируются редкоземельные элементы, а с сульфидами железа постоянно связаны никель, кобальт и молибден, реже медь, цинк, свинец и мышьяк. Таким образом, с точки зрения металлоносности залежи костного детрита рыб рассматривались как фосфорно-редкоземельные, с высокой концентрацией сульфидов железа.

Однако в имевших место публикациях не указывалось, что залежи костного детрита рыб содержат также значительное количество урана, т.е. представляют собой комплексные редкоземельно-урановые месторождения осадочного типа. Снижение в последние годы потребности в урановом сырье привело к необходимости более детального изучения других элементов, содержащихся в рудах: лантаноидов, иттрия, скандия, рения. Таким образом, в настоящее время представляется возможным существенно дополнить характеристику металлоносности залежей костного детрита рыб как за счет освещения их ураноносности, так и, главным образом, на основе новых данных, полученных авторами в последние годы при комплексном изучении руд.¹

Залежи костного детрита рыб установлены в различных районах Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака, удаленных друг от друга на многие сотни километров. Несмотря на это, в стратиграфическом отношении они приурочены в основном

¹ Кроме известных по публикациям авторов (см. список литературы) в изучении месторождений данного типа принимали участие многие геологи производственных организаций: В.М. Шалахов, В.А. Маркович, А.С. Либерман, Б.К. Октябрьский, В.М. Карпушин, С.И. Григоров, В.Ф. Панков, П.М. Колесников и др.

к одному, достаточно узкому стратиграфическому интервалу верхнего олигоцена, выделяемому под названием *рыбной подсвиги* [10–12]. В пределах последней залежи располагаются на различных стратиграфических уровнях, составляющих *рудные горизонты*.

Морфология залежей в целом сравнительно простая. Это относительно мало мощные (дециметры, первые метры), но протяженные (многие километры) субпластовые тела. В плане залежи имеют неправильную форму, но обычно с удлинением в каком-либо направлении; реже они являются близизометричными. Крупные, многокилометровые залежи в разрезе представлены двумя морфологическими разновидностями: а) пластово-линзовидной и б) пластовой, односторонне расщепляющейся по типу "конского хвоста". Отдельную группу составляют мелкие (сотни метров) залежи линзовидного характера, обычно составляющие мозаичные поля или узкие полосы, вытянутые на многие километры.

Состав рассматриваемых образований обнаруживает существенные изменения. Наиболее характерным компонентом является костный детрит. Распределение его может быть сравнительно равномерным, но чаще детрит образует локальные скопления в виде линз и прослоев. В результате количество костного детрита в различных залежах или их частях изменяется от первых процентов до $60 \div 75\%$, т.е. практически до природного "костного концентрата" с сульфидно-глинистым поровым цементом. По содержанию пятиоксида фосфора (P_2O_5) эти колебания составляют 1–25%. Почти такие же количественные изменения ($10 \div 58\%$) испытывают сульфиды железа ($S_{\text{пир}}$ $5 \div 29\%$). Максимальные ($40 \div 58\%$) их концентрации свойственны так называемым *сульфидным прослоям*, характеризующимся небольшой (до 5%) примесью костного детрита рыб [5, 13]. Содержание сульфидов железа во вмещающих глинах обычно составляет $3 \div 7\%$ ($S_{\text{пир}}$ $1,5 \div 3,5\%$). Глинистый материал в целом более стабилен ($30 \div 60\%$), но в прослоях, резко обогащенных костным детритом, количество его может снижаться до $5 \div 10\%$. По содержанию глинозема (Al_2O_3) колебания составляют $1 \div 10\%$. Во вмещающих залежи глинах количество глинозема составляет $18 \div 20\%$.

Трехкомпонентные породы (руды), слагающие залежи, как и вмещающие их отложения, являются преимущественно некарбонатными. Карбонатность проявлена локально: наиболее распространенной представляется конкреционная форма карбонатообразования — сидеритовые, доломитовые или мергельные конкреции послойного характера, либо их линзовидные прослои, встречающиеся как во вмещающих породах, так и в залежах. Кроме того, в последних зачастую проявлена примесь пелитоморфного кальцита, связанная непосредственно с костным детритом рыб, в количестве $1 \div 25\%$ (CO_2 $0,5 \div 12,5\%$).

Несмотря на имеющее место разнообразие количественных соотношений основных породообразующих (рудообразующих) компонентов, для отдельных залежей в целом может быть характерным определенный тип рудного вещества, связанный с преобладанием тех или иных его компонентов. В результате, залежи (как и отдельные их части) могут состоять преимущественно из костного детрита, сульфидов железа или глинистого материала, т.е. быть условно квалифицированы как "высокофосфорные", "высокосернистые" или "высокоглиноземистые".

Рассмотрим кратко металлоносность отдельных компонентов рудной массы (носителей). Наиболее широкий спектр полезных элементов связан с костным детритом. Химический состав минерализованных костей рыб из различных залежей испытывает в целом незначительные изменения и может быть проиллюстрирован нижеследующим анализом костной фракции +1 мм, %: CaO 46,48; P_2O_5 31,76; CO_2 3,8; SO_3 2,41; $S_{\text{пир}}$ 1,72; F 2,75; $C_{\text{орг}}$ 1,82; Al_2O_3 0,18; H_2O 5,38. Фосфат кальция костей близок к карбонат-фторapatиту, осложненному гидроксильной группой, и содержащему ту или иную примесь органического вещества. Более подробно химический состав различных остатков рыб приведен в работах [3, 6].

Фосфат кальция костей концентрирует целый ряд элементов – уран, скандий, иттрий, лантан и практически все лантаноиды (за исключением прометия): церий, празеодим, неодим, самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий и лютеций. Наиболее высокие ($0,5 \div 2,1\%$) содержания повсеместно характерны для суммы лантаноидов вместе с лантаном и иттрием, составляющих группу близких по химическим свойствам редкоземельных элементов (ΣTR). Состав последних во всех изученных залежах является, как правило, идентичным, при этом сохраняются в целом также количественные соотношения отдельных элементов, находящиеся в соответствии с их кларками в осадочных (глинистых) породах платформенных областей.

В приведенной таблице суммированы данные более 50 анализов, отражающие ориентировочные средние значения отдельных редкоземельных элементов в изученных залежах в расчете на фосфат кальция костного детрита (P_2O_5). Как видно, наибольшие концентрации ($0,17 \div 0,29\%$) характерны для четырех элементов с самыми высокими кларками $(28 \div 67) \cdot 10^{-4}\%$: церия, лантана, иттрия и неодима. Элементы с кларками $(5 \div 7) \cdot 10^{-4}\%$, к числу которых относятся празеодим, самарий, гадолиний и диспрозий, всегда характеризуются более низкими ($0,034 \div 0,04\%$) содержаниями. Тенденция снижения концентраций отмечается и для ряда элементов с кларками $(1,24 \div 3,1) \cdot 10^{-4}\%$, включающего европий, гольмий, эрбий, иттербий. Содержание этих элементов обычно составляет $0,005 \div 0,019\%$. Наконец, элементы с самыми низкими кларками $(1,0 \div 0,45) \cdot 10^{-4}\%$ всегда отличаются наименьшими содержаниями: тербий $0,0004 \div 0,0014\%$, тулий $0,0010 \div 0,0070\%$ и лютеций $0,0025\%$.

Величины кларков концентрации (K_K) редкоземельных элементов в фосфатном веществе костного детрита приведены на фиг. 1. Они основаны на усредненных значениях содержаний отдельных элементов для всех изученных залежей. С целью удобства восприятия элементы на графике расположены в порядке уменьшения кларковых значений. Как следует из графика, какой-либо закономерности в изменении значений кларков концентрации отдельных элементов в зависимости от их кларков в осадочных породах не отмечается. Большинство из них (элементов) характеризуется величинами K_K в пределах $43 \div 77$. Выделяются лишь два элемента: тербий – резко пониженной величиной K_K (9), а европий, наоборот, наиболее высоким значением (97). Сравнительно выдержанный характер кларков концентрации, по-видимому, следствие прямо пропорциональной концентрации редкоземельных элементов их кларкам в осадочных породах.

Кларк концентрации суммы редкоземельных элементов (ΣTR), в расчете на среднее их содержание в фосфате кальция около 1%, равняется 54. Для сравнения отметим, что в хемогенных фосфоритах, где содержание ΣTR обычно не превышает 0,15% [15], величина K_K составляет всего 7,5. Это свидетельствует о значительно более высоких концентрациях редкоземельных элементов в фосфате кальция костных остатков рыб, на что уже обращалось внимание [6, 7, 14].

Степень концентрации отдельных элементов в веществе-носителе может быть выражена также в условных цифровых величинах как отношение между содержаниями того или иного элемента (металла) и его носителя. Для элементов, связанных с фосфатом кальция, это отношение можно назвать в общем виде металлофосфорным (Me/P_2O_5). Редкоземельно-фосфорное отношение ($\Sigma TR/P_2O_5$), при среднем содержании суммы редких земель 1%, составляет 0,038 (см. таблицу), с пределами колебаний $0,0019 \div 0,070$. Для выделенных выше групп элементов в порядке снижения кларков рассматриваемое отношение (Ce/P_2O_5 , La/P_2O_5 и т.д.) также закономерно уменьшается: церий, лантан, неодим, иттрий $0,01 \div 0,006$; празеодим, самарий, гадолиний, диспрозий 0,001; эрбий, иттербий, гольмий, европий $0,0006 \div 0,0002$; тербий, тулий, лютеций $0,0001 \div 0,00003$.

Концентрация редкоземельных элементов в остатках рыб зависит от многих факторов, таких, как размерность обломков, их агрегатное состояние (монолит-

Элементы	U	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Кларки элементов в осадочных горных породах (по [1], $n \cdot 10^{-4}\%$)	3,2	28	35,5	67	7,0	33	6,7	1,24	6,0
Расчетные содержания элементов в компонентах-носителях, %	0,20	0,22	0,26	0,29	0,036	0,17	0,034	0,012	0,037
То же Низко-по тифоспам рудного вещества	0,22	0,27	0,34	0,40	0,049	0,22	0,048	0,018	0,049
Высокофосфорный	0,18	0,18	0,19	0,23	0,022	0,13	0,027	0,008	0,028
Низкосернистый	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Высокосернистый	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Me/P ₂ O ₅	0,0067	0,0073	0,0086	0,0096	0,0012	0,0056	0,0011	0,0004	0,0012
То же Низко-по тифоспам рудного вещества	0,0073	0,0090	0,011	0,013	0,0016	0,0073	0,0016	0,0006	0,0016
Высокофосфорный	0,0060	0,0060	0,0063	0,0076	0,00073	0,0043	0,0009	0,00027	0,0009
Re/S	—	—	—	—	—	—	—	—	—
То же Низко-по тифоспам рудного вещества	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Низкосернистый	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Высокосернистый	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ные, пористые), степень минерализации и др. Например, более высокие концентрации свойственны мелким пористым слабоминерализованным остаткам, что подробно рассмотрено в работах [6, 7].

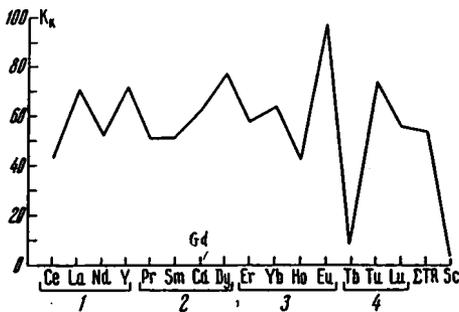
Поведение урана в костном детрите изучено детальнее, чем отдельных редкоземельных элементов. Прежде всего следует отметить, что содержание его в целом характеризуется значительно большим диапазоном колебаний. По данным определений, в различных костных обломках это содержание может изменяться

в компонентах-носителях – P₂O₅ и FeS₂

Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ TR	Re
1,0	5,2	1,25	3,1	0,45	2,95	0,45	198,8	0,001
0,0009	0,040	0,0054	0,018	0,0033	0,019	0,0025	1,13	0,00035
–	0,044	0,0076	0,023	0,0042	0,027	0,0025	1,22	–
–	0,025	0,0044	0,015	0,0029	0,015	0,005	1,05	–
–	–	–	–	–	–	–	–	0,00043
–	–	–	–	–	–	–	–	0,00028
0,00003	0,0013	0,00018	0,0006	0,00011	0,0006	0,00008	0,038	–
–	0,0014	0,00025	0,0008	0,00014	0,0009	0,00008	0,041	–
–	0,0008	0,00014	0,0005	0,0001	0,0005	–	0,035	–
–	–	–	–	–	–	–	–	0,000007
–	–	–	–	–	–	–	–	0,0000086
–	–	–	–	–	–	–	–	0,0000056

от 0,001 до первых процентов в местах проявления урановой минерализации (окислы урана). Однако, если исключить указанные крайние показатели, проявляющиеся крайне редко, то интервал колебаний будет в целом меньшим – порядка 0,01÷0,7%. Наконец, в расчете на усредненные значения содержаний урана в фосфатном веществе изученных залежей, эти изменения будут еще более ограниченными (0,07÷0,35%). Установлено, что степень концентрации урана в костном детрите зависит от тех же факторов, что и редкоземельных элементов. Как

3 Литология и полезные ископаемые, № 1



Фиг. 1. График кларков концентрации K_k редкоземельных элементов

1-4 - группы элементов с близкими кларками, $n \cdot 10^{-4} \%$:
 1 - $67 \div 28$; 2 - $7 \div 5$; 3 - $3,1 \div 1,24$; 4 - $1,0 \div 0,45$

правило, уран в большей мере концентрируется в мелких обломках, составляющих песчано-алевритовую фракцию костного детрита, а также в темных пористых костях с примесью органического вещества, но не содержащих карбонатной минерализации, обычно выполняющей поры и т.д.

По А.П. Виноградову [9], кларк урана в осадочных (глинистых) породах составляет $3,2 \cdot 10^{-4} \%$. Из лантаноидов сходными кларками характеризуются эрбий и иттербий, содержание которых в фосфатном веществе не превышает $0,040 \div 0,042 \%$ (среднее $0,018 \div 0,019 \%$), а величины K_k составляют $58 \div 64$. Кларк концентрации урана, в расчете на его ориентировочное среднее содержание в костном детрите для различных типов руд, примерно составляющее $0,2 \%$, будет равняться величине порядка 630. Это значительно превышает кларки концентрации любого из редкоземельных элементов. Показательно также сравнение с кларками концентрации урана в хемогенных фосфоритах из различных районов мира [2]: Флорида 27, Марокко 41, желваковые фосфориты Центральной Африки 50 (до 170). Как видно, концентрация урана в органогенных (ихтиогенных) фосфатах в среднем практически на порядок выше, чем в хемогенных фосфоритах.

Усредненное урано-фосфорное отношение (U/P_2O_5), равное $0,0067$, уступает таковому лишь для церия, лантана и иттрия ($0,007 \div 0,01$). Следовательно, только перечисленные элементы образуют в общем случае более высокие концентрации в фосфатном веществе костного детрита рыб, чем уран.

Еще одним элементом, связанным с костным детритом рыб, является скандий. В литературе [4] уже указывалось, что в остатках рыб из майкопских отложений Северного Кавказа содержание скандия достигает $0,008 \%$ и более. Проведенное в последние годы изучение скандиенности многочисленных залежей из различных районов показало на более низкую ($0,002 \div 0,006 \%$) концентрацию этого элемента в костном детрите. При этом выяснилось, что скандий, так же как редкие земли и уран, постоянно присутствует в остатках рыб. Более того, было установлено, что скандий зачастую в равной мере концентрируется также в глинистом веществе не только рудных пластов, но и вмещающих отложений. В связи с этим было проведено изучение скандиенности всего разреза майкопских отложений в ряде районов. Оказалось, что скандий проявлен во всей толще глин в количестве $0,0015 \div 0,0030 \%$, преимущественно $0,0020 \div 0,0025 \%$. Более низкие ($0,0005 \div 0,0010 \%$) содержания скандия установлены в известковых глинах и мергелях. Таким образом, майкопская глинистая толща представляется грандиозным вмещателем скандия, сравнительно равномерно рассеянного во всем ее объеме.

Кларк скандия, по Ю.А. Балашову [1], для глинистых пород составляет $13 \cdot 10^{-4} \%$. При среднем содержании скандия в майкопских глинах, равном $0,0020 \div 0,0025 \%$, K_k этого элемента составит всего около 2. Для костного детрита этот показатель в среднем будет чуть выше — порядка 3. Как видно, среди элементов, содержащихся в костном фосфате рыб, скандий выделяется самым низким значением величины K_k (фиг. 1).

Скандий-фосфорное отношение (Sc/P_2O_5) в расчете на средние содержания этого элемента в фосфате кальция ($0,0035 \div 0,0040\%$) составляет $13 \cdot 10^{-5}$ и достигает максимально $25 \cdot 10^{-5}$ (при $Sc = 0,006\%$). Степень концентрации скандия в глинах, выраженная через скандий-глиноземное отношение (Sc/Al_2O_3), определяется значением $11 \cdot 10^{-5}$. Таким образом, цифровые выражения отношений скандия к его носителям очень близки $(11 \div 13) \cdot 10^{-5}$. Это свидетельствует в общем случае о примерно равных возможностях накопления скандия как в фосфатном, так и в глинистом веществе рассматриваемых руд и вмещающих отложений. И лишь в определенных типах руд скандий в большей мере концентрируется в фосфатном веществе, о чем будет сказано ниже.

Приведенные обобщенные данные по металлоносности костного детрита рыб показывают, что наибольшей концентрацией в фосфатном веществе характеризуется группа редкоземельных элементов, в которой резко преобладают церий, лантан, иттрий и неодим. Содержание урана в костном детрите в целом соизмеримо с перечисленными редкоземельными элементами. Все остальные элементы резко уступают в количественном отношении. Вместе с тем по сравнению с кларками в осадочных породах наибольшей концентрацией резко выделяется уран, K_k которого может достигать 1000 и более, а наименьшей — скандий и тербий — 3 и 9 соответственно.

Сульфиды железа, представленные в основном пиритом, независимо от их количества, всегда характеризуются проявлением различных халькофильных элементов, среди которых постоянно присутствуют никель, кобальт и молибден в количестве $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}\%$ (на рудную массу). Другие элементы — медь, цинк, свинец и мышьяк отмечаются спорадически.

Кроме перечисленных элементов с сульфидным компонентом руд рений, также установленный во всех изученных залежах. Содержание его в руде находится, как правило, в прямой зависимости от количества сульфидов и колеблется от $0, n \cdot 10^{-4}$ до $3 \div 4 \cdot 10^{-4}\%$, преимущественно около $1 \cdot 10^{-4}\%$. В расчете на сульфиды железа ориентировочное среднее содержание рения для изученных залежей составляет порядка $3 \cdot 10^{-4}\%$, а $K_k - 3000$ (кларк рения в земной коре равен $1 \cdot 10^{-7}\%$). По этому показателю рений резко выделяется среди всех элементов, содержащихся в рудах. Усредненное рений-серное отношение (Re/S) составляет $7 \cdot 10^{-6}$.

Как следует из изложенного, все компоненты рассматриваемых специфических руд характеризуются той или иной концентрацией различных полезных элементов. Однако приведенные данные определяют лишь общий, принципиальный характер металлоносности отдельных компонентов. Поэтому ниже мы остановимся на некоторых особенностях концентрации элементов в основных типах руд, которые могут быть выделены по соотношению рудообразующих компонентов, и отражают в конечном счете различные фациальные условия осадконакопления и рудообразования.

Скопления костного детрита рыб всегда сопровождаются той или иной концентрацией сульфидов железа, что на первый взгляд может свидетельствовать о прямой зависимости между этими компонентами. Вместе с тем сульфиды железа часто слагают самостоятельные прослои и даже пласты мощностью до 2 м, в которых содержание пиритной серы достигает 29%, а пентокиси фосфора составляет всего $0,5 \div 1,5\%$. В то же время руды с наибольшей концентрацией костного детрита (P_2O_5 до 25%) обычно являются значительно менее сульфидными ($S_{пир}$ до 12%). Таким образом, можно говорить вполне определенно о раздельном максимальном накоплении костного детрита рыб и сульфидов железа.

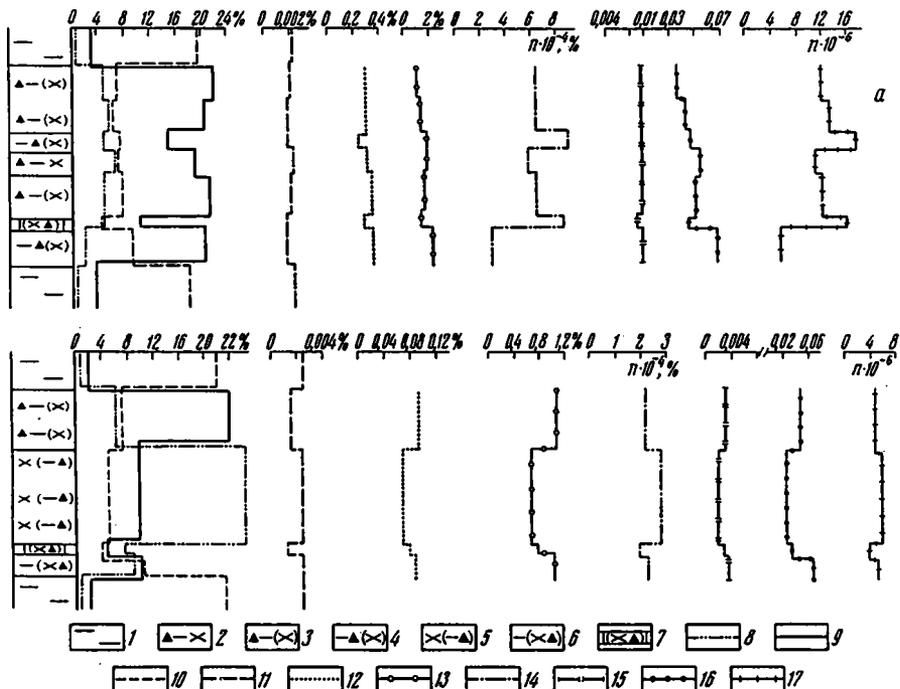
По количеству основного металлоносного компонента — костного детрита, руды поляризуются преимущественно на "низкофосфорные" и "высокофосфорные" с условной границей по содержанию $P_2O_5 = 10\%$. "Низкофосфорные" руды, как правило, являются "высокосернистыми" и "высокоглиноземистыми". "Вы-

сокофосфорные”, как уже отмечалось, характеризуются более низкими содержаниями сульфидов и глинистого материала.

Связь элементов с костным детритом рыб, естественно, предопределяет общую прямую зависимость между ними. Поэтому содержание элементов в ”высокофосфорных” рудах, как правило, значительно, чем в ”низкофосфорных”. В то же время степень концентрации элементов в фосфатном веществе костного детрита характеризуется в целом обратными соотношениями. Так, наиболее крупные залежи, построенные по типу ”конского хвоста”, сложены в основном ”низкофосфорными — высокосернистыми” рудами. Содержание элементов в фосфате таких залежей всегда бывает самым высоким, что следует из металло-фосфорных отношений, достигающих наибольших значений: $\Sigma TR/P_2O_5$ 0,07; U/P_2O_5 0,012; Sc/P_2O_5 $25 \cdot 10^{-5}$. В пластово-линзовидных ”высокофосфорных” залежах концентрация элементов в фосфате кальция, как правило, ниже: $\Sigma TR/P_2O_5$ до 0,05; U/P_2O_5 до 0,008. Наиболее индифферентным к большому скопчению костного детрита оказался скандий, поэтому его содержание в ”высокофосфорных” рудах зачастую оказывается более низким ($0,0015 \div 0,0020\%$), чем во вмещающих глинах ($0,0020 \div 0,0025\%$ и более), а скандий-фосфорное отношение снижается до $(7 \div 9) \cdot 10^{-5}$ (фиг. 2). Интересно отметить, что аналогичная картина во многих случаях характерна и для ”низкофосфорных” руд. Однако понижение содержания скандия в последних по сравнению с вмещающими породами уже связано с разубоживающим влиянием большой массы сульфидов, не являющихся скандиевыми (фиг. 2).

Приведенные металлофосфорные отношения характеризуют залежи с преобладанием того или иного типа руд, т.е. фомировавшиеся в различных, но сравнительно устойчивых фаціальных условиях. В то же время нередко залежи слагаются как ”высокофосфорными”, так и ”низкофосфорными” рудами, что свидетельствует о смене условий рудообразования как по латерали, так и во времени. В таких случаях степень концентрации элементов в различных типах руд не всегда подчиняется изложенным закономерностям и в целом выравняется (см. фиг. 2, б). Тем не менее тенденция повышенной концентрации элементов в фосфате костного детрита более низкофосфорных руд сохраняется. В результате при усреднении данных по изученным залежам (см. таблицу) металлофосфорные отношения всех редкоземельных элементов и урана представляются более высокими в ”низкофосфорных” рудах, чем в ”высокофосфорных”. Так, для суммы редкоземельных элементов $\Sigma TR/P_2O_5$ составляет 0,041 в ”низкофосфорных” рудах и 0,035 – в ”высокофосфорных”; для урана эти величины соответственно равны 0,073 и 0,0060.

Концентрация рения в сульфидах (ниже содержания рения приводятся в пересчете на FeS_2) также испытывает существенные изменения как в сравнительно выдержанных ”высокосернистых” залежах, так и при резких колебаниях сернистости. Например, в отмечавшемся выше характерном типе ”низкофосфорных-высокосернистых” залежей с максимальными металлофосфорными отношениями количество пиритной серы изменяется от 11 до 29%, в среднем составляя 16%, а по отдельным разрезам и 20%. Содержание рения обычно наиболее высокое (для данного типа руд в целом) и составляет $(2,5 \div 8,7) \cdot 10^{-4}\%$, но не прямо пропорциональное количеству сульфидов (пиритной серы) в отдельных разновидностях руд. Так, максимальное $(16 \div 17) \cdot 10^{-6}$ рений-серное отношение (Re/S) установлено в рудах с содержанием $S_{пир}$ 11 ÷ 14%, а минимальное ($1 \cdot 10^{-6}$) – 18 ÷ 19%. Наиболее сернистые руды ($S_{пир}$ 23 ÷ 29%), в том числе типа ”сульфидных прослоев”, характеризуются отнюдь не самым высоким содержанием рения в сульфидах железа – $(2,5 \div 5,7) \cdot 10^{-4}\%$ и $Re/S = (5 \div 11) \cdot 10^{-6}$. Более того, отдельные ”сульфидные пласты” с небольшим количеством костного детрита (P_2O_5 0,5 ÷ 1,5%) могут характеризоваться еще более низкой концентрацией рения в сульфидах железа: $(0,3 \div 2,2) \cdot 10^{-4}$ (Re/S $(0,6 \div 5) \cdot 10^{-6}$)).



Фиг. 2. Характер вертикального распределения урана, редких земель, рения в компонентах-носителях и скандия в рудах "низкофосфорных-высокосернистых" (а) и разнофосфорных – разносернистых (б) залежей.

1 – глины вмещающих отложений; 2–7 – состав руд по соотношению компонентов (преобладающий компонент слева): 2 – сульфидно-глинисто-костный без резкого преобладания одного из компонентов, 3 – сульфидно-глинистый с подчиненным костным детритом (в скобках), 4 – глинисто-сульфидный с подчиненным костным детритом, 5 – костно-детритовый с подчиненными глиной и сульфидами, 6 – глинистый с подчиненными костным детритом и сульфидами, 7 – карбонатный с подчиненными костным детритом и сульфидами; 8–14 – линии концентраций: 8 – пятиоксида фосфора, 9 – сульфидной серы, 10 – глинозема, 11 – скандия, 12 – урана, 13 – суммы редких земель, 14 – рения; 15–17 – линии отношений: 15 – урано-фосфорного, 16 – редкоземельно-фосфорного, 17 – рений-серного

Как видно, в "низкофосфорных-высокосернистых", "сульфидных" пластах и прослоях наиболее высокие концентрации рения проявлены в рудах с относительно пониженным количеством сульфидов. Для залежей, сложенных в основном "высокофосфорными – низкосернистыми" рудами ($S_{\text{пир}} 5 \div 9\%$), содержание рения в сульфидах обычно составляет $(2,6-7,0) \cdot 10^{-4}\%$, а рений-серное отношение в целом более высокое – $(9 \div 14) \cdot 10^{-6}$. В залежах с резко изменчивым количеством сульфидов железа сульфиды "низкосернистых" руд ($S_{\text{пир}} 9 \div 10\%$) характеризуются несколько меньшими, чем приведенные выше, содержаниями рения $(2,7 \div 3,8) \cdot 10^{-4}\%$ и рений-серными отношениями $(3 \div 9) \cdot 10^{-6}$. В сульфидах "высокосернистых" руд ($S_{\text{пир}} 20 \div 26\%$) содержание рения обычно ниже и колеблется от $0,85$ до $3,6 \cdot 10^{-4}\%$ ($Re/S (4 \div 5) \cdot 10^{-6}$).

Изложенные данные показывают, что содержание рения в сульфидах рассматриваемых руд является величиной непостоянной. С одной стороны, сходные по сернистости руды могут характеризоваться различной рениеносностью, а с другой – близкие содержания рения проявляются в рудах с различным количеством сульфидов железа. Следовательно, степень концентрации рения не является простой функцией величины сернистости руд. Об этом определенно свидетельствует рений-серное отношение, которое, как правило, выше в относительно низкосернистых рудах для всех их разновидностей, что указывает на проявле-

ние обратной зависимости между количеством сульфидов железа в рудах и степенью концентрации в них урана. Аналогичные закономерности, как было показано выше, свойственны также элементам, связанным с фосфатным веществом костного детрита рыб.

* * *

Впервые приведенные в полном объеме обобщенные данные по металлоносности ископаемых залежей костного детрита рыб позволяют составить общее представление о новом промышленном типе осадочных месторождений, пока не имеющем себе аналогов в мировой науке и практике. Уникальность данных месторождений проявляется во многих отношениях, и прежде всего в грандиозности масштабов пластовой концентрации основных металлоносных компонентов — костного детрита рыб и сульфидов железа, а также в весьма широком спектре связанных с ними рудных элементов. Все это свидетельствует о комплексном характере таких месторождений, расширяющем их практические возможности.

Наибольшее количество дефицитных металлов сосредоточено в костном детрите рыб, который легко отделяется от остальных компонентов гравитационным способом в "костный концентрат". В то же время разделение сульфидов, находящихся преимущественно в дисперсной форме, и глинистого материала составляет определенные трудности, что осложняет возможность использования значительной части сульфидного компонента руд.

Сказанное вызывает некоторые затруднения в определении рудноформационной принадлежности данного типа месторождений. В прикладном отношении они длительное время рассматривались как урано-фосфорные или, с учетом природы основного носителя, как органо-генно-фосфатные урановые. Однако в статье было показано, что эти месторождения являются преимущественно редкоземельными. Более того, наличие в рудах скандия и рения позволяет использовать и более широкое определение — редкометальные.

Итак, если ориентироваться только на основной носитель полезных элементов — костный детрит, данная рудная формация представляется как фосфорно-ураново-редкометальная. Но такое определение, по-видимому, нельзя считать геологически вполне корректным без учета сульфидного компонента, играющего существенную роль в составе руд. Поэтому, несмотря на некоторую громоздкость, месторождения такого типа, видимо, правильнее выделять в качестве сульфидно-фосфорной ураново-редкометальной рудной формации.

В заключение отметим, что настоящая статья является как бы "визитной карточкой" нового типа осадочных месторождений. Очевидно, что в ее рамках не представлялось возможным обсуждение генетических аспектов проблемы. Это большая самостоятельная задача, охватывающая широкий круг вопросов, таких, как причины массовой гибели рыб, условия формирования грандиозных пластовых скоплений костного детрита рыб и сульфидов железа, особенностей накопления редких металлов и др., что в целом определяет проявление крупной своеобразности эпохи позднеолигоценового рудообразования. Рассмотрение перечисленных и многих других генетических вопросов, в том числе причин отдельного максимального накопления костного детрита рыб и сульфидов железа, проявления обратной зависимости между количеством носителей и степенью концентрации в них урана и редких элементов и др., возможно лишь на основе анализа конкретных фашиально-палеогеографических обстановок осадконакопления и рудообразования, литогенетических особенностей рудных залежей и т.д., что мы предполагаем осветить в последующих публикациях. В этой связи необходимо только подчеркнуть, что генезис данных месторождений выяснен еще

недостаточно. Это связано как с отсутствием геологических аналогов (ископаемых и современных) рассматриваемых экзотических седиментационно-диагенетических образований, так и с былой замкнутостью проблемы в узком кругу геологов. Обсуждение генетических вопросов на страницах печати будет способствовать более полному их решению и может уточнить существующие представления о некоторых сторонах осадочного рудообразования.

Список литературы

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. *Батулин С.Г., Головин Е.А., Зеленова О.И. и др.* Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965. 323 с.
3. *Блох А.М., Коченов А.В.* Геология месторождений редких элементов. Вып. 24. Элементы-примеси в костном фосфате рыб. М.: Недра, 1964. 107 с.
4. *Борисенко Л.Ф.* Скандий. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 129 с.
5. *Коченов А.В., Столяров А.С.* О некоторых особенностях выделения сульфидов железа в разрезе майкопских отложений Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133. № 6. С. 1412–1415.
6. *Коченов А.В., Зиновьев В.В.* Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений // Геохимия. 1960. № 8. С. 714–725.
7. *Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столяров А.С.* Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. С. 165–171.
8. *Мстиславский М.М., Коченов А.В.* Майкопские костные брекчи и гибель рыб в красных водах // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 5. С. 1169–1172.
9. *Сауков А.А.* Геохимия. М.: Наука, 1966. 487 с.
10. *Семенов Г.И., Столяров А.С.* О корреляции разрезов разнофациальных отложений Мангышлака и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XLV (1). С. 84–94.
11. *Семенов Г.И., Столяров А.С.* Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 70–83.
12. *Столяров А.С.* Новые данные по стратиграфии олигоценовых отложений Мангышлака // Бюл. науч.-техн. информ. МГ и ОН. 1958. № 3. С. 8–10.
13. *Столяров А.С., Шарков А.А.* О некоторых особенностях седиментации в морском олигоцене бассейна Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. LI (6). С. 20–33.
14. *Столяров А.С., Ивлева Е.И.* О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 52–65.
15. *Холодов В.Н.* О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах // Тр. ИМГРЭ. Вып. 17. 1963. С. 67–108.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья,
Москва

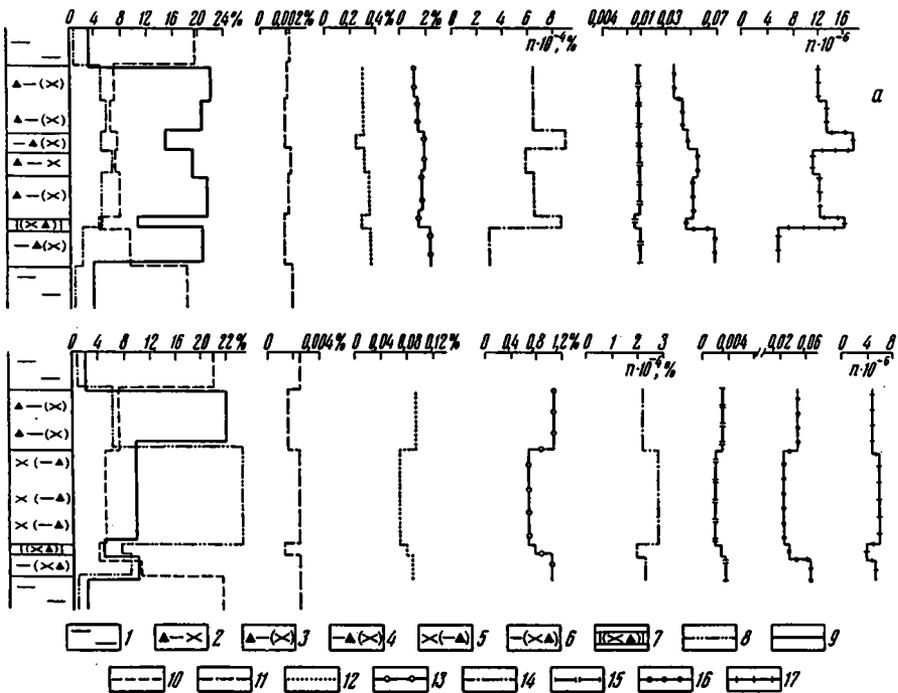
Поступила в редакцию
27.XII.1989

сокофосфорные”, как уже отмечалось, характеризуются более низкими содержаниями сульфидов и глинистого материала.

Связь элементов с костным детритом рыб, естественно, предопределяет общую прямую зависимость между ними. Поэтому содержание элементов в ”высокофосфорных” рудах, как правило, значительнее, чем в ”низкофосфорных”. В то же время степень концентрации элементов в фосфатном веществе костного детрита характеризуется в целом обратными соотношениями. Так, наиболее крупные залежи, построенные по типу ”конского хвоста”, сложены в основном ”низкофосфорными – высокосернистыми” рудами. Содержание элементов в фосфате таких залежей всегда бывает самым высоким, что следует из металло-фосфорных отношений, достигающих наибольших значений: $\Sigma TR/P_2O_5$ 0,07; U/P_2O_5 0,012; Sc/P_2O_5 $25 \cdot 10^{-5}$. В пластово-линзовидных ”высокофосфорных” залежах концентрация элементов в фосфате кальция, как правило, ниже: $\Sigma TR/P_2O_5$ до 0,05; U/P_2O_5 до 0,008. Наиболее индифферентным к большому скоплению костного детрита оказался скандий, поэтому его содержание в ”высокофосфорных” рудах зачастую оказывается более низким ($0,0015 \div 0,0020\%$), чем во вмещающих глинах ($0,0020 \div 0,0025\%$ и более), а скандий-фосфорное отношение снижается до $(7 \div 9) \cdot 10^{-5}$ (фиг. 2). Интересно отметить, что аналогичная картина во многих случаях характерна и для ”низкофосфорных” руд. Однако понижение содержания скандия в последних по сравнению с вмещающими породами уже связано с разубоживающим влиянием большой массы сульфидов, не являющихся скандиевыми (фиг. 2).

Приведенные металлофосфорные отношения характеризуют залежи с преобладанием того или иного типа руд, т.е. фомировавшиеся в различных, но сравнительно устойчивых фаціальных условиях. В то же время нередко залежи слагаются как ”высокофосфорными”, так и ”низкофосфорными” рудами, что свидетельствует о смене условий рудообразования как по латерали, так и во времени. В таких случаях степень концентрации элементов в различных типах руд не всегда подчиняется изложенным закономерностям и в целом выравнивается (см. фиг. 2, б). Тем не менее тенденция повышенной концентрации элементов в фосфате костного детрита более низкофосфорных руд сохраняется. В результате при усреднении данных по изученным залежам (см. таблицу) металлофосфорные отношения всех редкоземельных элементов и урана представляются более высокими в ”низкофосфорных” рудах, чем в ”высокофосфорных”. Так, для суммы редкоземельных элементов $\Sigma TR/P_2O_5$ составляет 0,041 в ”низкофосфорных” рудах и 0,035 – в ”высокофосфорных”; для урана эти величины соответственно равны 0,073 и 0,0060.

Концентрация рения в сульфидах (ниже содержания рения приводятся в пересчете на FeS_2) также испытывает существенные изменения как в сравнительно выдержанных ”высокосернистых” залежах, так и при резких колебаниях сернистости. Например, в отмечавшемся выше характерном типе ”низкофосфорных-высокосернистых” залежей с максимальными металлофосфорными отношениями количество пиритной серы изменяется от 11 до 29%, в среднем составляя 16%, а по отдельным разрезам и 20%. Содержание рения обычно наиболее высокое (для данного типа руд в целом) и составляет $(2,5 \div 8,7) \cdot 10^{-4}\%$, но не прямо пропорциональное количеству сульфидов (пиритной серы) в отдельных разновидностях руд. Так, максимальное $(16 \div 17) \cdot 10^{-6}$ рений-серное отношение (Re/S) установлено в рудах с содержанием $S_{пир}$ $11 \div 14\%$, а минимальное ($1 \cdot 10^{-6}$) – $18 \div 19\%$. Наиболее сернистые руды ($S_{пир}$ $23 \div 29\%$), в том числе типа ”сульфидных прослоев”, характеризуются отнюдь не самым высоким содержанием рения в сульфидах железа – $(2,5 \div 5,7) \cdot 10^{-4}\%$ и $Re/S = (5 \div 11) \cdot 10^{-6}$. Более того, отдельные ”сульфидные пласты” с небольшим количеством костного детрита (P_2O_5 $0,5 \div 1,5\%$) могут характеризоваться еще более низкой концентрацией рения в сульфидах железа: $(0,3 \div 2,2) \cdot 10^{-4}$ (Re/S $(0,6 \div 5) \cdot 10^{-6}$)).



Фиг. 2. Характер вертикального распределения урана, редких земель, рения в компонентах-носителях и скандия в рудах "низкофосфорных-высокосернистых" (а) и разнофосфорных – разносернистых (б) залежей.

1 – глины вмещающих отложений; 2–7 – состав руд по соотношению компонентов (преобладающий компонент слева): 2 – сульфидно-глинисто-костный без резкого преобладания одного из компонентов, 3 – сульфидно-глинистый с подчиненным костным детритом (в скобках), 4 – глинисто-сульфидный с подчиненным костным детритом, 5 – костно-детритовый с подчиненными глиной и сульфидами, 6 – глинистый с подчиненными костным детритом и сульфидами, 7 – карбонатный с подчиненными костным детритом и сульфидами; 8–14 – линии концентраций: 8 – пятиоксида фосфора, 9 – сульфидной серы, 10 – глинозема, 11 – скандия, 12 – урана, 13 – суммы редких земель, 14 – рения; 15–17 – линии отношений: 15 – урано-фосфорного, 16 – редкоземельно-фосфорного, 17 – рений-серного

Как видно, в "низкофосфорных-высокосернистых", "сульфидных" пластах и прослоях наиболее высокие концентрации рения проявлены в рудах с относительно пониженным количеством сульфидов. Для залежей, сложенных в основном "высокофосфорными – низкосернистыми" рудами ($S_{\text{пир}} 5 \div 9\%$), содержание рения в сульфидах обычно составляет $(2,6-7,0) \cdot 10^{-4}\%$, а рений-серное отношение в целом более высокое – $(9 \div 14) \cdot 10^{-6}$. В залежах с резко изменчивым количеством сульфидов железа сульфиды "низкосернистых" руд ($S_{\text{пир}} 9 \div 10\%$) характеризуются несколько меньшими, чем приведенные выше, содержаниями рения $(2,7 \div 3,8) \cdot 10^{-4}\%$ и рений-серными отношениями $(3 \div 9) \cdot 10^{-6}$. В сульфидах "высокосернистых" руд ($S_{\text{пир}} 20 \div 26\%$) содержание рения обычно ниже и колеблется от $0,85$ до $3,6 \cdot 10^{-4}\%$ ($Re/S (4 \div 5) \cdot 10^{-6}$).

Изложенные данные показывают, что содержание рения в сульфидах рассматриваемых руд является величиной непостоянной. С одной стороны, сходные по сернистости руды могут характеризоваться различной рениеносностью, а с другой – близкие содержания рения проявляются в рудах с различным количеством сульфидов железа. Следовательно, степень концентрации рения не является простой функцией величины сернистости руд. Об этом определенно свидетельствует рений-серное отношение, которое, как правило, выше в относительно низкосернистых рудах для всех их разновидностей, что указывает на проявле-

ние обратной зависимости между количеством сульфидов железа в рудах и степенью концентрации в них рения. Аналогичные закономерности, как было показано выше, свойственны также элементам, связанным с фосфатным веществом костного детрита рыб.

* * *

Впервые приведенные в полном объеме обобщенные данные по металлоносности ископаемых залежей костного детрита рыб позволяют составить общее представление о новом промышленном типе осадочных месторождений, пока не имеющем себе аналогов в мировой науке и практике. Уникальность данных месторождений проявляется во многих отношениях, и прежде всего в грандиозности масштабов пластовой концентрации основных металлоносных компонентов — костного детрита рыб и сульфидов железа, а также в весьма широком спектре связанных с ними рудных элементов. Все это свидетельствует о комплексном характере таких месторождений, расширяющем их практические возможности.

Наибольшее количество дефицитных металлов сосредоточено в костном детрите рыб, который легко отделяется от остальных компонентов гравитационным способом в "костный концентрат". В то же время разделение сульфидов, находящихся преимущественно в дисперсной форме, и глинистого материала составляет определенные трудности, что осложняет возможность использования значительной части сульфидного компонента руд.

Сказанное вызывает некоторые затруднения в определении рудноформационной принадлежности данного типа месторождений. В прикладном отношении они длительное время рассматривались как урано-фосфорные или, с учетом природы основного носителя, как органо-генно-фосфатные урановые. Однако в статье было показано, что эти месторождения являются преимущественно редкоземельными. Более того, наличие в рудах скандия и рения позволяет использовать и более широкое определение — редкометалльные.

Итак, если ориентироваться только на основной носитель полезных элементов — костный детрит, данная рудная формация представляется как фосфорно-ураново-редкометалльная. Но такое определение, по-видимому, нельзя считать геологически вполне корректным без учета сульфидного компонента, играющего существенную роль в составе руд. Поэтому, несмотря на некоторую громоздкость, месторождения такого типа, видимо, правильнее выделять в качестве сульфидно-фосфорной ураново-редкометалльной рудной формации.

В заключение отметим, что настоящая статья является как бы "визитной карточкой" нового типа осадочных месторождений. Очевидно, что в ее рамках не представлялось возможным обсуждение генетических аспектов проблемы. Это большая самостоятельная задача, охватывающая широкий круг вопросов, таких, как причины массовой гибели рыб, условия формирования грандиозных пластовых скоплений костного детрита рыб и сульфидов железа, особенностей накопления редких металлов и др., что в целом определяет проявление крупной своеобразности эпохи позднеолигоценового рудообразования. Рассмотрение перечисленных и многих других генетических вопросов, в том числе причин отдельного максимального накопления костного детрита рыб и сульфидов железа, проявления обратной зависимости между количеством носителей и степенью концентрации в них урана и редких элементов и др., возможно лишь на основе анализа конкретных фашиально-палеогеографических обстановок осадконакопления и рудообразования, литогенетических особенностей рудных залежей и т.д., что мы предполагаем осветить в последующих публикациях. В этой связи необходимо только подчеркнуть, что генезис данных месторождений выяснен еще

недостаточно. Это связано как с отсутствием геологических аналогов (ископаемых и современных) рассматриваемых экзотических седиментационно-диагенетических образований, так и с былой замкнутостью проблемы в узком кругу геологов. Обсуждение генетических вопросов на страницах печати будет способствовать более полному их решению и может уточнить существующие представления о некоторых сторонах осадочного рудообразования.

Список литературы

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. *Батулин С.Г., Головин Е.А., Зеленова О.И. и др.* Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965. 323 с.
3. *Блох А.М., Коченов А.В.* Геология месторождений редких элементов. Вып. 24. Элементы-примеси в костном фосфате рыб. М.: Недра, 1964. 107 с.
4. *Борисенко Л.Ф.* Скандий. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 129 с.
5. *Коченов А.В., Столяров А.С.* О некоторых особенностях выделения сульфидов железа в разрезе майкопских отложений Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133. № 6. С. 1412–1415.
6. *Коченов А.В., Зиновьев В.В.* Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений // Геохимия. 1960. № 8. С. 714–725.
7. *Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столяров А.С.* Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. С. 165–171.
8. *Мстиславский М.М., Коченов А.В.* Майкопские костные брекчи и гибель рыб в красных водах // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 5. С. 1169–1172.
9. *Сауков А.А.* Геохимия. М.: Наука, 1966. 487 с.
10. *Семенов Г.И., Столяров А.С.* О корреляции разрезов разнофациальных отложений Мангышлака и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XLV (1). С. 84–94.
11. *Семенов Г.И., Столяров А.С.* Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 70–83.
12. *Столяров А.С.* Новые данные по стратиграфии олигоценовых отложений Мангышлака // Бюл. науч.-техн. информ. МГ и ОН. 1958. № 3. С. 8–10.
13. *Столяров А.С., Шарков А.А.* О некоторых особенностях седиментации в морском олигоцене бассейне Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. LI (6). С. 20–33.
14. *Столяров А.С., Ивлева Е.И.* О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 52–65.
15. *Холодов В.Н.* О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах // Тр. ИМГРЭ. Вып. 17. 1963. С. 67–108.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья,
Москва

Поступила в редакцию
27.XII.1989

УДК 553.32 (234.853)

© 1991 г.

Шарков А.А.

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАРГАНЦА
В СЕРЕГУЛОВСКОМ ГОРИЗОНТЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

Приведены новые данные о строении и составе серегуловского горизонта, рассмотрен характер распределения окислов марганца в рудных пластах и вмещающих породах. На основе детальных исследований нижнекаменноугольных марганценосных отложений в Знанчуринском районе (Южный Урал) дана подробная характеристика впервые выявленных первичных (кремнисто-карбонатных) и вторичных (окисленных) марганцевых руд.

Серегуловский марганцеворудный горизонт был выделен в 1977 г. А.А. Макушиным в основании визейского яруса на контакте глинистых пород мазитовской свиты (C_1t^{mz}) и глинисто-карбонатных отложений куруильской свиты (C_1v^{kr}). Главная особенность этого горизонта — его строгая стратиграфическая приуроченность к определенному интервалу визейского разреза — к его нижней части.

Серегуловский горизонт выдерживается по простиранию на расстояние более 80 км и прослеживается в меридиональном направлении вдоль западного борта Зилаирского синклинория от широтного течения р. Большой Ик на севере до р. Акберды на юге и далее за пределами рассматриваемого района (фиг. 1).

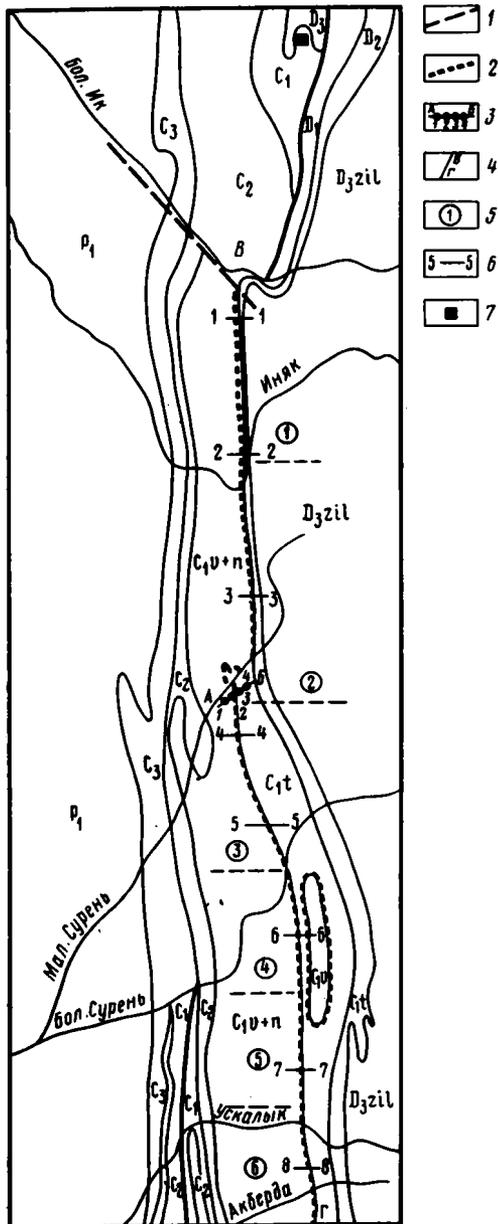
Рудоносные отложения этого горизонта в 1982–1984 гг. были вскрыты многочисленными шурфами и канавами на различных участках в пределах изученной площади. Ширина выходов горизонта на поверхности колеблется от 10 до 40 м и составляет в среднем 18 м.

В северной части Знанчуринского района рудоносные породы интенсивно дислоцированы и характеризуются весьма крутым залеганием под углом 60–70°, а местами они имеют почти вертикальное падение или опрокинуты на запад. В южном направлении отложения горизонта постепенно выволакиваются и уже на границе района залегают горизонтально.

Максимальная мощность горизонта на севере (в бассейне р. Большой Ик) достигает 14 м, а к югу (в бассейне р. Акберды) она существенно (до 3 м) сокращается и составляет в среднем 8 м.

Исследования марганценосных отложений Знанчуринского района, проведенные автором в предыдущие годы по мелким горным выработкам, позволили выяснить характер и минеральный состав марганцевого оруденения серегуловского горизонта в зоне окисления [2]. Тем не менее из-за отсутствия буровых скважин первичная природа марганцевой минерализации в тот период не могла быть достоверно установлена.

В настоящее время этот пробел удалось восполнить благодаря пробуренным скважинам, которые подсекали на глубине, ниже зоны гипергенеза, марганценосные отложения серегуловского горизонта, сложенные первичными карбонатными рудами.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Зянчуринского марганцево-рудного района

1 - Мурадымовский разлом; 2 - выходы марганцевых руд серегуловского горизонта на поверхность; 3 - поперечный профиль по скважинам; 4 - продольный профиль по горным выработкам; 5 - номера участков (1 - Тукатовский, 2 - Бика-Курканский, 3 - Имян-Карауловский, 4 - Серегуловский, 5 - Габбасовский, 6 - Куюбарский); 6 - номера разрезов по горным выработкам; 7 - Шигрьшское рудопроявление

СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ СЕРЕГУЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА

Серегуловский марганценосный горизонт представлен ритмично чередующимися прослоями в разной степени кремнистых известняков (0,1–0,8 м), кремнистых карбонатных руд (0,2–1,5 м) и аргиллитов (0,1–0,7 м). В его разрезе главное значение имеют рудные образования (54%), второстепенную роль играют известняки (26%) и аргиллиты (20%).

По литологическому составу рудный горизонт разделяется на две части: нижнюю – преимущественно глинистую и верхнюю – карбонатную. В первой части марганцевые руды, как правило, перемежаются с кремнистыми аргиллитами и реже с известняками, а во второй – кремнистыми известняками.

Аргиллиты зеленовато-серого или оливково-зеленого цвета, тонколистватые и тонкоплитчатые. Они характеризуются микрослоистой текстурой и сложены тонкодисперсными частями преимущественно монтмориллонит-гидрослоюдистого состава. В аргиллитах довольно часто встречаются прослой и линзочки кремнисто-карбонатных марганцевых руд, мощность которых колеблется от 0,5 до 30 см (фиг. 2). Контакты между аргиллитами и рудными образованиями обычно весьма резкие.

Среди глинистых пород, вмещающих прослой марганцевых руд, выделяются аргиллиты, в разной степени кремнистые и известковистые.

В кремнистых аргиллитах содержание окислов марганца колеблется в пределах от 0,16 до 0,24% и составляет в среднем 0,19%. В слабоизвестковистых и известковистых аргиллитах, которые непосредственно контактируют с рудными прослоями, содержание MnO заметно возрастает наряду с увеличением в них карбонатного вещества до 2,5% (табл. 1). Иная картина наблюдается в аргиллитах, залегающих среди известняков. Здесь они в значительной степени обогащаются карбонатным веществом при небольшом (до 1,26%) увеличении концентрации окислов марганца (см. табл. 1).

Следует подчеркнуть, что повышенное содержание MnO в аргиллитах фиксируется исключительно в приконтактной зоне между ними и карбонатными марганцевыми рудами. Мощность этой зоны обычно не превышает 0,5–1,5 см.

Карбонатные породы в составе серегуловского горизонта по сравнению с глинистыми играют более значительную роль. Они характеризуются темной, почти черной окраской, хорошо выраженной слоистой текстурой и интенсивным окремнением. В продуктивной пачке встречаются кремнистые пелитоморфные и мелкозернистые известняки тонкослоистые, реже толстослоистые. Среди них выделяются глинистые, фораминиферовые, радиоляриевые и органогенные разности.

Глинистые известняки обычно наблюдаются в нижней части разреза серегуловского горизонта в виде маломощных (5–10 см) прослоев, залегающих среди аргиллитов. Содержание окислов марганца в них колеблется от 1,3 до 2% и составляет в среднем 1,68% (см. табл. 2). Фораминиферовые и радиоляриевые известняки встречаются спорадически в средней части разреза, где они переслаиваются с карбонатными рудами и характеризуются более высоким (в среднем 3,7%) содержанием MnO по сравнению с глинистыми. Максимальная концентрация соединений марганца фиксируется в сильнокремнистых известняках (до 7,42%), образующих кровлю рудного горизонта (см. табл. 2).

Контакты между известняками и кремнисто-карбонатными марганцевыми рудами, как правило, четкие.

Изучение нерастворимых остатков в известняках серегуловского горизонта показало, что они представлены в основном кремнистой массой (халцедон). В составе глинистой фракции преобладающее (2–6%) значение имеют монтмориллонит и гидрослюда, в небольшом количестве присутствуют хлорит и каолинит.

Таблица 1

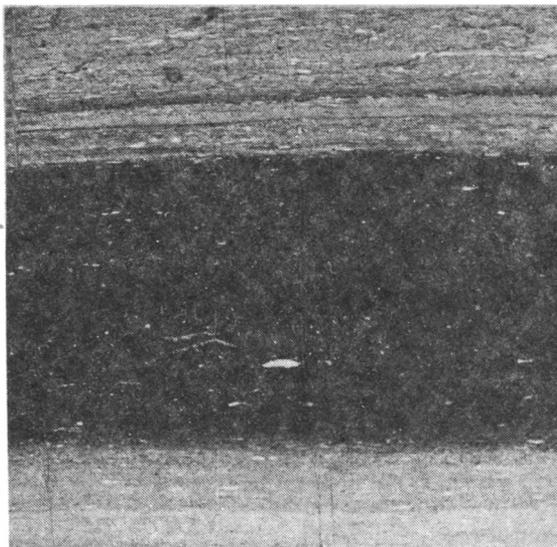
Результаты химического анализа глинистых пород серегуловского горизонта, %

Аргиллиты	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO
Кремнистые	60,9	17,2	6,91	0,75	0,35	4,80	0,16
	61,0	16,3	6,84	0,78	0,47	4,16	0,17
	62,3	14,8	6,60	0,79	0,28	4,46	0,24
Среднее	61,4	16,1	6,78	0,77	0,33	4,47	0,19
Кремнистые с примесью известкового материала	72,2	9,77	6,39	0,58	1,07	3,94	0,47
	70,1	7,38	10,9	0,43	1,02	3,85	0,45
	70,7	10,1	4,52	0,47	1,09	3,13	0,39
Среднее	71,0	9,10	7,27	0,50	1,06	3,64	0,44
Кремнистые слабоизвестковистые	58,9	13,9	4,32	0,67	2,16	3,45	0,93
	64,1	10,1	5,48	0,47	2,56	3,63	0,97
	61,7	12,6	5,83	0,58	2,31	3,51	0,91
Среднее	61,6	12,2	5,21	0,57	2,34	3,53	0,94
Кремнистые известковистые	66,7	8,70	3,87	0,40	4,28	2,57	2,09
	65,5	7,38	4,73	0,39	3,53	3,11	2,39
	67,6	6,00	4,28	0,25	4,39	2,75	2,15
	67,0	5,47	4,96	0,22	5,50	3,62	2,50
	67,4	9,28	6,18	0,50	2,45	3,33	2,16
Среднее	66,8	7,37	4,80	0,35	4,03	3,08	2,26
Известковые	50,5	7,30	4,51	0,37	13,7	2,85	1,15
	54,5	9,00	4,06	0,46	9,38	2,52	1,26
	57,5	9,38	4,71	0,59	8,18	2,94	0,96
	57,8	8,00	4,25	0,40	11,1	2,45	1,00
	51,1	10,4	4,78	0,58	7,58	3,88	1,25
Среднее	54,3	8,82	4,46	0,48	10,0	2,93	1,12

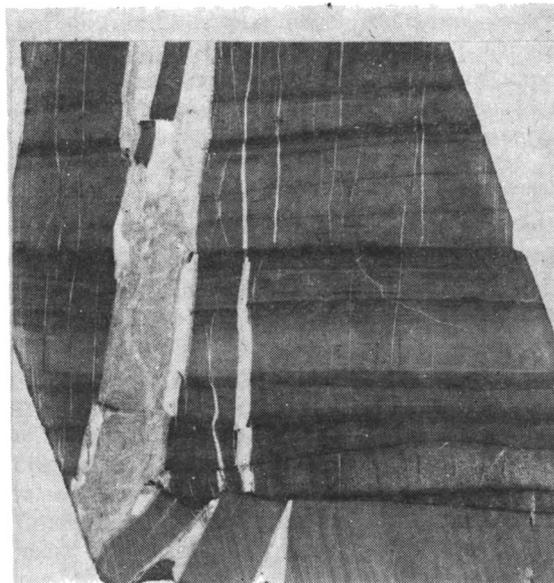
Таблица 2

Результаты химического анализа карбонатных пород серегуловского горизонта, %

Известняки	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO
Глинистые, кремнистые	38,0	5,20	3,36	0,25	24,6	2,11	2,00
	43,3	5,31	3,80	0,23	21,1	2,51	1,71
	38,0	7,00	5,38	0,36	18,3	3,28	1,68
	49,7	4,97	4,85	0,25	14,5	3,19	1,93
	49,2	6,62	4,28	0,33	14,5	2,87	1,67
	50,7	5,95	3,25	0,24	17,0	2,37	1,50
	49,4	6,67	3,77	0,32	15,4	2,58	1,28
	Среднее	45,5	6,00	4,10	0,28	17,9	2,70
Фораминиферовые радиоляриевые, кремнистые	12,4	0,74	1,10	0,04	43,3	0,56	4,46
	14,6	0,64	0,80	0,03	41,7	0,40	3,76
	22,6	0,55	0,60	0,02	39,3	0,80	3,45
	12,8	0,43	0,72	0,02	42,6	0,39	4,33
	11,5	0,50	0,62	0,02	44,3	0,44	3,00
	26,0	0,40	0,65	0,02	35,6	0,83	3,22
Среднее	16,6	0,54	0,75	0,03	41,1	0,57	3,70
Органогенные, сильнокремнистые	43,3	3,30	3,55	0,14	19,8	2,43	5,75
	43,1	3,39	3,48	0,14	19,9	2,41	5,60
	44,2	3,44	3,70	0,16	18,4	2,84	5,44
	46,0	2,54	2,72	0,12	20,4	2,10	4,78
	41,2	3,32	4,11	0,12	19,1	2,42	7,31
	34,6	2,66	3,65	0,10	21,1	2,68	7,42
Среднее	42,0	3,11	3,53	0,13	19,8	2,48	6,05

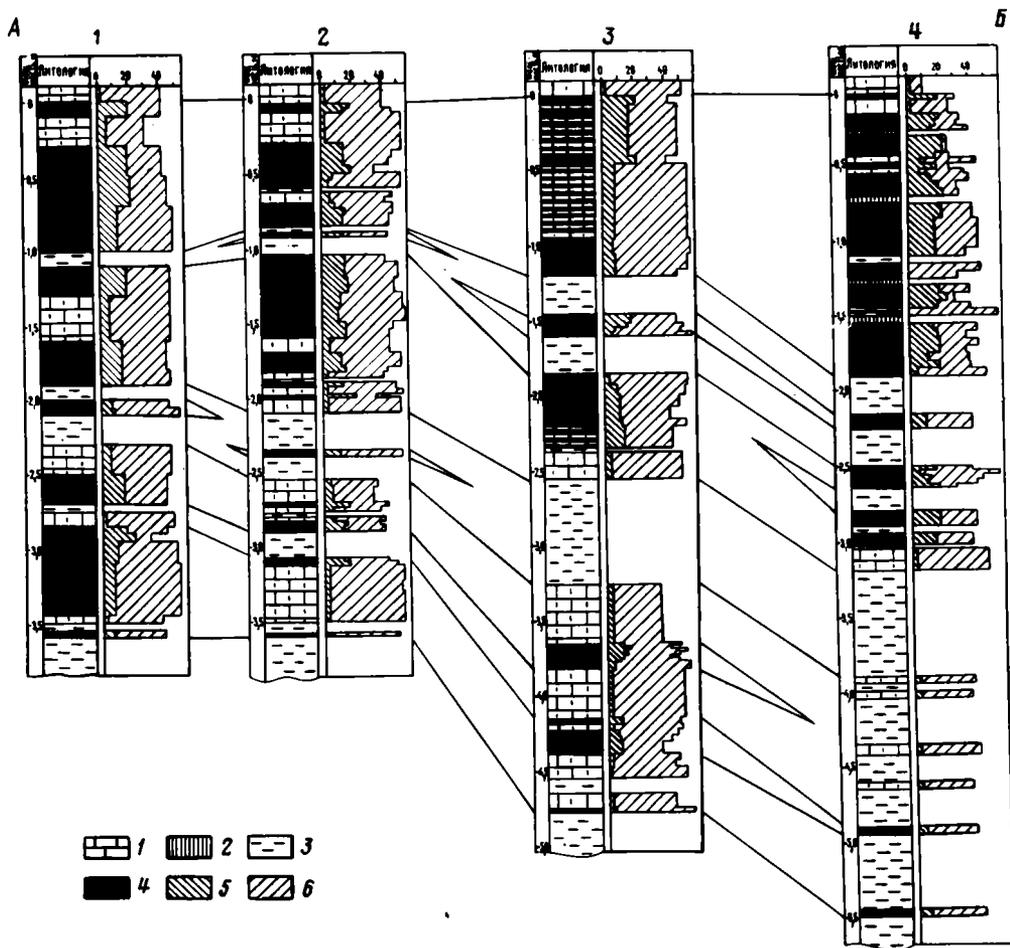


Фиг. 2. Прослой кремнисто-карбонатной марганцевой руды (темное) в аргиллитах (светлое).
Шлиф.225, увел. 8, николи 2



Фиг. 3. Кремнисто-карбонатная ритмично-слоистая марганцевая руда. Обр. 229. Natur. вел

В рудном горизонте изредка встречаются маломощные (5–7 см) прослой черных кремней и кремнистых сланцев (фтанитов). Кремни обычно тонкоплитчатые, часто ноздреватые. Они состоят из криптокристаллического кремнезема, в котором присутствуют скелетные остатки радиолярий. Кремнистые сланцы (фтаниты) представлены плотной крепкой породой темно-серого, почти черного цвета, характеризующейся тонкослоистой текстурой и состоящей из кварца и халцедона с примесью углисто-глинистого вещества. Содержание окислов марганца в кремнистых породах колеблется от 0,56 до 2,46% и достигает в среднем 1,5%.

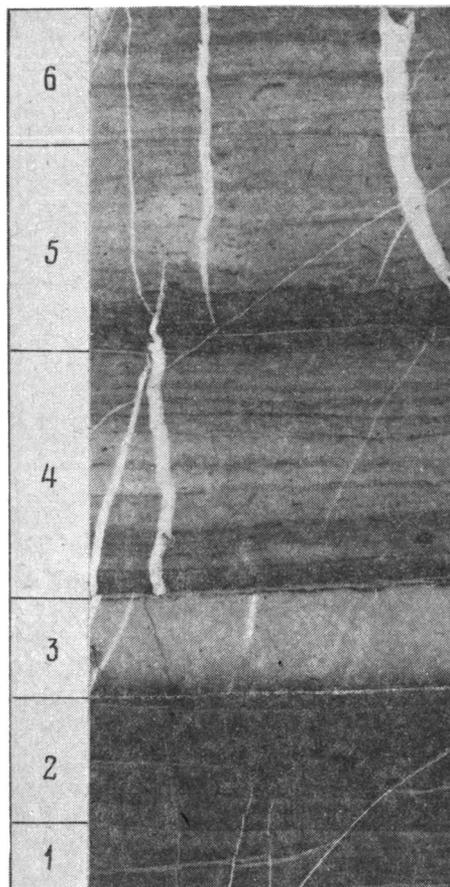


Фиг. 4. Сопоставление разрезов серегуловского горизонта по профилю А-Б (по скважинам) 1 - кремнистые известняки; 2 - фаниты; 3 - аргиллиты; 4 - кремнисто-карбонатные марганцевые руды; 5-6 - основные компоненты (5 - MnO , 6 - SiO_2), 1-4 - номера разрезов

Наиболее важную роль в разрезе серегуловского горизонта играют сильно-кремнистые карбонатные породы, представленные прослоями и линзами опоконидных силицитов, в которых сосредоточена основная масса марганца. Эти рудные образования повсеместно залегают согласно с вмещающими их аргиллитами и известняками и хорошо выделяются в разрезе на темном фоне глинистых и карбонатных пород благодаря характерной для них зеленовато-серой и голубовато-серой окраске и полосчатому облику (фиг. 3-5).

Марганценозные опоконидные силициты обладают четко выраженной ритмично-слоистой текстурой и микрозернистой структурой. Нередко среди них встречаются и более темные разности, содержащие примесь углисто-глинистого вещества.

По данным рентгеноструктурного анализа, опоконидные породы сложены главным образом кварцем (халцедоном) и карбонатами марганца. В небольшом количестве присутствуют кальцит, железистый хлорит, серицит, шамозит и пирит. Содержание MnO в кремнистых карбонатных породах варьирует в широких пределах (от 5 до 25%). В опоконидных силицитах концентрация окислов марганца не превышает 10% (табл. 3).



Фиг. 5. Фрагмент ритмично-слоистых кремнистых карбонатных пород
1-6 – номера слоев. Обр. 255, натур. вел

Таблица 3

Результаты химического анализа кремнистых карбонатных пород серегуловского горизонта (опоквидные силициты, марганцовистые)

Номера образцов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO
199	48,9	2,68	3,69	0,13	11,2	3,03	7,92
204	47,5	4,98	4,99	0,26	6,77	2,96	9,44
205	49,5	3,03	5,37	0,15	9,55	3,47	8,12
250	57,3	3,47	3,24	0,17	8,79	2,21	6,92
255	56,8	3,69	3,63	0,18	7,35	2,46	9,95
255/1	52,9	3,87	3,17	0,19	8,30	2,47	9,58
221	55,3	4,93	3,66	0,24	9,80	2,92	7,84
222	62,3	3,31	3,30	0,16	7,46	2,06	6,29
224	53,1	1,79	3,51	0,08	9,89	2,03	8,69
260	46,0	2,60	6,11	0,13	10,5	2,68	9,83
Среднее	53,0	3,44	4,07	0,17	8,96	2,63	8,46

Таким образом, детальное изучение отложений серегуловского горизонта показало, что основная масса марганца концентрируется в кремнистых карбонатных породах, слагающих пластовые и линзовидные рудные тела. В небольшом (до 7%) количестве окислы марганца фиксируются в известняках и минимальное (0,19–0,44%) содержание их отмечается в аргиллитах.

В зоне окисления характер распределения марганца в породах несколько меняется. Здесь в существенно кремнистых (SiO_2 84,1%) опоковидных силицитах содержание окислов марганца не превышает 0,08–0,16% [2], а в менее кремнистых (SiO_2 51%) количество его увеличивается до 15,9%.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦА В РУДНЫХ ПЛАСТАХ

Как упоминалось выше, серегуловский горизонт представлен серией ритмично чередующихся рудных пластов и вмещающих пород. Главная особенность его строения – сосредоточенность рудных образований в довольно узком интервале разреза нижнекаменноугольных марганценосных отложений.

Пластовые и линзовидные рудные тела характеризуются сравнительно небольшой протяженностью по падению, измеряемой несколькими сотнями метров. При сопоставлении разрезов этого горизонта по скважинам отчетливо видно, что на западном участке изученной площади серегуловский горизонт имеет компактное строение, а на восточном – рудные пласты увеличиваются в мощности и хорошо выдерживаются только в верхней (карбонатной) части разреза (фиг. 4); в нижней – глинистой – они сильно расслаиваются и почти полностью выклиниваются на расстоянии до 500 м.

Далее к востоку проследить рудоносные отложения не удалось из-за их крутого залегания и погружения на большую глубину.

В разрезе серегуловского горизонта многочисленные рудные прослои группируются преимущественно в его карбонатной части, где они образуют пластовые тела мощностью до 1,5–2 м и в меньшей степени – в глинистой (до 0,7–1 м).

В рудных образованиях повсеместно наблюдается четко выраженная ритмичная слоистость, обусловленная неравномерным распределением основных компонентов. Так, в рудных прослоях, залегающих среди глинистых пород, в нижней части горизонта, выделяются слои различных по составу пород, в которых проявляется определенная закономерность в распределении марганца и других компонентов (табл. 4, фиг. 5), отражающая пульсирующий характер приноса рудного вещества в бассейн седиментации.

На фиг. 5 видно, что в типичных аргиллитах содержание марганца (см. табл. 4, слой 1) находится почти на уровне кларка, а примесь карбонатного материала весьма незначительная. В аргиллитах, непосредственно контактирующих с рудным прослоем (слой 2), содержание марганца и кальция заметно возрастает. В следующем (третьем) слое фиксируется максимальная концентрация карбонатов марганца на фоне резкого уменьшения количества кремнезема. Выше по разрезу, в четвертом и пятом слоях, рудное вещество постепенно убывает, а окись кремния существенно увеличивается. И уже в шестом слое, завершающем ритм, отмечается низкое содержание карбонатов марганца и большое количество кремнезема.

Аналогичная картина наблюдается во всех разрезах рудных тел, вскрытых скважинами и горными выработками.

В кремнисто-карбонатных рудах основную роль играют кремнезем и карбонаты марганца (табл. 5). Содержание окислов марганца в них изменяется от 10 до 25% и составляет в среднем 15%. Значительные колебания наблюдаются также в содержании кремнезема от 30,1 до 55,4%.

Распределение основных компонентов в прослоях кремнисто-карбонатных пород

Порода	Номер слойка	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO
Марганцовистый силицит	6	62,3	4,71	5,24	0,20	6,89	2,59	5,54
Сильномарганцо- вистый силицит	5	47,6	4,74	5,00	0,20	9,32	3,37	12,9
"	4	43,0	2,77	3,55	0,10	11,5	2,77	12,6
Карбонатная мар- ганцевая руда	3	29,8	2,38	4,46	0,14	16,2	3,42	18,3
Известковый аргиллит	2	67,4	9,28	6,18	0,15	2,45	3,33	2,16
Аргиллит	1	61,0	16,3	6,84	0,78	0,47	4,16	0,17

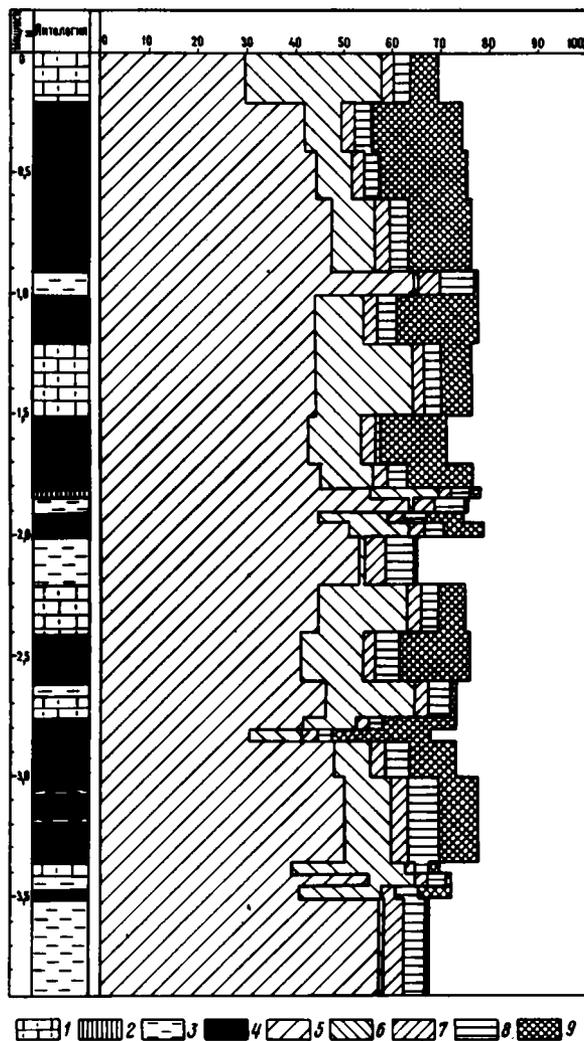
Таблица 5

Химический состав кремнисто-карбонатных руд серегуловского горизонта, %

Компоненты	Номера образцов								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	55,4	53,3	51,3	49,5	45,0	43,4	32,4	32,9	30,1
Al ₂ O ₃	2,30	2,54	2,60	2,25	1,90	2,25	4,95	2,50	2,40
FeO	4,02	3,71	2,40	1,90	4,30	4,29	4,80	3,60	3,90
TiO ₂	0,06	0,06	0,10	0,07	0,07	0,06	0,22	0,07	0,06
CaO	6,95	7,50	8,30	9,50	10,1	9,70	10,6	10,3	7,85
MgO	2,10	2,50	2,70	2,50	2,26	2,88	3,80	3,85	3,06
MnO	13,1	11,4	12,7	13,4	15,9	17,1	19,0	21,8	25,0
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06
Na ₂ O	0,05	0,09	0,10	0,10	0,10	0,08	0,14	0,08	0,08
K ₂ O	0,06	0,16	0,24	0,18	0,11	0,19	0,23	0,14	0,13
CO ₂	13,9	15,7	15,5	18,5	18,1	18,6	20,1	21,0	23,7
П.п.п.	2,00	2,78	3,90	1,96	2,10	1,40	3,60	3,70	3,66
Сумма	100	99,8	99,9	100	100	100	99,9	100	100

В зависимости от соотношения этих главных компонентов в кремнисто-карбонатных породах выделяются бедные и относительно богатые руды. Количественные соотношения карбонатного и кремнистого вещества в рудных прослоях весьма непостоянные и в большинстве прослоев они находятся в пределах 1:2,5–1:1 (см. табл. 5).

При детальном изучении состава рудных образований обращает на себя внимание взаимная зависимость между марганцем и кремнием. Обычно в рудных пластах наблюдается четкая закономерность в количественных соотношениях кремнезема и марганца, которая проявляется как в отдельных прослоях, так и в разрезе рудного горизонта (фиг. 6). При увеличении количества кремнезема в карбонатных рудах обычно фиксируется понижение концентрации марганца в них или наоборот. Вместе с тем в серегуловском горизонте наблюдается закономерное увеличение концентрации марганца в рудных пластах вверх по разрезу на фоне общего уменьшения количества кремнезема (см. фиг. 6). Необходимо отметить, что эта закономерность в распределении марганца в рудном горизонте устанавливается и по многочисленным канавам, вскрывшим рудоносные отложения на разных участках, в пределах Зианчуринского района (фиг. 7).



Фиг. 6. Литолого-геохимический разрез серегуловского горизонта по скважине [1]

1 - кремнистые известняки; 2 - фтаниты; 3 - аргиллиты; 4 - кремнисто-карбонатные марганцевые руды; 5-9 - основные компоненты (5 - SiO_2 , 6 - CaO , 7 - MgO , 8 - FeO , 9 - MnO)

Детальное изучение и сопоставление разрезов серегуловского горизонта в зоне гипергенеза показало, что окисленные марганцевые руды полностью сохранили особенности строения и морфологию, унаследованные от первичных кремнисто-карбонатных рудных образований. Здесь также фиксируется минимальное (10-20%) содержание окислов марганца в рудных прослоях, наблюдаемых в нижней части горизонта, среди глинистых пород, а кверху концентрация его постепенно возрастает и достигает максимальной величины (45-53%) в рудных пластах, залегающих в кровле горизонта среди известняков.

Окисленные марганцевые руды резко отличаются от карбонатных как по внешнему облику, так и по составу (табл. 6). Обычно они представляют собой довольно крепкие плотные образования, обладающие пестрой окраской и тонко-

Химический состав окисленных марганцевых руд серегуловского горизонта, %

Компоненты	Номера образцов								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	56,8	60,0	60,5	60,0	50,5	43,8	39,2	32,1	21,2
Al ₂ O ₃	7,35	5,10	4,40	3,50	3,20	3,00	2,84	2,30	0,90
Fe ₂ O ₃	10,2	6,50	6,40	2,80	4,20	7,37	6,86	2,50	3,64
TiO ₂	0,32	0,20	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,07	0,04
CaO	5,30	4,00	4,50	3,40	2,90	2,50	2,70	1,70	2,70
MgO	0,28	3,60	0,60	1,14	1,55	1,40	1,50	1,20	1,10
MnO	1,12	0,86	1,10	1,40	2,50	2,15	2,00	5,60	6,30
MnO ₂	10,5	12,6	16,1	21,2	26,2	30,0	35,2	45,7	53,6
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,07	0,06	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08
Na ₂ O	0,33	0,16	0,11	0,20	0,15	0,08	0,10	0,30	0,30
K ₂ O	1,00	0,40	0,40	0,40	0,20	0,32	0,26	0,40	0,32
П.п.п.	6,60	6,40	5,60	5,80	8,32	9,10	9,15	8,00	9,40
Сумма	99,8	99,9	99,9	100	99,9	99,9	100	100	99,8

плитчатым строением. На дневной поверхности эти руды хорошо выделяются в делювиальных высыпках благодаря охристо-желтому и буровато-желтому цвету, а также типичному для сильновыветрелых (обесцвеченных) рудных пород белесому облику.

Содержание марганца в окисленных рудах целиком зависит от степени изменения первичных руд, под воздействием различных по происхождению термальных растворов [2]. Интенсивность выщелачивания карбонатного вещества и замещения его соединениями марганца определяется строением и составом первичных образований.

В карбонатных рудах, обладающих сильной пористостью и незначительной кремнистостью, обычно отмечается максимальное замещение их основной массы рудным веществом, а в слабопористых и сильнокремнистых — минимальное.

В северной части Зианчуринского района, в пределах Тукатовского участка, расположенного вблизи Мурадымовского разлома [1], серегуловский горизонт имеет наиболее полный разрез, мощностью 14 м. Здесь рудные пласты представлены в разной степени окисленными, буровато-желтыми и светло-серыми (обесцвеченными) омарганцованными породами. Последние обычно приурочены к зонам дизъюнктивных нарушений.

В сильнокремнистых (SiO₂ 55,1%) окисленных рудах, наблюдаемых в буровато-желтых опоконидных силицитах, содержание MnO₂ составляет в среднем 26,4% [2], тогда как в слабокремнистых (SiO₂ 28,2%) рудных образованиях (обесцвеченных силицитах) концентрация MnO₂ достигает 60%. Количество карбонатного вещества в этих рудах не превышает 2,6%.

Таким образом, на северном участке интенсивность преобразования первичных карбонатных пород проявляется наиболее резко, что, по-видимому, объясняется их расположением вблизи от Мурадымовского разлома, в зоне дизъюнктивных нарушений, по которым циркулировали термальные растворы [2].

В результате изучения и сопоставления опорных разрезов по горным выработкам на площади развития окисленных марганцевых руд серегуловского горизонта (в пределах Зианчуринского района) было установлено, что в южном направлении, как и в восточном, рудные пласты, залегающие в его основании среди глинистых пород, расслаиваются и постепенно выклиниваются на расстоянии нескольких километров, в то время как в верхней (карбонатной) части разреза они протягиваются на десятки километров по простиранию.

Средний химический состав кремнисто-карбонатных и окисленных марганцевых руд серегуловского горизонта, %

Участок	Номер профиля	Число проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO
Северный	2	17*	39,4	2,82	—	4,16	0,09	10,10
	1	10	32,6	2,50	5,30	—	0,09	2,46
	2	12	44,8	3,00	4,84	—	0,10	2,34
Центральный	3	15*	42,9	2,02	—	4,10	0,13	10,10
	3	16	57,2	3,10	4,46	—	0,10	3,33
Южный	4	13	51,3	6,38	10,60	—	0,27	4,82

Участок	MgO	MnO	MnO ₂	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
Северный	3,36	16,50	—	0,07	0,08	0,14	23,20	99,92
	1,50	4,69	40,40	0,09	0,27	0,34	9,70	99,94
	1,47	2,45	29,20	0,08	0,08	0,31	11,30	99,97
Центральный	2,97	14,30	—	0,06	0,10	0,20	22,10	99,98
	1,36	2,38	20,20	0,09	0,14	0,32	6,94	99,95
Южный	0,64	1,06	12,80	—	0,22	0,91	10,80	99,80

Тем не менее характер распределения марганца в вертикальных разрезах горизонта, установленный в северной части района, полностью сохраняется на разных участках (фиг. 7). Во всех пересечениях горизонта, вскрытых канавами, обычно фиксируется закономерное увеличение содержания марганца в рудных пластах снизу вверх по разрезу.

По мере прослеживания рудных пластов с севера на юг в них происходит значительное (до 57%) увеличение количества кремнезема: а концентрация окислов марганца в центральной части района (серегуловский участок) понижается в среднем до 22,6%.

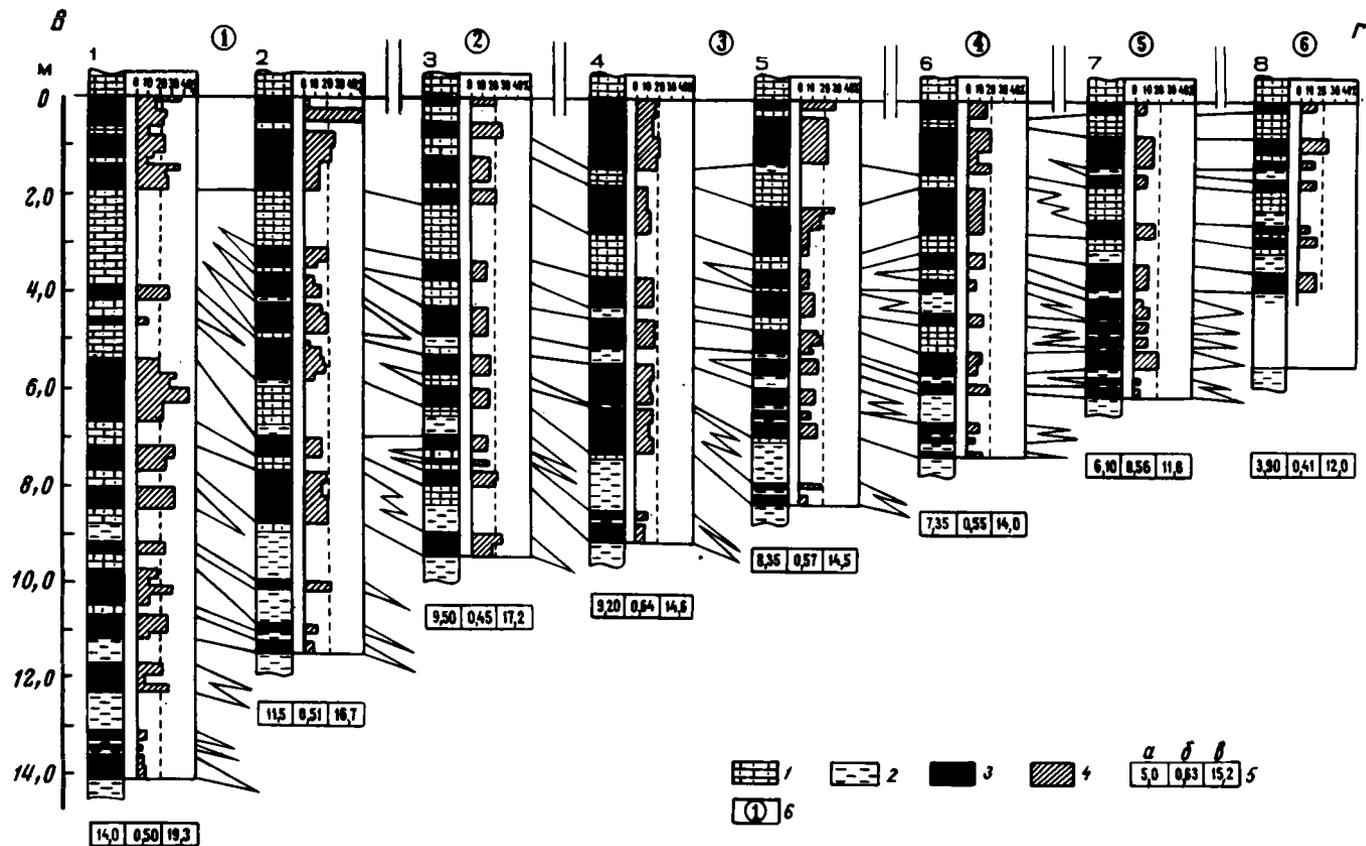
Далее к югу в рудоносных отложениях заметно возрастает примесь глинистого и карбонатного материала, а также повышается (до 10,6%) содержание гидроокислов железа, вследствие чего окисленные марганцевые руды приобретают желто-бурую окраску. В южной части рассматриваемого района содержание марганца в окисленных рудах в среднем не превышает 14%.

В заключение следует отметить, что наиболее сильной проработке процессами окисления и термальными растворами, поступавшими по дизъюнктивным нарушениям из Мурадымовского разлома, подверглись первичные карбонатные руды в северной части района, где зона гипергенеза достигает глубины 75 м.

Здесь на Тукатовском участке происходит природный процесс обогащения кремнисто-карбонатных марганцевых руд в зоне гипергенеза. Окисленные марганцевые руды в пределах Тукатовского участка наиболее богатые (по содержанию рудных компонентов) по сравнению с первичными кремнисто-карбонатными. Концентрация марганца в них в 3 раза выше, чем в карбонатных, а кремнезема в 1,5 раза меньше (табл. 7).

Эти изменения в содержании рудных компонентов произошли в результате окисления карбонатных руд, а также интенсивного воздействия на них термальных растворов в зоне гипергенеза [2].

Таким образом, на основе детальных исследований были выявлены закономерности в распределении рудных компонентов в отложениях серегуловского



Фиг. 7. Сопоставление разрезов серегуловского горизонта по профилю В-Г (по горным выработкам)
 1 – кремнистые известняки; 2 – аргиллиты; 3 – окисленные марганцевые руды; 4 – содержание MnO_2 ; 5 – общая мощность рудного горизонта (а), коэффициент рудоносности (б), средневзвешенное содержание MnO_2 в рудных пластах (в); 6 – номера участков (1 – Тукатовский, 2 – Бика-Курканский, 3 – Имян-Карауловский, 4 – Серегуловский, 5 – Габбасовский, 6 – Куюбарский); 1–8 – номера разрезов по горным выработкам

горизонта, которые четко отражают условия накопления и формирования марганцевого оруденения в Зианчуринском районе на Южном Урале.

Прежде всего обращает на себя внимание повышенное содержание окислов марганца в глинистых и карбонатных отложениях, вмещающих рудные тела (см. табл. 1, 2). Столь значительная "зараженность" марганцем аргиллитов и известняков продуктивного горизонта по сравнению с его кларковым содержанием в осадочных породах свидетельствует о том, что в период накопления глинисто-карбонатных илов в морской водоем поступало большое количество кремнезема и марганца из эндогенного источника.

Нам представляется, что реальным источником кремнезема и марганца первичных руд серегуловского горизонта является подводный вулканический очаг, из которого эти элементы поступали в виде газовой-жидких эксгалляций в зону седиментации, где они накапливались в наиболее погруженных участках дна морского бассейна.

Список литературы

1. *Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984. 64 с.
2. *Шарков А.А.* Особенности строения и состава марганценосных нижнекаменноугольных отложений Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 1. С. 51-59.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья,
Москва

Поступила в редакцию
3.IV.1989

УДК 553.66(571.66)

© 1991

Кураленко Н.П.

ФОСФОРИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ КАКЕРТСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Рассматриваются особенности фашиально-генетического состава, цикличность строения и формирование отложений какертской свиты, в которых обнаружены фосфоритовые желваки. Показано, что фосфатоносные осадки накапливались во время климатического оптимума миоцена в мелководно-морской обстановке вблизи дельты крупной реки в период относительной стабилизации тектонического режима при переходе от восходящих движений к нисходящим в колебательном цикле 2-го порядка. Выделены аутигенные, переотложенные и смешанные желваки, рост которых прерывался перемышом. Установлено, что скопление фосфоритовых желваков имеет остаточно-биодиагенетическое происхождение.

В литературе существуют различные взгляды на происхождение фосфоритов [1–3, 5, 6, 8 и др.]. Особый интерес представляет выявление механизмов образования фосфоритов в вулканических районах. Поэтому автором были рассмотрены особенности залегания и формирования фосфоритовых конкреций¹ в верхней части какертской свиты (средний миоцен) Западной Камчатки, обнаруженных в 1985 г. в районе Каврано-Утхолокской бухты (фиг. 1).

Отложения какертской свиты входят в состав мощной (до 2,5 км) кавранской серии, имеющей трансгрессивно-регрессивный характер напластования [4]. В районе Каврано-Утхолокской бухты какертская свита представлена мощной (до 500 м) толщей разнообразных песчаников, чередующихся с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов, иногда алевролитов [10, 11]. Слои, содержащие фосфоритовые конкреции, обнажаются в трех местах: на берегу Охотского моря у устья р. Кавран, в 200 м южнее устья руч. Хейшевзем, и в долине р. Хейсли, в 1,5 км от ее устья (фиг. 2).

Литолого-фашиальный анализ отложений какертской свиты показал, что они накапливались в прибрежно-морской обстановке под значительным воздействием приливно-отливных течений. Среди них выделяются фации осадков сильноподвижного открытого и приустьевого мелководья (песчаных валов, отмелей и разделяющих их ложбин, подводных русел и промоин) и внешней части прибрежно-морской зоны. Детально фашиально-генетический состав отложений рассмотрен в работе [7].

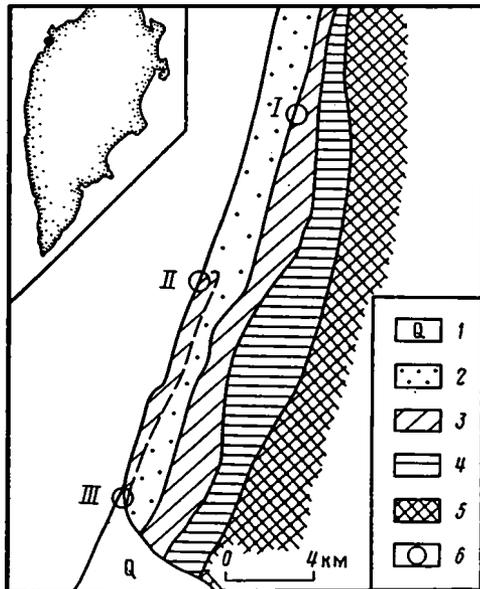
Цикличность в отложениях какертской свиты хорошо выражена. Выделяется целый ряд элементарных циклов, два мезоцикла и один макроцикл, охватывающий всю свиту. Изучение показало, что образование мезо- и макроциклов контролировалось прежде всего характером колебательных движений земной коры, а формирование элементарных циклов происходило в основном под влиянием изменений динамики осадконакопления.

Среди элементарных циклов выделяются дельтовые, прибрежно-морские, морские и смешанные. Их мощность колеблется от 2 до 15 м. Нижний мезоцикл наиболее мощный. Он залегает на сравнительно мелкозернистых отложениях верхов

¹ В статье используются термины *конкреция*, *стяжения* и *желваки* как синонимы.

Фиг. 1. Схематическая геологическая карта побережья Каврано-Утхолокской бухты

1 – четвертичные отложения; 2–4 – кавранская серия (2 – этолонская свита, 3 – какертская свита, 4 – ильинская свита); 5 – воямпольская серия нерасчлененная, 6 – местонахождения фосфоритовых желваков; I–III – номера разрезов (I – долина р. Хейсли, II – устье р. Хейшеваия, III – устье р. Ковран)



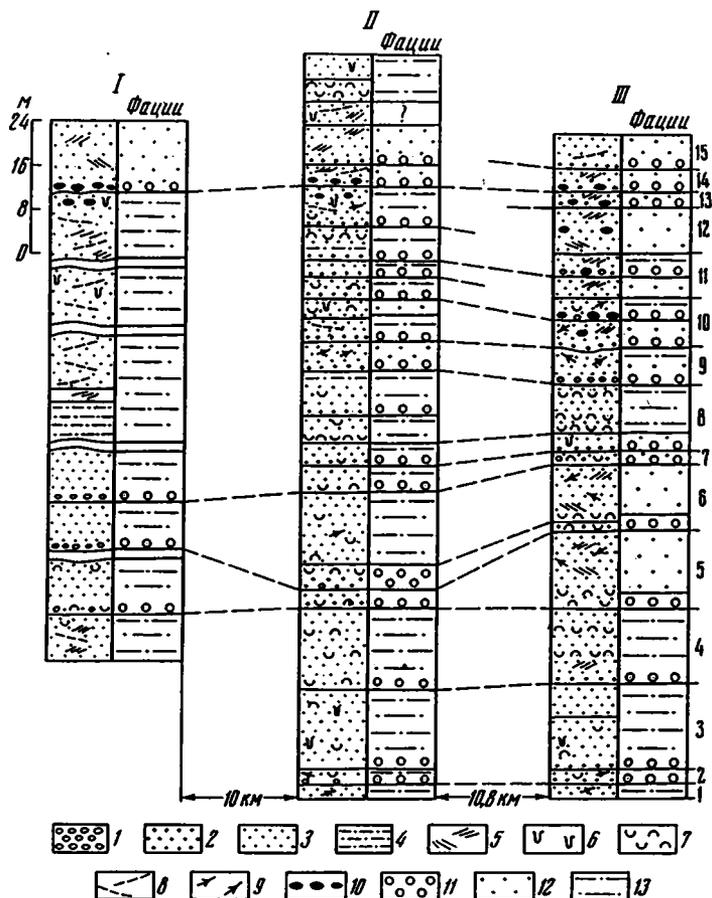
ильинской свиты и начинается часто переслаивающимися прибрежно-морскими и дельтовыми отложениями, сложенными грубообломочными гравийно-песчаными осадками песчаных отмелей, приустьевых баров и гравийно-галечными отложениями подводных русел и промоин. Появление их в разрезе отражает некоторую регрессию морского бассейна в начале формирования какертской свиты.

Вверх по разрезу дельтовые и прибрежно-морские циклы сменяются обычными морскими, что отражает постепенную трансгрессию какертского моря.

Наконец, в верхней части нижнего мезоцикла и в слоях, переходных к верхнему мезоциклу, вновь появляются смешанные, прибрежно-морские и дельтовые циклы. Особенно хорошо переходные слои обнажены в разрезе на берегу моря между устьями р. Кавран и руч. Вон (см. фиг. 2). Отмостка и отложения подводных промоин здесь состоят в основном из гравийного и мелкогалечного материала. В них содержится, а местами преобладает, обильный раковинный детрит. В районе устья руч. Вон он образует даже несколько прослоев ракушняковых известняков.

Выше по разрезу в слоях, переходных к верхнему мезоциклу и в его основании, мощности многих элементарных циклов сильно сокращены за счет значительных размывов осадков. Это свидетельствует о том, что в колебательном цикле второго порядка при переходе от регрессии к трансгрессии (и от некоторого общего поднятия и обмеления дна бассейна к прогибанию) существовал период относительной стабилизации глубины моря и режима осадконакопления. Мелкие колебательные движения в сочетании с постоянной миграцией подводных промоин и песчаных отмелей в этих условиях приводили к периодическому почти полному перемыву мелководно-морских осадков. К этим переходным слоям и приурочены скопления обломков костей, фосфатных стяжений и перетолженных фосфоритовых конкреций на нескольких сближенных уровнях (см. фиг. 2).

В нижней части вышележащего верхнего мезоцикла мощности мелководно-морских циклов увеличиваются, заметные размывы между ними отсутствуют. Отложения песчаных отмелей становятся в целом несколько более мелкозернистыми. В них уменьшается высота косой слоистости. Это свидетельствует о том, что с началом формирования второго мезоцикла началось заметное прогибание, которое, впрочем, почти полностью компенсировалось песчаными осадками.



Фиг. 2. Разрезы фосфатоносных слоев какертской свиты в районе Каврано-Утхолокской бухты

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — косая слоистость; 6 — биотурбации; 7 — раковины моллюсков; 8 — прослой алевролитов; 9 — растительный детрит; 10 — фосфоритовые желваки; 11–13 — фаши (11 — галечной отмостки и гравийно-галечных осадков подводных промоин, 12 — песчаных осадков баров и валов, 13 — песчано-алевритовых осадков внешней части прибрежно-морской зоны); I–III — номера разрезов (см. фиг. 1); 1–15 — номера циклов

Фосфоритовые конкреции имеют серо-коричневый цвет и обычно шарообразную, эллипсоидную, либо менее правильную, но округлую, уплощенную форму. По строению и условиям залегания среди них различаются три типа образований: аутигенные, переотложенные и сложные аутигенные конкреции, имеющие переотложенные желваки в центральной части.

Аутигенные конкреции встречаются во всех трех разрезах в отложениях, накапливавшихся как в обстановке высокой гидродинамической активности (на песчаных отмелях и в подводных промоинах), так и в условиях средних и слабых течений на морском мелководье. Для них характерна овальная, либо сложная, но округлая форма и обычно не слишком высокая прочность. Размер их колеблется от 3–5 до 10–15 см. В более крепких внутренних частях часто встречаются обломки костей морских млекопитающих. При движении к их краю прочность стяжений уменьшается, а затем быстро, но постепенно, стяжение переходит во вмещающую породу. Крупность и состав обломочного материала в этой породе и в стяжениях одинаковые. Иногда можно видеть, как отдельные косые

слойки непосредственно продолжаютя из песчаника или гравелита в фосфоритовую конкрецию, что убедительно свидетельствует об образовании ее на месте (фиг. 3).

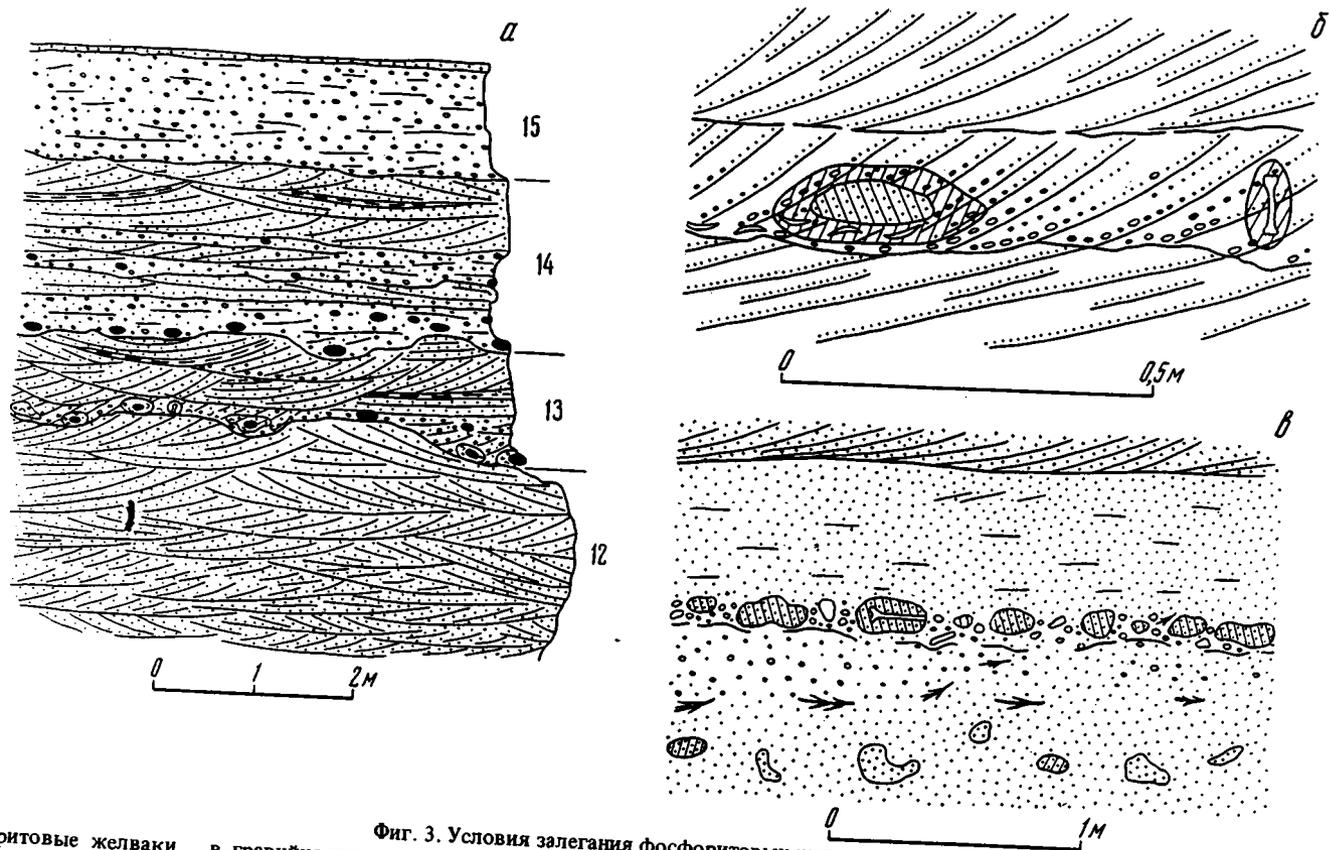
Переотложенные фосфоритовые конкреции (гальки фосфаритизированного песчаника) встречаются во всех трех разрезах в отложениях подводных промоин и в отмостке. Они имеют шарообразную, эллипсоидную, реже уплощенную форму, окатанные, крепкие, не имеют рыхлой внешней части и четко отличаются от вмещающей породы более мелкозернистым составом заключенного в них обломочного материала. Размер округлых желваков колеблется от 1–3 до 10–12 см, а уплощенных – достигает 20 см (по длинной оси). Очевидно, такие желваки сохранились как остаточный материал при перемыве подстилающих рыхлых осадков.

Сложные стяжения встречаются в отложениях подводных промоин у устья р. Кавран. Они содержат в центре плотные окатанные гальки фосфатизированных песчаников (переотложенные фосфоритовые желваки). Аутигенность внешней оболочки доказывается сходством крупности и состава обломочного материала, содержащегося в ней и во вмещающей породе, а также непрерывным прослеживанием в них косых слоев (см. фиг. 3, б).

Наиболее многочисленные и разнообразные фосфоритовые желваки встречаются в разрезе у устья р. Кавран (см. фиг. 2). В его основании, в верхней части цикла 10 среди серых субгоризонтально- и косослоистых песчаников, встречаются уплощенные прочные лепешковидные аутигенные фосфоритовые желваки размером до 10–15 см при толщине до 5 см. Они приурочены к тонким прослоям алевролитов (прослоям заиления). Выше, в основании цикла 11, такие, но уже переотложенные желваки залегают в отмостке. Здесь же и в следующем мощном цикле 12 встречаются непрочные бурые аутигенные стяжения размером до 5–10 см.

Наиболее значительные скопления фосфоритовых желваков имеются в трех маломощных циклах 13–15. Они залегают в их нижних частях в прослоях отложений подводных промоин (в гравелитах и гравийных песчаниках), разделенных осадками песчаных отмелей (см. фиг. 3, а). В основании нижнего из них, в косослоистом гравелите и гравийном песчанике (0,1–0,4 м), встречаются как простые аутигенные стяжения, так и сложные, содержащие в центре плотные окатанные фосфоритовые гальки. Изложенные данные показывают, что на этом уровне, после перемыва фосфатносных осадков, содержавших рассеянные аутигенные желваки, перераспределение фосфора продолжалось. В одних случаях он концентрировался вокруг фосфоритовых галек, в других – вокруг обломков костей. Выше с размывом залегают гравелиты следующего, 14-го цикла, мощностью 0,6–1 м. (отложения подводных промоин). В них встречаются лишь гальки фосфатизированного песчаника размером от 2 до 10 см. Наиболее крупные из них залегают в основании слоя. Они сохранились в нем после перемыва подстилающих отложений песчаной отмели, мощность которых, видимо, не превышала первых десятков метров. В вышележащей линзе гравелита, залегающей в основании цикла 15, встречаются лишь редкие мелкие гальки фосфатизированного песчаника. В целом мощность фосфоритоносной пачки у устья р. Кавран достигает 30 м.

В 10,8 км к северу, у устья руч. Хейшевзем, фосфоритовые стяжения встречаются в более узком интервале разреза (см. фиг. 2). В нижней его части залегают неслоистые и косослоистые песчаники, местами с тонкими прослоями заиления (отложения переходной зоны и нижних частей песчаных отмелей). В них встречаются три цепочки фосфатных стяжений. Нижняя из них представлена редкими овальными, весьма непрочными стяжениями, размером до 10–15 см, с незначительной пятнистой фосфатной цементацией. Выше прослеживается цепочка редких плотных фосфатных желваков размером 8–10 см, расположенных друг от друга на расстоянии до 10 м. Наконец, в верхней цепочке такие желваки многочисленнее и находятся на расстоянии 1,5–3 м друг от друга. В 1 м выше с размывом залегают гравийная отмостка с обильными переотложенными желваками (гальками



Фиг. 3. Условия залегания фосфоритовых желваков
a – фосфоритовые желваки в гравийно-галечных отложениях подводных промоин в циклах 13 и 14; *б* – аутигенное и сложное фосфатные стяжения в основании цикла 13 там же (частой косой штриховкой показан переотложенный желвак в ядре аутигенного стяжения); *в* – отставка фосфоритовых желваков в разрезе у устья руч. Хейшевеем. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

фосфатизированного песчаника) размером от 3–5 до 10–12 см, лежащими почти вплотную друг к другу и сравнительно редкими обломками костей (см. фиг. 3, в). Эта отмостка перекрывается мощными отложениями песчаной отмели, уже не содержащими фосфоритовых стяжений.

Принципиально сходная картина наблюдается в разрезе фосфоритоносных слоев, обнажающихся на правом берегу р. Хейсли в 1,5 км от ее устья (см. фиг. 2). Здесь в основании разреза вскрывается пачка отложений подвижного мелководья, представленных голубовато-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, сильно биотурбированными, с реликтами косою слоистости и с тонкими прослоями алевролитов (прослоями заиления). В верхней части пачки прослеживается цепочка непрочных серо-коричневых фосфатных стяжений, размером 5–10 см, расположенных друг от друга на расстоянии 2–4 м. Выше с размывом залегает мощная пачка отложений сильноподвижного мелководья. В ее основании прослеживается гравийно-галечная отмостка, в которой встречаются обильные округлые и уплощенные переотложенные фосфоритовые желваки размером до 8–12 см. На отмостке залегают средне- и крупнозернистые песчаники с крупной косою слоистостью (до 0,1–0,3 м внизу и до 1–2 м вверх), с обильными прослоями заиления. В нижней их части прослеживается цепочка непрочных буро-коричневых фосфатных стяжений размером до 10–15 см.

Изложенные данные по условиям залегания фосфоритовых желваков позволяют сделать вывод о том, что их образование происходило в рыхлых осадках вскоре после их накопления. Периодический их перемыв, который, видимо, не превышал первых десятков метров, приводил к концентрированию в отмостке крупных фосфатных желваков и обломков костей морских млекопитающих. Новое их перекрытие песчаными осадками приводило к возобновлению роста переотложенных желваков, а местами и к появлению новых.

Вещественный состав фосфоритовых желваков. В желваках фосфат цементирует обломочный материал. Состав этого материала смешанный и полностью идентичен составу вмещающих отложений. В нем присутствует терригенный вулканотерригенный и переотложенный пирокластический материал. Обычно встречаются обломки различных лав (10–30%), средних и кислых вулканических стекол (от 0 до 40%, в среднем 5–10%), измененных эффузивов, глинистых и кремнистых пород (до 10–15%), кварц (до 5%), реже роговая обманка и другие минералы. Благодаря резким различиям плотности, плавучести этих компонентов в мелководно-морской обстановке происходила значительная их дифференциация. В баровых, и особенно пляжевых отложениях, наблюдается чередование слоев обычного состава и светлых слоев, состоящих в основном из частиц пористого стекла и лав, с одной стороны, и темных слоев, включающих в основном кристаллы пироксенов, плагиоклазов, магнетита и обломков лав – с другой. Вследствие такой дифференциации в мелкозернистых песчаных и алевроитовых осадках переходной зоны содержание легких частиц стекла повышенное (до 35%).

В целом в породе преобладает вулканотерригенный и переотложенный пирокластический материал андезитового состава. Химический анализ песчаников показывает близость их среднего состава к андезитам. Содержание P_2O_5 в них составляет 0,2–0,3% (таблица). Эти данные, в частности наличие в породах значительного количества слабо измененных табличатых кристаллов плагиоклазов, пироксенов, угловатых и остроугольных витрокластических частиц, содержание и характерные особенности которых несколько меняются по разрезу, свидетельствуют о том, что в области питания во время осадконакопления происходила достаточно интенсивная эксплозивная деятельность андезитовых и кислых вулканов.

Фосфатный цемент в желваках распределен весьма неравномерно и образует самые ранние вторичные выделения в виде коричневатожелтых ($n = 1,600 \pm 1,610$) изотопных либо микрозернистых слабо двупреломляющих пленочек в пределах шлифа сильно меняется – от едва заметных до толстых, местами сливающихся между собой. В а у т и г е н н ы х с т я ж е н и я х фосфатные пленки обычно

Химические анализы фосфоритовых желваков и вмещающих их песчаников какертской свиты

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	SO ₂	CO ₂	H ₂ O	Σ
<i>Вмещающие песчаники</i>															
58,86	0,73	17,38	4,69	2,05	0,092	2,11	5,88	2,07	1,26	0,26	4,12	0,098	0,01	3,45	99,50
58,40	0,69	18,22	4,95	1,40	0,11	2,64	6,22	2,14	0,98	0,20	3,35	0,13	0,35	3,21	99,70
<i>Аутигенные желваки в песчаниках</i>															
43,30	0,48	13,43	2,62	2,10	0,037	2,11	18,59	1,95	0,64	9,76	4,57	0,15	1,38	1,44	99,53
40,50	0,44	13,66	5,01	5,78	0,17	1,85	18,57	1,64	0,55	10,08	5,78	0,34	1,52	2,92	99,71
<i>Переотложенные желваки в песчаниках</i>															
35,44	0,50	11,72	3,65	1,87	0,18	1,98	22,93	1,69	0,44	13,60	5,59	0,39	2,35	2,01	99,59
36,84	0,51	11,94	2,03	1,99	0,13	2,38	22,79	1,36	0,44	12,37	6,90	1,67	1,97	2,12	99,68
<i>Переотложенные желваки в галечных гравелитах</i>															
29,08	0,50	8,55	3,37	2,10	0,11	1,39	25,70	1,00	0,55	18,63	8,20	1,98	2,63	2,73	99,71
29,24	0,40	7,87	3,76	1,76	0,063	1,59	25,51	0,83	0,64	18,94	8,63	1,98	2,63	3,75	99,62
22,24	0,35	5,69	3,52	0,94	0,022	1,26	35,39	0,57	0,23	19,95	9,34	0,56	3,30	3,35	99,50
<i>Аутигенные желваки (№ 11, 13) с переотложенными желваками в центре (№ 10, 12)</i>															
34,70	0,46	11,08	3,52	2,10	0,18	2,38	23,19	1,58	0,55	14,19	5,63	0,36	2,28	1,65	99,56
43,88	0,52	11,94	3,79	2,22	0,17	2,11	18,02	1,69	0,61	9,82	4,83	0,27	1,52	1,51	99,60
37,48	0,50	11,43	3,52	1,87	0,27	2,21	21,77	0,28	0,61	13,91	5,67	0,35	2,07	14,80	99,52
39,30	0,44	12,69	3,77	1,87	0,20	1,98	19,57	1,64	0,55	11,81	5,61	0,31	1,95	1,95	99,53

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории управления Укрчерметгеология МЧМ УССР, г. Керчь.

тонкие и в них часто выделяются две-три зоны, подчеркиваемые слабыми различиями в величине двупреломления фосфата и цепочками мелких точечных выделений бурых гидроокислов железа по границам между зонами. Местами наблюдается частичное замещение фосфатом частиц стекла и стекловатых обломков основной массы лав.

Встречаются также мелкие овальные зерна, полностью замещенные фосфатом (возможно, фосфатизированные капролиты), а также пятнистые включения алевритового материала с фосфатным цементом. В песчано-алевритовых прослоях встречаются мелкие пленочные и пятнистые выделения фосфата, часто вокруг и вблизи небольших обломков костей.

Исследования с помощью микрозонда показали, что оптически различающиеся зоны в фосфатных каемках не имеют различий в химическом составе. Образование таких зон можно объяснить прерывистостью их образования.

В переложенных желваках выделения фосфата более обильные. В них наблюдаются мощные (толщиной до 0,05 мм и более) зональные (шесть и более зон) каемки, нередко полностью сливающиеся между собой. Соответственно содержание фосфата в таких желваках может быть в несколько раз выше. Такая разница в фосфатной цементации аутигенных и переложенных желваков объясняется тем, что, во-первых, при переложении сохранились от разрушения лишь желваки с обильным фосфатным цементом, и, во-вторых, рост фосфатных каемок в них мог неоднократно возобновляться, как это хорошо видно на примере сложных конкреций с фосфатными желваками в центральных частях.

Все эти данные свидетельствуют о том, что образование фосфоритовых желваков происходило прерывисто в раннем диагенезе, неглубоко от поверхности песчаного осадка (видимо, не глубже одного-двух десятков метров), так что периодически прерывалось в результате его перемыва.

Как уже отмечалось, содержание фосфора в желваках довольно значительное. В аутигенных стяжениях оно обычно относительно низкое – в фосфатизированном песчанике около 10–12% P_2O_5 (см. таблицу). В переложенных желваках и в фосфоритовых гальках в ядрах сложных стяжений оно выше (14–20%). При этом самые высокие концентрации фосфата наблюдаются в переложенных желваках, залегающих среди гравийно-галечной отмостки. Это, видимо, объясняется тем, что в обстановке высокой гидродинамической активности, когда происходили размыв и накопление грубообломочной отмостки, от разрушения сохранились лишь крепкие фосфоритовые желваки, имеющие много фосфатного цемента пленочного и базального типов.

Рентгеновское изучение фосфатного минерала показало, что он относится к группе апатита и наиболее близок к франколиту (получены рефлексы 3, 42; 3,03; 2,78; 2,88; 2,61; 2,495; 1,92; 1,826 Å).

В фосфатных конкрециях, как и во вмещающих породах, широко распространены более поздние пленочные выделения желто- и бледно-зеленого смектита и цеолитов, образовавшиеся уже при катагенетическом изменении пород.

Механизм образования фосфоритовых конкреций. Из изложенных данных об условиях залегания, строения и составе конкреций можно сделать вывод о том, что фосфат стягивался в желваки в раннем диагенезе внутри рыхлого осадка неглубоко от дна моря. Неясным остается первичный источник фосфата. Наиболее вероятными могут быть три источника: хемогенный, "вулканогенный" (гидротермальный) и биогенный. Первые два из них едва ли могли играть важную роль, поскольку в обстановке высокой гидродинамической активности морского мелководья скорее следует ожидать неизбежного рассеивания и выноса хемогенного осадка (взвеси). Во всяком случае хемогенные осадки гидротермальных источников Камчатки и Курильских островов, попадая в русла рек и в море, быстро рассеиваются.

Более вероятным представляется осаждение фосфата здесь биогенным путем.

На это указывает и тесная связь, существующая между наличием и частотой встречаемости в породах костных остатков и фосфатных стяжений. По сравнению с общим количеством таких стяжений крупных костных остатков в фосфатонасных слоях сравнительно мало. Это свидетельствует о том, что главным источником фосфора все же служил мелкий костный детрит, копролиты, рассеянный биогенный фосфор, а отчасти, возможно, и сорбированный, хемогенный. Высокий биопродуктивности района способствовало существование в какертское время теплых климатических условий [11], наличие обширных мелководий вблизи дельты крупной реки.

Образование фосфоритовых конкреций в диагенезе происходило, по-видимому, по схеме, приведенной в работе [9]. Она исходит из того, что, как показали эксперименты, растворимость фосфата при повышении щелочности резко увеличивается. Повышенная же щелочность в осадках появляется в значительной мере в результате бактериального разложения органического вещества. При этом в них существует градиент щелочности, который выражается в пониженном содержании бикарбонат-иона HCO_3 в верхних горизонтах колонок осадков (за счет его диффузии в придонную воду) по сравнению с нижележащими. В участках с повышенной щелочностью фосфат растворяется, что приводит к образованию градиента концентраций растворенного фосфора, к диффузии последнего вверх по разрезу к участкам более низких его концентраций и пониженной щелочности. При более быстром падении щелочности по сравнению с падением концентраций фосфата последний может осаждаться в виде гелей. Во время накопления фосфатонасных осадков какертской свиты в них быстро захоронялось много свежего растительного детрита, необходимого для активного протекания диагенеза. В результате на некоторой глубине в осадке щелочность повышалась, видимо, настолько, что приводила к растворению фосфатов. В близповерхностных слоях песчаных осадков благодаря частым их перемывам и высокой гидродинамической активности среды существовали условия, близкие к условиям в наддонной воде. В связи с этим градиент щелочности и имел такой вид, что условия для садки фосфатов возникли в глубине осадков, что способствовало образованию конкреций. Периодически этот процесс прерывался при перемывах осадков. Отсюда ясно, что если бы щелочность илов была слишком велика, а среда осадконакопления малоподвижная или застойная, то фосфат легко диффундировал бы в наддонную воду и рассеивался либо образовывал лишь эфемерные скопления на границе раздела "ил — наддонная вода".

* *
*

1. Литолого-фациальный анализ и изучение цикличности строения отложений какертской свиты показали, что по существу формирование фосфоритов на Западной Камчатке обусловлено благоприятным сочетанием двух основных факторов: фациальных условий (фации песчаных и более тонких осадков сравнительно мелководного открытого шельфа в обстановке теплого климата) и тектонического режима (относительная стабилизация тектонических движений в период перехода от восходящих движений к опусканиям в колебательном цикле 2-го порядка).

2. Фосфоритовые конкреции образовывались в диагенезе в результате перераспределения биогенного фосфата. Наличие реакционноспособного органического вещества способствовало возникновению в осадке градиента щелочности. Этот градиент и обуславливал перераспределение фосфата по механизму, предложенному В.С. Савенко. Неоднократный перемыв осадков обусловил прерывистость роста фосфатных стяжений и периодическое образование отмоксти и скоплений из фосфоритовых желваков и обломков костей морских млекопитающих. В связи с этим скопления такого фосфатного материала имеют осадочно-(остаточно)-биодиагенетическое происхождение.

Список литературы

1. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978, 235 с.
2. Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 258. 200 с.
3. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966, 195 с.
4. Геология СССР. Т. 34 (Камчатка, Курильские и Командорские острова) Ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 121–124.
5. Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965, 307 с.
6. Казаков А.В. Фосфатные фации // Тр. НИУИФ. 1939. Вып. 145. 108 с.
7. Кураленко Н.П. Фациально-генетический состав отложений кавранской серии в разрезе Каврано-Утхолокской бухты (Западная Камчатка Восточных районов) // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя СССР. М.: Наука, 1988. С. 39–52.
8. Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 205 с.
9. Савенко В.С. О физико-химическом механизме образования морских фосфоритов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4, С. 972–976.
10. Синельникова В.Н., Фотьянова Л.И., Челебаева А.И. и др. Мио-плиоцен Западной Камчатки (Эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 294. 280 с.
11. Синельникова В.Н., Братцева Г.М., Дуброва И.А., Сычевская Е.Г. Расчленение и палеонтологическая характеристика неогенового разреза Каврано-Утхолокской бухты (Западная Камчатка) // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего востока. Ч. 1. М.: Ротапринт ГИНа, 1985. с. 84–156.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
21.VII. 1988

УДК 551.83:551.86:552.14(571.5)

© 1991 г.

Япаскурт О.В.

**НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА
ПЛАТФОРМЕННЫХ ОКРАИН НА РУБЕЖЕ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ
И МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭР.**

**СООБЩЕНИЕ 1. СВЯЗЬ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА
С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ОБСТАНОВКАМИ В ПРЕДВЕРХОЯНЬЕ**

Подчеркивается, что идеи акад. Н.М. Страхова о необратимости эволюции процессов литогенеза во времени и о взаимосвязи литогенеза с процессами тектогенеза содержат в себе неисчерпаемые потенциальные возможности для дальнейшего развития путем реконструкций древних обстановок седиментации и их влияний на последующее породообразование с помощью комплексного сочетания детальных литолого-фациальных, стадийно-геоминералогических и регионально-тектонических исследований. На примере осадочных комплексов перми и триаса Предверхожанской окраины Сибирской платформы показано, что геодинамический режим развития соседней миогеосинклинали определенно сказывался на своеобразии их постседиментационных изменений.

Условия древнего (дочетвертичного) осадко-, породообразования (седименто- и литогенеза) и геодинамические обстановки могут быть реконструированы и поняты только в неразрывном единстве комплексных исследований. Идея о глубокой причинной, генетической взаимосвязи литогенеза с тектоническими режимами прямо или косвенно проходит через многие фундаментальные положения теории Н.М. Страхова [24]. К сожалению, до сих пор нередко на практике две важнейшие стороны единого природного процесса рассматриваются литологами и тектонистами порознь. Наша цель — обратить внимание на большие информативные возможности комплексного применения методик литолого-фациальных, стадийно-геоминералогических и тектонических исследований на примере выводов, полученных автором в результате многолетнего изучения окраинно-платформенных осадочных образований позднего палеозоя и раннего мезозоя.

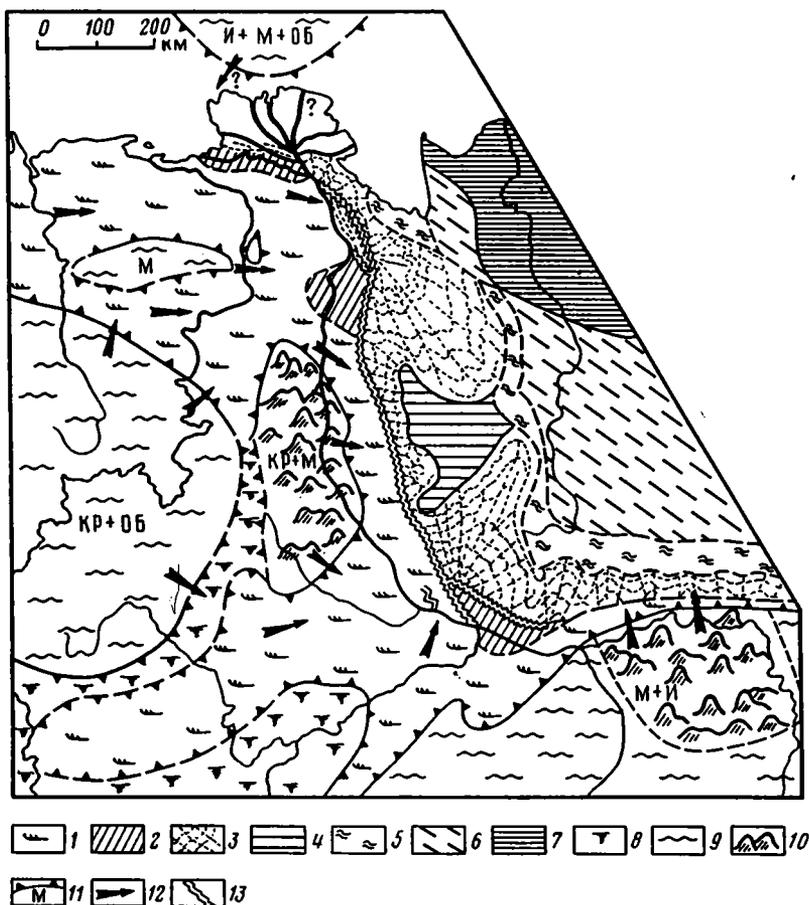
Почему с данной целью выбраны именно переходные эпохи между палеозойской и мезозойской эрами? Это делается прежде всего потому, что реконструкция условий формирования бассейнов седиментации на рубеже перми и триаса и сравнительный анализ с условиями седиментации последующих и предшествующих периодов геологической истории нашей планеты убедительно подтверждает справедливость идеи Н.М. Страхова [23] о необратимости эволюции процессов осадко- и породообразования. Развивая эту свою концепцию в глобальном масштабе, Н.М. Страхов неоднократно обращал внимание на методическую важность изучения конкретных региональных материалов, относящихся в первую очередь к переломным этапам геологического развития стратисферы. Такой методический подход к объектам исследования продуктивен потому, что специфика седименто- и литогенеза, эволюция климатических условий, биоса и тектонических структур представляют собой процессы взаимосвязанные и во многом взаимообусловленные, а на переломных рубежах формирования структуры земной коры все эти взаимосвязи проявляются особенно отчетливо. В связи с вышесказанным время перехода от палеозойской к мезозойской эре заслуживает самого пристального внимания.

В особенности интересен триасовый период, представляющий собой этап зарождения раскола Пангеи, всеобщих активизаций эндогенных процессов в мантии и коре, а также существенных изменений органического мира. Н.М. Страхов еще в 1948 г. подчеркивал своеобразие палеогеографии упомянутого периода, отметив четыре главнейшие, присущие ей особенности. Во-первых, это ярко выраженный геократический период, когда "за пределы геосинклиналей триасовое море в сколько-нибудь заметной степени так и не переступило, а там, куда оно заходило (Германия, Бразилия), давало полузамкнутые моря лагунного типа" (разрядка авт.) [22, с. 156]. "Другую особенность триаса составляет отсутствие в течение его крупных орогенческих движений" (там же). В-третьих, это колоссальный вулканизм, выраженный сильнее, чем в аналогичные эпохи каледонского и герцинского этапов (т. е. в кембрии и раннем девоне), что в свою очередь не могло не сказаться на характере литогенеза. И в-четвертых, "в триасе при относительном покое в геосинклинальных зонах идет расчленение, раздробление Гондванской глыбы, чего ранее не отмечалось" (там же).

За минувшее со времени вышесказанного 40-летие геологами накоплен гигантский объем информации об истории развития структуры земной коры, появились и получили широкое признание идеи мобилизма, однако при всем этом выводы Н.М. Страхова не утратили своей актуальности. Они содержат в себе большие потенциальные возможности для их дальнейшего развития путем внедрения интенсивно развиваемых ныне литологами методик реконструкций древних обстановок седиментации и их влияния на процессы литогенеза с помощью в первую очередь детального литолого-фациального анализа [26—28 и др.] в комплексе со стадияльно-геоминералогическими исследованиями [32]. Попытаемся показать это на конкретных примерах исследования осадочных толщ Западного Предверхоянья, а также Восточного Предкавказья и других регионов (см. следующее сообщение). Предлагаемый вниманию читателей сравнительный анализ объектов, весьма удаленных друг от друга и принадлежащих к совершенно разным структурным зонам земной коры, избран не случайно и не потому только, что автору приходилось принимать личное участие в их изучении. Разобренные объекты избраны с тем, чтобы уловить элементы общности на фоне своеобразия условий и порожденных этими условиями процессов седименто- и литогенеза в течение одного из переломных этапов истории Земли в фанерозе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ПРЕДВЕРХОЯНЬЕ

Отложения поздней перми и триаса, развитые на восточном и северо-восточном обрамлениях Сибирской платформы (где они частично обнажены в низовьях р. Лены, на ее притоках и у подножий Верхоянских гор, а частично вскрыты скважинами из-под отложений юры и мела Вилуйской синеклизы и Приверхоянского прогиба), представляют собой фрагменты образований единого седиментационного бассейна, "открывавшегося" в сторону Верхоянского миегосинклинального прогиба на востоке. Обобщения результатов литолого-фациальных исследований, осуществленных здесь по методике [26], отражены в недавних работах [32—34 и др.]. В объеме статьи нет возможности осветить все стадии выполненного литолого-фациального анализа, который основывался на подробнейших описаниях разрезов с выявлением литологических типов и детальной характеристикой их первичных (собственно генетических) и вторичных (приобретенных в процессе породообразования) признаков; на реконструкции (согласно первичным признакам) главнейших генетических типов исходных осадков и путем изучения их парагенетических сочетаний на установлении фаций и макрофаций. Анализ соотношения фаций в разрезах и на площади дал основание для палеогеографических построений (фиг. 1 и 2). В процессе этих построений особо учитывались данные о вещественном составе кластогенных компонентов в породах (или седименто-

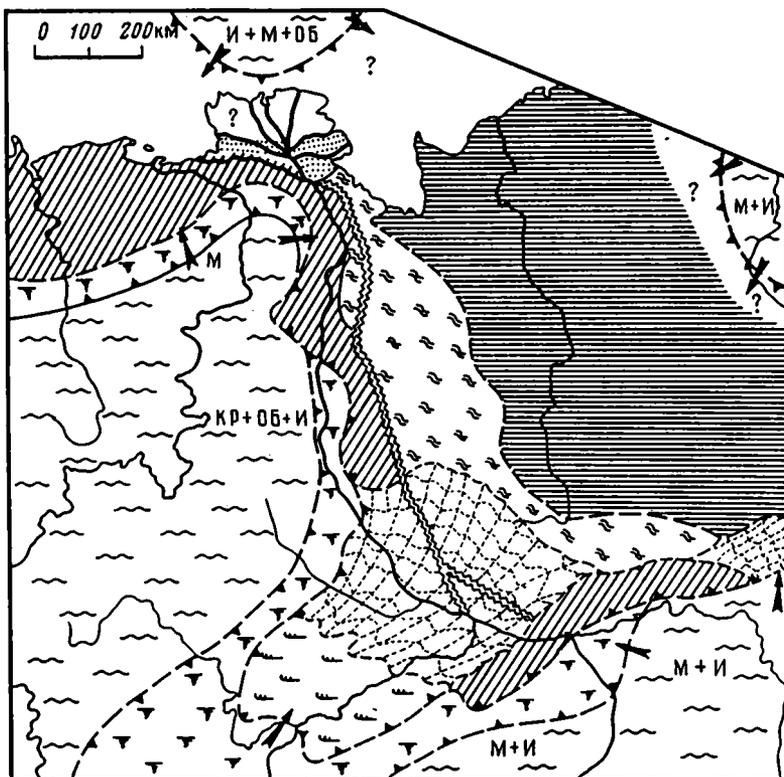


Фиг. 1. Схематическая палеогеографическая карта участка восточной окраины Сибирской платформы и смежной миогеосинклинали в конце раннепермской эпохи (завершение времени накопления осадков халджинской и тумаринской свит) по материалам личных наблюдений [33], с привлечением данных [2, 10, 13, 17, 21 и др.]

1 – аккумулятивные равнины (аллювиально-дельтовые); 2–7 – зоны морского бассейна (2 – заливно-лагунного мелководья, 3 – открытого подвижного мелководья и аванделтовых конусов, 4 – западин между аванделтовыми конусами, 5 – окраин конусов с массивными турбидными накоплениями, 6 – то же предположительно, 7 – батинальных котловин); 8–10 – области денудации (8 – низкие равнины, 9 – холмистые плато, 10 – невысокие горы); 11 – границы зон денудации; 12 – направления привноса кластического материала; 13 – Западно-Верхоянский шов, по которому в конце мезозоя тектонически сближены фации; буквами обозначен состав эродируемых пород (М – метаморфических, И – изверженных, ОБ – обломочных, КР – карбонатных)

фонде), принадлежащем к числу важных индикаторов условий седиментации, строения и рельефа ныне эродированных питающих провинций. Синтез всех имеющихся данных позволил прийти к следующим выводам.

Предыстория формирования исследуемых отложений включает длительный период деструктивных преобразований континентальной коры Северо-Азиатского кратона [25], сильно повлиявших на своеобразие последующих процессов осадконакопления и литогенеза. В среднем палеозое происходила очередная активизация процессов переработки восточной части Сибирской платформы, проявившихся прежде и в раннем палеозое, и в позднем докембрии [4, 11, 12, 16, 29]. Здесь с середины девонского периода была заложена система грабено-

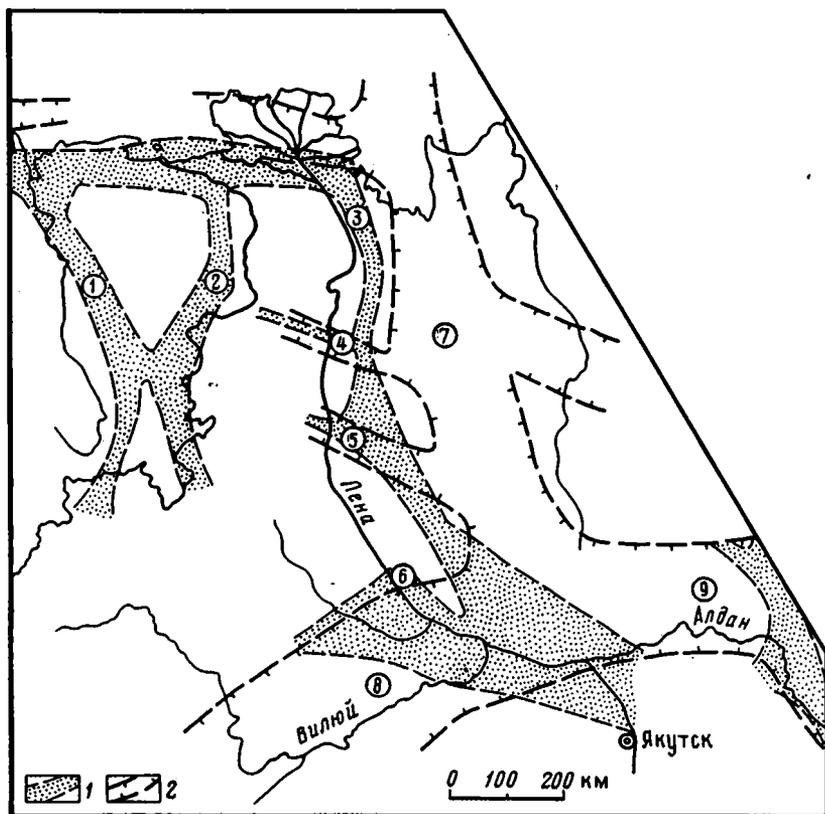


Фиг. 2. Схематическая палеогеографическая карта для этапа трансгрессии оленекского века; составлена автором [33], с частичным привлечением данных [3, 5–10, 17–19, 21, 25 и др.]; условные обозначения см. на фиг. 1

образных линейных платформенных структур (ЛПС), во многом унаследовавших систему позднедокембрийских прогибов рифтового типа (фиг. 3). Такие структуры простирались субширотно (низовья р. Вилюй), на юг-юго-восток (через Лено-Оленекский водораздел), в меридиональном направлении (на месте современных хребтов Орулган и Сетте-Дабан), образуя в плане тройные сочленения [20, 21].

Рифтогенез, раздробивший восточную часть Сибирской платформы, предопределил наступление историко-геологического периода преобладающих растяжений и прогибаний, начавшегося в середине визейского века заложением Палеоверхоянского миогеосинклинального бассейна, который с начала перми резко расширил свою площадь, слившись на западе в единое целое с Анабаро-Лено-Вилюйским перикратонным прогибом. Произошла смена накапливавшихся прежде карбонатных (в основном) формаций терригенными, что объяснимо прежде всего связью с движениями герцинской складчатости в соседних районах востока Азии: поднялись над уровнем моря Анабарский массив, Алданский щит, Становая и другие области, в результате чего возникли новые обширные питающие провинции, поставляющие обломочный материал. Кроме того, есть основание предполагать существенное похолодание климата (особенно в ранней перми), что не могло благоприятствовать дальнейшему карбонатонакоплению.

Сформировавшийся затем верхоянский миогеосинклинальный комплекс терригенных формаций представляет парагенетически взаимосвязанные фациальные типы преимущественно морских отложений, в составе которых на северо- и юго-западе (вблизи сочленения геосинклинали с перикратонным прогибом)



Фиг. 3. Схема расположения палеорифтовых зон в фундаменте пермско-мезозойского окраинно-платформенного и миогеосинклиального комплексов (по [4, 16, 29], с упрощениями) 1-2 - палеорифты соответственно позднедокембрийские и среднепалеозойские; цифры в кружках - названия (по [4]): 1 - Уджинский, 2 - Хастахский, 3 - Верхоянский, 4 - Оленекский, 5 - Тюнгский, 6 - Линденский, 7 - Предверхоянский, 8 - Вилюйский, 9 - Сетте-Дабанский

господствовали отложения речных выносов в море и примыкавшей к ним шельфовой равнины с отдельными западинами, сменяемые на северо-востоке отложениями автокинетических потоков в морском бассейне котловинного типа (см. фиг. 1). Границы между этими фациями в период развития бассейна периодически смещались то к западу, то к востоку, но в главных чертах отмеченный выше характер их сочетания выдерживался вплоть до среднеюрской эпохи. Анализы фациальных рядов и генетических признаков осадков дали основание утверждать, что палеобассейн этот был даже в центральной части миогеосинклиального прогиба умеренно-глубоководным, а на территории современного Предверхоянья - мелководным. Максимально возможная глубина его не превышала 1-1,5 км [32, 34]. Она не была достаточной для вертикальной конвекции, обеспечивающей окислительную придонную среду в современных абиссальных условиях, вследствие чего алевропелитовые осадки западин характеризовались высокими концентрациями S_{org} и пирита. На подобную эту всеобщую особенность палеозойских окраинно-континентальных морей, отличающую их от более глубоководных современных, акцентировали внимание П.П. Тимофеев, В.Н. Холодов, И.В. Хворова и С.В. Руженцев [27, 28].

В конце пермской эпохи произошла крупная регрессия, всеобщее обмеление морского бассейна и некоторая перестройка структурного плана, впрочем, остав-

шегося в триасе во многом унаследованным от палеозойского. В геосинклинальной части бассейна регрессия фиксируется массовым развитием фаций открытого подвижного мелководья морского бассейна и речных выносов в этот бассейн с характерными для них текстурами и сообществами фауны. А на площади перикратонного прогиба в это же время начинают преобладать фации алевроито-песчаных отложений аллювиальной приморской низины. Местами (на р. Вилюй и к востоку от нее) они угленосны.

Анализ состава седиментондонта совместно с учетом распределения фаций на площади и массовых замеров ориентировок косослоистых текстур однозначно указывает на наличие в пермском периоде двух крупных субширотных рек, из которых одна впадала в морской бассейн на участке близком к современному хребту Туора-Сис, а другая – несколько севернее нынешнего устья Вилюя (см. фиг. 1). Были и более мелкие реки, но эти две дренировали огромные площади. Южная из них могла иметь свои истоки близ нынешних Патомского нагорья и Становика; северная – пересекала Лено-Енисейскую впадину и, возможно, дренировала расчлененную Южно-Таймырскую сушу. Такая обоснованная версия хорошо объясняет источник мобилизации огромных масс кластогенного материала, заполнившего бассейн седиментации на территории Палеоверхоянского прогиба в позднем палеозое.

Палеогеографические исследования показывают также, что после тектонической активизации на рубеже между пермью и триасом, когда сжатие и регрессия сменились растяжением земной коры [14, 25] с тенденцией к общерегиональным трансгрессиям, вновь оживились разломы древних рифтовых структур. Их активизацию в начале триасового периода фиксируют также исследователи тектоники – Е.Е. Милановский [15] и др. В результате этого в перикратонной области с начала триасового периода усиливаются блоковые погружения ЛПС. В частности, на месте Вилюйского среднепалеозойского рифта формируется Вилюйская синеклиза. Начало этапа повсеместного растяжения сопровождалось локальными вспышками вулканизма [13] вдоль разломов, ограничивавших ЛПС. По этим ослабленным зонам проникала базальтовая магма. Однако по сравнению с другими регионами (например, с Тунгусской синеклизой) здесь триасовый вулканизм проявился не столь сильно. В обнажениях осевой части Верхоянского мегантиклинория, например, видно, что частота встречаемости и мощности диабазовых даек и силлов существенно убывает при переходе от каменноугольных к пермским отложениям, т. е. снизу вверх по разрезу. Магма прорывалась наружу лишь в немногих местах, вследствие чего вулканогенно-осадочные породы в разрезах триаса нигде не играют преобладающей роли, но косвенное влияние вулканизма на продукты литогенеза существенно (см. в сообщении 2).

В триасе осевая зона миогеосинклинального прогиба сильно сместилась к востоку (в Лено-Янское междуречье), где продолжили накапливаться морские осадки. Здесь преобладали фации насыщенных S_{org} темноцветных глинистых осадков удаленных от побережья участков морского бассейна с подчиненными им глинисто-алевритовыми отложениями суспензионных потоков – дистальных турбидитов. Они сконцентрированы преимущественно на уровнях нижней части оленекского и норийского ярусов. В середине разреза наблюдается ритмичное чередование их с фациями относительно мелководных песчаных отложений волновой группы, биотурбидитов (ихнитолитов) и др. Последние тяготеют к верхам отложений индского, оленекского, анизийского, ладинского и карнийского ярусов, намечая таким образом до шести полных трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации; седьмой цикл (отложения нория) неполон из-за регионального перерыва в осадконакоплении в конце триасового периода [8].

К западу от миогеосинклинали, на платформенных окраинах в разрезах триаса широко развиты фации отложений речных выносов в море, вдольбереговых течений и, особенно, лагунные, которые по направлению к платформе замещают-

ся песчано-глинистыми образованиями континентальных обстановок: субаэральных дельт, речных русел, пойм и болот. Генетические признаки этих образований одним из первых четко охарактеризовал Ю.В. Архипов [3]. Но поскольку работа его была посвящена прежде всего стратиграфии, должного внимания литологов она не привлекла. А потому задержимся на ней, процитировав наиболее важные для нас моменты. По этим данным, к концу первой половины индского века на востоке Вилюйской синеклизы и в Западном Верхоянье был нормально-соленый морской бассейн, населенный аммоноидеями, двустворками, гастроподами и конхостраками. "Разнообразная косая слоистость, знаки волновой ряби и ряби течения — показатели большой подвижности вод и мелководности бассейна. На севере, юго-западе и юге морской бассейн окаймляли лагуны, в которых накапливались пестроцветные алевриты с конхостраками и растительными остатками" [3, с. 210]. В середине индского века в связи с регрессией лагунные условия продвинулись далеко на восток — вплоть до Восточного Верхоянья. "Красноцветность осадков, косая слоистость, знаки ряби, обилие трещин усыхания, остатки древних корневых систем указывают на существование периодически осушавшихся мелких лагун. Постепенная смена зеленовато-серых косослоистых алевритов красноцветными аргиллитами с трещинами усыхания и большое число таких слоев... позволяют сравнивать индские лагуны с современными т а к ы р а м и (разрядка авт.) и предполагать сезонные климатические колебания. Перекрываются аргиллиты с трещинами усыхания песчаниками с однонаправленными косыми сериями, свидетельствующими о неоднократных наступлениях аллювиально-дельтовых равнин на лагуну" [3, с. 210—211].

Существенная, региональная смена фациальных обстановок фиксируется в оленекском веке. В том, что на этот век приходится время максимально морской трансгрессии, исследователи Верхоянья единодушны [3, 5—9]. Морские оленекские отложения с остатками аммонитов развиты не только в Верхояно-Колымской области, но и на большей части восточной окраины Сибирской платформы, где местами (например, в нижнем течении р. Лены) они залегают непосредственно на пермских породах. Временами оленекское море быстро проникало далеко на запад, о чем свидетельствует чрезвычайно выдержанный на площади горизонт битуминозных известняков внутри алевропелитовых пород раннеоленекского возраста [3, 8]. "Однородный состав осадков свидетельствует о большой удаленности или слабой расчлененности областей сноса. Глубина бассейна не превышает (разрядка авт.) шельфовых" [3, с. 213]. Бассейн этот окаймлялся с запада лагунами, где накапливались пестроцветные алевриты с остатками конхострак. "Прослой конгломератов, многочисленные шарообразные конкреции, следы переотложения конкреций, косая слоистость — все это указывает на мелководность лагун" [там же, с. 214].

Со второй половины оленекского века намечилось сокращение площади этого бассейна, прерываемое кратковременными трансгрессиями. И в среднетриасовой эпохе на смену лагунным осадкам приходят образования аллювиально-дельтовой равнины, охватившие территорию Предверхоянья и значительную часть Западного Верхоянья.

Таким образом, в разных структурно-фациальных зонах единого бассейна имела место однонаправленная ритмичность в чередовании фациальных обстановок седиментации. Она была наиболее обстоятельно проанализирована А.Ю. Егоровым [8], пришедшим к выводу о том, что эта ритмичность является следствием не только региональных, но и отчасти глобальных геологических процессов, которые будут рассмотрены в следующем сообщении.

Фациальная изменчивость триасовых образований коррелируется с изменчивостью седиментофонда. По сравнению с позднепермским обломочный материал триасового макроцикла седиментации характеризуется своими отличительными особенностями. В нем, во-первых, появляются (хотя и не в каждом литотипе) автохтонные вулканогенные компоненты среднего и основного состава. Они не

были свойственны породам палеозоя, за исключением Южно-Орулганской провинции, где Л.М. Израилев (1973 г.) описал примесь пирокластики в песчаниках из самых верхов позднермского разреза. Чаще всего вулканокластический материал фиксируется в отложениях индского и оленекского ярусов. Во-вторых, в общей массе полимиктовых породообразующих компонентов здесь хотя и развит набор практически таких же минералов и пород, как в пермских песчаниках, но сами эти компоненты находятся между собой в иных количественных соотношениях. Повышается частота встречаемости аркозового материала (калишпатов, кислых плагиоклазов и кварца с типоморфными признаками магматических образований). В составе галек (из редких включений в песчаниках триаса) известны находки гранитоидов, не типичных для псефитового материала дотриасовых толщ верхоянского комплекса. В-третьих, достаточно резко меняется состав тяжелой фракции: всюду в ней начинают господствовать титансодержащие минералы, мало свойственные породам перми [10, 17, 34].

Обращает на себя внимание еще одна особенность триасового седиментонда: переслаивание в едином разрезе контрастно-различных по своему составу минеральных ассоциаций. Из этого следует вывод о поступлении в один и тот же бассейн петрофонда из разных источников, с периодическими чередованиями этапов преимущественного привноса вещества то от одного, то от другого из них. Учитывая все это, большинство исследователей [8, 10, 17–19] показывают на палеогеографических схемах триасового времени множество местных источников размыва в виде островов — на месте нынешнего Верхоянского хребта, низовьев р. Лены и, возможно, части акватории моря Лаптевых. А.Ю. Егоров [8] доказал периодическое появление и исчезновение островной суши, затопляемой в периоды всеобщих трансгрессий (в особенности в середине карнийского и оленекского веков — см. фиг. 2).

К обоснованию вероятных причин упомянутых трансгрессий мы обратимся после сравнительного анализа здешних региональных условий седиментогенеза с условиями в бассейнах севера Альпийской тектонической области. А пока остановимся на некоторых итогах литолого-фациальных реконструкций.

1. Региональная тектоническая перестройка на рубеже между пермским и триасовым периодами (смена режимов сжатия растяжениями и усилением блоковых проседаний фундамента бассейна седиментации) изменила конфигурацию рельефа морского дна, способствовал его большей расчлененности в триасе; несколько изменила соотношения площадей питающих провинций, добавив новые источники кластического материала; и существенно изменила размещение областей максимальных глубин погружения, отодвинув их в триасе дальше от платформенной окраины к востоку.

2. Свообразие морских бассейнов перикратонной области в триасе — весьма расчлененный рельеф дна с цепочками островов, превращаемых во время трансгрессий в отмели, перемежающиеся с котловинами. На склонах и у подножий последних возникали подводно-оползневые деформации осадков [9], а в соседней тектонически подвижной (миogeосинклинальной) области — также и текстуры турбидных потоков [34].

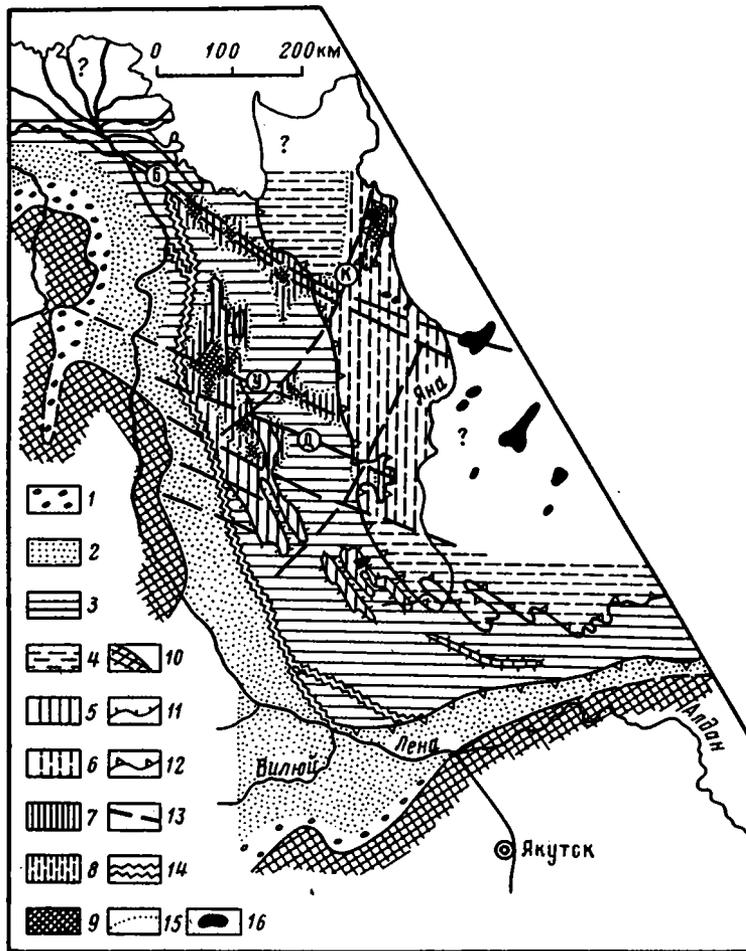
3. Границы котловин в морских бассейнах во многом контролировались тектоническими линеаментами, которые соответствуют активизированным границам допозднепалеозойских ЛПС. Этот вывод становится очевидным при сравнении литолого-фациальных карт с палеотектоническими схемами [4, 16, 29] (см. фиг. 1–3). Видна явная приспособляемость многих фациальных границ к простираниям ограничивающих палеорифтовые зоны тектонических швов фундамента осадочного бассейна. Причем тектонический контроль простираний фациальных границ имел место и за пределами морских акваторий. Это в особенности заметно на Оленекско-Анабарском водоразделе и низовьях р. Вилкой, где долины позднермских и триасовых палеорек и их притоков явно унаследовали простирания более древних трогов.

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ СТАДИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ЛИТОГЕНЕЗА ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ
В ПРЕДВЕРХОЯНЬЕ**

Еще более ясный контроль со стороны вышеупомянутых тектонических линейментов заметен применительно к локализации на площади развития пермских и триасовых пород зон их катагенеза, метагенеза и метаморфизма (фиг. 4, 5). Отчетливее всего это видно на территории соседней с платформой складчатой системы. Установлено [35], что зоны наиболее глубоких посткатагенетических преобразований в породах верхоянского комплекса (зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма) контролируются определенными структурно-тектоническими условиями, а именно пересечениями крупных разломов диагональных систем типа сбросо-сдвигов (но не надвигов), и при этом они же явно тяготеют к некоторым кольцевым линейментам и краевым участкам локальных минимумов гравитационного поля. Ареалы зон метаморфизма были выявлены: в верховьях рек Абыльгачан, Ньолон близ Джарджанского разлома; в средней части р. Улахан-Унгуохтах на пересечении Унгуохтахской и Куларо-Джарджанской систем разломов и в других местах. Эти ареалы рассматривались нами как образования термальных куполов, приуроченных к участкам интенсивной трещиноватости близ разломов с раздвиговой составляющей, т. е. к тектоническим структурам, оказавшимся благоприятными для миграции флюидов — важнейшего фактора в метаморфических процессах. А флюидоконтролирующие разломы в свою очередь наследуют блоковое строение средне- и раннепалеозойско-рифейского фундамента верхоянского складчатого комплекса.

Если теперь обратиться к окраинно-платформенным участкам, то там заметен точно такой же, как и в складчатой системе, характер структурно-тектонического контроля литогенетической зональности с той лишь разницей, что максимальные постседиментационные преобразования пород платформенного чехла не столь интенсивны, как в складчатой системе, и представляют собой парагенезы аутигенных минералов и вторичных структур стадии глубокого катагенеза или слабого (начального) метагенеза. Причем вначале нами было в деталях показано [31], что самые глубокие постседиментационные преобразования окраинно-платформенного комплекса отложений палеозоя и мезозоя не находились в прямой зависимости от увеличения мощностей вышележащих толщ, а значит, мало зависели и от палеоглубин доинверсионных погружений. В гораздо большей мере они определялись наличием породы в тех тектонических блоках, которые испытали на себе повышенные динамотермальные воздействия со стороны соседней с востока геосинклинальной области. А после того, как в самой этой области были выяснены закономерности локализации зонального метаморфизма [35], стало очевидным, что площади развития зон усиленного катагенеза на окраине платформы и метаморфических ареалов в геосинклинали контролируются одинаковыми тектоническими линейментами (в основном северо-западного и северо-восточного простираний), что видно на фиг. 4. Эти же линейменты в свою очередь близки к контурам допалеозойских ЛПС (см. фиг. 3). Их явные пространственные взаимосвязи наталкивают на мысль о вероятности генетического родства между ними. Последнее обосновано в аспекте историко-геологических исследований [33], установивших многоэтапные активизации неразрывно взаимосвязанных литогенетических процессов на окраине Сибирской платформы и в соседней с нею тектонически подвижной области. Один из важных этапов такой активизации приходился на промежуток между палеозойской и мезозойской эрами.

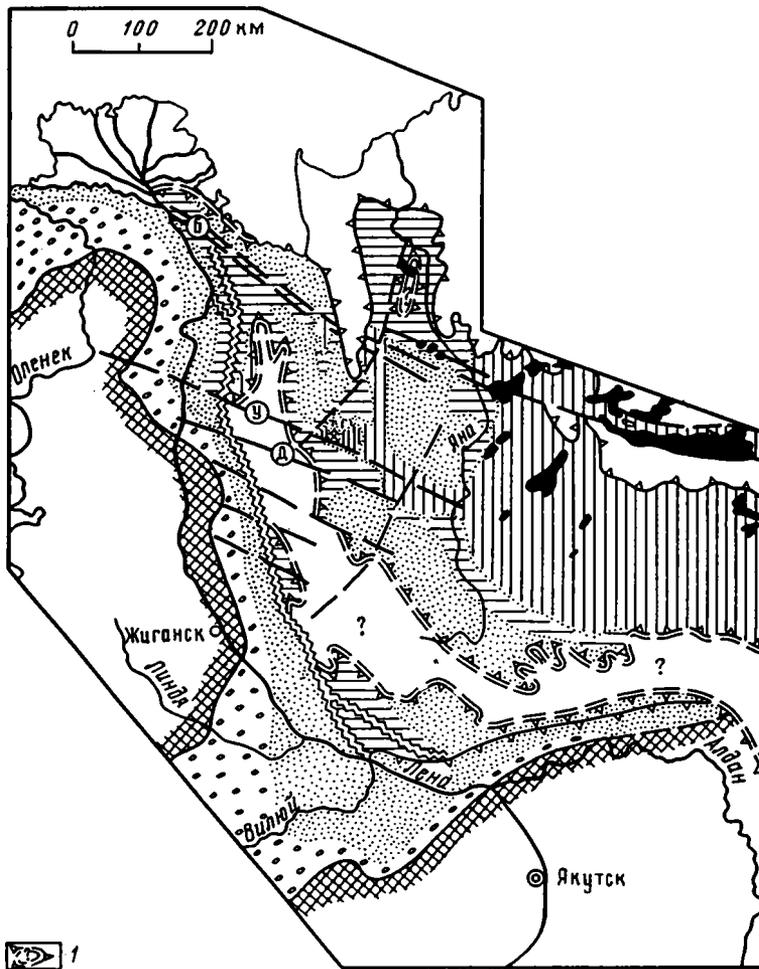
Чтобы подтвердить вышесказанное, обратимся вновь к верхоянскому миогерсинклинальному комплексу. Как выяснилось при его изучении в Северном и Западном Верхоянье, скачкообразный характер постдиагенетического изменения пород на рубеже перми и триаса носит региональный характер, проявля-



Фиг. 4. Обобщенная схема литогенетической зональности позднепалеозойской формации отложений морского окраинно-котловинного бассейна Палеоверхоянского мигеоосинклинального прогиба и континентально-прибрежно-морской формации перикратонного прогиба в современном эрозионном срезе (местами со снятыми вышележащими отложениями)

1–9 – зоны постдиагенетических преобразований: 1 – умеренного катагенеза, 2 – глубокого катагенеза, 3 – глубокого катагенеза с переходом отдельных литотипов в стадию раннего метагенеза, 4 – то же, предполагаемое под вышележащими толщами, 5 – метагенеза (раннего и позднего), 6 – то же, предполагаемое под вышележащими толщами, 7 – позднего метагенеза – начального метаморфизма, 8 – то же, предполагаемое под вышележащими толщами, 9 – метаморфизма (зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций); 10 – внешняя граница бассейна породообразования; 11 – граница между выходами пород палеозоя и триаса (бергштрихи – в сторону молодых образований); 12 – граница с вышележащими толщами верхнего мезозоя; 13 – некоторые разломы: Б – Богучанский, Д – Джарджанский, У – Унгуохтахский, К – Куларской ветви и др.; 14 – Западно-Верхоянский краевой шов; 15 – границы зон литогенеза; 16 – интрузии позднемезозойских гранитоидов

ясь независимо от меняющегося там строения разрезов (см. фиг. 4 и 5). Это, в частности, наиболее наглядно устанавливается путем петрографических наблюдений разнотипных бластических структур в терригенном и аутигенном кварце песчаных пород, преобразованных на стадиях метагенеза или начального метаморфизма. Везде бластез кварца наложен на конформно-регенерационные и другие глубинно-катагенетические структуры. Он проявлен в породах триаса существенно иначе, чем в пермских (подробнее см. в работе [30]). В последних обычно



Фиг. 5. Обобщенная схема литогенетической зональности раннемезозойских формаций отложений окраинно-континентального морского бассейна Палеояно-Инди́гирского миеогеосинклинального прогиба и окраинно-платформенных прогибов в современном эрозионном срезе (местами со снятыми кайнозойскими и позднепалеозойскими отложениями)
 1 – площади ныне эродированных отложений триаса; остальные условные обозначения см. на фиг. 4

развиты как рекристаллизационно-грануляционный, так и рекристаллизационный типы его, являющиеся индикаторами соответственно интенсивных стрессовых напряжений и термических активаций. А в песчаниках триаса наблюдалась лишь рекристаллизация кварца, служащая показателем только повышенных термических воздействий на предельно уплотненную (в результате катагенеза погружения) породу. Из изложенного следует, что метагенетические новообразования не всюду возникали в результате непрерывно-постепенного процесса наращивания катагенетических преобразований, обусловленных длительным пребыванием пород на многокилометровых глубинах. В данном бассейне породообразования очевидны наложенный характер бластических микроструктур и многократность проявлений бластеза во времени. Первый этап бластеза кварца связывается с тектонической активизацией накануне триасового периода, а следующий затем этап объясним повышенными тепловыми потоками в триасе, усложнившимися процессами структурно-минеральных преобразований в уже достаточно

глубоко измененных полезоэойских породах. Такой вывод находится в согласии с мнением тех тектонистов, которые считают, что складчатость в Верхоянье впервые проявилась на рубеже перми и триаса [1].

Эти данные хорошо согласуются также с установленным [6] в Вилюйской синеклизе скачкообразным характером усиления степени катагенетических преобразований рассеянного органического вещества в породах (на 2–4 условных единиц отражательной способности витринита) при переходе от триасового интервала разреза к позднепермскому. И если при рассмотрении участка Вилюйской структуры изолированно от соседних можно было бы объяснить такие явления экранирующими барьерами для миграции тепловых потоков со стороны развитых там в низах триаса глинистых толщ, то обращение к более широкому региональному материалу по различным структурно-фациальным зонам позволяет отдать предпочтение версии об усиленных глубинных тепловых импульсах, имевших место в начале мезозойской эры (а затем и в конце ее — см. [34]). Проводящими "каналами" для этих импульсов вполне могли послужить вновь активизированные зоны в прибортовых частях допозднепалеозойских рифтовых структур.

Локализация зонального метаморфизма пород (в миогеосинклинали) и усиленного катагенеза (на платформенной окраине) вдоль линейментов, расположенных над плечевыми частями древних ЛПС, становится понятной, если обратиться к недавно опубликованным теоретическим разработкам Б.Р. Шпунта о межрифтовых структурах сжатия [4, 16, 29]: именно вблизи бортов рифтовой впадины, за ее пределами (там, где формируются дайковые пояса) наиболее вероятны многократно возобновляемые и концентрированно направленные в покров вышележащих пород флюидно-термальные воздействия. Они способны активизировать проявления всех прочих факторов ката- и метагенетических преобразований в осадочных породах чехла.

Скачкообразные усиления степени литогенетических преобразований дотриасовых пород на участках, расположенных над плечевыми зонами более древних ЛПС в Предверхоянье, находят свое объяснение, если предположить причинную связь данного явления с этапом усиления дегазации недр в начале мезозоя (свидетельством чего в свою очередь служит массовая активизация вулканических процессов в раннетриасовой эпохе). В этой связи уместно вспомнить высказывание Н.М. Страхова относительно последствий тектонической эволюции литосферы в конце палеозоя — начале мезозоя, когда деструктивные процессы раскололи огромные платформенные массивы Северного и Южного полушарий: "Рост сияль в толщину сопровождался возрастающим, по объему затронутых масс, метаморфизмом глубинных частей стратисферы и, значит, усиленным поступлением вверх возрожденных (метаморфогенных) количеств H_2O и CO_2 , а также других газов. Значение дегазации мантии и поступления ювенильных газов в составе вулканических эксгаляций продолжало убывать и в настоящее время стало трудно уловимым..." [23, с. 518].

Итак, один из важнейших этапов тектонической и тепловой активизации в геосинклинали на рубеже между позднепермской и раннетриасовой эпохами, несомненно, оказал свое влияние и на развитие линейных структур на платформе, и на характер катагенеза заполнивших эти структуры отложений. Эти данные согласуются с идеями Е.Е. Милановского [15] о характере взаимоотношений между тектоническими режимами платформ и смежных с ними геосинклинальных складчатых поясов. Выступив в поддержку идей о пульсациях и некотором расширении Земли и отметив, что главнейшими зонами проявления процессов расширения и сокращения ее поверхности являлись геосинклинальные, а в мезозое — кайнозойе также и рифтовые пояса, он обратил особое внимание на то, что платформы тоже периодически подвергались деформациям растяжения и сжатия, но в значительно меньших масштабах. В раскрытии этих явлений существенную помощь

оказывают стадияльно-литогенетические исследования в комплексе с палеотектоническими построениями [31].

Вышесказанное затрагивает только один из многих аспектов эволюции условий седименто- и литогенеза на границе палеозойской и мезозойской эр. Но для того чтобы глубже уяснить себе общность и различия этих условий и разобраться в своеобразии породивших такие различия процессов, необходимо выйти за рамки единого региона, что будет сделано в следующем сообщении.

Список литературы

1. *Андреев В.С.* Складчатость на рубеже перми и триаса в Северном Верхоянье // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1985. № 3. С. 60–64.
2. *Андреев В.С.* Верхоянский комплекс Лено-Омолуйского междуречья (геология и размещение рудной минерализации): Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1985. 18 с.
3. *Архипов Ю.В.* Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск: Якут. книж. изд-во, 1974. 270 с.
4. *Брахфогель Ф.Ф., Шпунт Б.Р.* Пространственно-временные соотношения кимберлитового, калиевого щелочного и базитового магматизма на Сибирской платформе // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Информационные материалы. Свердловск: АН СССР, Уральск. отд-ние. 1989. С. 109–131.
5. *Вавилов М.Н.* О зонах в нижнем триасе Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1967. Т. 175. № 5. С. 1105–1107.
6. *Горбачев В.И., Соколов Б.А., Стефанова Е.И., Япаскурт О.В.* Катагенез органического вещества и вмещающих пород Лено-Вилуйского нефтегазоносного бассейна // Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 116–123.
7. *Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.Н.* Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 241 с.
8. *Егоров А.Ю.* Этапы развития и фации триасовых отложений северо-востока Сибирской платформы и Северного Верхоянья: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГРИ, 1983. 16 с.
9. *Ивановская А.В.* Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. Новосибирск: Наука, 1967. 169 с.
10. *Касовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.П.* Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилуйской впадины // Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 34. 276 с.
11. *Левашов К.К.* Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Сов. геология, 1975. № 10. С. 49–58.
12. *Левашов К.К.* Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Сов. геология, 1977. № 10. С. 59–75.
13. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии / Под ред. Е.И. Бодунова. Тр. СНИИГГиМС. 1979. Вып. 269. 207 с.
14. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии (корреляция времени проявления тектонических движений и магматизма). / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: Наука, 1983. 232 с.
15. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1982. 279 с.
16. *Олейников Б.В., Шпунт Б.Р., Томшин М.Д.* Геодинамические обстановки проявлений базитового магматизма на Сибирской платформе в неогене // Магматические формации в геологической истории и структура Земли. Информационные материалы. Свердловск: АН СССР, Уральск. отд-ние. 1989. С. 86–108.
17. *Роккина З.З., Вишневская Т.Н.* Терригенно-минералогические провинции пермско-мезозойской толщи севера Центральной Сибири // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1977. С. 30–39.
18. *Сакс В.Н., Роккина З.З.* Новые данные о развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры // Геология и геофизика, 1979. № 10. С. 3–16.
19. *Сафронов А.Ф.* Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Предверхоянского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. 111 с.
20. *Соколов Б.А., Ларченков Е.П.* Тектоническая природа и направленность развития Вилуйской синеклизы // Изв. вузов. Геология и разведка, 1978. № 6. С. 25–31.
21. *Соколов Б.А., Сафронов А.Ф., Трофимук А.А. и др.* История нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции на востоке Сибирской платформы. М.: Наука, 1986. 167 с.
22. *Страхов Н.М.* Основы исторической геологии. Ч. II. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. 396 с.
23. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
24. *Страхов Н.М.* Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука, 1983. 638 с.
25. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 247 с.

26. Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд (к 75-летию акад. Н.М. Страхова). М.: Наука, 1975. С. 182–190.
27. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 3–23.
28. Хворова И.В., Руженцев С.В. Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 2. // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С. 25–36.
29. Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск; ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.
30. Япаскурт О.В. О проявлениях бластеза в песчаниках перми и мезозоя некоторых участков Западного Верхоянья // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 96–106.
31. Япаскурт О.В. Связь катагенеза терригенных отложений с тектонической обстановкой на границах Сибирской платформы с Верхоянской складчатой системой // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 3. С. 3–12.
32. Япаскурт О.В. Литология терригенных формаций миогеосинклинальных осадочно-породных бассейнов верхоянского комплекса: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1986. 38 с.
33. Япаскурт О.В. Седиментогенез и литогенез в миогеосинклинальных бассейнах // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. № 3. С. 18–30.
34. Япаскурт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей. М.: МГУ, 1989. 152 с.
35. Япаскурт О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 714–717.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
16.III.1990

УДК 552.14

© 1991 г.

Буряковский Л.А., Джеваншир Р.Д.

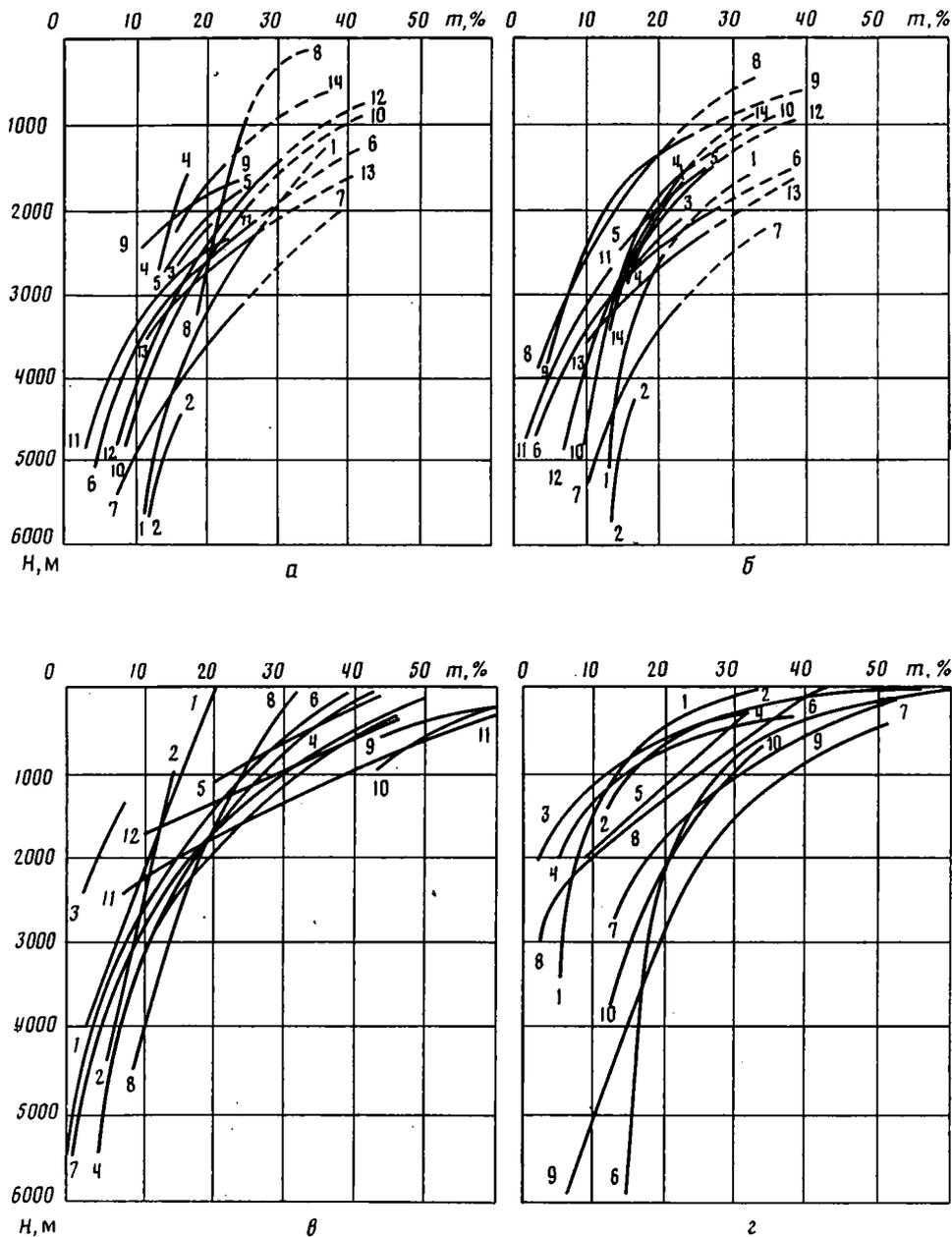
**УПЛОТНЕНИЕ ОСАДКОВ
(МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)**

Сформулированы аксиоматические принципы моделирования процесса уплотнения осадков. Получена мультипликативная модель уплотнения осадочных пород, являющаяся основным блоком в моделях изменения свойств пород под влиянием термобарических, структурно-литологических и геотектонических факторов. Разработана методика формализации влияния природных факторов на основе экспериментальных и натуральных измерений с использованием идей теории нечетких множеств. Дается оценка пределов применимости предложенных моделей. Выполнены многочисленные расчеты свойств терригенных и карбонатных пород в различных геологических условиях. Показана роль полученных моделей для выявления зон аномальной емкости осадочных пород, выявлены пути использования расчетных значений свойств природных резервуаров при поисках залежей нефти и газа и оценке их запасов в недрах.

Постседиментационные изменения акваториальных осадков происходят в результате протекания большого числа природных процессов. Основным итогом этих изменений является уплотнение осадков и преобразование их в горную породу. Последствиями уплотнения осадков являются уменьшение мощности слоев и пористости, увеличение плотности пород. Наиболее характерным отражением процесса уплотнения осадков служат кривые зависимости пористости пород от глубины залегания. На фиг. 1 показаны такие кривые для песчаников, алевроитов, карбонатных пород и глин по данным многочисленных экспериментальных исследований [2, 5, 11–13, 15, 16].

Одной из актуальных задач изучения процесса уплотнения осадков и преобразования их в горную породу на современном научно-техническом уровне является математическое описание этого процесса, создание математической модели, способной адекватно описывать процесс уплотнения, восстанавливать историю формирования физического облика современных осадочных пород и прогнозировать их свойства в районах и на глубинах, еще недостаточно изученных прямыми геолого-геофизическими методами.

Задача математического описания процесса уплотнения осадков относится к весьма сложным как из-за многофакторности пространства параметров, влияющих на уплотнение осадков, так и вследствие недостаточности количественной информации о поведении этих параметров на различных стадиях уплотнения осадочных пород. В большинстве случаев исследователю приходится оперировать данными об уже сформировавшейся породе и иметь в своем распоряжении только зависимость степени уплотнения пород от глубины (см. фиг. 1). Другой источник информации — это экспериментальные исследования пород в условиях, имитирующих пластовые, т.е. при возрастании давления и температуры, соответствующих глубине залегания изучаемой породы. Совокупность этих данных, а также сведений, поставляемых геофизическими и геохимическими исследованиями верхних слоев литосферы, позволяют тем не менее взяться за решение задачи математического моделирования процесса уплотнения осадочных пород.



Фиг. 1. Зависимости пористости пород от глубины

а – песчаники; *б* – доломиты (по [5]); месторождения северо-западного борта Южно-Каспийской впадины: 1 – Южная, 2 – Зыря, 3 – Сураханы, 4 – Карачухур, 5 – Зых, 6 – Песчаный-море, 7 – Гоусаны, 8 – Бухта Илыча, 9 – Патамдарт, 10 – Карадаг, 11 – Падар, 12 – Кюровадаг, 13 – Карабаглы, 14 – Калмас; *в* – карбонатные породы (по [2]): 1 – Скифская плита, верхний мел, известняк; 2 – Западно-Кубанский прогиб, верхний мел, известняк; 3 – Западно-Канадский бассейн, верхний девон, известняк; 4–8 – Южная Флорида, кайнозой – мезозой, карбонатные породы (4 – средняя, 5 – эоцен, 6 – палеоцен, 7 – известняк, 8 – доломит); 9–10 – глубоководный карбонатный ил; 11–12 – мел; *г* – глины (по данным разных авторов [13]): 1 – Б.К. Прошлакову, 2 – Р. Миде, 3 – Л. Эзи, 4 – Ц. Хосои, 5 – Х. Хедбергу, 6 – Д. Дикинсону, 7 – К. Магара, 8 – Д. Уэллеру, 9 – Д. Хэму, 10 – Д. Фостеру и Х. Уоллену

Попытки создания математической модели предпринимались неоднократно [16]. Одни из них ориентировались на учет таких свойств осадков и уплотняющихся пород, как упругость, пластичность, вязкоупругость, или тиксотропность, и др., которые весьма переменны в зависимости от того или иного типа осадков. Были выведены различные дифференциальные уравнения, позволяющие аналитически описать процессы изменения пород в пространственно-временном континууме верхних слоев литосферы. Например, Р.А. Бернер [16] предложил дифференциальное уравнение для оценки скорости уплотнения осадков (изменения пористости), которое имеет вид

$$\frac{dm}{dt} = \frac{v}{\gamma_{mx}} \left(\frac{1}{1-m} \right) \left(\frac{dm}{dH} \right)_t,$$

где m – пористость; H – глубина погружения; v – скорость осадконакопления (вес осадка, приходящийся на единицу площади в год); γ_{mx} – плотность твердой фазы (матрицы) пород; t – время уплотнения; предполагается, что член $(dm/dH)_t$ может быть определен на основании кривых уплотнения (кривых уменьшения пористости) с глубиной (см. фиг. 1).

Авторы на основе совместного решения уравнений Дарси и материального баланса получили модель уплотнения глин в виде [7]

$$m = m_0 - \frac{4(1-m_0)kHt}{h^2},$$

где k – коэффициент фильтрации; H – глубина погружения; h – толщина уплотняющегося слоя глин; t – время уплотнения.

С помощью этой модели были определены экранирующие свойства глинистых покровов в различных районах развития продуктивной толщи Азербайджана (центральный и юго-западный Апшерон, северная и южная части Бакинского архипелага, Нижнекуринская впадина). Для сравнения плиоценовых отложений продуктивной толщи с более древними была дана оценка экранирующих свойств покровов мезозойского возраста на территории Западно-Сибирской низменности и пород девонского возраста на территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

Следует отметить, что применение дифференциальных и других аналитических уравнений – не единственный путь использования математических методов для учета времени при моделировании динамических геологических систем. Более простым, но достаточно обоснованным с точки зрения истории развития верхних слоев литосферы, является эмпирический подход. Он основан на сравнении кривых уплотнения (см. фиг. 1) пород различного возраста и аппроксимации дискретных данных о возрасте непрерывной зависимостью.

В качестве примера можно привести уравнение зависимости пористости глин от геологического возраста с учетом глубин залегания и литологического облика изучаемых отложений, имеющее вид [6, 13]

$$m_{Sh} = m_{Sh,0} \exp [-0,014 (13,3 \lg T - 83,25 \lg X_{Sh} + 2,79) \cdot 10^{-3} H],$$

где $m_{Sh,0}$ и m_{Sh} – пористость глин на дневной поверхности и на глубине H ; t – геологический возраст, млн. лет; X_{Sh} – относительное содержание глинистых пластов в интервале разреза, для которого определяется пористость глин, доли единицы.

Формула апробирована на независимых выборках по районам Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, Западной Сибири, Предкавказья, Венесуэлы, Апшеронского полуострова и Южно-Каспийской впадины.

Ряд уравнений был получен на основе экспериментальных исследований горных пород при высоких термобарических параметрах [10, 11]. Одним из ограничений в применении этих моделей для региональных литологических иссле-

дований является то, что они способны учитывать только упругие деформации пород, возникающие в процессе их уплотнения под давлением толщи вышележающих осадков. Необратимые деформации, возникающие вследствие других процессов диагенеза, с помощью подобных моделей учесть невозможно. Кроме того, в этих моделях не участвует фактор геологического времени, т.е. они не могут рассматриваться как динамические модели, что не соответствует системному подходу к проблеме прогнозирования свойств литогенетических систем.

УПЛОТНЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Скорость уплотнения терригенных осадков находится в прямой зависимости от литологического состава, скорости осадконакопления и тектонического режима бассейна седиментации. Уплотнение песчано-алевритовых и глинистых осадков происходит с разной скоростью и отличается от уплотнения карбонатных пород и гидрохимических осадков. Одним из определяющих свойств уплотняющих осадков является способность к отжатию седиментационных вод: песчаные породы легче отдают поровые воды, чем глины. Наличие в осадочном разрезе мощных толщ влагонасыщенных глин препятствует уплотнению. Интенсивность накопления осадков, повышенная скорость этого процесса также замедляют процесс уплотнения. Высокая тектоническая активность, наоборот, может способствовать ускоренной литификации. В общем случае скорость осадконакопления также определяется скоростью тектонических движений и зависит от соотношения интенсивности процессов приноса осадочного материала, размыва осадков и скорости прогибания дна бассейна или подъема прибрежной суши (континента). Ориентировочно геосинклинали характеризуются скоростью осадконакопления 100–200 м за 1 млн. лет, а платформы – 20–30 м за тот же период. С учетом одновременно протекающего процесса уплотнения осадков скорость их накопления в депрессионных зонах может быть на порядок выше.

Попытка системного описания процесса уплотнения терригенных осадков была предпринята авторами [6, 7]. Было показано, что кривые изменения пористости пород с глубиной могут быть описаны моделью органического роста, тождественной модели пропорциональных эффектов.

Отличие модели органического роста от модели пропорциональных эффектов состоит в том, что первая исходит из пропорциональности скорости изменения параметра y какому-либо процессу значению этого параметра, достигнутому к некоторому моменту времени t , т.е. $dy/dt = ky$, что приводит к экспоненциальной зависимости параметра y от времени t :

$$y = y_0 e^{kt}. \quad (1)$$

Вторая модель вытекает из пропорциональности абсолютного изменения параметра y значению этого параметра, достигнутому к некоторому моменту времени, т.е. $dy = ky$, что приводит к экспоненциальной зависимости параметра y от коэффициента пропорциональности k : $y = y_0 l^k$. Если на процесс влияет сумма различных факторов, то

$$y = y_0 e^{\sum_{i=1}^n k_i} \quad (2)$$

Эта модель может быть преобразована в модель умножения:

$$y = y_0 \prod_{i=1}^n k_i, \quad (3)$$

где $k_i = e^{k_i}$, а $\prod_{i=1}^n k_i$ является обобщенной мерой изменения параметра y .

Исходя из принципа пропорциональности степени нарастания процесса уплотнения достигнутому значению какого-либо параметра, характеризующего этот процесс, был получен ряд моделей:

1) модель степени уплотнения осадков (модель консолидации К. Терцаги) в виде

$$U_t = 1 - \frac{h_t}{h_0} = 1 - \frac{h_{\min} e^{k_h h_{\min} t}}{h_{\min} - h_0 (1 - e^{k_h h_{\min} t})},$$

где h_0 , h_t , h_{\min} — толщины слоя до уплотнения, в момент времени t и наименьшее предельное значение для полностью уплотненной породы, k_h — коэффициент пропорциональности;

2) модель изменения плотности в виде:

$$\delta_t = \frac{\delta_0 \delta_{\max} e^{k_\delta \delta_{\max} t}}{\delta_{\max} - \delta_0 (1 - e^{k_\delta \delta_{\max} t})},$$

где δ_0 , δ_t , δ_{\max} — плотность породы соответственно до уплотнения, в момент времени t и наибольшее предельное значение для полностью уплотненной породы; k_δ — коэффициент пропорциональности;

3) модель изменения пористости в виде:

$$m_t = \frac{m_0 e^{-k_m t}}{1 - m_0 (1 - e^{-k_m t})},$$

где m_0 , m_t — значения пористости соответственно до и в процессе уплотнения осадков (пород); k_m — коэффициент пропорциональности.

Модели, основанные на соотношении (3), были широко использованы для прогнозирования коллекторских и физических свойств терригенных пород (песчаников и глин) в различных геолого-физических условиях Южно-Каспийской впадины, Равнинного Дагестана и Среднекаспийской впадины до глубин 6–9 км [6, 8, 9].

УПЛОТНЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Проблема математического моделирования процесса уплотнения карбонатных пород авторами ранее не рассматривалась, хотя уплотнение карбонатных пород происходит под влиянием в основном тех же факторов, что и терригенных, но вместе с тем оно отличается рядом особенностей. Большинство исследователей [3, 11, 12] считают, что изменение свойств карбонатных пород, в том числе и с погружением, — следствие проявления в основном различных физико-химических процессов, протекающих в поровом пространстве горных пород. При этом влиянию гравитационного уплотнения отводится второстепенная роль. Другие исследователи [2, 4, 10] считают, что основной фактор, влияющий на уплотнение карбонатных пород, — геостатическая нагрузка, а в более широком смысле — эффективное давление, равное разности между геостатическим и пластовым давлениями. Вторичные процессы лишь локально изменяют породы, искажая общую закономерность их уплотнения с глубиной. Речь в сущности идет о причинах сохранения или снижения первичной пористости и развития вторичной емкости карбонатных пород.

Первичная пористость карбонатных пород по структуре порового пространства близка к пористости песчаников. От последних карбонатные породы отличаются тем, что их структура представлена в основном агрегатами кри-

сталлов, тогда как песчаники обладают зернистой структурой. Кроме того, первичная (начальная) пористость карбонатных пород в большей мере зависит от их генетического типа: она наибольшая у органогенных биоморфных и обломочных разностей и значительно меньше у комковато-стустковых и хемогенных (исключение – хемогенные оолитовые известняки). По данным, приведенным в работе [1], значения максимальной пористости карбонатных пород с учетом структурно-генетических типов составляют, %: для органогенных 24, реже 26, органогенно-обломочных 24, реже 34, органогенно-детритусовых 4, реже 8, комковато-стустковых 13, реже 17, кристаллически-зернистых 4, реже 6, пелитоморфных 2, реже 6, оолитовых 24, реже 34.

Как и у терригенных пород, наиболее интенсивным эпигенетическим изменениям подвергаются те карбонатные разности, которые имели более высокие показатели первичной пористости. Следует отметить, что литификация карбонатных осадков наступает значительно быстрее, чем песчаников и алевролитов, вследствие чего процесс механического уплотнения завершается раньше.

При диа- и катагенезе карбонатных пород осуществляется более 30 различных процессов, контролируемых как локальными, так и региональными факторами [14]. Литификация карбонатных осадков имеет биохимическую, физико-химическую и механическую природу. Эти процессы в определенной мере перекрывают друг друга и изменяют как состав, так и структуру осадков. Скорость их протекания со временем уменьшается.

Существенным отличием био- и физико-химических процессов от механических является то, что последние однонаправлены, а их следствия необратимы. Био- и физико-химические процессы могут протекать в различных направлениях, вследствие чего рост и снижение вторичной емкости карбонатных пород могут происходить периодически, в зависимости от смены тех или иных обстановок.

Имея в виду однонаправленность и необратимость механических процессов, следует признать их приоритетное влияние на изменение первичной емкости карбонатных пород, в чем усматривается сходство с уплотнением терригенных пород. Однако проявления процесса, уплотнения у различных структурно-генетических типов карбонатных пород различны.

Степень уплотнения, растворения вещества и цементации под влиянием геостатического давления весьма тесно связаны между собой. Рост геостатической нагрузки как следствие погружения осадков приводит к растворению кристаллов под давлением, т.е. к дифференциальному растворению, проявляющемуся в более напряженных частях зерен, с последующим отложением вещества на поверхностях с меньшей потенциальной энергией. Помимо этого зерна (кристаллы) должны уплощаться параллельно поверхности напластования. Эти процессы являются важными факторами снижения первичной пористости и в карбонатных, и в терригенных осадках.

ОБОБЩЕННАЯ МОДЕЛЬ УПЛОТНЕНИЯ ОСАДКОВ

Таким образом, можно полагать, что основной фактор постседиментационного изменения любых осадочных пород – их уплотнение под давлением вышележащих толщ, следствием чего является монотонное уменьшение первичной пористости осадков с глубиной. В качестве подтверждения этого тезиса на фиг. 1 показаны полученные различными исследователями зависимости пористости терригенных и карбонатных пород от глубины залегания. Показанные на фиг. 1 кривые для пород любого литологического состава могут быть описаны экспонентами, что отражает определенное сходство процесса уплотнения осадков любого генезиса. Все сказанное позволило предложить единую концепцию решения проблемы математического моделирования процесса уплотнения и литификации осадочных пород.

В общем виде задача моделирования процесса уплотнения осадочных пород, их коллекторских и физических свойств сводится к использованию трех очевидных положений (постулатов) и следствий из них.

1. На процесс постседиментационного изменения и уплотнения осадков влияют многочисленные природные факторы.

2. Природа каждого фактора индивидуальна и отлична от других.

3. Общий результат есть сумма частных воздействий всех природных факторов на осадки при их преобразовании в горную породу.

Из 1-го и 2-го постулатов следует, что доля частного влияния любого фактора в общем результате уплотнения мала и обратно пропорциональна числу факторов; из 2-го постулата следует также, что доля частного влияния каждого фактора неодинакова по сравнению с другими.

Из этих постулатов и следствий можно сделать следующие выводы.

1. Частное и малое воздействие i -го фактора в виде относительного изменения объема уплотняющихся осадков можно представить как dU_i/U_i , а суммарное воздействие всех факторов (по 3-му постулату) — как $\int_{U_0}^{U_n} dU_i/U_i$. В этой конструкции просматривается аналогия с законом Гука, где $dU_i/U_i = -\beta\sigma$. Если под $\beta\sigma$ понимать воздействие не только статической нагрузки σ , а влияние любого i -го фактора, то, обозначив это влияние коэффициентом k_i , будем иметь

$$\int_{U_0}^{U_n} dU_i/U_i = \sum_{i=1}^n k_i.$$

Откуда получаем соотношения (2) и (3), т.е. приходим к модели пропорциональных эффектов или к модели умножения.

2. Различие физико-геологической природы факторов воздействия требует представления их в виде относительных безразмерных величин, что соответствует и формальному виду частного воздействия dU_i/U_i . Доля влияния i -го фактора ($dU_i/U_i \sim k_i$) оценивается либо по результатам прямых лабораторных измерений на образцах (воспроизведение закона Гука), либо по аналогии с этими измерениями в случаях, когда прямое физическое моделирование невозможно, либо путем натурных наблюдений и измерений.

На основе этих соображений может быть непосредственно получена модель уплотнения осадков в виде

$$U_t = U_0 \prod_{i=1}^n \kappa_i, \quad (4)$$

где U_0 и U_t — степень уплотнения осадков соответственно в начальный и текущий моменты времени; κ_i — коэффициенты, численно характеризующие влияние природных факторов на процесс уплотнения.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Основная трудность при выполнении расчетов по формуле (4) заключается в определении количества коэффициентов κ_i и их числовых значений в диапазоне прогнозного интервала. В работе [6] для терригенных пород учтено влияние следующих восьми факторов: геологического возраста T , числа тектонических циклов N , глубины залегания H , температуры t , скорости осадконакопления v , минералогического состава песчаников Q и глин M , интенсивности цементации C , степени отсортированности S .

С учетом сказанного ранее о приоритете механических процессов над био- и физико-химическими процессами для карбонатных пород необходимо учесть влияние следующих пяти факторов: геологического возраста T , числа

тектонических циклов N , глубины залегания H , температуры t , однородности состава S .

Следует отметить, что реализация био- и физико-химических процессов прежде всего определяется структурными возможностями порового пространства, обеспечивающими развитие таких процессов. Это качество у карбонатных пород может быть связано с неоднородностью состава и строения, что аналогично таким факторам уплотнения терригенных пород, как неоднородность минералогического состава и степень отсортированности. Поэтому в модель (4) введен коэффициент, отражающий однородность карбонатных пород, который способствует более быстрой литификации осадков.

Ниже приведены природные факторы и коэффициенты моделирования степени уплотнения осадочных пород.

	<i>Природные факторы</i>											
	0	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	
Абсолютный возраст T , млн. лет	0	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	
Число тектонических циклов, N	0	1	1	1	1	2	2	2	3	3	3	
Глубина залегания H , м	0	600	1200	1800	2400	3000	3600	4200	4800	5400	6000	
Температура t , °C	0	20	40	60	80	100	120	140	160	180	200	
Скорость осадконакопления v , м/млн. лет	10	20	50	100	200	300	400	600	800	1000	1200	
Содержание кварца Q , %	100	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0	
Содержание смектитов M , %	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	
Интенсивность цементации C , %	0	3	6	9	12	15	18	21	24	27	30	
Коэффициент сортировки S , песчаников	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	—	
То же глины	—	10	9	8	7	6	5	4	5	2	1	
Однородность карбонатных пород S , усл. ед.	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	
	<i>Коэффициенты моделирования пород-коллекторов</i>											
Для сильных факторов	1	0,90	0,82	0,75	0,68	0,62	0,56	0,51	0,47	0,42	0,38	
Для факторов средней силы	1	0,93	0,86	0,80	0,75	0,70	0,65	0,61	0,57	0,52	0,49	
Для слабых факторов	1	0,95	0,90	0,86	0,82	0,78	0,74	0,70	0,67	0,64	0,60	
	<i>Коэффициенты моделирования глины</i>											
Для сильных факторов	1	0,74	0,55	0,41	0,31	0,22	0,16	0,12	0,09	0,07	0,05	
Для факторов средней силы	1	0,82	0,69	0,58	0,48	0,40	0,34	0,28	0,23	0,19	0,16	
Для слабых факторов	1	0,87	0,75	0,67	0,59	0,52	0,45	0,40	0,35	0,31	0,27	

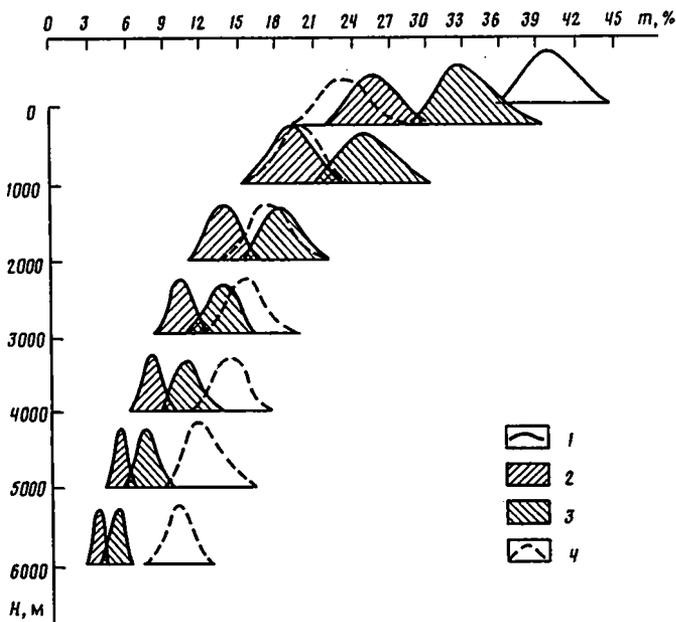
Результаты моделирования пористости осадочных пород

Интервал глубин, м	Карбонатные породы			
	однородные			
	пределы	среднее	среднее квадратичное отклонение	коэффициент вариации, %
0–500	0,22–0,30	0,263	0,0170	6,46
500–1500	0,15–0,23	0,195	0,0146	7,46
1500–2500	0,11–0,17	0,138	0,0108	7,84
2500–3500	0,08–0,13	0,105	0,0082	7,88
3500–4500	0,06–0,10	0,079	0,068	8,61
4500–5500	0,04–0,07	0,053	0,0048	9,06
5500–6500	0,02–0,04	0,034	0,0033	9,39

Интервал глубин, м	Карбонатные породы			
	неоднородные			
	пределы	среднее	среднее квадратичное отклонение	коэффициент вариации, %
0–500	0,28–0,40	0,338	0,0219	6,49
500–1500	0,21–0,30	0,256	0,0191	7,47
1500–2500	0,15–0,22	0,185	0,0150	8,10
2500–3500	0,12–0,17	0,142	0,0118	8,30
3500–4500	0,09–0,13	0,109	0,0095	8,76
4500–5500	0,05–0,10	0,074	0,0073	9,83
5500–6500	0,04–0,06	0,048	0,0047	9,78

Интервал глубин, м	Терригенные породы (песчаники)			
	пределы	среднее	среднее квадратичное отклонение	коэффициент вариации, %
0–500	0,19–0,28	0,236	0,0189	8,04
500–1500	0,15–0,25	0,201	0,0179	8,92
1500–2500	0,13–0,22	0,174	0,0153	8,76
2500–3500	0,12–0,20	0,156	0,0140	8,98
3500–4500	0,11–0,18	0,144	0,0131	9,13
4500–5500	0,09–0,16	0,122	0,0112	9,23
5500–6500	0,07–0,13	0,100	0,0098	9,78

Отличительной чертой коэффициентов k_i является их независимость, что представляет собой необходимое условие модели (4). Формализация их выполнена по исходным данным экспериментальных и натуральных исследований [3, 5, 6, 10, 11] на основе использования идей теории нечетких множеств [8]. К сильным факторам отнесены: для песчаников – T, H ; для глин – T, H, v , для карбонатных пород – T, N, H, t ; к факторам средней силы отнесены: для песчаников – N, Q, C ; для глин – N, M, C ; для карбонатных пород – S ; к слабым факторам отнесены: для песчаников – v, S, t ; для глин – S, t .



Фиг. 2. Расчетные распределения пористости осадочных пород по интервалам глубин
 1–3 – карбонатных (1 – исходных осадков, 2 – однородных, 3 – неоднородных); 4 – терригенных (песчаники)

Расчетная форма модели (4) примет вид:

для песчаников – $U_i/U_0 = \kappa_T \kappa_N \kappa_H \kappa_Q \kappa_C \kappa_S / \kappa_t \kappa_v$;

для глин – $U_i/U_0 = \kappa_T \kappa_N \kappa_H \kappa_C \kappa_S / \kappa_t \kappa_v \kappa_M$;

для карбонатных пород – $U_i/U_0 = \kappa_T \kappa_N \kappa_H \kappa_t / \kappa_S$.

Для расчета пористости в модель пропорциональных эффектов вводится ограничение, связанное с тем, что величина пористости не может превышать единицы. В этом случае $dm = m(1-m)k_i$, что приводит к следующему соотношению:

$$m = \frac{m_0 \prod_{i=1}^n k_i}{1 - m_0 (1 - \prod_{i=1}^n k_i)}, \quad (5)$$

где m_0 – начальное значение пористости осадков.

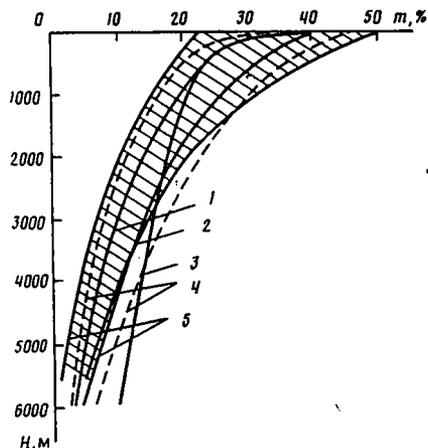
Численные расчеты по формулам (4) и (5) выполняются на ЭВМ методом статистических испытаний (метод Монте-Карло) по программе ПРОГНОЗ [6]. При таком подходе результаты моделирования представляются в виде распределений искомых параметров. В таблице и на фиг. 2 приведены результаты расчетов пористости, привязанные к определенным интервалам глубин.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как и следовало ожидать, уплотнение и литификация песчаников происходит менее интенсивно, чем известняков. Близкие значения пористости песчаников и однородных карбонатных пород оказались только в интервале глубин 500–1500 м, ниже – пористость песчаников приближается к пористости карбонат-

Фиг. 3. Расчетные зависимости пористости осадочных пород от глубины

1-2 — средние данные для карбонатных соответственно однородных и неоднородных пород; 3 — терригенных (песчаники) пород; 4-5 — пределы изменения (4 — расчетные, 5 — фактические, по данным на фиг. 1)



ных неоднородных пород, глубже — превышает ее и на глубине 6 км пористость песчаников в 2-3 раза выше, чем карбонатных пород.

Приведенные расчеты, сопоставленные с фактическими данными (фиг. 3), доказывают работоспособность предлагаемой методики моделирования процесса уплотнения осадков, что существенно расширяет возможности прогнозирования физических и коллекторных свойств осадочных пород.

Поскольку расчетное (прогнозируемое) значение пористости пород отражает влияние факторов механического уплотнения (с учетом литологического состава, степени неоднородности и цементации осадков) на первичную пористость пород, отклонение фактических значений пористости от расчетных (обычно в сторону увеличения) будет свидетельствовать о развитии в данном прогнозном интервале разреза иных процессов (прежде всего физико-химических), способствовавших формированию вторичных пустот (пор и каверн), либо развитию аномальных давлений поровой жидкости, замедливших процесс уплотнения и уменьшения первичной пористости.

Поэтому моделирование процесса уплотнения осадочных пород и расчет прогнозных значений первичной пористости могут способствовать выявлению интервалов залегания преобразованных пород со вторичной емкостью пустотного пространства, либо интервалов повышенной первичной пористости, т.е. к выявлению интервалов разреза, перспективных на нефть и газ.

* *
*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

При построении математической модели процесса уплотнения осадочных горных пород в качестве отправных моментов учтены условия накопления терригенных и карбонатных осадков, а также их постседиментационное изменение, связанное прежде всего с геотектоническим развитием области осадконакопления. Отмечена роль различных факторов: внешних (давление, температура и др.) и внутренних (литологический и минеральный состав, цементация и др.). Указаны элементы сходства и различия процессов уплотнения терригенных и карбонатных пород.

Сформулированы три постулата (аксиомы) на эмпирическом уровне познания, из которых получены следствия, позволившие сконструировать мультипликативную модель уплотнения осадочных пород.

Полученная модель тождественна модели пропорциональных эффектов. Она является основным блоком в моделях изменения коллекторских и физических

свойств пород под влиянием термобарических, литолого-структурных и геотектонических факторов.

Показана возможность формализации природных факторов на основе экспериментальных и натурных измерений с использованием идей теории нечетких множеств. Модели уплотнения, коллекторских и физических свойств осадочных пород реализуются на ЭВМ методом статистических испытаний (методом Монте-Карло) при интервально-вероятностном задании коэффициентов моделирования.

Дана оценка пределов применимости модели уплотнения, выполнены многочисленные расчеты прогнозных значений коллекторских свойств терригенных и карбонатных пород, залегающих в различных геологических условиях. Показана роль полученных моделей для выявления зон аномальной емкости осадочных пород, которые могут интерпретироваться либо как зоны развития аномальных давлений поровой жидкости, либо как зоны развития физико-химических процессов, обуславливающих появление вторичной пористости, особенно в карбонатных породах. Отмечена возможность использования расчетных значений коллекторских свойств пород при оценке запасов нефти и газа, при интерпретации данных разведочной и промысловой геофизики.

Список литературы

1. Аксенов А.А., Зайдельсон М.И., Вайнбаум С.Я. и др. Критерии и методика прогнозирования нефтегазоносности карбонатных отложений. М.: Недра, 1986. 136 с.
2. Александров Б.Л., Есипко О.А., Гулый С.В., Дмитриенко И.М. Влияние глубины погружения и АВПД на степень уплотнения известняков // Изв. вузов. Нефть и газ. 1987. № 12. С. 3–9.
3. Багринцева К.И. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. М.: Недра, 1977. 231 с.
4. Безбородова И.В. Изменение пористости известняков с увеличением глубины их залегания // Тр. МИНХ и ГП. 1977. Вып. 123. С. 90–94.
5. Буряковский Л.А. Петрофизика нефтяных и газовых коллекторов продуктивной толщи Азербайджана. Баку: Элм, 1985. 196 с.
6. Буряковский Л.А., Джафаров И.С., Джеваншир Р.Д. Прогнозирование физических свойств коллекторов и покрышек нефти и газа. М.: Недра, 1982. 200 с.
7. Буряковский Л.А., Джеваншир Р.Д. К оценке фильтрационных и экранирующих свойств глинистых пород // Уч. зап. АЗИНЕФТЕХИМ. Сер. IX. 1976. № 2. С. 7–12.
8. Буряковский Л.А., Кузьмина-Герасимова В.Л. Формализация факторов уплотнения осадков на основе теории нечетких множеств при моделировании петрофизических параметров // Изв. вузов. Нефть и газ. 1982. № 7. С. 11–15.
9. Буряковский Л.А., Кузьмина-Герасимова В.Л. Прогнозирование физических свойств осадочных пород-коллекторов Восточного Предкавказья и Средне-Каспийской впадины // Изв. вузов. Нефть и газ. 1984. № 9. С. 15–19.
10. Добрынин В.М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970. 239 с.
11. Павлова Н.Н. Деформационные и коллекторские свойства горных пород. М.: Недра, 1975. 240 с.
12. Прошляков Б.К. Вторичные изменения пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.
13. Djevanshir R.D., Buryakovskiy L.A., Chilingarian G.V. Simple quantitative evaluation of porosity of argillaceous sediments at various depth of burial // Sediment. Geol. 1986. V. 46. P. 169–175.
14. Larsen G., Chilingar G.V. Diagenesis in sediment and sedimentary rocks. V. 2. Amsterdam: Elsevier, 1983. 572 p.
15. Rieke III, H.H., Chilingarian G.V. Compaction of argillaceous sediments. Amsterdam: Elsevier, 1974. 424 p.
16. Fertl W.H. Abnormal formation pressures. Amsterdam: Elsevier, 1976. 382 p.

Институт проблем глубинных
нефтегазовых месторождений АН АЗССР,
Баку

Поступила в редакцию
31.X.1989

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550:553.31 (470.6)

© 1991

Борщевский Ю.А., Григорьев А.В., Медведовская Н.И.

ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛЬЦИТОВ
ИЗ СУЛЬФИДНО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД ДАШКЕСАНСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дашкесанское рудное поле приурочено к центральной части Сомхето-Карабахской металлогенической зоны Малого Кавказа. Скарново-магнетитовые руды в форме пластов и линз сосредоточены в вулканогенных породах, частично на контакте вулканогенных и карбонатных отложений. В железных рудах присутствует вкрапленность сульфидов, содержащих значительное количество попутных компонентов: кобальта, серы, меди, цинка и серебра.

Комплексные исследования, проведенные на Дашкесанском и Южно-Дашкесанском месторождениях, позволили выделить следующие типы железных руд: I – первичные силикатно-магнетитовые; II – преобразованные карбонатно-сульфидно-магнетитовые. Карбонатно-магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды, связанные постепенными переходами, сосредоточены в лежачем боку крупных долгоживущих разломов. Эти руды сформированы под влиянием постскарновых глубинных сульфидсодержащих гидротермальных растворов [3].

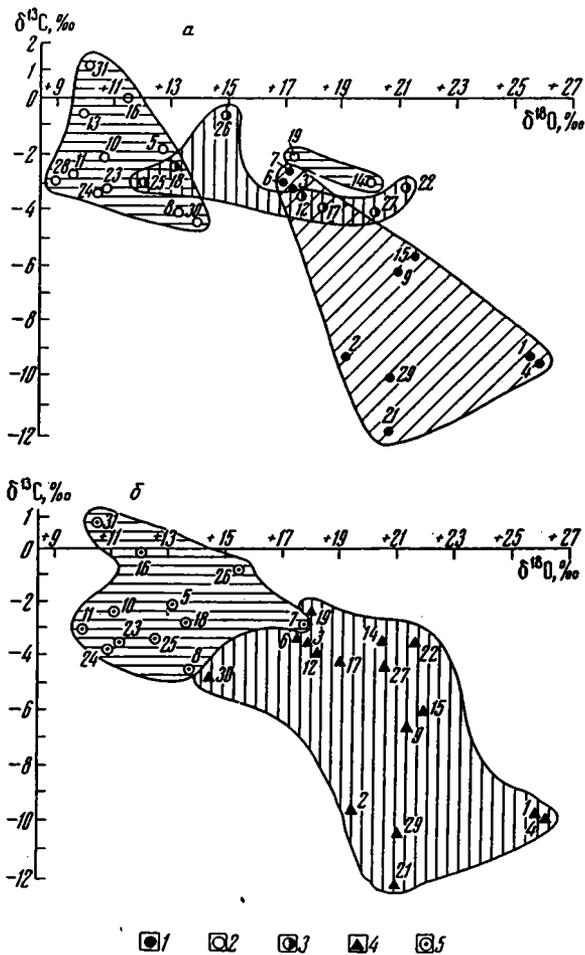
Основная часть (~ 75%) сульфидной вкрапленности представлена пиритом. Наиболее распространены пирит I, сингенетичный железным рудам, и особенно пирит II, образованный на этапе гидротермальной деятельности. Резко отличается от пиритов I и II пирит III из поздних карбонатных гнезд и прожилков, секущих железные руды и сульфидные линзы, который составляет 10% от общего количества пирита на северо-западном участке Дашкесанского месторождения и 40% на юго-восточном участке Южно-Дашкесанского месторождения. Для пирита III характерны: идиоморфная форма и крупные (1–4 мм) размеры зерен (для пирита I и II характерны ксеноморфные зерна); концентрически-зональное распределение кобальта в зернах (для пирита II – неравномерное [4]); положительные изотопные соотношения серы [6] (в пирите I – близкие к метеоритному стандарту, в пирите II – отрицательные [3, 6]).

Для выяснения генетических особенностей пирита III (по 30 пробам) были проведены изотопные исследования кислорода и углерода кальцитов из прожилков с вкрапленностью пирита III, секущих сульфидно-магнетитовые руды, и, для сравнения, из карбонатно-магнетитовых руд (гнезда, интенсивная вкрапленность кальцитов) и единичной вкрапленности в силикатно-магнетитовых рудах.

По данным КИМСа (В.З. Ярошевич, Д.В. Аревадзе), на основании термобарогеохимических и изотопных данных для трех выделенных ими генераций кальцитов Дашкесанского магнетитового месторождения расчетным путем определены достаточно высокие (340–205°С) температуры их кристаллизации. При этом авторы исходили из предположения, что изотопный состав кислорода воды во времени изменялся от +6, (при формировании кальцитов I генерации) до +10 ± 1% (при формировании II и III генераций кальцитов). Эти авторы считают также, что основным источником воды во флюидах, сформировавших железорудные залежи Дашкесана и сопутствующие им сульфидные и нерудные минералы, являются метеорные воды глубинной циркуляции, которые в процессе гидротермального преобразования вмещающих пород обогатились тяжелым изотопом кислорода.

Установленные нами значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцитов всех генераций варьируют от +8,9 до +25,5‰, т. е. в пределах 16,6‰, что предполагает определяющее влияние именно температурного фактора на формирование изотопного состава кислорода кристаллизующихся кальцитов. Только при температурах ниже 200°С в системе кальцит–вода изотопно-кислородное фракционирование достигает величин указанного порядка и всецело определяется температурным фактором [7]. Так, в температурном интервале 340–205°С значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцитов при изотопно-кислородном равновесии в системе могут изменяться только в пределах 5‰, тогда как в интервале температур 200–60°С – в пределах 12,5‰.

Кроме того [1, 5], по мере снижения температуры гидротермального процесса возрастает



Изотопный состав кальцитов из руд Дашкесанского рудного поля *a* – данные анализов сгруппированы по признаку принадлежности к типам магнетитовых руд: 1–3 – соответственно сульфидно-магнетитовые, карбонатно-магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды; *b* – данные анализов сгруппированы по размерам выделений карбонатов: 4 – мелкие (0,1–0,5 см); 5 – крупные (0,5–1,5 см)

количество проникающих в рудообразующую систему метеорных вод, для которых при этом характерна тенденция уменьшения величины "утяжеления", обусловленного изотопно-кислородным взаимодействием с вмещающими осадочными породами, обогащенными, как правило, тяжелым изотопом кислорода ^{18}O .

В результате изотопного ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) изучения кальцитов, связанных с различными генетическими типами магнетитовых руд Дашкесанского месторождения (фигура), установлены довольно широкие диапазоны вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ (от +1,3 до $-11,8\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ (от +8,9 до $+25,5\text{‰}$).

Как видно из таблицы, кальциты карбонатно-магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд довольно близки по своим изотопным характеристикам, тогда как кальциты сульфидно-магнетитовых руд, представляющие собой, как правило, мелкую вкрапленность и мелкие прожилки, характеризуются значительно более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($+16,8 \div +25,5\text{‰}$) и существенно более низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($-11,8 \div -2,4\text{‰}$).

Заслуживает особый интерес изотопный состав кальцитов, сопровождающих сульфидную минерализацию в магнетитовых рудах Дашкесанского месторождения. Так, изотопно-кислородные данные свидетельствуют о том, что сульфидсодержащие, а вероятнее всего, серово-

**Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) кальцитов из магнетитовых руд
Дашкесанского месторождения**

Тип руды	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰ PDB}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰ SMOW}$
Карбонатно-магнетитовая	$-4,3 \div 1,3$	$+8,9 \div +19,9$
Силикатно-магнетитовая	$-3,9 \div +0,4$	$+9,5 \div +21,1$
Сульфидно-магнетитовая	$-11,8 \div -2,4$	$+16,8 \div +25,5$

дородосодержащие, растворы были весьма низкотемпературными (60–80°С), а изотопно-углеродные — о том, что в них в заметном количестве присутствовала органическая изотопно-легкая ($\delta^{13}\text{C} -25 \div -35\text{‰}$) углекислота, образующаяся в процессе жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий. Иными словами, процессы образования биогенного сероводорода и возникновения биогенной изотопно-легкой углекислоты являлись одновременными и биохимически сопряженными.

Поскольку низкотемпературная сульфидная минерализация в большинстве случаев предполагает смешение сероводородсодержащих растворов с металлонесными хлоридными растворами [2], которому может предшествовать их более или менее продолжительный контакт с вмещающими осадочными карбонатными породами ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = 0,0\text{‰}$), являющимися весьма мощным изотопно-углеродным буфером, есть основания предполагать, что процессы образования сероводородсодержащих растворов и образования сульфидной минерализации на Дашкесанском месторождении были незначительно разделены в пространстве и времени. В противном случае изотопно-углеродная "облегченность" кальцитов из сульфидно-магнетитовых руд, обусловленная влиянием органической углекислоты, была бы скомпенсирована буферным влиянием вмещающих пород.

В этой связи показательна отчетливо выраженная обратная связь между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ указанных кальцитов, что свидетельствует о весьма низкотемпературных условиях жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий в пластовых сульфатно-хлоридных водах, содержащих органическое вещество.

Исследования изотопных особенностей кальцитов, сингенетичных пириту III, позволяют сделать вывод о том, что резкое отличие свойств пирита III обусловлено его формированием в низкотемпературных условиях из сероводородсодержащих растворов под воздействием сульфатредуцирующих бактерий, вероятно, вследствие переотложения вещества из вмещающих пород, насыщенных сульфидами. На основании проведенных исследований выделяются три этапа формирования сульфидной минерализации в железных рудах Дашкесанского рудного поля. На первом этапе сформирована редкая мелкая вкрапленность пирита I, сингенетичная железным рудам. На втором этапе в лежачем боку крупных долгоживущих разломов, под воздействием глубинных гидротермальных растворов сформирована основная часть сульфидной минерализации — интенсивная вкрапленность пирита II. На третьем этапе в результате переотложения вещества под воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов в кальцитовых гнездах и прожилках, секущих руды, сформирована идиоморфная вкрапленность пирита III.

Список литературы

1. Борщевский Ю.А. Природа гидротермальных рудоносных флюидов по данным изотопии кислорода и водорода // Геохимия. 1980. № 11. С. 1650–1661.
2. Борщевский Ю.А., Оболенский А.А., Борисенко А.С. и др. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов сидерит-сульфосольной минерализации Делюно-Юстыдского прогиба // Тез. докл. XI Всесоюз. симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 40–42.
3. Григорьев А.В. Закономерности локализации сульфидной минерализации в железных рудах Дашкесанского месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 2. С. 90–96.
4. Григорьев А.В. Особенности распределения кобальта в железных рудах Дашкесанского месторождения // Мат-лы I науч. конф. молодых ученых МГРИ, 25–27 марта 1986. М., 1986. 39 с. — Деп. в ВИНТИ. 25.04.86 № 3072-В.
5. Тейлор Х.П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200–328.
6. Шипулин Ф.К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). М.: Наука, 1968. 215 с.
7. Friedman I., O'Neil J.R. Composition of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // Data of geochemistry. 6-th ed. Geol. Prof. Paper. 440 KK, 1977. 110 p.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
27.II.1990

Меньшиков В.В.

ПАНЦИРНЫЕ ГЛИНЯНЫЕ ШАРЫ В ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАЙНОЗОЯ ГОР АКТАУ (ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ)

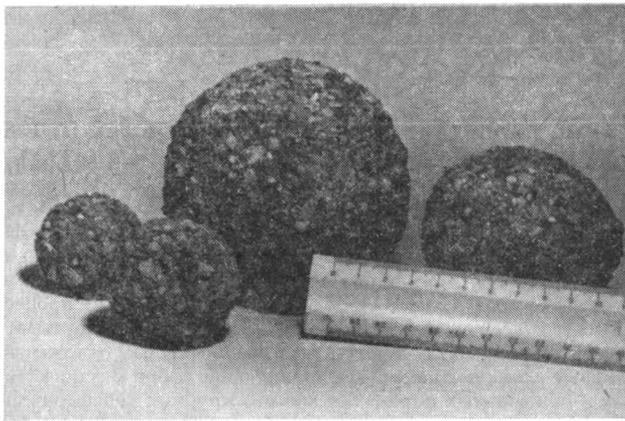
Горы Актау входят в систему поднятий Джунгарского Алатау, являясь северным обрамлением Илийской впадины. Они представляют собой поднятый в современную эпоху блок, сложенный неконсолированными терригенными (гравийники, пески, глины) породами палеоген-неогенового возраста. Эти породы интенсивно разрушаются даже при кратковременном выпадении незначительного количества осадков. Вследствие этих процессов сформировался специфический рельеф с останцами пенепленовой поверхности с крутыми склонами и руслами временных водотоков. В ложах таких русел среди рыхлых отложений обнаружены так называемые *панцирные глиняные шары*, представляющие собой механическое соединение первичных глинистых и обломочных пород. Обычно это крупные субсферические комки глины, агглютинированные по периферии гравием, разнородным песком и более тонкоагрегативным веществом (фиг. 1).

Такие образования, детально изученные Х. Беллом [5] в округе Вентура (Калифорния) и названные им *панцирные шары*, известны во многих местах земного шара. В частности в Северной Америке (Калифорния, Аризона, Нью-Мехико, Оклахома) [5, 7, 9], Южной Америке (Эквадор, Тринидад) [8], Австралии, а также Европе. В Европе они найдены в третичных отложениях Гарда (паннонский ярус) [2], а также их находки описаны в польских Карпатах [4, 10] и Румынии [1]. Есть описания Андрусова Н.И. и Федоровского А.С. о подобных образованиях в некоторых областях России, Киевской, Харьковской и Бакинской областях, на Керченском п-ове [1, 3, 6].

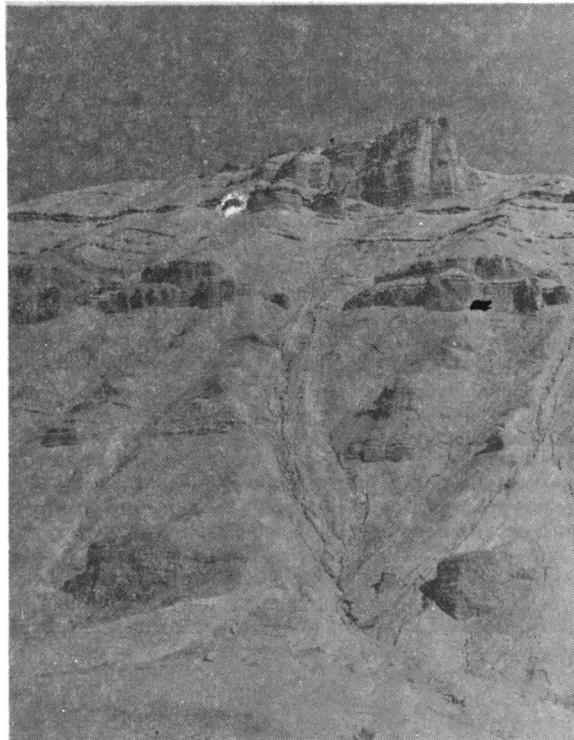
Первое описание этих образований дано Т. Джонсом и С. Кингом [7] и относится к 1875 г.

Как правило, панцирные шары обнаруживают в руслах потоков с большим перепадом высот, особенно в ложах потоков, образованных ливневыми дождями или тальми водами, т.е. вследствие работы кратковременных энергетически мощных потоков. Следует отметить, что образования подобного типа известны и как продукты приливно-отливной деятельности или деятельности высокогорных ледников (тиллитовые шары), но эти образования несколько отличаются небольшими (несколько сантиметров в диаметре) размерами, строением и составом обломочного панциря от панцирных шаров, образованных временными водотоками, характеризующихся большей сферичностью, полнотой развития (шары полностью агглютинированы); обломочная фракция панциря состоит из неокатанных и несортированных обломков.

Диаметр панцирных глиняных шаров в Актау колеблется от 5 до 40 см (редко 45 см). Наиболее часто встречаются шары, диаметр которых равен 8–15 см. Большинство шаров имеет почти идеальную сферическую форму. По данным Х. Белла [5], степень сферичности зависит от пути их перемещения и определяется приблизительно, как кубический корень из расстояния транспортировки. Крупные глиняные шары (по сравнению с мелкими и средними) покрыты более крупным гравием, но это правило не имеет четкой закономерности. Встречаются шары диаметром 5–7 см, панцирь которых состоит из достаточно крупных обломков. Х. Беллом установлено, что общая масса "брони" является степенной функцией площади поверхности и соответствует примерно площади в степени 1,54, либо является приблизительно линейной функцией диаметра такого шара. Наши полевые наблюдения позволили проследить этапы образования глиняных панцирных шаров в горах Актау. Вследствие того, что породы, слагающие эти горы, являются неконсолированными образованиями, происходит быстрый размыв их склонов, особенно песчано-гравийной части разреза, а более плотные слои глины образуют уступы и небольшие карнизы, над размывными песчаными пачками (фиг. 2) и, если обрушение этих карнизов происходит во время дождя, то образуются комы влажной глины, которые, скатываясь по склону, приобретают более или менее округлую форму. Далее в процессе переноса временными водотоками во внешний влажный слой этих глиняных комков вдавливаются обломки различного размера. Одновременно с переносом и агглютинированием комки глины приобретают все более округлую форму. Вдавленные во внешний слой шаров песчаные зерна и гравий дополнительно цементируются пелитовым материалом, находящимся в ложе или во взвеси потока. Нарастание объема шара в результате увеличения мощности панциря, по-видимому, прекращалось, как только поверхность шара полностью покрывалась слоем гравия, гальки и песка. Приобретение комами глины панциря и сферической формы проходило на отрезке пути, не превышающем несколько сотен метров, так как расстояния от места скопления шаров до истоков временного водотока в рассматриваемом случае не превышают 1,5 км. На незначительное расстояние транспортировки шаров указывают и некоторые обломки, участвующие в образовании панциря шара, в частности такого хрупкого и крайне неустойчивого к переносу минерала, как гипс.



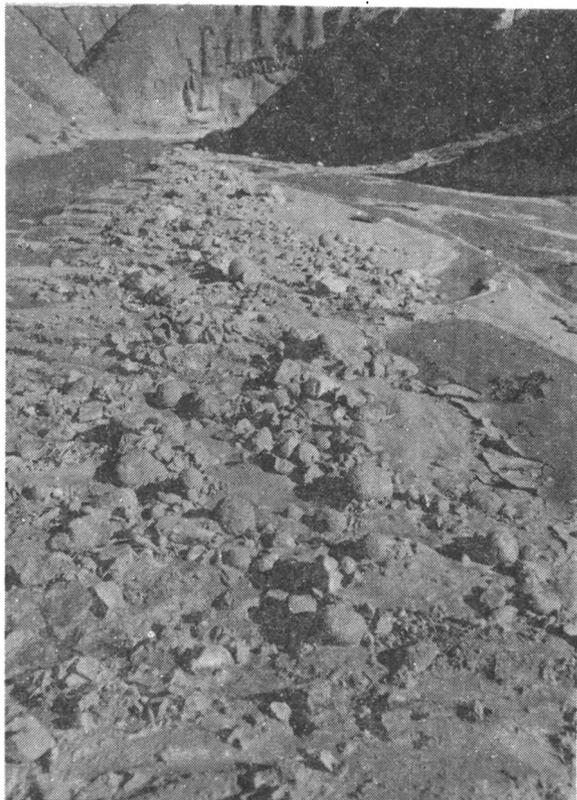
Фиг. 1. Глиняные панцирные шары гор Актау



Фиг. 2. Интенсивно разрушающиеся склоны, сложенные гравийно-песчано-глинистыми породами

По данным Ф. Петтиджона и Х. Белла [2,5], максимальный размер шара определяется равновесием между силами сцепления и разрушающими ударными силами. Скорость, с которой шар без разрушения может двигаться в потоке, обратно пропорциональна диаметру шара. Шар диаметром 5 см может выдержать транспортировку со скоростью 9,8 м/с, а диаметром 30 см – лишь 1,5 с. Глиняные панцирные шары значительно крупнее, чем другие обломки твердого стока потока и, как правило, их скопления приурочены либо к прибортовым частям водотока, либо к отмелям и косам, т.е. к тем участкам, где скорости потока резко падают (фиг. 3). Наблюдается определенная сортировка шаров по крупности.

Панцирные глиняные шары, образованные тальми водами в условиях гумидного климата, в отличие от шаров, образованных в аридных условиях, как правило, хуже окатаны и



Фиг. 3. Скопление глиняных панцирных шаров различных размеров на косе, в русле временного водотока



Фиг. 4. Панцирные шары, частично или полностью перекрытые пролювиальными отложениями в период действия одного временного водотока

являются весьма "эфемерными образованиями" [10], так как попадают либо в постоянно действующий водоток и быстро разрушаются, либо разрушаются в условиях поверхности при окончании деятельности талых вод. В условиях аридного климата панцирные шары, образовавшиеся при интенсивном разрушении неконсолидированных пород во время редких дождей во временных мощных водотоках, частично либо полностью перекрываются пролювиальными отложениями. В частности, в горах Актау подавляющее большинство панцирных шаров более чем наполовину своего объема, а иногда и полностью оказываются погребенными под наносами в период действия одного временного потока, и практически достаточно двух временных потоков, чтобы шар полностью был перекрыт пролювиальными отложениями (фиг. 4).

Таким образом, панцирные глиняные шары, являясь составной частью пролювиальных образований, могут служить показателем максимальных скоростей палеопотоков, приблизительного расстояния до места своего образования, а также характера материала ложа. Являясь достаточно редкими и специфическими образованиями, они могут служить индикатором геологических и климатических условий данного региона в период своего образования.

Список литературы

1. Андрусов Н.И. О глиняных валунах // Ежегодник Геол. и Мин. России. Т. 6. Вып. 6. Касель, 1903. С. 140–144.
2. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 752 с.
3. Федоровский А.С. Овражные глиняные катуны из окрестностей Харькова и Харьковской губернии // Тр. Харьков. товарищества исследователей природы. 1929. Т. 51. Харьков.
4. Baluk W., Radwanski A. Toczence uzbrojone z potokow Kotliny Sadeckiej // Acta Geol. Polonica. 1962. V. XII. S. 341–366.
5. Bell H.S. Armored mud balls-their origin, properties and role in sedimentation // J. Geol. 1940. V. 48. P. 1–31.
6. Čirvinski V. Glinjammyje katuny i siderity iz okrešnostej Kanieva i Traktemirova Kijevskaj gub // Vistn. Ukr. Vidd. Geol. Kom. (Bull. Sect. L'Ukraine du Com. Geol.). Kiiiv. 1924. S. 5–12.
7. Jones T., Kind C. On some newly exposed sections of the "Woolwich and Reading beds" at Reading, Berks // Quart. J. Geol. Soc. London. 1875. V. 31. P. 451–457.
8. Kugler H., Saunders J. Occurrence of armored mud balls in Trinidad, West Indies // J. Geol. 1959. V. 67. P. 563–565.
9. Leney G., Leney A.T. Armored till balls in the pleistocene outwash of southeastern Michigan // J. Geol. 1957. V. 65. P. 105–107.
10. Glazek J., Radwanski A. Toczence uzbrojone w Kamecznicy Podmachocickiej (Gory Swietokrzyskie) // Acta Geol. Polonica. 1962. V. XII. S. 367–376.

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

Поступила в редакцию
21.III. 1990

КРИТИКА

УДК 551.86:551.242

© 1991

Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Ерофеев В.С.

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ
В МААСТРИХТЕ – ЭОЦЕНЕ*

В критических высказываниях Б.А. Онищенко [7] приведены факты, по его мнению, опровергающие главные выводы нашей статьи [10]. В ней доказывалось, что в маастрихте – среднем эоцене на континентах фиксируются два синхронных глобальных события, отразившихся в характере седиментации: 1) затухание (ослабление) тектонических движений, проявившееся на платформах (и отдельных участках Альпийско-Гималайской складчатой области), 2) активизация тектонической деятельности (ларамийская фаза тектогенеза), тяготеющая к складчатым областям. При этом больше внимания было уделено первому событию (из-за его слабой изученности). Замечания оппонента касаются Крымско-Кавказского региона, а также некоторых районов Турано-Скифской и Западно-Сибирской плит. Сразу отметим, что наша работа не ставила целью рассмотреть локальные процессы тектогенеза (местные тектонические эпизоды или фазы) в каждом из многочисленных регионов Альпийско-Гималайской складчатой области; в ней анализировались лишь субглобальные тектонические события и их отражения в характере седиментации.

Для Альпийско-Гималайской складчатой области (на основании анализа публикаций) отмечалось [10, фиг. 4], что здесь наряду с тектонически активными регионами имелись участки (преимущественно в Средиземноморье), где проявлялись пассивный (малоактивный) тектонический режим и его литолого-геоморфологические индикаторы: поверхности выравнивания, коры выветривания и бокситы [10, фиг. 2]. Одновременно привлекались данные М.Г. Леонова [3] о распределении в Альпийско-Гималайской складчатой области олигоценов [10, фиг. 6], и на основе их анализа отмечалось, что наиболее активные тектонические движения имели место в конце мела и начале палеоцена, а затем (вплоть до первой половины среднего эоцена) тектоническая активность ослабевает (что подтверждается исчезновением из разрезов олигоценов). По мнению Б.А. Онищенко [6, 7], в Крымско-Кавказском регионе помимо ларамийской фазы складчатости (которую он ограничивает данием) в палеоцене – эоцене проявлялись еще три подобных фазы, каждая из которых заканчивалась этапом тектонического покоя, выравниванием рельефа (что нередко сопровождалось образованием кор выветривания).

Но мы не отрицаем возможность индивидуального проявления маастрихт-среднеэоценовых процессов тектогенеза в Крымско-Кавказском регионе Альпийско-Гималайской складчатой области с отражением серии локальных тектонических эпизодов или фаз. Тем более что вывод оппонента в случае его достоверности не противоречит главному положению нашей статьи о наличии в Альпийской складчатой области тектонически пассивных (малоактивных) обстановок среди активных. Возникает иной вопрос – об обоснованности данных четырех региональных фаз. Обычно геологи отмечают на Кавказе в конце мела – начале палеогена одну ларамийскую фазу тектогенеза перед средневерхнеэоценовой пиренейской. Эти же тектонические события отмечены А.Л. Цагарели [13], и поэтому вряд ли уместна ссылка Б.А. Онищенко [7] на работу последнего, ибо дополнительных фаз (помимо общепринятых) ее автор не выделяет.

Оппонент установил четыре датско-среднеэоценовые фазы складчатости в Предкавказье [6] на основе анализа перерывов осадконакопления и угловых несогласий ($1-3^\circ$); последние, по его мнению, "убедительно" доказывают наличие этих фаз. Подобные несогласия, а также рост куполов, брахиантиклиналей, колебательные движения плит, трансгрессии или регрессии фиксируются оппонентом не только в Крымско-Кавказском регионе, но и в Турано-Скифской и Западно-Сибирской плитах, что указывает, по его мнению, на высокую тектоническую ак-

* Ответ на критические замечания Б.А. Онищенко [7] к нашей статье [10].

тивность платформенных регионов в маастрихте – среднем эоцене и, следовательно, должно противоречить выводам нашей статьи.

Прежде всего отметим недостоверность угловых несогласий, выделяемых Б.А. Онищенко. Их наличие (с углами $1-3^\circ$) фактически не подтверждено замерами углов в конкретных обнажениях или керна скважин; все они рассчитаны на основе изменения мощностей свит в скважинах, удаленных друг от друга на несколько километров. Такие несогласия, по имеющейся классификации [11], относятся к разряду краевых (седиментационных, а не угловых); они обычно отражают трансгрессии или регрессии (не имея прямой связи с фазами складчатости). Кроме того, во многих публикациях [3–5, 14] неоднократно показывались недостаточность или ошибочность приема, когда несогласия используются для выделения фаз складчатости и тектогенеза (без комплексного анализа других признаков). Установлен широкий диапазон обстановок, где формируются несогласия: от тектонически активных до пассивных. Последние, например, подробно рассмотрены В.И. Макаровым на примере мезозойских отложений Тянь-Шаня. Он, в частности, подчеркивает, что "несогласия сами по себе не обязательно свидетельствуют об активизации тектонических движений и, более того, отвечают не фазам их активизации, а фазам затухания. Более определенно тектоническая активность проявлена активизацией осадкообразования и прежде всего накоплением грубообломочных отложений" [5, с. 143, 144]. В работе данного автора показано также (с. 143), как поверхность пенеплена после ее захоронения становится *поверхностью несогласия* (курсив наш); кроме того им установлено, что несогласия в разрезах осадочных толщ впадин непосредственно переходят по простиранию в ступени денудационных поверхностей выравнивания, отвечая этапам стабилизации тектонического режима. Касаясь таких проявлений тектонической деятельности (упоминаемых оппонентом), как колебательные движения плит, рост куполов, брахиантиклиналей, можно отметить, что все это типичные эпейрогенические движения, которые также не относятся к прямым индикаторам фаз тектогенеза, ибо последние отражены в движениях орогенического типа [4]. Данное обстоятельство подробно раскрыто в той же публикации В.И. Макарова, который отмечает, что "эпейрогенические типы движения, однородно охватывающие обширные территории и проявляющиеся в смене длительных опусканий (осадко-накопление) длительными поднятиями (денудацией), формируют региональные несогласия, которые, и это очевидно, не являющиеся определенными или во всяком случае достаточными индикаторами ни повышенной интенсивности тектонических движений, ни времени их проявления... Ибо поднятие само по себе еще не предполагает активизации" [5, с. 141].

Нами было показано также [1, 12], что на западе Азии в тектонически пассивную эпоху (маастрихт – средний эоцен) прекращаются лишь орогенического типа движения, но продолжают эпейрогенические. Они нередко вызывают сводовые поднятия пенеплена, его изгибание, формирование на суше пологих поднятий или впадин (что естественно совпадает с формированием брахисинклиналей в прилегающих морях). Трансгрессии или регрессии (упомянутые оппонентом) также бывают связаны не только с фазами складчатости и тектогенеза, но и с положительными или отрицательными эпейрогеническими движениями в эпохи стабилизации тектонического режима. Они могут отражать общие колебания уровня Мирового океана в результате таяния ледников в эпохи климатических оптимумов, роста океанических хребтов, образования океанических впадин далеко за пределами исследуемых регионов.

Таким образом, из изложенного материала видно, что для выделения фаз складчатости и тектогенеза Б.А. Онищенко привлекает ряд косвенных данных и совсем не использует современные методы исследований [4]. Последние включают комплекс признаков: наличие в разрезах грубообломочных толщ, олистостромов, проявление вулканической и плутонической деятельности, складчатые деформации (включая и достоверные угловые несогласия) и т.д.

В результате выделенные оппонентом тектонические фазы не доказаны. Более того, фактический материал, приводимый Б.А. Онищенко [6, 7], без привлечения иных данных в большей мере указывает на некоторую общую стабилизацию тектонических движений в Крымско-Кавказском регионе Альпийской складчатой области (и на прилегающих участках платформы), где в начале палеогена практически проявлялись лишь эпейрогенические движения. Последние, по данным оппонента, сопровождалась колебаниями плит, трансгрессиями и регрессиями, но не привели к появлению реальных индикаторов фаз складчатости.

Оппонент высказывает формальные замечания по поводу заголовка нашей статьи, с которыми также нельзя согласиться. В работе анализируются не только тектонически пассивные события (как это считает Б.А. Онищенко), но и активные. Кроме того, рассматриваемые нами, парагенетически связанные между собой геологические события естественно объединяются в маастрихт-среднеэоценовом этапе осадкообразования и тектогенеза, характеризующем собой своеобразный временной рубеж развития Земли. Это и отражено в названии статьи: тектоническая активность (различная по интенсивности) и ее литологические индикаторы на рубеже мела и палеогена.

В заключение отметим следующее. Конечно, разнообразные представления многих геологов о сложных геологических событиях на рубеже мела и палеогена как на континентах, так и в океанах (включая и наши выводы [9, 10]) нуждаются в обсуждениях, дискуссиях, критических замечаниях. Однако критика, высказанная на страницах печати в расчете на широкий

круг читателей, должна быть профессиональной. Выше было показано, что наш оппонент в своих критических замечаниях базируется на ошибочных постулатах, не использует современные методы палеотектонического анализа, палеогеографические реконструкции (основанные на детальных литолого-фашиальных исследованиях) и многочисленные литературные публикации, где анализируются индикаторы активного или пассивного тектонического режима и разные формы проявления маастрихт-среднеэоценового тектогенеза. В этом смысле показателен список использованной литературы в основополагающей статье Б.А. Онищенко [6] о фазах складчатости. Из пяти публикаций данного списка три – его же собственные, а две остальные посвящены вопросам стратиграфии. Какие-либо упоминания или ссылки на работы специалистов по тектонике и литологии Крымско-Кавказского региона в статье Б.А. Онищенко отсутствуют. Оппонент даже не пытается сопоставить или увязать полученные им выводы с общепринятой точкой зрения на тектонические события в данном регионе. Поэтому его критические замечания не могут служить серьезной основой для постановки и проведения дискуссии по вопросам о субглобальных процессах тектонического режима и его геоморфологических и литологических индикаторах в конце мела – начале палеогена, которые рассматривались в нашей статье.

Вместе с тем выскажем принципиальные соображения по поводу дальнейшего изучения позднемелового-раннепалеогенового этапа пассивного тектонического режима. Необходимо отметить, что к выводу о наличии подобного этапа, отразившегося в появлении определенных литолого-геоморфологических индикаторов (поверхностей выравнивания, кор выветривания, продуктов их перемыва и др.), независимо друг от друга пришли исследователи многих регионов, расположенных на разных континентах Земли. Исходя из этих данных выявляются огромные площади проявления пассивного тектонического режима (преимущественно платформы и некоторые участки складчатых областей), т.е. вполне объективно устанавливается субглобальный характер события, что подчеркивается в ряде обобщающих публикаций [2, 8, 10, 12].

Представляется, что при дальнейших работах по изучению маастрихт-среднеэоценового пассивного этапа на континентальных блоках главными задачами должны быть уточнение ареала распространения данного события на платформах и выявление его взаимоотношений с ларамийским тектогенезом, локализованным в складчатых областях. Так как местами в последних выявлены также участки с пассивным тектоническим режимом и его литолого-геоморфологическими индикаторами (например, в Средиземноморье [10]), важно установить конкретные площади их проявления, продолжительность события, динамику процессов во времени (непрерывный характер или пульсирующий, с чередованием активных и пассивных эпизодов тектогенеза). Кроме того, большой интерес представляет решение задачи о прослеживании характеризуемого тектонического режима в океанических регионах с выявлением здесь соответствующих литолого-геоморфологических индикаторов.

Необходимо иметь в виду и следующее обстоятельство. Мы подчеркивали [10, 12], что при выделении этапов пассивного (малоактивного) тектонического режима на настоящей стадии исследований анализировались лишь вертикальные рельефообразующие движения и совсем не рассматривались иные формы тектонической деятельности (например, горизонтальные, связанные с растяжением или сжатием земной коры). Воздействие данных форм тектонического режима на орогенические или эпейрогенические движения, их соотношение с выделяемыми в настоящее время эпохами тектогенеза и этапами пассивного тектонического режима, а также отражение в характере седиментации обуславливают необходимость продолжения работ. Проведение комплекса подобных исследований, направленных на расшифровку влияния разных форм тектонической активности на характер седиментации и литогенеза, планируется в ГИНе АН СССР с 1991 г.

Список литературы

1. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Семейство гумидных парагенезов. М.: Наука, 1982. 211 с.
2. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1958. 686 с.
3. *Леонов М.Г.* Олигостромы и корреляция фаз тектонической активности (на примере Альпийско-Гималайской складчатости) // Проблемы глобальной корреляции геологических явления. М.: Наука, 1980. С. 96–110.
4. *Леонов Ю.Г., Хаин В.Е.* Общие вопросы изучения глобальных тектонических процессов // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 6–21.
5. *Макаров В.И.* Несогласия и фазы активности тектонических движений (и палеотектонической интерпретации несогласий) // Проблемы глобальной корреляции геологических событий. М.: Наука, 1980. С. 139–144.
6. *Онищенко Б.А.* Несогласия и фазы складчатости в палеогене Центрального и Восточного Предкавказья // Сов. геология. 1985. № 3. С. 78–84.
7. *Онищенко Б.А.* О тектоническом режиме на рубеже мела и палеогена // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 3. С. 136–138.

8. *Ронов Б.А., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Изд-во АН СССР, 1989. 74 карты.
9. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В.* Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 3–23.
10. *Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Ерофеев В.С.* Тектоническая активность и ее литологические индикаторы на рубеже мела и палеогена // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 5. С. 7–26.
11. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1965. 325 с.
12. *Цеховский Ю.Г.* Седименто- и литогенез гумидных процессов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 187 с.
13. *Цагарели А.Л.* Фазы складчатости альпийского цикла на Кавказе // Тектоника. Геология альпид тетисного происхождения. М.: Наука, 1980. С. 187–192.
14. *Щерба И.Г.* Олигостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 191–200.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
4.IV. 1990

ХРОНИКА

УДК 55 (063)

© 1991 г.

Дриц В.А.

О IX МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПО ГЛИНАМ

С 28 августа по 2 сентября 1989 г. в Страсбурге состоялась IX Международная конференция по глинам. В работе конференции приняли участие свыше 700 ученых из разных стран.

Научная программа конференции включала около 500 докладов как устных, так и представленных в форме стендов, распределенных по следующим разделам:

1. Глинистые минералы и захоронения ядерных отходов.
2. Взаимодействие глинистых минералов с органикой, происхождение жизни.
3. Выветривание, латериты, почвы.
4. Кристаллохимия, структура и номенклатура глинистых минералов.
5. Смешанослойность и химия интеркалятов.
6. Коллоидные свойства глин, химия поверхности и катализ.
7. Геохимия глинистых минералов и термодинамические аспекты взаимодействия "глина-вода".
8. Геохимия и химия изотопов глин.
9. Осадочная минералогия глин: палеообстановки и диагенетическая значимость.
10. Роль и эволюция глин в диагенезе и при гидротермальных изменениях.
11. Керамика, промышленное применение глин.
12. Аналитические методы.
13. Новые концепции и методы исследования.

Из перечисленных названий видно, что помимо традиционных в тематику конференции включены новые разделы, посвященные, в частности, проблемам использования глин для захоронения ядерных отходов, химически вредных веществ, вопросам происхождения и вредной роли "кислых" дождей и т.п. И приходится лишь сожалеть о том, что на этой конференции единственным представителем нашей страны был В.А. Дриц и то лишь благодаря приглашению французских коллег.

Суммируя содержание докладов, можно заключить, что среди глинистых минералов наиболее перспективными для захоронения ядерных отходов являются смектиты. Именно поэтому изучению свойств этих минералов и было посвящено большинство работ по данной проблеме.

На секции по проблеме "Взаимодействие органического вещества с глиной и происхождение жизни" К. Поннамперума (США) сделал устный доклад на тему "Экспериментальное изучение происхождения жизни на Земле", а Л. Коэн (НАСА, США) рассказал о тех гипотезах, которые существуют относительно роли глин в зарождении живой материи.

В стендовых сообщениях большое внимание уделялось роли бактерий и других биогенных факторов в минералообразовании, а также вопросам, связанным с формированием нефти.

Из докладов на общие темы следует отметить устный доклад проф. Г. Ван-Дамма (ИЦНИ Франции) на тему "Роль глинистой минералогии в науке и технологии в следующем десятилетии". Он стремился ответить на вопросы о том, какой вклад можно ожидать от глинистой минералогии в общий прогресс науки и технологии и что может получить сама эта область знаний от общего развития науки.

На секции "Кристаллохимия и структура глинистых минералов" было представлено 3 пленарных и 28 стендовых сообщений.

Проф. Ш. Бейли (университет штата Висконсин, США) прочитал доклад на тему "Структурные причины для образования трубчатых, нетрубчатых галлуазитов и их двойников". Эта проблема давно интересовала исследователей, так как было неясно, почему каолинит и галлуазит имеют резко различную морфологию частиц. Ш. Бейли объяснил причины этого тем, что в галлуазитах имеются незначительные изоморфные замещения Si на Al, что приводит к появлению крупных катионов и молекул H_2O в межслоях. Последние, располагаясь в центрах гексагональных петель тетраэдрических сеток, блокируют разворот тетраэдров

относительно нормальны к их основаниям. За счет этого возникает латеральное несоответствие размеров октаэдрических и тетраэдрических сеток 1:1 слоев и как следствие – их свертывание в трубки.

Проф. С. Гуггенхейм (США) в своем сообщении на тему "Динамика термального разрушения Al-содержащих 2:1 слоистых силикатов" привел экспериментальные данные и структурные схемы, иллюстрирующие процесс дегидроксидации. Установлено, что пирофиллит, монтмориллониты и мусковиты имеют один и тот же механизм дегидроксидации. Отличия установлены в Mg-обменном монтмориллоните и маргарите.

Пленарный доклад С. Алтейнера (университет штата Иллинойс, США) на тему "Структура, состав и свойства филлосиликатов по данным методов ядерного магнитного резонанса" привлек особое внимание, так как этот метод пока еще не получил широкого распространения, но оказался, несмотря на определенные ограничения на состав исследуемых образцов (они должны быть безжелезистыми), весьма информативным. С его помощью можно определять величину Si/Al для слоистых силикатов даже тогда, когда они находятся в смеси с цеолитами, кварцем, полевыми шпатами. Уникальное значение метода проявилось в том, что с его помощью оказалось возможным устанавливать состав и концентрацию тетраэдров, формирующих собственно иллитовые и смектитовые межслои в смешанослойных иллит-смектитах. Метод ЯМР оказался полезным и для установления локального порядка в распределении изоморфных катионов Si и Al по тетраэдрическим позициям в структуре разнообразных филлосиликатов.

Д-р А. Мансо (Парижский университет, Франция) сделал доклад о возможностях и ограничениях методов рентгеновской абсорбции, основанных на использовании синхронного излучения. Главным достоинством метода в том, что с его помощью можно изучать локальные структуры вокруг любого элемента, который входит в состав образца, без его разрушения. Автором показано, в частности, что в Ni-содержащих слоистых силикатах всегда имеет место сегрегация катионов разной природы, т.е. катионы Mg и Ni сегрегированы в домены. Особенно информативным оказалось изучение этим методом оксидов и гидроксидов Mn и Fe.

Французские ученые Я. Бадю и др. (университет, г. Орлеан, Франция) провели прецизионное изучение еще одной находки редкого минерала – феррипирофиллата, который был обнаружен в современных осадках Красного моря, впадина Атлантики II.

Дж. Дюпле с соавторами (Страсбургский университет, Франция) провели чрезвычайно интересное исследование по изучению геохимии совокупности монтмориллонитовых частиц с целью использования полученных данных для решения проблем геотермометрии. Особенность работы этих авторов – определение химического состава каждой индивидуальной частицы. Результаты показали исключительно широкие вариации составов частиц в пределах одного и того же образца, далеко выходящие за теоретически установленные пределы.

Большой интерес вызвал доклад Р. Эггелтона "Изменения структуры при выветривании по данным высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии". Он подчеркнул и эффективно продемонстрировал, что этот метод позволяет на качественно новом уровне изучать процессы образования минералов, поскольку имеется возможность визуализировать детали строения объекта с разрешением в 2–3 Å. Появление высокоразрешающей микроскопии означает фактически развитие нанопетрографии, позволяющие наблюдать взаимоотношения первичных и вторичных минералов на шкале межатомных расстояний. Автор привел многочисленные примеры, иллюстрирующие динамику изменений кристаллических структур силикатов, окислов и гидроокислов в процессе выветривания и позволяющие реконструировать структурный механизм "погибания" одного и образования другого минерала.

Высокий уровень экспериментальной работы продемонстрировали китайские исследователи Лу Хинг и Г. Чен (университет, Чангхоу), которые с помощью электронной микроскопии высокого разрешения изучали полиморфы каолининовых минералов. Им удалось получить изображение, свидетельствующее о том, что в каолинитах существуют право- и левосторонние фрагменты структуры. Кроме того, визуализированы упаковки смежных 1:1 слоев, которые не встречаются в регулярных полиморфах.

Г. Мак Клеллан и С. Ван Кауенверг (университет, штат Флорида, США) провели рентгеновское изучение палыгорскитов, ассоциирующих с фосфоритовыми отложениями мелового и более молодого возраста, которые встречаются в Средиземном море и в Атлантическом океане. По данным этих авторов, палыгорскит встречается в двух модификациях – моноклинной и орторомбической, которые трудно выделить в чистом виде. Возможно, что каждая модификация характеризуется специфическим химическим составом и тогда возможно использовать наряду с палыгорскитом ранее отвергнутый термин "аттапульгит".

Французские исследователи С. Пети и А. Декарро (университет, Пуатье) представили условия, при которых, по их мнению, синтезируется феррисодержащий каолинит. В качестве доказательства того, что катионы Fe³⁺ входят в структурные позиции 1:1 слоев, служил тот факт, что параметр *b* линейно увеличивался с ростом концентрации железа. Однако внимательное изучение представленных авторами данных показало, что в действительности они синтезировали не каолининовый, а дикиктоподобный тип структуры.

Чехословацкие ученые З. Вайсс и С. Дюрович представили результаты расчетов дифрак-

ционных кривых для возможных политипов слюд, хлоритов, каолинитов, пиррофиллитов, отличающихся распределением катионов по доступным транс- и циспозициям.

3. *Вайсс* с другими коллегами представил доклад по анализу характера искажений полиэдров в структурах слоистых силикатов. Ими установлен ряд эмпирических соотношений, связывающих состав и длины связей и справедливых для всех уточненных филлосиликатных структур.

На секции по аналитическим методам д-р *Д. Вильсон* (Шотландия) рассказал о возможностях и ограничениях различных физических методов, применяемых при изучении глинистых минералов.

Из стендовых докладов особое внимание привлекли сообщения, в которых авторы разработали специальные программы для ЭВМ – так называемые эксперт-системы – для идентификации смешанослойных минералов, для характеристики степени дефектности минералов и т.п. Среди них следует отметить работу *Л. Гарви* (Великобритания) по созданию чрезвычайно емкой эксперт-системы по идентификации глинистых минералов и *А. Плансона* (Франция), который разработал экспресс-метод для оценки природы и концентрации дефектов в каолинитовых структурах.

Дж. Яхрен и *А. Олсен* (ф-т физики, Осло, Норвегия) сравнивали наблюдаемые и моделированные на ЭВМ изображения, получаемые от частиц слоистых силикатов методом высоко-разрешающей электронной микроскопии. Они показали, что соотношение между этими изображениями не всегда адекватно и интерпретация экспериментальных изображений, основанная на интуитивных соображениях, требует большой осторожности и может быть неоднозначной. Например, в последнее время описаны смешанослойные структуры хлорит-бертьерин, в которых чередуются слои в 14 и 7 А высотой. Однако из-за вариации в толщине частиц хлорита их изображения могут содержать полосчатый контраст с расстояниями между линиями в 14 и 7 А.

В секции "Смешанослойность и химия интеркалятов" было заслушано три пленарных и 22 стендовых сообщения. Это не означает, что вопросы смешанослойности не обсуждались в других секциях. Напротив, эти проблемы были центральными в секции "Роль и эволюция глин в диагенезе и при гидротермальных изменениях", поскольку именно через понимание механизма образования смешанослойных минералов, по-видимому, можно выявить процессы, протекающие при постседиментационном преобразовании осадочных пород.

Д-р *Я. Шродон* (Польша) с французскими соавторами представил доклад "Рентгеновская и электронно-микроскопическая характеристика серии смешанослойных минералов иллит-сметтит". Особенность эксперимента состояла в том, что смешанослойные минералы изучались в электронном микроскопе прямо из куска породы, а не после выделения глинистой фракции. Это принципиально отличает данную работу от большинства предыдущих. Авторы пытались ответить на вопрос, не является ли смешанослойность артефактом, т.е. не возникают ли смешанослойные частицы в процессе приготовления глинистой фракции. Постановка такой задачи объясняется тем, что недавно британские ученые *Г. Надо* с соавторами выдвинули идею о том, что по крайней мере в случае осадочных и почвенных отложений смешанослойных иллит-сметтитов не существует в исходных породах, но они формируются при высушивании суспензии, из которой выделяется тонкая фракция, в результате слипания экстремально тонких частиц сметтита и иллита по базисной плоскости. Главный вывод авторов, что иллитизация сметтитов через смешанослойные фазы иллит-сметтит – процесс реальный и появление этих промежуточных фаз не является артефактом.

А. Моньер и *Б. Вельде* (Париж, Франция) приготовили сообщение на тему "Твердые растворы в смешанослойных иллит-сметтитах и иллите". На основе анализа химического состава доступных смешанослойных иллит-сметтитов авторы выделили независимые серии минералов. В каждой серии состав иллитовых и сметтитовых слоев оставался постоянным и химический состав образцов менялся лишь вследствие изменения концентраций слоев разного типа. По их мнению, смешанослойные минералы иллит-сметтит можно рассматривать как твердый раствор иллита с зарядом 0,87 ф.е., низко- (0,33 ф.е.) и высокозарядного (0,66 ф.е.) монтмориллонитов. Утверждается, что существует разрыв между иллитом, фенгитом, мусковитом, с одной стороны, и иллит-сметтитовыми фазами – с другой.

Секция "Геохимия глинистых минералов и термодинамические приближения к проблеме взаимодействия глина-вода" была представлена пленарными докладами *Д. Эберла* (США) на тему "Закон Освальда и формирование глинистых минералов" и *М. Саймонта* (Франция) "Термодинамические свойства адсорбционной воды в цеолитах и сравнение с глинистыми минералами", а также 16 стендовыми сообщениями.

Д-р *Д. Эберл* пытался обосновать механизм взаимодействия и роста глинистых частиц в соответствии с представлениями, согласно которым в пределах одной и той же среды происходят рост и растворение частиц минерала. Первоначально в процессе зародышеобразования возникает большое число кристаллитов самых разных размеров. Далее реализуется тенденция минимализировать поверхностную свободную энергию за счет растворения мелких частиц и роста крупных. В соответствии с этим механизмом средний размер частиц должен увеличиваться со временем созревания всей системы и параллельно будет расти разброс распределе-

ния частиц по размерам. Оказалось, что экспериментальные данные находятся в соответствии с предсказаниями изложенных выше теоретических представлений. Автор делает вывод о том, что глинистые минералы, рост которых проходил в соответствии с правилом Освальда, могут сохранять память об истории процесса раскристаллизации.

"Термодинамический анализ сосуществующих аутигенных хлоридов и иллитов" был проведен *П. Аагаардом* и *Д. Яренсом* (Норвегия). На основании данных химических анализов этих минералов из полевешпатовых пород побережья Норвежского моря они выявили определенную тенденцию изменения состава хлорита и иллита с увеличением температуры погружения пород, что явилось исходным материалом для проведения термодинамического анализа. В основе модели представления о том, что составы иллитов и хлоритов можно рассматривать как твердые растворы мусковита и селадонита, клинохлора и амезита соответственно. Проведенные расчеты показали, что наблюдаемые изменения состава являются естественным следствием стабильности крайних членов и подтверждают вывод о том, что формирование аутигенных глинистых минералов в режиме начального диагенеза уже протекает в равновесных условиях.

Дж. Чермак и *Дж. Рамстидт* (США) предложили метод оценки термодинамической стабильности глинистых минералов в температурном интервале 273–600 К. Суть подхода в том, что оценка ΔG_f^0 глинистых минералов осуществляется путем суммирования вкладов от индивидуальных полиэдров конкретного состава, из которых состоит структура исследуемого минерала. Эти вклады были предварительно оценены на основе анализа эталонных минералов с известными значениями свободной энергии Гиббса. Сравнение результатов экспериментальных значений ΔG_f^0 и рассчитанных при разных температурах показало вполне удовлетворительное их согласие для таких минералов, как каолинит, маргарит, мусковит, тальк и т.п.

В сообщении *Б. Фрица* и *Б. Маде* (НЦНИ Франции) рассмотрены теоретические приближения и разработано компьютерное моделирование для учета кинетических факторов при формировании глинистых минералов. Главный вывод состоял в том, что глинистое вещество должно представлять (в силу кинетических факторов) ассоциацию частиц разного состава, варьирующих относительно среднего. Статистическое распределение составов может развиваться во времени в ходе диагенеза в сторону "очистения" глинистой фазы.

Минералогия и стабильность литийсодержащих донбасситов и тосудита из гидротермально измененных гранитов Центрального массива Франции были описаны *Т. Меркероном* с соавторами (Франция). На основании анализа изотопов установлено, что данные минералы формировались при температурах 200–300°С под действием вод метеорного происхождения. Предполагается, что донбассит формировался при несколько более высоких температурах, а оба минерала – при низких рН и значительном содержании щелочных катионов и F в гидротермальных растворах.

На секции "Роль и эволюция глин в диагенезе и гидротермальных процессах" были представлены пленарные доклады *Дж. Хьюггетта* (США) "Проблемы диагенеза", *Я. Шродона* (Польша) "Механизм иллитизации смектитов: обзор существующих представлений", *М. Утада* (Япония) "Разнообразии глин и связанных минералов, обусловленных гидротермальной активностью в миоценовых бассейнах Японии". Кроме того, проблемы диагенетического и катагенетического изменения пород обсуждались в большом числе стендовых сообщений.

Дж. Хьюггетт подчеркнул, что на смену прежним непрямым наблюдениям пришли новые методы нанопетрографии, применение которых позволяет гораздо подробнее, а главное, нагляднее изучать диагенетические процессы, а в результате прийти к выводу, что аутигенез глинистых минералов значительно более распространен, чем это предполагалось ранее.

Я. Шродон (Польша) рассмотрел различные точки зрения на механизм образования смешанослойных минералов иллит-смектит в результате твердофазовых реакций, слияния тонких частиц разной природы, а также последовательной трансформации и новообразования.

С. Акер и *А. Тюркменоглы* (Турция) представили стендовый доклад на тему "Диагенез погружения третичных осадков бассейна Трайс". Сделан вывод о том, что уровни, с которых начинается аутигенез, являются перспективными на газ и тяжелую нефть.

М. Каталино (Франция) и *Г. Изквирдо* (Мексика) изучали глины гидротермальных систем Лос-Узуфрес, их пространственное распределение, зависимость состава от температуры и физико-химических условий их формирования. В изучаемой системе наблюдались изменения риолитовой и андезитовой серий, в которых наблюдалась разная смена минеральных преобразований с глубиной залегания. В первом случае это последовательность: каолинит → смектит → иллит → мусковит, во втором – каолинит → смектит → иллит + селадонит → иллит + хлорит → хлорит. Установлено, что иллит – иллит-смектитовая ассоциация формируется при 200°С, а иллит-хлоритовая – при 290°С.

В докладе *Ф. Хауфф* с соавторами (США) подчеркнута роль политипов иллита как индикаторов температуры гидротермальной проработки пород, которые полезно использовать для характеристики золотосносных месторождений.

Д. Алвес и *Р. Родригес* (Бразилия) изучали влияние магматических интрузий на глины девонских сланцев бассейна Амазонки; *Ж. Аростеда* и др. (Испания) проанализировали про-

цессы диагенеза третично-меловых пелитовых пород центрального сектора Баско-Кантабрианского бассейна.

Секция "Глинистые минералы в осадках: палеообстановки и диагенетические изменения" была представлена устными докладами *Г. Мак Марти* (США) "Влияние вулканических и гидротермальных процессов на морскую седиментацию: роль смектитов" и *Ф. Честера* "Вклад золотой составляющей в современную и древнюю седиментацию", а также разнообразными стендовыми сообщениями, содержание которых главным образом сводилось к характеристике обстановок и процессов седиментации в современных морях и океанах и различных палеобассейнах. Так, например, *К. Латош* и *А. Мейлет* (Франция) проанализировали минералогическую эволюцию кайнозойских осадков в северо-восточной части Атлантики.

Аналізу возможностей и ограничений методов изотопной геохимии были посвящены доклады *Дж. О'Нейла* (США) "Изучение стабильных изотопов глинистых минералов; теоретическое и экспериментальное рассмотрение", *С. Сайвина* (США) "Изучение стабильных изотопов глинистых минералов: выветривание и диагенез", *Н. Клаера* (Франция) "Радиоогенная изотопная геохимия глинистых минералов" и др. В этих докладах подчеркнута, что несмотря на значительные успехи в экспериментальной технике изотопные данные не всегда поддаются однозначной интерпретации.

Очень большое число докладов было посвящено процессам выветривания, латеритам, почвенной минералогии, включающей не только глинистые минералы, но и аморфные материалы, оксиды и гидроксиды. Французский ученый *Д. Тессье* рассказал о роли глинистых минералов в создании пористой структуры почв; японец *К. Вуди* обсудил процессы формирования глинистых минералов по вулканическим пеплам в тропических условиях; *Р. Чиллес* сделал обзор по актуальным вопросам почвенной минералогии и латеритного выветривания. Тематика стендовых сообщений касалась преимущественно результатов исследования конкретных объектов, сформировавшихся в определенных физико-химических обстановках. Так, например, *М. Ангелонс* с соавторами (Италия) в докладе "Формирование глинистых минералов по мафическим породам в условиях умеренного климата, Центральная Италия" отобразили последовательность реакции и своеобразие минеральных ассоциаций, возникающих при выветривании в сходных физико-химических обстановках разных типов исходных пород: серпентинитов, габбро и базальтов. Установлено, в частности, что по серпентинитам вначале образуются магнезиальные 2:1 филлосиликаты (сапониты, разбухающие хлориты), а увеличение степени выщелачивания приводит к формированию Al-смектитов и Al-хлоритов; при значительном увеличении pH осаждается свободный кремнезем. В базальтах формирование элигенетических фаз происходит после спилитизации (пренит, вермикулит, хлорит, оксиды железа), выветривание которых сопровождается образованием высокозарядных вермикулита и иллита. Дальнейшая интенсификация процесса сопровождается формированием смектита, из которого при медленной скорости выщелачивания образуется аллофан, а при быстрой — галлуазит.

Много сообщений было связано с изучением условий и выявлением структурного механизма формирования оксидов и гидроксидов, а также аморфных материалов.

К. Чиллес и *Р. Парфитт* (Новая Зеландия) представили сообщение на тему "Встречаемость и анализ ферригидрида и аллофана в почвах и осадках". В докладе были приведены сведения о составе, структурных и дифракционных характеристиках ферригидрида, протоферригидрида, силифицированного ферригидрида и аллофана с указанием областей встречаемости этих минералов в Новой Зеландии.

Л. Карлсан (Финляндия) изучала степень замещения Fe на Al в гётите, сформировавшемся в озерных условиях, и высказала предположение, что количество Al можно использовать как индикатор скорости формирования озерных руд. Способам оценки степени замещения Fe на Al в гётите и гематите была посвящена работа *Ю. Швертмана* с соавторами (США). С методической точки зрения представлял интерес доклад *Е. Джинроя* и *П. Пиллона* (США) по определению отношения гематита к гётиту в тонких фракциях почв с помощью комбинации химического и рентгеновского методов.

Ряд работ был посвящен синтезу оксидов и гидроксидов с целью моделирования природных процессов. Так, например, *В. Боеро* (Италия) изучал формирование гётита и гематита в присутствии ряда почвенных минералов при $t = 40^\circ\text{C}$. *Дж. Хогеман* и *Ф. Вебер* (Франция) осуществили синтез Al-содержащего гётита и пытались локализовать ближний порядок в распределении Al и Fe в структуре полученного соединения.

Дж. Диксон (США) в своем докладе описал процедуру синтеза тодорокита в лабораторных условиях. Автор вначале готовил синтетический бузерит, который затем трансформировал в бернессит, по матрице которого в 1N растворе MgCl_2 при $t = 155^\circ\text{C}$ формировался тодорокит.

Геологический институт АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
2.II.1990

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ И СОВРЕМЕННЫХ СТРОМАТОЛИТОВ НА 28-й СЕССИИ МГК

Широкий интерес к строматолитам – к этим органоседиментарным образованиям, возникшим в результате жизнедеятельности низших микроорганизмов (главным образом цианобактерий) – объясняется четырьмя главными причинами.

Во-первых, строматолиты – одна из тех групп, на которую опирается биостратиграфия верхнего протерозоя. И хотя по ним накоплено много данных, мнения о мере их стратиграфичности колеблются в очень широких пределах. Это в значительной мере связано с самой природой строматолитов как органоседиментарных структур, порождающей принципиальный вопрос о мере воздействия биотических и абиотических факторов на реально наблюдаемые признаки построек, используемые в их классификации.

Во-вторых, возникшая в середине 60-х годов идея использования строматолитов как индикаторов литоральных и супралиторальных обстановок пришла в противоречие с полученными позднее выводами о фациальном положении большинства докембрийских форм, и это противоречие придало особое значение восстановлению условий формирования разновозрастных ископаемых строматолитов.

В-третьих, строматолиты на протяжении гигантского отрезка протерозойской истории, от 2300 до 700–650 млн. лет назад, выступали как важнейший породообразующий агент на обширных карбонатных платформах того времени, а иногда и как важный концентратор полезных ископаемых. Это породило вопрос о путях и способах формирования минеральной массы докембрийских строматолитов, так как современные строматолитовые цианобактериальные сообщества в таком формировании играют либо весьма второстепенную, либо сугубо пассивную роль (улавливание и связывание кластогенных карбонатных частиц).

В-четвертых, все сказанное ставит общий вопрос о применимости актуалистической модели к докембрийским строматолитам.

Перечисленные проблемы изучения строматолитов в той или иной мере затрагивались на 28-й сессии МГК, но главное внимание было уделено трем последним из них. Ниже приведен краткий обзор наиболее интересных докладов, посвященных этим проблемам. Четыре таких доклада были посвящены фациальной приуроченности и механизму формирования современных строматолитов и затрагивали проблему актуалистической интерпретации докембрийских форм.

Рассматривая плейстоценовые озерные строматолиты Восточной Африки, *Х. Казанова* и *К. Тоун* (*J. Casanova, C. Thouin*) показали морфологическое разнообразие присутствующих здесь построек, приуроченных к определенным палеоуровням оз. Танганьика, и привели убедительные данные о прямой зависимости их морфологии и микроструктуры от условий обитания (глубины формирования, поступления обломочного материала и др.). Изучение построек, сохраняющих остатки фоссилизированных водорослевых филаментов, показало, что неориентированные остатки оказываются погруженными в карбонатный (Mg-кальцитовый) микрит, а радиально-ориентированные – в микроспарит. Было подчеркнуто, что в изученных строматолитах, как и во многих более древних постройках, присутствует одно и то же сообщество строматолитообразователей (*Phormidium* – *Schizotrix* – *Calothrix* и (или) *Dichothrix*), которое в зависимости от микрообстановок способно формировать постройки различной морфологии (от пластовых до разнообразных столбчатых). В связи с этим авторы допускают, что описанные в литературе неповторимые последовательности морфологических таксонов докембрийских строматолитов отражают не эволюцию строматолитообразующих сообществ, а глобальные изменения условий обитания.

Иные по условиям и механизму образования строматолиты были рассмотрены в докладе *А. Ноймена* и его соавторов (*A. Neumen et al.*) из пересоленных лагун (соленость 6–10‰) Багамского архипелага. Эти постройки наблюдаются на глубинах 0–2 м и несколько меняют с глубиной свою морфологию (корки – отдельные желваки – булавовидные тела высотой до 1 м) и величину возвышения над окружающим осадком (1–10 см). Булаво- и куполовидные постройки с поверхности плотно сцементированы, а их внутренние части обладают значительной пористостью и сложены карбонатом со слоистой или тромболитовой текстурой. Маты, перекрывающие верхние поверхности построек, обладают зональностью: верхние зоны каждого мата (~ 5 мм) построены фотосинтезирующими нитчатыми и коккоидными цианобактериями. Концентрация кислорода в верхней части мата днем в 5 раз выше атмосферной и быстро падает вниз по разрезу мата, что сопровождается уменьшением pH от 10 до 7. Рост этих строматолитов происходит за счет хемогенного осаждения карбоната (Mg-кальцита) на контакте нижней, анаэробной зоны мата и ранее возникшей части постройки и за счет захоронения небольшого количества уловленного матом обломочного материала. При этом, согласно элек-

тронно-микроскопическим данным, в теле строматолитов наблюдаются следы неоднократных эпизодов растворения и пересотложения карбоната подобно тому, как это наблюдалось в описанных в литературе лабораторных экспериментах по фоссилизации цианобактериальных сообществ в перенасыщенном растворе карбоната кальция.

Важные данные, демонстрирующие многообразие современных строматолитов, были изложены в докладе Дж. Дрэвиса (J.J. Dravis), который был посвящен сублиторальным постройкам открытых морских обстановок на Багамах. Дополняя ранее опубликованную информацию, автор показал, что эти крупные (высотой до 2 м, обычно 0,5–1,0 м) столбчатые постройки образуются вдоль края карбонатной платформы в водах нормальной солености на глубинах 1–8 м и отличаются от прочих современных строматолитов очень ранней литификацией. Расселение этих строматолитов контролируется двумя факторами: 1) наличием твердого субстрата, который только и может колонизироваться строматолитообразователями – дазикладиевой водорослью *Batophora* на инициальной стадии и нитчатой зеленой водорослью *Ostreobium* на последующих стадиях роста строматолитов; 2) присутствием мигрирующих оолито-песчаных баров, которые периодически засыпают и вновь обнажают строматолиты, предохраняя их тем самым от колонизации и разрушения сверлящими и грызущими животными. Высота этих баров оказалась главным фактором, контролирующим высоту строматолитовых построек. Дж. Дрэвис показал, что рассматриваемые строматолиты формируются в результате взаимодействия трех процессов: улавливания и связывания карбонатного материала (главным образом оолитов и пеллоидов песчаной размерности), кальцитизации нитей *Ostreobium* высокомагнезиальным кальцитом и диагенетической цементации оставшихся пор фиброзным арагонитовым или микритовым высокомагнезиальным материалом. При этом главным фактором литификации построек является обезвреживание водорослей-строматолитообразователей. Вместе с тем автор подчеркнул довольно широкое развитие процессов раннедиагенетической микритизации различного по своему генезису карбоната, участвующего в сложении строматолитов. Эти наблюдения важны при интерпретации докембрийских построек, микрит которых обычно считается первичным материалом, возникшим в результате жизнедеятельности организмов-строматолитообразователей.

Данные, полученные Дж. Дрэвисом, позволили ему выдвинуть багамские открытоморские сублиторальные строматолиты в качестве альтернативной модели для интерпретации условий и механизма формирования ископаемых форм. До недавнего времени в качестве такой модели в западной литературе обычно рассматривались совершенно иные строматолиты, известные на литорали пересоленной лагуны зал. Шарк в Западной Австралии (соленость 56–65‰) и возникшие в результате улавливания и связывания обломочных карбонатных частиц.

В этой связи особый интерес приобрел доклад Р. Бюрна (R. Burne), касавшийся строматолитов зал. Шарк. Автор показал, что эти строматолиты, долгое время служившие эталоном литоральных построек, в действительности были сформированы в сублиторальных условиях и оказались на литорали лишь в результате изменения уровня моря в историческое время.

Нужно отметить, что прямое приложение западноавстралийской модели к интерпретации докембрийских строматолитов никогда не пользовалось популярностью в СССР, так как прямые литологические индикаторы, наблюдаемые в протерозойских карбонатных толщах, свидетельствовали о сублиторальных условиях образования по крайней мере большинства заключенных в них строматолитов, а ряд косвенных данных говорил в пользу активной роли микроорганизмов в формировании их минеральной массы.

Развитию подобных выводов был посвящен доклад Ж. Бертран-Сарфати (J. Bertrand-Sarfati). На основании обобщения обширного материала она показала, что протерозойские строматолит-содержащие толщи формировались преимущественно в сублиторальных условиях в обстановках умеренной или низкой гидродинамической активности и были приурочены либо к обширным эпиконтинентальным бассейнам, либо к протяженным поясам вдоль окраин палеоконтинентов. Анализ особенностей строения ископаемых строматолитов привел Ж. Бертран-Сарфати к выводу об активной роли цианобактериальных сообществ в образовании минеральной массы древних строматолитовых построек и о наличии определенных связей между составом этих сообществ и продуцируемой ими микроструктурой.

Широкий подход к анализу имеющихся данных о докембрийских строматолитах продемонстрировал М. Уолтер (M. Walter). Он подчеркнул, что строматолитообразующие цианобактериальные маты покрывали огромные площади дна протерозойских морских и озерных бассейнов, выступая как важный фактор седиментации. Именно строматолиты в течение всего протерозоя служили главным источником формирования карбонатных осадков (выполняя в этом отношении ту роль, которая в фанерозое перешла к метазою и известковым водорослям) и выступали ведущим породообразующим агентом на карбонатных платформах, возникших уже в раннем протерозое со всем присущим им разнообразием фаций. Анализируя распределение различных докембрийских строматолитов во времени, М. Уолтер показал, что главная масса конофитонов и других заведомо сублиторальных построек, равно как и мини-строматолитов с радиально-лучистой текстурой, приурочена к доверхнерифейским отложениям, а в конце верхнего рифея и особенно в венде количество их резко сокращается на фоне общего

падения обилия и разнообразия строматолитов всех типов около 700 млн. лет назад. Эти особенности возрастного распределения строматолитов М. Уолтер связывал с эволюцией химического состава протерозойской морской воды и, главное, с реакцией преимущественно цианобактериальных сообществ на появление первых метазоя в древних экосистемах. Известное в литературе альтернативное объяснение сокращения количества и разнообразия строматолитов в конце протерозоя – внедрение в цианобактериальные сообщества водорослей – М. Уолтер считал маловероятным в связи с тем, что ныне доказано появление водорослей задолго до рассматриваемых изменений в распределении строматолитов, около 1,7 млрд. лет назад. Вместе с тем М. Уолтер подчеркнул, что современное состояние изученности строматолитов требует большой осторожности при попытках определения причин любых эмпирически установленных особенностей их размещения в пространстве и времени.

Различия в преимущественной фациальной приуроченности фанерозойских и докембрийских строматолитов хорошо иллюстрировали три доклада. Так, Д. Паул и Т. Перит (J. Paul, T.M. Perut) показали, что нижнетриасовые строматолиты ФРГ, в свое время послужившие Э. Кальковскому основой для установления термина *строматолит*, приурочены к ритмично построенным отложениям плейсовых озер, накопившимся в условиях повышенной гидродинамической активности, а Дж. Кеннард и Н. Джеймс (J.M. Kennard, N.P. James) продемонстрировали, что основная масса кембро-ордовикских строматолитов Восточной Канады приурочена к литоральной и особенно к супралиторальной зонам, тогда как в сублиторальной они быстро исчезают, уступая место тромболитам, а в более глубоких ее частях – постройкам известковых водорослей. В отличие от этого, верхнепротерозойские строматолиты Бразилии (шт. Байя), согласно докладу А. Педрейра (A. Pedreira), тяготеют к отложениям верхней сублиторали и литорали, лишь иногда проникая в супралитораль. Детализируя этот вывод, А. Педрейра попытался соотнести конкретные морфотипы строматолитовых построек с конкретными экологическими обстановками, но эту попытку нельзя признать убедительной, так как определения таких морфотипов сделаны без должного обоснования (без палеонтологического изучения материала).

Строгость методического подхода к определению строматолитов продемонстрировали Ж. Бертран-Сарфати и С. Аврамик (J. Bertrand-Sarfati, S. Awramik), которые описали несколько новых их таксонов из среднерифейской серии Апачи Аризоны и привели данные о их образований в сублиторальной тиховодной обстановке.

Новые материалы, важные для понимания процессов минерализации строматолитов, рассмотрел в своем докладе И. Фейрчайлд (I.J. Fairchild). Он подчеркнул, что ведущая роль осажденного карбоната в формировании протерозойских строматолитовых построек безусловна в тех случаях, когда постройки либо заключены в бескарбонатных или слабокарбонатных обломочных породах, либо когда пространство между строматолитами заполнено только обрывками строматолитовых наслоений (фоссилизированных цианобактериальных матов), скрепленными раннедиагенетическим цементом.

В качестве примера второго случая были рассмотрены верхнерифейские строматолиты Мавритании (северный борт синеклизы Таудени), выступающие в качестве породообразующего компонента ряда регионально выдержанных пачек. Эти строматолиты сложены как органиогенным материалом (микрит иногда с остатками фоссилизированных ничтожных цианобактерий), так и неорганиогенным (волоконистые кальцитовые корки), и именно эти образования присутствуют в виде фрагментов в межстолбиковом пространстве, обильные пустоты и поры в котором выполнены раннедиагенетическим цементом.

Пытаясь решить проблему происхождения строматолитового карбоната на изотопном уровне, И. Фейрчайлд рассмотрел поведение $\delta^{13}\text{C}$ в разнофациальных строматолитовых толщах венда Шпицбергена и Восточной Гренландии. В озерных отложениях нижнего венда Шпицбергена изотопный состав углерода оказался примерно одинаковым в абиогенных обломочных карбонатах и в строматолитовом микрите, и с этой точки зрения упомянутые отложения показали себя похожими на современные озерные и речные микробиолиты. Не обнаруживалось существенных различий в изотопном составе углерода между строматолитами и вмещающими их породами (доломитовым микритом) и в лагунных отложениях верхнего венда Восточной Гренландии: те и другие продемонстрировали слабый отрицательный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ и его малые вариации по разрезу. Это тем более примечательно, что минералогические данные по верхнему венду Восточной Гренландии позволяют судить о значительном влиянии на накопление карбонатного микрита процессов раннедиагенетического разложения органического вещества, которые в современных лагунных строматолитах обычно приводят к значительному обеднению карбоната тяжелым изотопом $\delta^{13}\text{C}$. В результате И. Фейрчайлд пришел к двум существенным выводам: 1) характер минерализации строматолитов в однофациальных условиях менялся в ходе геологического времени; 2) протерозойские строматолиты по способу минерализации отличаются от большинства современных морских построек и с этой точки зрения похожи на современные неморские.

Первый из этих выводов лишний раз подтверждает необходимость большой осторожности при актуалистической интерпретации докембрийских строматолитов, а второй интересен в том отношении, что некоторые верхнепротерозойские толщи, ранее считавшиеся морскими, в последнее время отдельные исследователи начинают трактовать как континентальные. Так,

Д. Уинстон (D. Winston) в своем докладе развил ранее опубликованные им построения о накоплении среднерифейской серии Равали надсерии Белт Скалистых гор США и Канады в условиях изолированного внутриконтинентального бассейна. Основой этих построений послужил детальный седиментологический анализ белтских толщ, который позволил выделить среди них флювиальные, плайевые и озерные отложения и установить существенную роль западного источника сноса силикатического материала в дополнение к ранее известному – восточному.

Анализ рассмотренных и некоторых других, более частных докладов, посвященных строматолитовой тематике на минувшей сессии МГК, позволяет сделать следующие выводы.

1. Главное внимание на конгрессе – в полном соответствии с общей тенденцией сегодняшнего изучения строматолитов – было отведено палеоэкологии и процессам минерализации современных и ископаемых построек, а проблема биостратиграфического использования докембрийских форм занимала явно второстепенное место.

2. Новые исследования подтвердили как значительное разнообразие обстановок формирования современных и ископаемых строматолитов, так и преимущественную приуроченность докембрийских столбчатых построек к верхней сублиторали.

3. Имеющиеся данные не позволяют нарисовать непротиворечивую единую картину литификации строматолитовых построек, что, вероятно, связано с многообразием агентов и факторов этого процесса и с их эволюцией во времени.

4. Обобщение данных о составе и латеральном распределении строматолитов в различных горизонтах протерозоя и фанерозоя выявляет наличие определенных трендов в изменении их систематического разнообразия и обилия во времени. Объяснение таких трендов, видимо, кроется в сложном взаимодействии биотических и абиотических факторов, контролировавших морфологическое разнообразие, широту распространения и палеоэкологическую приуроченность ископаемых строматолитов.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
6.VI. 1990



ИРИНА ВЛАДИМИРОВНА НИКОЛАЕВА

14 марта 1990 г. после тяжелой болезни безвременно скончалась известный советский литолог, главный научный сотрудник Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, доктор геолого-минералогических наук Ирина Владимировна Николаева.

В 1952 г. после окончания средней школы с золотой медалью, она поступила на геологический факультет Томского политехнического института. Затем И.В. Николаева пришла на работу в Западно-Сибирский филиал АН СССР, на основе которого было создано Сибирское отделение АН СССР. При организации Института геологии и геофизики она явилась одним из первых его сотрудников. Ее первая самостоятельная работа была связана с Западно-Сибирским железорудным бассейном и входящим в его состав Бакcharским месторождением, детальный анализ состава руд которого лег в основу кандидатской диссертации, защищенной в 1966 г.

После защиты кандидатской диссертации И.В. Николаева по рекомендации акад. А.Л. Янши-на посвятила многие годы изучению глауконита, одного из наиболее распространенных минералов осадочных пород. Она обосновала выделение глауконитов в самостоятельную группу низкотемпературных гидrogenных слюд и построила классификацию минералов группы глауконита. Была исследована взаимосвязь состава глауконита с составом вмещающих его формаций и установлена возможность использования глауконита для определения эволюции солёности Мирового океана. Был сделан вывод, в частности, о повышении роли магния в водах позднекембрийских и раннепалеозойских морей и роли кальция и натрия – в более молодое время. Большая работа была проведена И.В. Николаевой по оценке возможности использования глауконита для определения изотопного возраста. Было выяснено, что часто наблюдаемое "омоложение" изотопного возраста при определении его по глаукониту связано с позднейшими изменениями: восстановлением или окислением железа в структуре глауконита, замещением части железа магнием, общим ожелезнением минерала.

Основные выводы по изучению глауконита обобщены И.В. Николаевой в хорошо известной литологам монографии "Минералы группы глауконита в осадочных формациях", опубликованной в 1977 г., и в докторской диссертации, защищенной в 1980 г.

Изучение глауконита, одного из ведущих минералов, используемых для определения изотопного возраста осадочных пород, определило ее интерес к общим вопросам геохронологии. В 1982 г. И.В. Николаева перешла из лаборатории осадочных формаций, где она работала долгие годы, в лабораторию геохронологии СО АН СССР, которую она возглавила. Ее деятельность ознаменовалась здесь подготовкой к постановке рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов определения изотопного возраста, первый из которых был практически внедрен в практику работы лаборатории. Эта работа потребовала от И.В. Николаевой больших усилий, связанных с переоснащением лаборатории новым приборным обеспечением, в частности современными масс-спектрами.

Большая организационная работа, проводимая И.В. Николаевой в эти годы, не приостановила ее исследований глауконита и глауконитоносных отложений. Более того, она существенно расширила область своих исследований, занявшись серьезным изучением литологии кембрия и ордовика юго-восточной части Сибирской платформы. Для этой работы ей удалось сплотить и возглавить неформальный коллектив квалифицированных исследователей ряда научных организаций, итогом деятельности которого явилась серия монографий.

В 1989 г. по состоянию здоровья И.В. Николаева перешла в лабораторию литологии института, где и работала до последних дней, продолжая исследования в области литологии и минералогии осадочных образований.

Для И.В. Николаевой были характерны исключительно четкое понимание стоящих перед ней задач, высокая научная интуиция, редкие трудолюбие и работоспособность. Следует особо отметить ее безграничную преданность науке, высочайшую требовательность, предъявляемую прежде всего к себе, глубокую ответственность за каждое публикуемое слово. Эти качества снискали ей безусловный авторитет. Она по праву вошла в круг ведущих ученых нашей страны в области осадочного минерало- и породообразования, являясь членом Межведомственного литологического комитета, активным организатором целого ряда всесоюзных совещаний в этой области. Она выступала в качестве докладчика на многих крупных научных конференциях в нашей стране и за рубежом. В последние годы значительное внимание она уделяла методологии литологических исследований.

Почти постоянно И.В. Николаева занималась общественной работой. Она находила время для активной деятельности в комиссиях Новосибирского городского совета, депутатом которого она являлась, в Женсовете Советского района г. Новосибирска, которым руководила несколько последних лет.

Ее научное наследие – в более чем 100 статьях и 7 монографиях, которые еще долго не будут сходить со столов литологов нашей страны.

Память об И.В. Николаевой сохранят надолго все, кто ее знал.

В.И. Бгатов, А.В. Ван, В.А. Дымкин, Э.А. Еганов, М.А. Жарков,
Т.М. Жарков, Ю.Н. Занин, Ю.П. Казанский, А.Э. Конторович,
Р.Г. Матухин, В.Г. Матухина, В.И. Молчанов, Р.С. Родин, Ю.К. Советов.

Редколлегия журнала
Литология и полезные ископаемые

Межведомственный
литологический комитет
АН СССР

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

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

EDITORIAL BOARD:

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

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F.,
YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77
Зав. редакцией *Т.П. Шеделина*

Технический редактор *Л.В. Кожина*

Сдано в набор 03.12.90. Подписано к печати 09.01.91. Формат бумаги 70 × 100/16
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7. Усл.кр.-отт. 8,8 тыс. Уч.-издл. 14,8 Бум. л. 4,5
Тираж 739 экз. Зак. 774 Цена 2 р. 70 к.

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