



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2
1984

СОДЕРЖАНИЕ

Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение I. Минеральный состав рудного вещества	3
Крылов А. Я., Лисицына Н. А., Мазина Т. И., Силин Ю. И., Цовбун Я. М. Возрастные метки илов северной части Тихого океана	23
Свальнов В. Н., Матвеевков В. В., Бурмистрова И. И., Чеховская М. П., Рудакова А. Н. Геологические исследования на островном атолле Хермит (Тихий океан)	38
Батурин Г. Н., Дубинчук В. Т. Сульфидная минерализация в пелагических железо-марганцевых конкрециях	53
Морозов А. А., Розанов Г. Г. О формах серы и железа в осадках шельфа юго-западной части Каспийского моря	62
Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Начальная континентализация океанической коры. Сообщение I. Минералообразование в осадочном чехле океанов	75
Горохов И. М., Семихатов М. А. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение II. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма	87
Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И., Слонимская М. В. О механизме вторичных преобразований Fe ³⁺ -содержащих смектитов из континентальных базальтов	110
<i>Краткие сообщения</i>	
Лукьянова В. Т. Своеобразные формы стрессового преобразования в углеродисто-кремнистых сланцах Зеравшанского хребта	118
Мальшева Е. О. Морфология и генезис каолинитового цемента пермских коллекторов Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна	122
<i>Хроника</i>	
Прошляков Б. К., Гальянова Т. И., Дмитриевский А. Н. III Всесоюзная научная конференция по проблеме «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах»	126

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

2

MARCH — APRIL

1984

CONTENTS

<i>Butuzova G. Yu.</i> Mineralogy and some aspects of genesis of the Red Sea sediments. Report I. Mineral composition of ore matter	3
<i>Krylov A. Ya., Lisitsyna N. A., Mazina T. I., Silin Yu. I., Tsoobun Ya. M.</i> Age marks of oozes in the North Pacific	23
<i>Svalnov V. N., Matveenko V. V., Burmistrova I. I., Chekhovskaya M. P., Rudakova A. N.</i> Geological studies on the island atoll Khermit (Pacific Ocean)	38
<i>Baturin G. N., Dubinchuk V. T.</i> Sulphide mineralization in pelagic Fe-Mn concretions	53
<i>Morozov A. A., Rozanov A. G.</i> On forms of sulphur and ferrum in sediments of shelf in south-western part of the Caspian Sea	62
<i>Kossovskaya A. G., Shutov V. D.</i> Initial continentalization of oceanic crust. Report I. Mineral formation in ocean sedimentary cover	75
<i>Gorokhov I. M., Semikhatov M. A.</i> Behaviour of Rb and Sr in process of rock formation. Report II. Behaviour of Rb and Sr in a course of diagenesis, katagenesis and initial metagenesis	87
<i>Dainyak L. G., Drits V. A., Kudryavtsev D. I., Slonimskaya M. V.</i> On mechanism of secondary transformations of Fe ³⁺ -bearing smectites from continental basalts	110

Brief reports

<i>Lukyanova V. T.</i> Peculiar forms of stress transformation in carbonaceous-siliceous schists of Zeravshan ridge	118
<i>Malysheva E. O.</i> Morphology and genesis of kaolinite cement in Permian collectors of the Timan-Pechora gas-oil-bearing basin	122

Chronicle

<i>Proshlyakov B. K., Galyanova T. I., Dmitrievsky A. N.</i> The III-rd All-Union Scientific Conference on problem «Deep-seated oil and gas collectors»	126
---	-----

УДК 553.2 : 553.31 (267.5)

**МИНЕРАЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА
МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ КРАСНОГО МОРЯ.
СООБЩЕНИЕ I. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА**

БУТУЗОВА Г. Ю.

С применением комплекса физических и химических методов проведено исследование минерального состава рудного вещества металлоносных осадков из 14 впадин рифтовой зоны Красного моря. Выделены и охарактеризованы следующие минеральные группы: окислы и гидроокислы Fe, Mn и Si, сульфидные соединения Zn, Cu и Fe, карбонаты Fe—Mn-ряда, силикаты, сульфаты Ca и Ba, хлориды. Показаны общие закономерности локализации на площади и в разрезе осадочной толщи.

Геотермальная система рифтовой зоны Красного моря в последние годы стала объектом повышенного внимания исследователей разных стран, что связано прежде всего с перспективой промышленного освоения и добычи рудных отложений. Однако помимо чисто практической, экономической важности этот объект представляет чрезвычайный интерес и с теоретической, научной точки зрения, как своеобразная природная лаборатория, в условиях которой происходит формирование полиметаллического гидротермально-осадочного месторождения.

Естественно, что исследование этого уникального природного объекта должно базироваться на надежной фактической основе — детальном знании самого вещества осадков — его минерального и химического состава, характера локализации минеральных фаз, их парагенезов, закономерностей латеральной и вертикальной изменчивости и т. п. Без такой основы любая схема или модель рудообразующих процессов будет чисто умозрительной, не отражающей реально протекающих процессов в этой сложной физико-химической системе.

Следует отметить, что в работах по осадкам Красного моря данные по рентгеноструктурным, химическим, морфологическим особенностям минеральных фаз, их временным и пространственным соотношениям весьма ограничены, причем большая часть работ посвящена осадкам впадины Атлантис-II.

В данной работе охарактеризован в целом минеральный состав рудного вещества в осадках 14 глубоководных впадин, показаны особенности локализации как основных рудообразующих, так и редких минеральных видов и их парагенезов, приведены структурные и морфологические их характеристики, выявлены некоторые общие закономерности латеральной и вертикальной изменчивости минерального состава осадков.

Металлоносные осадки Красного моря характеризуются сложным, неоднородным химическим и минеральным составом, меняющимся как в разных впадинах, так и по разрезу, и на площади внутри отдельных впадин и состоят из двух основных генетически разнородных компонентов — нормально-осадочного биогенно-терригенного материала¹ и эндогенного, рудного вещества. Роль каждого из них в разных впадинах различна.

Общий характер распределения рудного вещества в разрезах 14 впадин, его геохимические особенности и соотношение в осадках эндогенной, рудной составляющей и экзогенного, биогенно-терригенного мате-

¹ Минеральный состав биогенно-терригенного материала в работе не рассматривается.

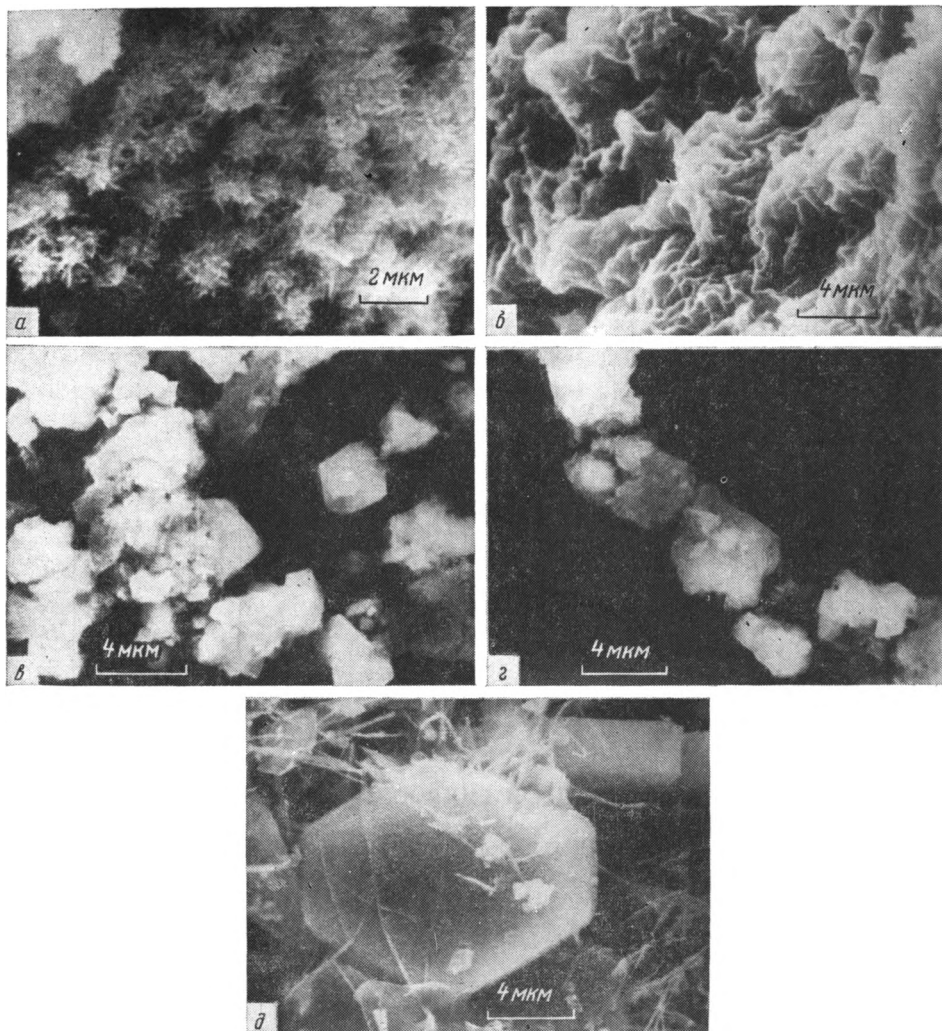
Впадина		Оксиды								
		аморфный кремнезем	аморфные гидроксиды Fe	гётит	лепидокрокит	гематит	магнетит	аморфные гидроксиды Mn	манганит	тодорокит?
Суакин		+++	++++	+				++		
Судан		+++	++++	+				+		
Эрба		+++	++++	+++		+	++	+		
Шагара		+++	++++	+++				++	+	+
Альбатрос		+++	++++	+++		+	++	++		
Дискавери		+++	++++	+++	+	+	++	++	+	+
Вальдивия		+++	++++	+++				++		
Атлантис-II	юго-западная часть	+++	++++	+				+		
	северная и центральная части	SAM	+++	+++						
		SOAN	+++	+++	+++					
		OAN	+++	+++	+++	+	+++	+		
		AM	+++	+++	+++	+				
		SU ₂	+++	+++	+					
		CO	+++	+++	+	+		++	++	++
		SU ₁	+++	+++	+					
Хадарба		+++	++++	+				++		
Тетис		+++	++++	+++	++	++	+++	++	+	+
Нереус		+++	++++	+				+		
Вема		+++	++++	+				+		
Гипсум		+	+++	+++	++		++	+		

Примечание. 1. Литолого-фациальные зоны впадины Атлантис-II (SAM, SOAN и т. д.) приведены по (+++), б) обычные (++) , в) редкие (+).

риала показаны в работе [4]. Там же дано расположение впадин вдоль осевой зоны красноморского рифта с координатами всех изученных разрезов и приведена общая литолого-геохимическая характеристика осадков.

Диагностика отдельных минеральных видов, слагающих рудное вещество, чрезвычайно трудоемка, что связано с их крайней минеральной неоднородностью, высокой дисперсностью, очень слабой окристаллизованностью основной массы рудного материала, широким развитием метастабильных фаз. Все это делает весьма затруднительным, а иногда и невозможным выделение чистых мономинеральных фракций и приводит к необходимости использования при минералогических исследованиях широкого комплекса лабораторных методов. При изучении минерального состава металлоносных осадков мы пользовались такими методами, как химический, спектральный и рентгенофлуоресцентный анализы, микроскопическое описание в шлифах и смеслядах, исследование в иммерсионных жидкостях, дифрактометрический анализ, электронная микроскопия (в том числе сканирующая), электронография, микродифракция, ИК-спектроскопия, исследование на микроанализаторах MS-46 и «Камебак». Большая часть анализов была выполнена в лаборатории физических методов исследования Геологического института АН СССР и в химических лабораториях ИО АН СССР и ГИН. Минералогически было исследовано более 100 образцов из 24 колонок практически всех известных в настоящее время глубоководных впадин.

В результате этих исследований в составе эндогенной составляющей осадков был выделен и охарактеризован сложный комплекс минеральных фаз, включающий окислы и гидроксиды железа и марганца, аморфный кремнезем, сульфидные соединения железа, цинка и меди, силикаты (главным образом слоистые силикаты группы смектитов), карбонаты железа и марганца, сульфаты кальция и бария, хлориды. Распределение минералов в разрезах изученных впадин показано в табл. 1.



Фиг. 1. Железистые фазы рудных осадков (стереоскан S-600)

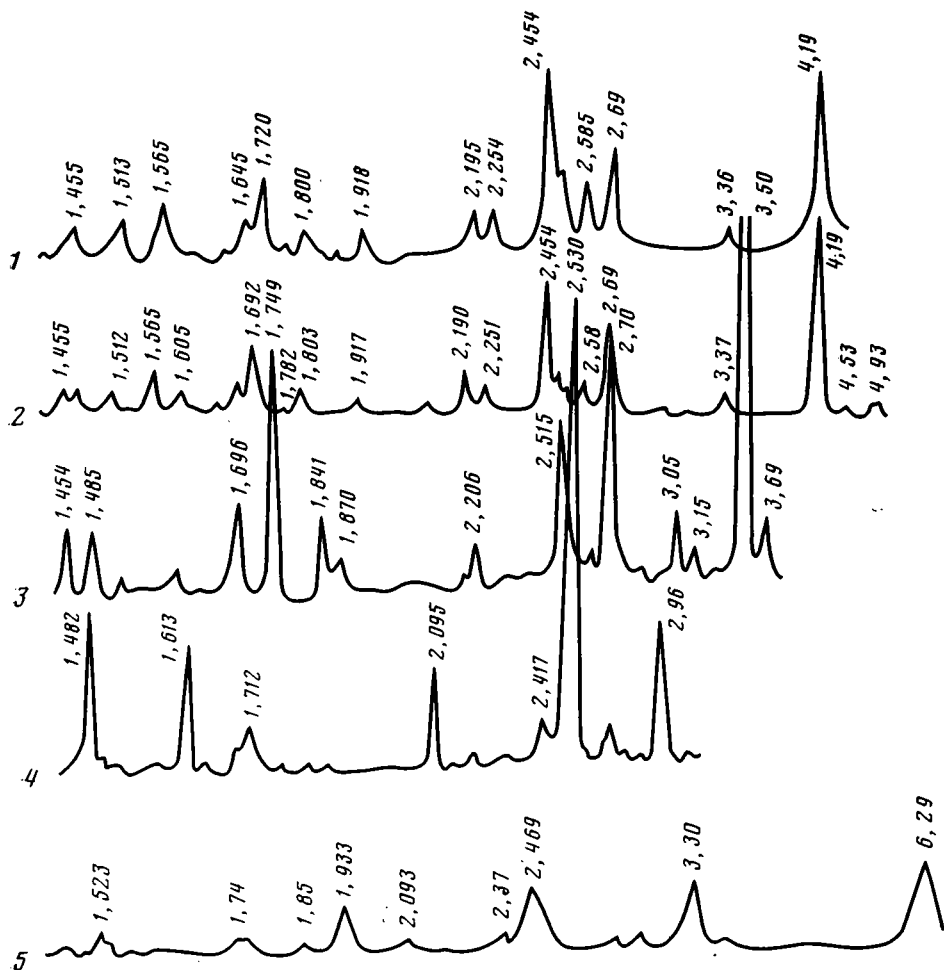
a — микроглобулярный кремнево-железистый гель (впадина Атлантис-II, ст. 1991, гор. 580—605 см); *б* — аморфные гидроокислы Fe (впадина Атлантис-II, ст. 1905-4, гор. 215—229 см); *в, г* — кристаллы и коллоидные сгустки магнетита (впадина Тетис, ст. 224, гор. 142—145 см); *д* — кристаллы гематита (впадина Атлантис-II, ст. 389, гор. 450—460 см)

анализом, установлен методом ядерного гамма-резонанса (ЯГР) в толще осадков впадины Тетис².

Среди перечисленных выше окристаллизованных минералов железа наиболее широким, практически повсеместным развитием пользуется гётит (рис. 2, 1, 2). На примере впадины Атлантис-II нами было показано, что количество и степень окристаллизованности гётита закономерно возрастает сверху вниз по разрезу осадочной толщи [3]. В единичных впадинах гётит идентифицирован в самых верхних частях колонок (впадина Гипсум, горизонт 0—10 см).

Гематит в значительных количествах в виде хорошо окристаллизованной фазы (см. фиг. 2, 3) пока надежно диагностирован только в осадках юго-западной котловины впадины Атлантис-II в окисноангидри-

² Исследование осадков методом ЯГР проводилось в отделе геомагнетизма ИФЗ АН СССР под руководством В. И. Багина.

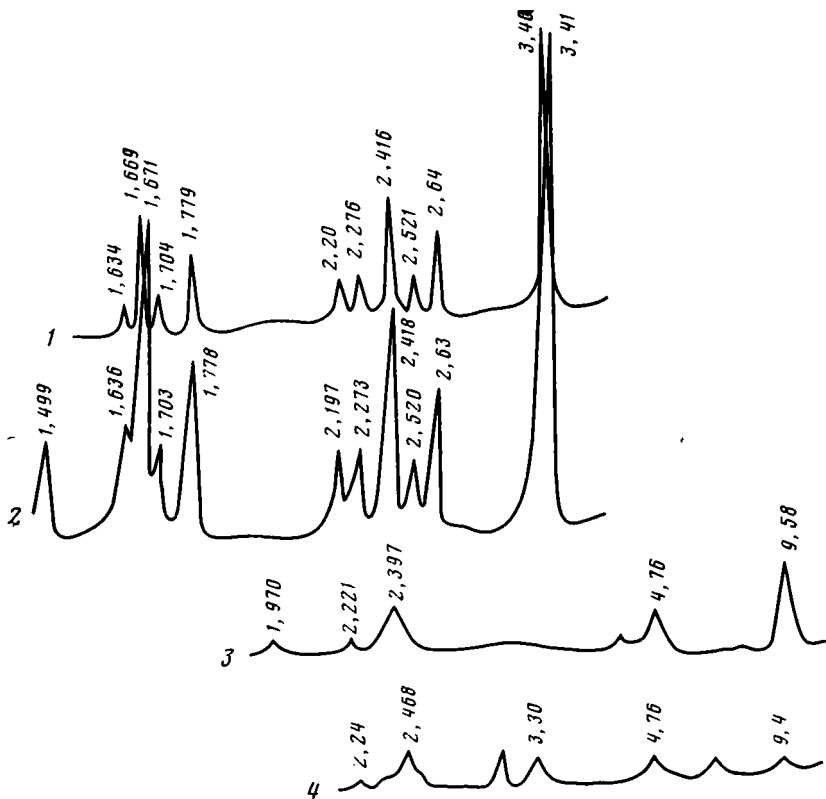


Фиг. 2. Дифрактограммы окислов и гидроокислов железа
 1 — гётит (впадина Атлантис-II, ст. 1991, гор. 210—215 см); 2 — гётит (впадина Тетис, ст. 224, гор. 120—130 см); 3 — гематит (впадина Атлантис-II, ст. 389, гор. 465—470 см); 4 — магнетит (впадина Тетис, ст. 224, гор. 142—145 см); 5 — лепидокрокит (впадина Тетис, ст. 224, гор. 262—275 см)

товой зоне³ разрезов, расположенных в непосредственной близости от выходов гидротермальных растворов. В небольших количествах он обнаружен также в отдельных горизонтах осадков во впадинах Тетис, Эрба, Альбатрос и Дискавери.

Гематит, как правило, встречается в виде характерных ярко-красных пластинчатых шестигранников размером 0,02—0,04 мм и толщиной порядка 2—4 мкм (см. фиг. 1, д). В целом осадки с высоким содержанием гематита имеют характерную сургучно-красную окраску и встречаются как в виде прослоев, так и линзовидных участков и пятен в массе более темного — серого и коричневого ила. По данным Х. Бекера и Х. Рихтера [9], а также Р. Зиеренберга и В. Шенкса [13], в осадках окисноан-

³ В данной статье при описании минералогической зональности осадков впадины Атлантис-II мы пользуемся схемой Х. Бекера и Х. Рихтера [9], которые по соотношению главных минеральных компонентов и особенностям химического состава условно подразделили рудную толщину впадины Атлантис-II на следующие зоны: 1) нижнюю — обломочно-окиснопиритную, осадки которой нашими колонками не пройдены, нижнюю — сульфидную, центральную — окисную, верхнюю — сульфидную и самую молодую — аморфно-силикатную. В юго-западной части впадины, где расположены выходы гидротерм и состав осадков весьма специфичен, аналогом окисной зоны является окисноангидритовая, верхней сульфидной — сульфидно-окисноангидритовая, аморфной — сульфидно-аморфная. Подробное литологическое описание выделенных зон приведено в работах [4, 9].



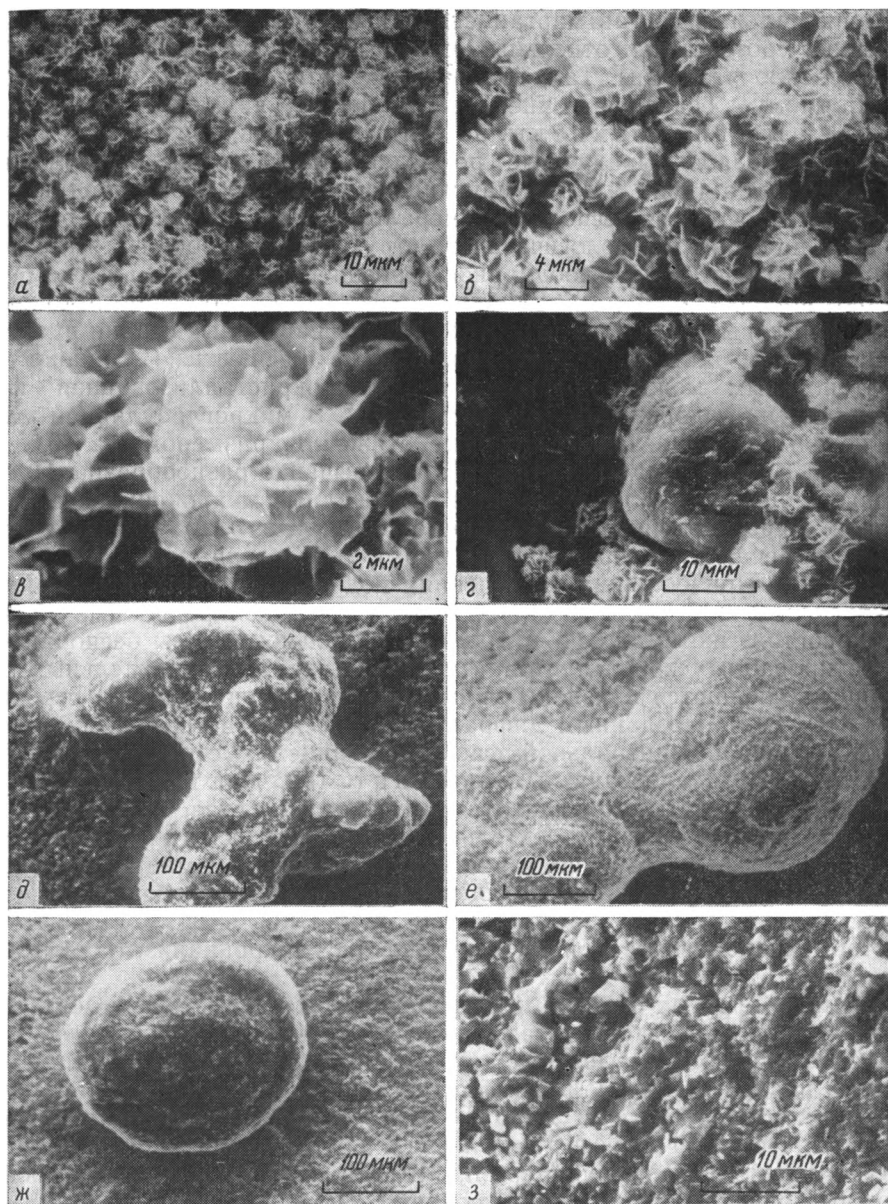
Фиг. 3. Дифрактограммы гидроокислов марганца
 1—2 — микростяжения манганита впадины Атлантис-II (1 — ст. 1905-5, гор. 483—500 см, 2 — ст. 1905-4, гор. 338—350 см); 3 — основная масса марганцеворудных прослоев впадины Атлантис-II (ст. 1905-5, гор. 483—500 см); 4 — марганцеворудный горизонт впадины Тетис (ст. 224, гор. 20—35 см)

гидритовой зоны юго-западного бассейна впадины Атлантис-II встречаются линзовидные прослои, состоящие преимущественно из кристаллов гематита размером до 2 мм.

Магнетит широко развит в осадках целого ряда впадин, таких, как Тетис, Эрба, Альбатрос, Дискавери и Гипсум. Во впадине Тетис магнетит является основным компонентом рудного вещества в отдельных горизонтах разреза мощностью 30—60 см (см. фиг. 2, 4). Во впадине Атлантис-II распространение магнетита весьма ограничено. Минерал обнаружен нами лишь в осадках окисноангидритовой зоны в юго-западном бассейне, где он образует псевдоморфозы по гематиту. По данным Р. Знеренберга и В. Шенкса, в этой зоне встречаются локальные участки, содержащие грубозернистые кристаллы магнетита в ассоциации с гематитом [13]. В изученных нами осадках других впадин магнетит встречается в виде мелких (1—5 мкм) кристалликов и частиц, имеющих, как правило, нечеткие кристаллографические очертания (см., фиг. 1, в, г), а также в виде колломорфных сгустков. Магнетит часто образует скопления и тонкие прослои, ориентированные в одном направлении и придающие осадку характерную микрополосчатую текстуру.

Лепидокрокит, определенный методом рентгенодифракционного анализа (см. фиг. 2, 5), развит в отдельных горизонтах рудной толщи во впадинах Тетис и Дискавери совместно с гётитом и сидеритом. По данным Дж. Бишоффа [1], присутствие лепидокрокита отмечается в отдельных горизонтах единичных разрезов во впадине Атлантис-II.

Местами в осадках впадины Тетис в незначительных количествах (доли процента) присутствует кристаллическая ферромагнитная фаза, диагностируемая методом ЯГР и представляющая собой, по всей види-



Фиг. 4. Окислы и гидроокислы Mn (впадина Атлантис-II, ст. 1905-5, гор. 483—500 см) (стереоскан S-600)

а, б, в — основная масса марганцевородных прослоев; г, д, е, ж — микроконкреции и стяжения манганита; з — внутреннее строение микроконкреции манганита

мости, минерал типа маггемита (фаза $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$). Маггемит обнаружен также в некоторых колонках впадины Атлантис-II.

Окисные соединения марганца в переменных количествах присутствуют в осадках большинства впадин, а во впадинах Тетис, Дискавери, Шагара и в отдельных колонках впадины Атлантис-II образуют рудные прослои мощностью от 15 см до 2 м. Эти прослои, как правило, окрашены в темный вишнево-бурый, часто почти черный цвет, имеют характерную маслянистую консистенцию и характеризуются максимально высокими для металлоносных осадков значениями Eh (+500—+600 мВ). Гидроокислы марганца встречаются в виде коллоидных сгустков и микроглобулярных масс, иногда они образуют характерные микродендритовые формы.

Минеральный состав марганцеворудных прослоев сложный, количественные соотношения отдельных минеральных фаз в разных впадинах существенно различны. Так, во впадинах Тетис, Шагара и Дискавери, по-видимому, основной минеральной фазой являются рентгеноаморфные гидроокислы, на рентгенограммах фиксируются лишь отдельные слабо выраженные рефлексы плохо окристаллизованного тодорокита (фиг. 3, 4). В марганцеворудных прослоях впадины Атлантис-II выделяется несколько минеральных фаз, существенно различающихся по своим морфологическим и структурным особенностям. Основная масса имеет микроглобулярное строение (фиг. 4, а, б) с размером глобул порядка 2—6 мкм. Глобули представляют собой розеткоподобные леписферы (см. фиг. 4, в), отражающие начальные стадии процесса раскристаллизации аморфного гелеобразного вещества. По характеру рентгенограмм можно предположить, что окристаллизованная фаза представлена тодорокитом (см. фиг. 3, 3) ⁴. В микроглобулярной массе заключены многочисленные твердые стяжения, размером 0,2—0,5 мм, редко до 1 мм. Форма этих стяжений чрезвычайно разнообразна. Преобладают морфологически различные почковидные микроконкреции с неровной, шероховатой поверхностью (см. фиг. 4, г, д, е), наряду с которыми встречаются неправильной формы образования и корки (см. фиг. 4, ж). При больших увеличениях под сканирующим электронным микроскопом видно, что внутренняя часть микроконкреционных образований состоит из мелких (1—5 мкм) неправильной формы беспорядочно ориентированных кристаллитов (см. фиг. 4, з), внутри отдельных стяжений наблюдаются признаки слоистого (концентрического?) строения (см. фиг. 4, з). По данным дифрактометрического и термического анализов, основной минеральной фазой марганцевых стяжений является хорошо окристаллизованный манганит (см. фиг. 3, 1, 2). Расчет формулы манганита, по данным химического анализа, показывает некоторый избыток Mn^{4+} относительно стехиометрического состава минерала, что связано, вероятно, с частичным окислением манганита в процессе хранения проб. Важной особенностью манганитовых стяжений является практически полное отсутствие в них примеси Fe и микроэлементов, установленное при их изучении на микроанализаторе «Камебакс».

Помимо простых окислов и гидроокислов железа и кремнезема, слагающих основную массу металлоносных осадков, и гидроокислов марганца, обогащающих отдельные горизонты и пачки осадочной толщцы различных впадин, в составе рудных отложений впадины Атлантис-II рентгенометрическим методом Дебая—Шерера нами обнаружены небольшие количества феррофранклинита — минерала, близкого магнетиту, имеющего формулу $(Fe, Zn, Mn)(Fe, Mn)_2O_4$ и относящегося к сложным окислам группы шпинели (табл. 2).

Таблица 2

Рентгенограмма феррофранклинита (впадина Атлантис-II, ст. 1991, горизонт 300—315 см)

Образец		Эталон [7]		Образец		Эталон [7]	
<i>l</i>	<i>d/n</i> , Å	<i>l</i>	<i>d/n</i> , Å	<i>l</i>	<i>d/n</i> , Å	<i>l</i>	<i>d/n</i> , Å
2	2,97	3	3,00	8	1,48	9	1,49
10	2,55	10	2,55	1	1,28	3	1,28
2	2,11	4	2,12	2	1,16	3	1,13
2	1,71	2	1,70	2	1,09	5	1,10
5	1,62	8	1,62	3	1,05	6	1,05

⁴ Как показали недавние исследования [8], методом дифрактометрического анализа не всегда возможно точно диагностировать минеральные фазы гидратированной двуокиси Mn, поэтому для их точной диагностики требуются дополнительные исследования с применением комплекса физических методов.

СИЛИКАТЫ

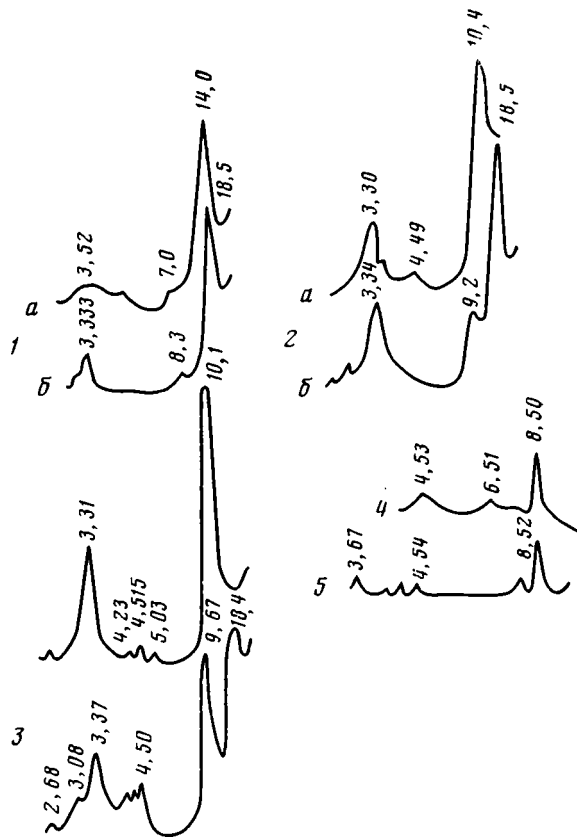
Одним из важных минеральных компонентов металлоносных осадков Красного моря являются слоистые силикаты, относящиеся к группе железистых смектитов. Наиболее широко они развиты во впадине Атлантис-II, в заметных количествах отмечены также во впадинах Гипсум и Альбатрос.

Железистые смектиты в рудной толще впадины Атлантис-II появляются в верхней аморфной зоне, начиная с глубин 5—10 см, и образуют в массе кремнево-железистого геля неправильной формы участки и линзы зеленого цвета, чешуйчатого строения с низкими серыми цветами интерференции. Размеры линз, их количество и степень окристаллизованности смектитов закономерно возрастают сверху вниз по разрезу осадочной толщи. Прослой, обогащенные железистыми силикатами, окрашены в зеленые и желтовато-зеленые тона. В верхней части разреза они сильно обводнены (влажность 90—95%), имеют характерную «творожистую» консистенцию, в нижних частях толщи силикатные линзы и линзовидные прослой более плотные, часто плитчатые, влажность их уменьшается до 75%. Часто к зеленым линзам слоистых силикатов приурочены скопления черной микровкрапленности сульфидов. Величины E_h в богатых силикатами прослоях меняются от +150 до +50 мВ.

Проведенное нами совместно с В. А. Дрицем и его сотрудниками детальное исследование основной силикатной составляющей осадков впадины Атлантис-II показало, что она представлена метастабильными диоктаэдрическими железистыми смектитами, которые являются продуктами раскристаллизации кремнево-железистого геля. В ходе этого процесса железистые смектиты через последовательный ряд смешанослойных образований переходят в минерал со структурными и кристаллохимическими особенностями, близкими типичному селадониту. Результаты детальных исследований железистых смектитов из рудоносных осадков впадины Атлантис-II приведены в работах [2, 5]. При этом было показано, что в приповерхностных слоях осадочной толщи развиты структурно неупорядоченные высокожелезистые смектиты нонтронитового типа (фиг. 5, 1). Слоистые силикаты из более глубоких горизонтов рудной толщи образуют ряд смешанослойных образований, содержащих до 30% слюдистых неразбухающих межслоев (см. фиг. 5, 2), конечным членом этого ряда является структурно наиболее совершенный селадонитоподобный минерал политипной модификации 1М (см. фиг. 5, 3). При изучении этих частиц под электронным микроскопом видно, что по мере погружения в толщу осадков по краям бесформенных гелевидных масс появляются планко- или нитеобразные кристаллы, часто спутанно-волоконистые пучки (фиг. 6, а, б), разная плотность распределения и размеры которых отражают разные стадии процесса раскристаллизации кремнево-железистого геля.

Более разнообразный комплекс силикатных минералов развит в осадках юго-западного бассейна впадины Атлантис-II в районе выходов гидротермальных растворов. Там помимо обычных для металлоносных осадков слоистых силикатов нонтронит-селадонитового ряда нами с помощью рентгеноструктурного анализа обнаружены тальк, хлорит, сапонит (стивенсит?) и минерал из группы амфиболов.

В осадочной толще указанные выше силикаты распределены неравномерно. Амфиболовый минерал преобладает в нижней части толщи, главным образом в окисноангидритовой зоне. Он образует тонкие игольчатые кристаллы длиной в сотые доли миллиметра, а также радиально-лучистые и волокнистые агрегаты. Под сканирующим электронным микроскопом видно, что кристаллы имеют форму удлинённых пластин (см. фиг. 6, е) или пучков, состоящих из тонких длинных, часто расщепляющихся кристаллитов (см. фиг. 6, д). Магнезиальные смектиты (сапонит? стивенсит?) образуют спутанно-волоконистую массу, состоящую из отдельных тонких удлинённых нитевидных кристаллов (см. фиг. 6, в, з).



Фиг. 5. Дифрактограммы силикатных минералов из рудных осадков впадины Атлантис-II

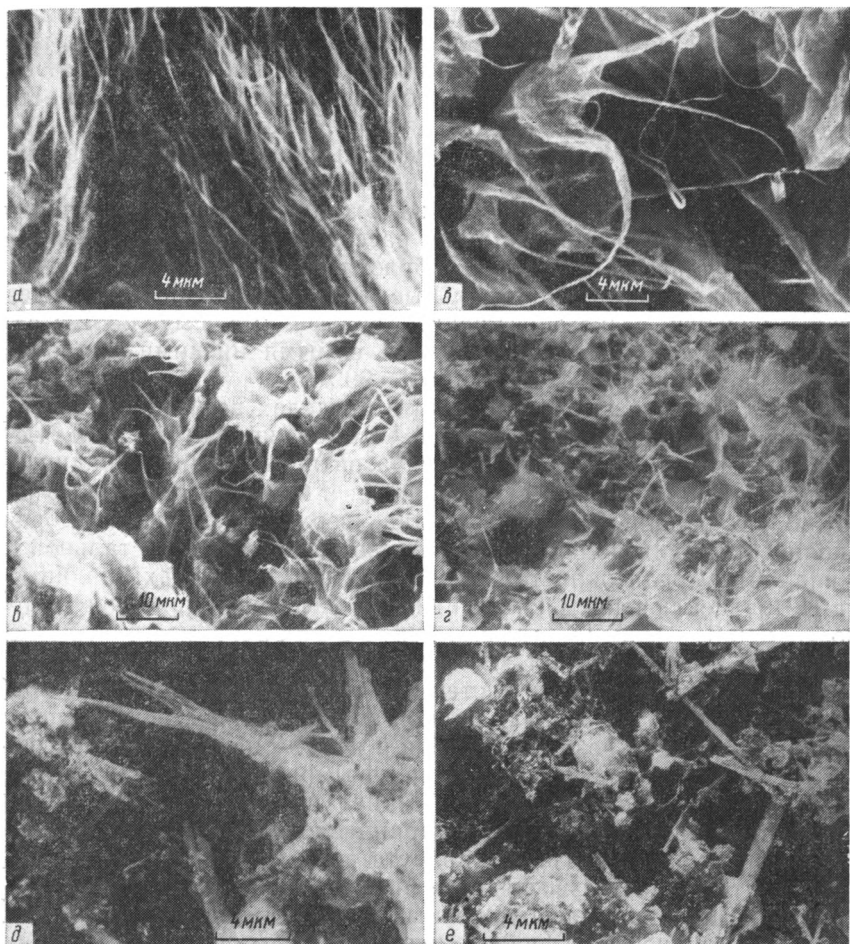
1 — железистый смектит (ст. 1991, гор. 5—10 см); 2 — смешанослойная слюда — смектитовая фаза с соотношением слюдистых и смектитовых межслоев 30:70 (ст. 1991, гор. 400—412 см); 3 — селадонитоподобный минерал с соотношением слюдистых и смектитовых межслоев 80:20 (ст. 1991, гор. 445—460 см); 4—5 — минерал из группы амфиболов (ст. 389, гор. 450—460 и 385—388 см); а — ориентированные природные образцы; б — образцы, насыщенные глицерином

Прослой, где силикатная составляющая содержит в своем составе сапонит, хлорит, амфиболы и тальк (ст. 389), характеризуются необычно высокими для рудоносных осадков Красного моря содержаниями Mg — до 9%. В настоящее время мы не располагаем данными для более точной диагностики Mg-содержащих силикатов, поскольку изучение их еще не закончено.

К числу редких аутигенных силикатов, развитых в осадках впадины Атлантис-II, относится водный силикат меди хризоколла, который встречается в виде единичных зерен ярко-зеленого цвета размером в сотые доли миллиметра, его присутствие подтверждается данными дифрактометрического анализа.

По данным Р. Зиеренберга и В. Шенкса, в осадках юго-западной части впадины Атлантис-II обнаружены отдельные кристаллы пироксенов, плагиоклазов, граната, кварца и ильванта [13].

Нами в одной из колонок юго-западного бассейна впадины Атлантис-II обнаружены многочисленные включения черного цвета размером от нескольких миллиметров до 2,5 см разной плотности; более мелкие обломки — рыхлые, более крупные — твердые с рыхлой, рассыпающейся каемкой. Обломки в основной своей массе состоят из кремнистого вещества, местами раскристаллизованного, с многочисленными включениями сидерита, скоплениями сульфидов и радиально-лучистыми агрегатами амфиболов.



Фиг. 6. Морфология основных силикатных минералов рудных осадков впадины Атлантис-II (стереоскан S-600)
a, б — минералы ряда железистые смектиты — селадонит; *в, з* — магниезальные смектиты (сапонит? стивенсит?); *д, е* — минерал из группы амфиболов (удлиненные игольчатые и планкоподобные кристаллы)

Относительно чистый силикатный материал из осадков других впадин отобрать и изучить не удалось, поскольку обычной формой их нахождения там являются сравнительно мелкие линзы, неравномерно рассеянные в массе кремнево-железистого геля.

СУЛЬФИДЫ

Особый интерес представляет исследование сульфидных соединений, их минерального и химического состава, парагенезов и особенностей локализации, поскольку сульфиды являются не только основными минералами-носителями таких экономически важных металлов, как цинк, медь, свинец, серебро, кадмий, но и чрезвычайно информативны для интерпретации условий образования рудных осадков с позиций учения о месторождениях полезных ископаемых гидротермально-осадочного генезиса.

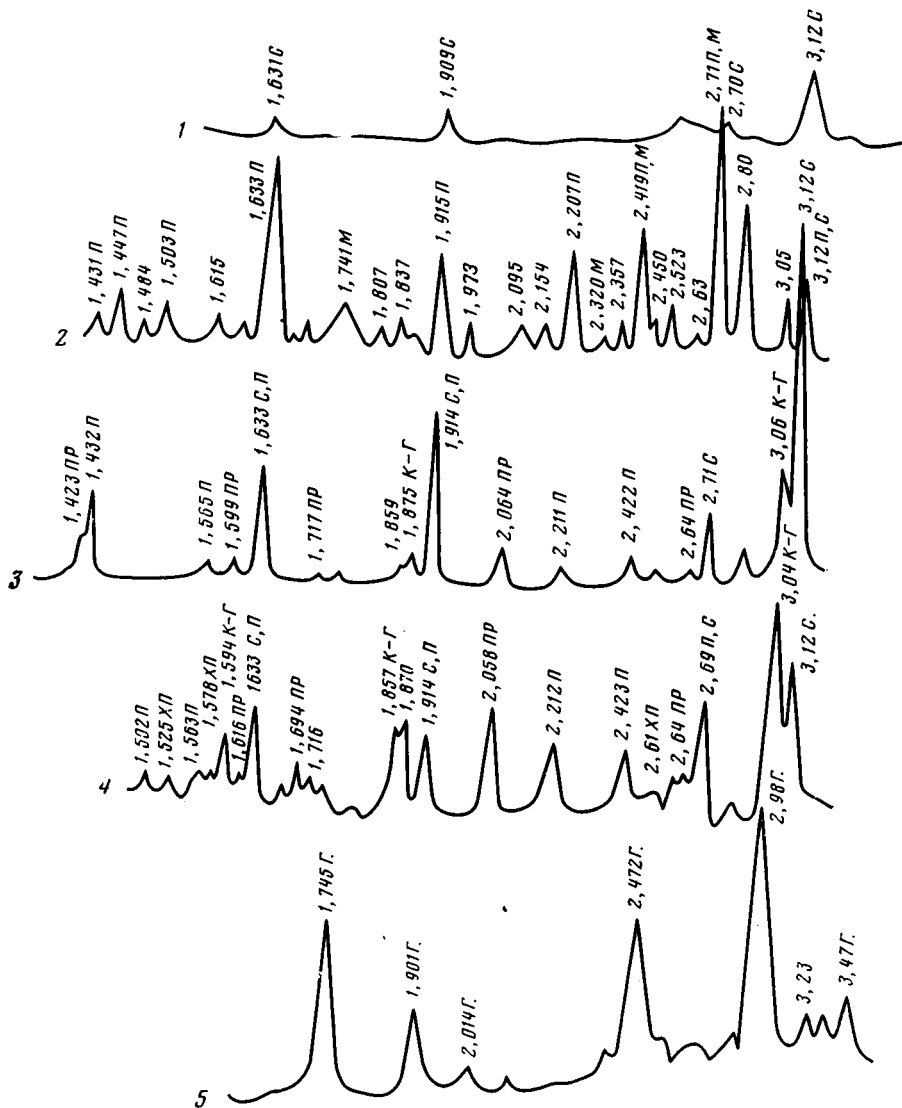
Наиболее широкое развитие сульфидов и максимальное разнообразие их минеральных видов наблюдается в осадках впадины Атлантис-II, там же они лучше всего изучены. С помощью комплекса лабораторных методов исследования в осадках этой впадины нами идентифицированы следующие сульфидные соединения: рентгеноаморфные сульфиды Zn, Cu и, возможно, Fe, сфалерит, марматит, пирит, пирротин, халькопирит, а также сульфидные соединения, относящиеся к классу сульфосолей меди со структурой колусита-германита.

Характерной особенностью сульфидной минерализации во впадине Атлантис-II является неравномерность распределения сульфидов как по площади, так и по разрезу осадочной толщи. Однако существуют определенные закономерности вертикальной и латеральной зональности в распределении сульфидных образований. Максимальные количества сульфидов приурочены к осадкам сульфидных зон. Широко развиты они также в верхней аморфной зоне. Ни в одной из указанных зон сульфиды, как правило, не образуют единых, выдержанных по площади впадины прослоев, а пятнисто и неравномерно рассеяны в массе кремнево-железистых или ангидритовых осадков, образуя обычно скопления, сгустки, линзовидные прослои, реже отдельные тонкораспыленные включения. Прослои и участки, резко обогащенные сульфидами, выделяются сажи-сто-черной окраской и характеризуются самыми низкими для рудных отложений значениями Eh — от +50 до —90 мВ.

В осадках верхней аморфной зоны в пределах всей впадины Атлантис-II преобладающей минеральной фазой являются рентгеноаморфные сульфиды. Широкое развитие в осадках впадины Атлантис-II рентгеноаморфных сульфидов Zn и Cu было отмечено в работе [10]. В юго-западной части в осадках верхней сульфидно-аморфной зоны количество сульфидной фазы заметно выше, чем на остальной площади впадины. Среди окристаллизованных фаз в осадках впадины Атлантис-II (за исключением юго-западного бассейна) наиболее широко распространенным минералом является сфалерит и его железистая разновидность — марматит. В верхней аморфной зоне содержания этих минералов минимальны и степень окристаллизованности крайне низкая. Сверху вниз по разрезу рудной толщи количество и степень их окристаллизованности возрастает, хотя в целом она остается невысокой (фиг. 7, 1). Максимальные количества сфалерита и марматита отмечаются в верхней сульфидной зоне. Эти минералы в осадках присутствуют в виде распыленной, черной микровкрапленности и линзовидных скоплений. Черная окраска связана с присутствием в составе сфалерита железа, что подтверждается исследованиями на микроанализаторе.

В одной из колонок, расположенных в северо-западной части впадины, в осадках нижней сульфидной зоны основным сульфидным минералом является хорошо окристаллизованный пирит (см. фиг. 7, 2), образующий идиоморфные октаэдрические кристаллы размером 4—6 мкм (фиг. 8, в). В подчиненных количествах там присутствуют халькопирит и пирротин. Х. Бекером и Х. Рихтером [9] было высказано предположение о широком развитии пирита среди других сульфидных минералов именно в осадках нижней сульфидной зоны. Наши данные, по всей вероятности, могут служить подтверждением этого предположения. Преобладание же хорошо окристаллизованного пирита лишь в одном из изученных разрезов, вероятнее всего, связано с тем, что трубки, с помощью которых отбираются осадки, в большинстве случаев не доходят до нижней сульфидной зоны.

Максимально высокие концентрации сульфидов, их минералогическое разнообразие и наилучшая степень окристаллизованности характерны для осадков самой глубокой юго-западной части впадины Атлантис-II в местах разгрузки гидротермальных растворов. В составе отложений сульфидно-ангидритовой зоны на этом участке диагностирован сложный комплекс сульфидных образований, включающий сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит, а также сульфидные соединения сложного состава, относящиеся к классу сульфосолей меди и имеющие структуру типа колусита-германита. Эти минералы, как правило, парагенетически тесно связаны, однако их соотношения в разных обогащенных сульфидами прослоях существенно неодинаковы. В одних горизонтах преобладающим сульфидным минералом является сфалерит (см. фиг. 7, 3), в других — пирротин и сульфиды меди (см. фиг. 7, 4). Пирит и халькопирит, как правило, присутствуют в подчиненных количествах.

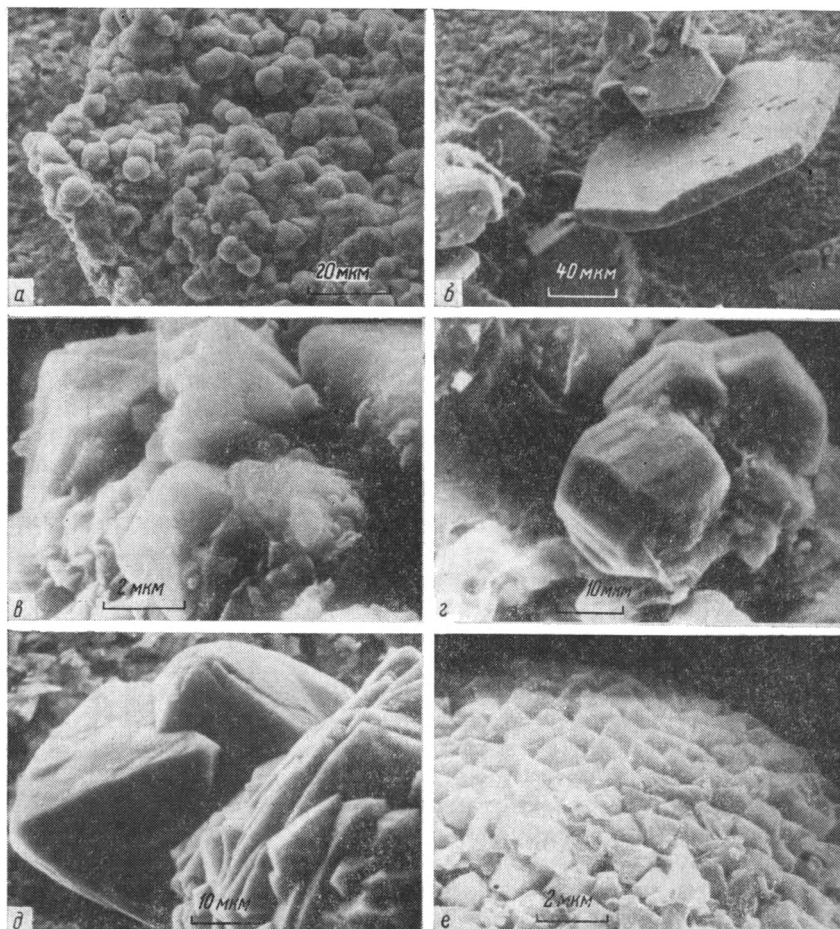


Фиг. 7. Дифрактограммы образцов, обогащенных сульфидами

1 — сульфидсодержащий прослой из верхней сульфидной зоны восточной части впадины Атлантис-II (ст. 387, гор. 440—450 см); 2 — сульфидсодержащий прослой из нижней сульфидной зоны впадины Атлантис-II (ст. 1991, гор. 615—625 см); 3—4 — сульфидсодержащие прослои из верхней сульфидной зоны юго-западной части впадины Атлантис-II (ст. 389 (3 — гор. 388—400 см, 4 — гор. 310—320 см); 5 — сульфидсодержащий прослой из впадины Дискавери (ст. 1996, гор. 383—398 см). Буквами на дифрактограммах отмечены рефлексы, соответствующие следующим сульфидным минералам: п — пирит, м — марказит, с — сфалерит, пр — пирротин, кг — колусит-германит, xp — халькопирит, г — грейгит

С помощью электронно-микроскопических исследований под сканирующим микроскопом можно видеть не только особенности морфологии сульфидных минералов, но и наблюдать ряд последовательных преобразований первично гелевидных глобулярных форм в кристаллические фазы разной степени окристаллизованности. Так, например, сфалерит, как правило, образует скопления или агрегаты мелких (5—10 мкм) глобул с явными признаками перехода их к идиоморфным кристаллам со сглаженными, как бы оплавленными гранями (см. фиг. 8, а). Часто минерал образует более крупные глобулы, представляющие собой агрегат мельчайших пластинчатых кристаллитов.

Пирит или халькопирит (?) в осадках юго-западного бассейна образует, как правило, мелкие кристаллы в форме октаэдров или пентагон-додекаэдров со следами штриховки (см. фиг. 8, в).



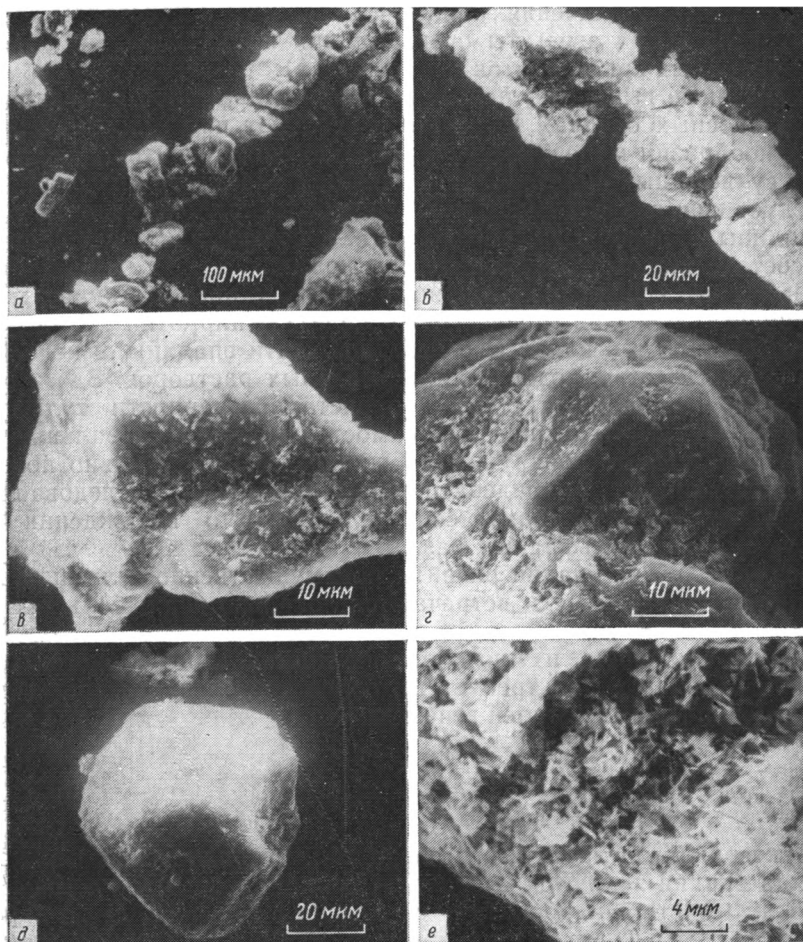
Фиг. 8. Морфология некоторых сульфидов из рудных осадков (стереоскан S-600)

а — скопление плохо окристаллизованного сфалерита, включающее отдельные кристаллы пирита (верхняя сульфидная зона северо-западной части впадины Атлантис-II, ст. 1991, гор. 445—460 см); *б* — скопление кристаллов пирротина (юго-западная часть впадины Атлантис-II, ст. 389, гор. 310—320 см); *в* — кристаллы пирита (нижняя сульфидная зона северо-западной части впадины Атлантис-II, ст. 1991, гор. 615—625 см); *г* — кристаллы пирита (халькопирита?) (верхняя сульфидная зона юго-западной части впадины Атлантис-II, ст. 389, гор. 310—320 см); *д* — кристаллы пирита (марказита?) (впадина Альбатрос, ст. 402; гор. 20—25 см); *е* — фрамбональный пирит (впадина Эрба, ст. 399, гор. 52—60 см)

Пирротин является наиболее хорошо окристаллизованным сульфидом, он встречается в виде идиоморфных таблитчатых шестигранников размером от 10 до 200 мкм, часто образующих двойники и сростки (см. фиг. 8, *б*). Минерал обладает ярко выраженными магнитными свойствами, в отраженном свете имеет металлический блеск с характерной красновато-бурой побежалостью. Отличительной особенностью пирротина в осадках впадины Атлантис-II является присутствие в его составе Zn и в ряде случаев Pb, что отчетливо проявляется при исследовании минерала на микроанализаторе «Камебакс».

В отличие от осадков впадины Атлантис-II сульфиды в металлоносных отложениях других впадин в целом распространены сравнительно ограниченно, однако в небольших количествах присутствуют в отдельных горизонтах целого ряда впадин (Альбатрос, Дискавери, Эрба, Суакин).

Если во впадине Атлантис-II сульфидная минерализация имеет разнообразный состав с преобладанием химически сложных сульфидов,



Фиг. 9. Грейгит из осадков впадины Дискавери (ст. 1996, гор. 383—398 см, стереоскан S-600)
a—д — морфологические разновидности грейгита; *e* — внутренняя структура стяжения грейгита

преимущественно цветных металлов, то в других впадинах основную роль играют сульфиды Fe, представленные широким спектром минеральных форм. Помимо рентгеноаморфных сульфидов методом дифрактометрического анализа там диагностированы пирит, грейгит, смайтит и канзит. В отдельных горизонтах в подчиненных количествах присутствуют сфалерит (Альбатрос) и сульфиды Cu (Эрба). Наиболее обычным минералом является пирит, образующий характерные октаэдрические кристаллы, а также их агрегаты и сростки (см. фиг. 8, *д*), часто минерал встречается в виде фрамбоидов (см. фиг. 8, *е*). При изучении образцов под сканирующим электронным микроскопом можно видеть стадии последовательной раскристаллизации сульфидных глобул через розеткоподобные сферической формы кристаллические агрегаты в октаэдрические кристаллы пирита, которые часто прорастают друг с другом, образуя своеобразные друзы.

Значительные содержания хорошо окристаллизованного грейгита (мельниковита) (см. фиг. 7, *5*) обнаружены в отдельных горизонтах осадочной толщи во впадине Дискавери, а также в небольших количествах во впадинах Суакин, Альбатрос, Вальдивия. Минерал образует относительно крупные частицы размером 30—60 мкм, иногда имеющие нечеткие кристаллографические очертания (фиг. 9, *a—д*) и обладающие ярко выраженными магнитными свойствами.

При больших увеличениях видно, что частицы и кристаллы грейгита представляют собой агрегаты очень мелких шестоватых, беспорядочно ориентированных кристаллитов (см. фиг. 9, е).

Приведенные выше результаты изучения сульфидной минерализации в металлоносных осадках Красного моря дают представление о большом разнообразии минеральных видов, многокомпонентном химическом составе сульфидных образований и сложном характере их локализации.

Следует еще раз подчеркнуть, что наиболее широко развиты в осадках впадины Атлантис-II сульфиды цинка, содержащие, как правило, в своем составе значительные количества железа.

Сульфидные соединения сложного состава с преобладанием меди, а также кристаллический моносульфид железа — пирротин локализуются преимущественно в осадках юго-западной части впадины, в непосредственной близости от выходов гидротермальных растворов. Здесь же отмечена наиболее высокая степень окристаллизованности сульфидных минералов. Сульфиды свинца как самостоятельные минеральные фазы в рудных осадках не обнаружены. Однако его относительно повышенные концентрации в сульфидсодержащих прослоях и исследования на микроанализаторе «Камебакс» свидетельствуют о нахождении этого элемента в составе сульфидных фаз.

В осадках других впадин развиты преимущественно сульфиды железа, сульфиды цинка и меди встречаются локально и в небольших количествах.

Крайняя сложность и многокомпонентность минерального состава сульфидных образований требует их более углубленного исследования для выяснения многих деталей генезиса.

КАРБОНАТЫ

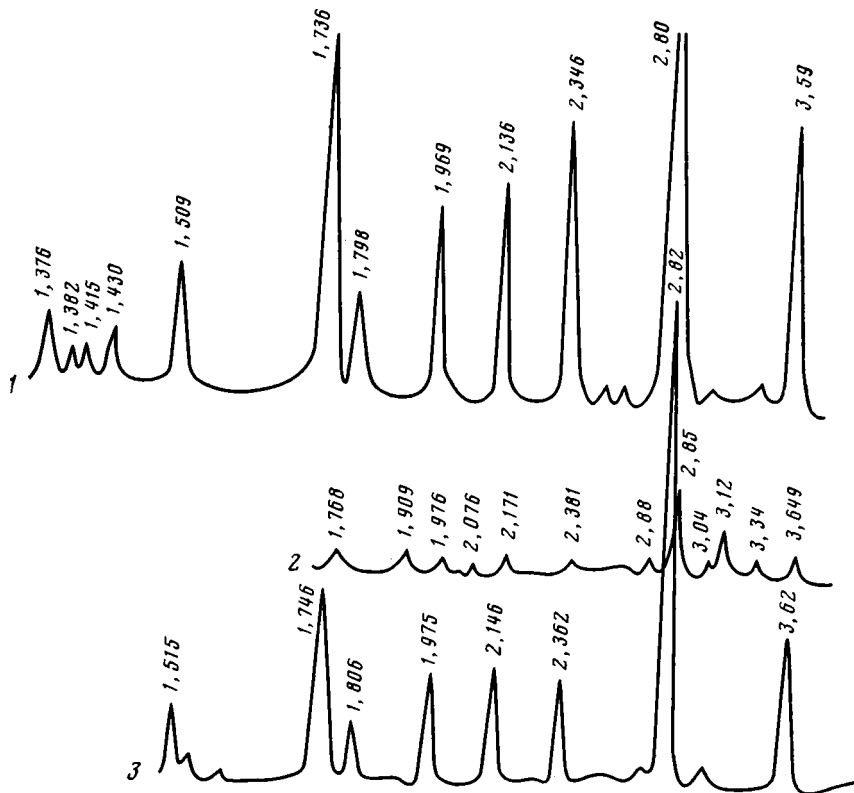
Характерными аутигенными минералами металлоносных осадков целого ряда впадин являются карбонаты, состав которых меняется от собственно железистого карбоната — сидерита (фиг. 10, 1) до карбоната марганца — родохрозита (см. фиг. 10, 2). Как правило, это сложные карбонаты железа и марганца с переменным соотношением этих элементов, т. е. манганосидериты (см. фиг. 10, 3).

Наиболее широко манганосидериты развиты в осадках впадины Атлантис-II, они образуют скопления и линзы, состоящие из ромбовидных кристаллов (фиг. 11, а, б), а также радиально-лучистых агрегатов и сростков и рассеяны в массе осадков всех литолого-фациальных зон — от верхней аморфной до нижней сульфидной. Манганосидериты являются основной минеральной формой марганца во впадине Атлантис-II. В небольших количествах сложные карбонаты железа и марганца отмечены в отдельных прослоях осадочной толщи во впадинах Суакин, Эрба, Дискавери и Хадарба.

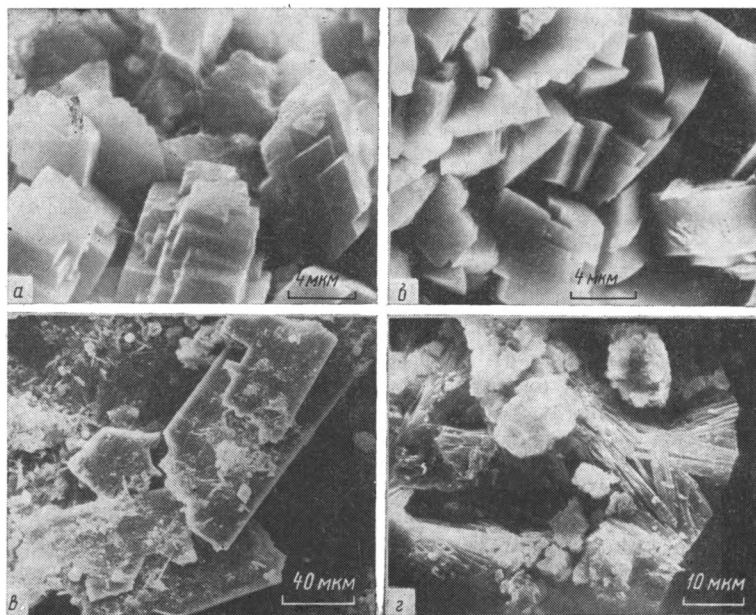
В осадках впадины Гипсум аутигенные карбонаты, представленные исключительно сидеритом, широко распространены и в отдельных горизонтах являются одним из главных компонентов рудного вещества.

СУЛЬФАТЫ

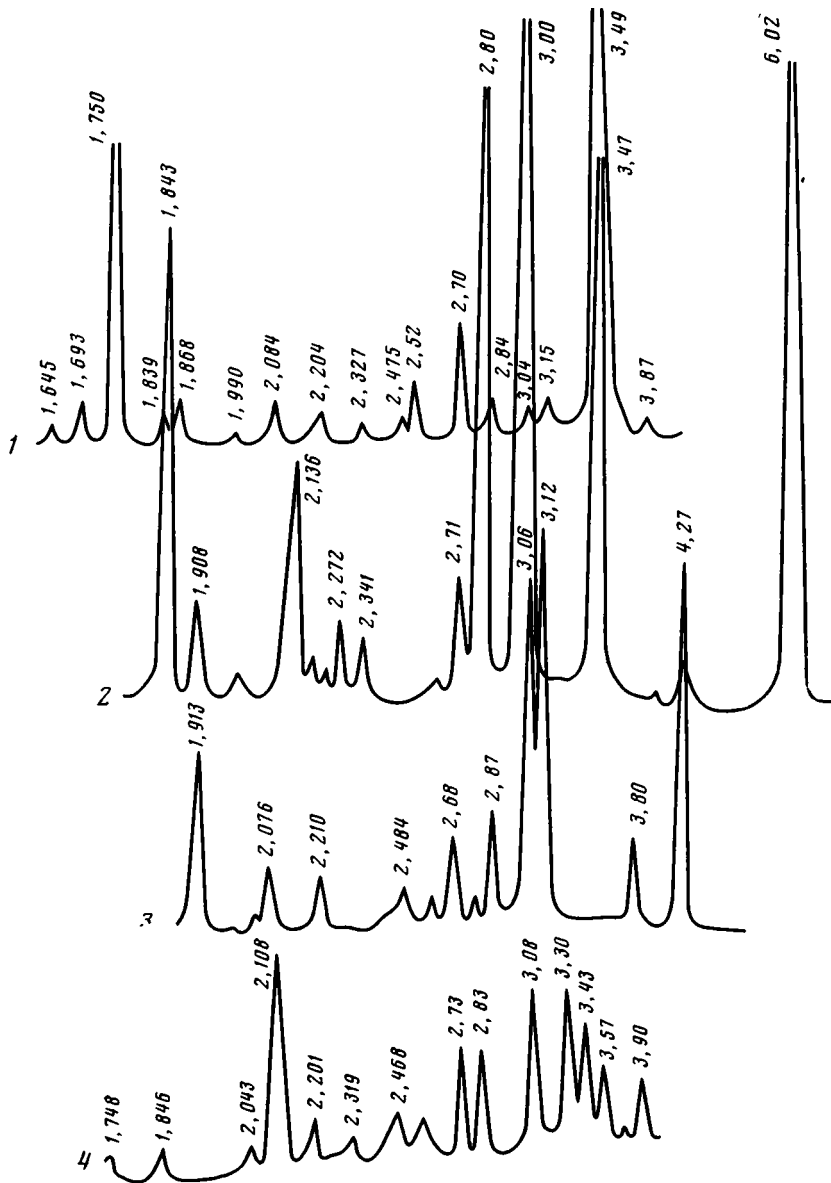
К числу сульфатных минералов, развитых в рудоносных осадках Красного моря, относятся ангидрит, гипс и барит. Наиболее широко они распространены во впадине Атлантис-II. Самый распространенный сульфат — ангидрит, который образует отдельные идиоморфные таблитчатые и призматические кристаллы и их сростки размером 0,1—0,5 мм (см. фиг. 11, в) и является одной из самых хорошо окристаллизованных минеральных фаз рудных осадков (фиг. 12, 1). Кристаллы ангидрита неравномерно рассеяны в массе ила, часто образуют скопления, наиболее обогащены им осадки южной части впадины Атлантис-II, а в самых



Фиг. 10. Дифрактограммы карбонатов железа и марганца. 1 — сидерит (впадина Гипсум, ст. 413, гор. 500—550 см); 2 — родохрозит (впадина Атлантис-II, ст. 383, гор. 400—410 см); 3 — манганосидерит (впадина Атлантис-II, ст. 1905-5, гор. 520—525 см)



Фиг. 11. Карбонаты и сульфаты рудных осадков впадины Атлантис-II (стереоскан S-600). а, б — скопления манганосидеритов (а — ст. 1905-4, гор. 215—220 см; б — ст. 387, гор. 460—470 см); в — кристаллы ангидрита (ст. 389, гор. 465—470 см); г — гипс в массе рудного вещества (ст. 396, гор. 490—500 см)



Фиг. 12. Дифрактограммы сульфатных минералов из рудных осадков впадины Атлантис-II
 1 — ангидрит (ст. 389, гор. 465—470 см); 2 — полугидрат сульфата кальция (ст. 1991, гор. 445—460 см); 3 — гипс (ст. 389, гор. 415—425 см); 4 — барит (ст. 1991, гор. 380—390 см)

глубоких тектонически активных участках юго-западной котловины ангидрит образует мощные до 2,5 м пачки, содержащие примесь сульфидов и включения кремневого геля (см. фиг. 12, 3). Гипс, как правило, встречается в виде крупных идиоморфных кристаллов и их сростков, двойников, а также друз и сферолитов радиально-лучистого строения размером 0,1—1 мм, реже более 1 мм (см. фиг. 11, з). В осадках впадины Атлантис-II отмечено присутствие микрокристаллических агрегатов гипса, образованного, по-видимому, за счет гидратации ангидрита при хранении проб, либо при промывке их дистиллированной водой для удаления растворимых солей. Возможность такого процесса отмечают и другие авторы [6, 11]. Переход ангидрита в гипс подтверждается также присутствием в осадках полугидрата сульфата Ca (см. фиг. 12, 2).

Основная масса крупнокристаллического гипса является, вероятнее всего, первичной, т. е. образуется в осадке, о чем свидетельствует обычное присутствие в кристаллах гипса примеси вмещающего их ила, захваченного в ходе кристаллизации. Наиболее развит гипс в осадках впадины Гипсум.

Барит пока достаточно надежно диагностирован в отдельных горизонтах осадочной толщи во впадинах Атлантис-II и Гипсум (см. фиг. 12, 4). Он встречается в виде мелкокристаллических агрегатов, отдельных сферолитов размером порядка 0,01 мм (впадины Атлантис-II, Гипсум), а также в виде идиоморфных кристаллов и крестообразных двойников размером 0,1—0,01 мм (впадина Атлантис-II). Распределение барита в осадочной толще не подтверждает предположения некоторых авторов о парагенетической связи барита с сульфидсодержащими осадками.

ХЛОРИДЫ

Основным хлоридным минералом металлоносных осадков является галит, главная масса которого выпадает в твердую фазу из насыщенных NaCl иловых вод в процессе высушивания проб. Большие количества галита в сухих пробах крайне затрудняют изучение минерального состава рудного вещества, в связи с чем минерал этот удаляется из осадка путем промывания его в дистиллированной воде. Помимо галита в отдельных колонках впадины Атлантис-II нами с помощью дифрактометрического анализа диагностирован оксихлорид меди — атакмит, который встречается в виде единичных зерен ярко-зеленого цвета размером 0,1—0,01 мм. Присутствие атакмита в осадках впадины Атлантис-II отмечено также в работе [12]. Можно предположить более широкое развитие атакмита в металлоносных осадках, часть которого, по-видимому, растворяется при промывании осадков дистиллированной водой для удаления галита.

В итоге следует еще раз подчеркнуть, что рудное вещество металлоносных осадков представлено сложным комплексом минеральных фаз, среди которых широко развиты метастабильные, обычно плохо окристаллизованные образования.

Главными факторами, контролирующими состав, минеральные формы рудного вещества, их парагенезис и особенности локализации, являются состав гидротермальных растворов и положение выходов их на дно, формы миграции химических элементов, интенсивность рудообразующего процесса, а также физико-химические особенности среды осаждения и постседиментационные преобразования осадков.

Общая генетическая схема рудообразующих процессов в Красном море на примере впадины Атлантис-II, составленная на базе проведенных исследований минерального состава осадков и литературных данных, будет представлена во втором сообщении настоящей работы.

Литература

1. Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис).— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 157—191.
2. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А. и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1, с. 30—42.
3. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Александрова В. А., Шурыгина Е. В. Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантис-II (Красное море).— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 3, с. 26—41.
4. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря (геохимические особенности и характер распределения рудного вещества).— Литол. и полезн. ископ., 1983, № 3, с. 16—31.
5. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в рудоносных осадках Красного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1983, № 5, с. 82—89.
6. Каплан И., Суини Р., Ниссенбаум А. Изотопы серы в геотермальных растворах и

осадках Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 229—257.

7. *Мухеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: ГНТИ, 1957. 430 с.
8. *Чухров Ф. В., Штеренберг Л. Е., Горшков А. И. и др.* О природе 10 Å марганцевого минерала Fe-Mn-океанических конкреций.— Литол. и полезн. ископ., 1983, № 5, с. 33—42.
9. *Bäcker H., Richter H.* Die rezente hydrothermal-sedimentäre Lagerstätte Atlantis-II-Tief im Roten Meer.— Geol. Rundschau, 1973, B. 62, Hft 3, S. 697—741.
10. *Brockamp O., Goulart E., Harder H., Heydemann A.* Amorphous cooper and zinc sulfides in the metalliferous sediments of the Red Sea.— Contribs. Miner. and Petrol., 1978, v. 68, № 1, p. 85—88.
11. *Hardie L. A.* The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, № 171, p. 30—34.
12. *Mossman D. G., Hefferson K. G.* Possible primary precipitation of atacamite and other metal chlorides in cetrain Startabound deposits.— Chem. Geol., 1978, v. 21, № 1—2, p. 151—159.
13. *Zierenberg R. A., Shanks W. C.* Mineralogy and geochemistry of epigenetic teatures in metalliferous sediment, Atlantis-II Deep, Red Sea.— Econ. Geol., 1983, v. 78, № 1, p. 57—73.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
17.XI.1983

УДК 551.77(265/266)

**ВОЗРАСТНЫЕ МЕТКИ ИЛОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ТИХОГО ОКЕАНА**

**КРЫЛОВ А. Я., ЛИСИЦЫНА Н. А., МАЗИНА Т. И.,
СИЛИН Ю. И., ЦОВБУН Я. М.**

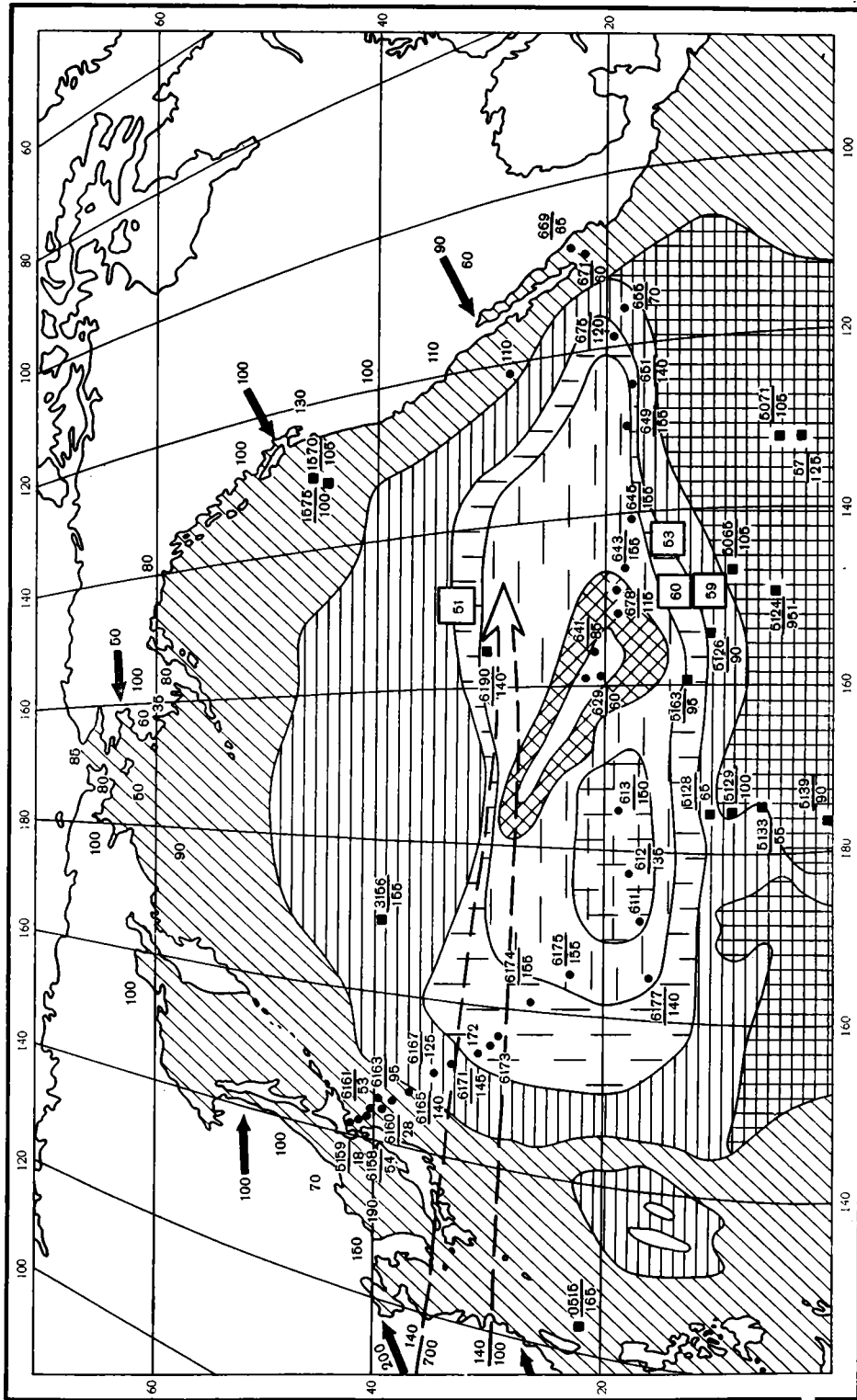
В статье на большом аналитическом материале показано распределение К-Аг возрастных меток в поверхностном слое осадков северной части Тихого океана. Установлена также прямая зависимость К-Аг-меток от интенсивности развития в осадках калийсодержащих аутигенных диагенетических образований (глауконит, филлипсит), широко распространенных в изученной части Мирового океана.

Метод частиц, меченных возрастом, применяется в течение многих лет для решения ряда вопросов современного осадкообразования в морях и океанах, а также для палеогеографических построений [5—9]. Метод основан на том, что обломки пород и минералов различной размерности, как правило, сохраняют свою возрастную метку, т. е. соотношение радиоактивных элементов и продуктов их распада. Это, в частности, относится и к К-Аг-методу.

Несмотря на имеющиеся данные о нарушении К-Аг-систем твердых продуктов выветривания [21], они, все же, несут изотопную память о возрасте исходных минералов, которая тем достовернее, чем меньше степень изменения породы. Поэтому путем сравнения К-Аг-датировок возможных источников сноса и датировок осадочного материала в областях седиментации можно получить достаточно информативную картину распределения терригенных частиц разного происхождения. Об этом свидетельствует сопоставление изотопного возраста многих объектов из разных климатических зон: кристаллических пород Балтийского щита и ледниковых песчаных отложений Прибалтики [6], разных питающих провинций Черноморского и Средиземноморского бассейнов [3, 10, 11, 12, 29] пород Антарктиды и донных осадков южных морей [7].

Важно отметить, что в отличие от морских отложений для осадков океанических бассейнов в настоящее время имеются только рекогносцировочные данные по отдельным областям Мирового океана [7—9]. Дело в том, что использование К-Аг-метода применительно к океаническим осадкам океанов имеет свои сложности, связанные с огромными площадями бассейнов, присутствием в них внутренних источников вулканогенного и осадочного материала, широким развитием аутигенных диагенетических образований, которые, как правило, заметно влияют на возрастную метку вмещающих илов. Масштабы и характер влияния этих факторов на возрастные метки изучены недостаточно. Необходимы дополнительные исследования преимущественно в тех областях Мирового океана, донные отложения которых детально изучены литологически.

Настоящая работа выполнена нами в северной части Тихого океана. Литология и геохимия донных осадков этой области изучены на транс-океанском профиле от берегов Японии до мексиканского побережья Северной Америки, общей протяженностью более 10 тыс. км [1, 2, 16]. Профиль проходит через все крупные тектонические структуры северной половины Тихого океана, включая вулканически активную область Гавайского поднятия. Он пересекает различные литолого-фациальные зоны, закономерно сменяющие друг друга в направлении от берега к пелагиали, и является подходящим объектом для решения хотя бы некоторых из поставленных задач.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

ДОННЫЕ ОСАДКИ НА ТРАНСОКЕАНСКОМ ПРОФИЛЕ

Размещение различных литолого-фациальных типов осадков (I—VI) в северной части Тихого океана показано на фиг. 1. Прибрежные (I) и гемипелагические (II) осадки шельфа и континентального склона покрывают относительно небольшую часть океанического дна и прослеживаются в виде узких полос вдоль западного и восточного берегов океана. Серые и зеленовато-серые, преимущественно песчано-алевритовые вулкано-терригенные илы прибрежной зоны в западной части профиля состоят в основном из переотложенных продуктов андезитового вулканизма островных дуг с примесью пеплового и биогенного материала (ст. 6158—6161). В составе этих осадков преобладают практически свежие минералы андезитовых пород.

В восточной части профиля у Мексиканского побережья развиты биогенно-терригенные слабокремнистые и карбонатно-глинистые илы, содержащие продукты размыва кислых и метаморфических пород батолитового пояса Калифорнии и Мексики, а также вулканических пород андезитовой зоны обрамления океана.

В пелагическом направлении прибрежные осадки сменяются более тонкими кремнисто-глинистыми и слабокарбонатными илами гемипелагической зоны (II), в которых появляются тонкие прослои и скопления частиц риолит-дацитового стекла (ст. 6162—6166 на западе, ст. 670—671 на востоке). Глинистая часть осадков I и II зон на 50—70% состоит из терригенных смектитов [1]. Характерными диагенетическими образованиями в прибрежных и гемипелагических осадках, относящихся к редуцированной зоне океана [20], являются сульфиды железа и глауконит.

На расстоянии от 350 до 900 км от берега прибрежные и гемипелагические осадки сменяются тонкими глинистыми илами пелагической зоны. По периферии этой зоны развиты светло-коричневые и палевые глинистые, преимущественно гидрослюдистые осадки переходного типа (III) — миопелагические, по Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа [19]. Они сохраняют многие черты гемипелагических илов и сменяют их по простираанию (ст. 6167—6171 на западе и ст. 672—674 на востоке). Для переходных осадков помимо рассеянной пирокластике характерны прослои кислого вулканического пепла.

Среди собственно пелагических илов различаются пелагические красные глины глубоководных котловин (IV, А, Б), осадки подводных гор (V) и осадки архипелагов вулканических островов (VI). Пелагические красные глины глубоководных котловин — наиболее тонкодисперсные осадки океана, содержащие до 50% субколлоидной фракции. Среди них выделяются красные глины с пепловым материалом, развитые по периферии глубоководных котловин (IV А), и красные глины с цеолитами (IV Б) в их центральных частях. Глины с пепловым материалом наряду с золотым кварцем, полевыми шпатами, частицами гидрослюды содержат примесь кислого стекла, присутствующего в виде рассеянных пепловых частиц, а также в тонкодисперсной фазе (ст. 6172—6174, 653, 655, 673).

Фиг. 1. Литолого-фациальная зональность поверхностного слоя осадков северной части Тихого океана и размещение в них К-Аг возрастных меток

1 — прибрежные (I) и гемипелагические (II) вулкано-терригенные, глинистые, слабоизвестковые и слабокремнистые илы; 2 — пелагические глины переходного типа (III); 3 — пелагические красные глины глубоководных котловин с рассеянной примесью вулканического стекла (IV А); 4 — красные глины глубоководных котловин, обогащенные цеолитами (IV Б); 5 — гравийно-песчано-глинистые и карбонатные осадки подводных поднятий (V); 6 — биогенно-терригенные осадки Гавайских островов с примесью вулкано-кластики (VI); 7 — глинисто-кремнисто-карбонатные осадки экваториальной зоны с распределением К-Аг возрастных меток в поверхностном слое осадков; 8 — геологические станции на трансокеанском профиле (а) и за его пределами (б). Цифры у станций: в числителе — номер станции, в знаменателе — К-Аг возрастная метка, млн. лет; 9 — станции глубоководного бурения; 10 — возрастные метки пород питающих провинций суши; 11—12 — основные направления переноса терригенного осадочного материала (11 — речной сток, 12 — золотой перенос струйными течениями)

В красных глинах с цеолитами (IV Б) количество алевритовых пелловых частиц убывает до минимума, кислая пирокластика присутствует в них преимущественно в виде тонкодисперсной фазы [16]. Содержание цеолитов возрастает от нескольких до 50% в осадках центральных котловин (ст. 6175—6177 и 643—651). Цеолитовые глины покрывают обширные площади океанического дна: в Восточной котловине они прослеживаются на протяжении более 2500 км.

Важно отметить, что глинистая часть пелагических осадков на 50—60% состоит из гидрослюд, которые в центральных частях глубоководных котловин становятся главным компонентом осадка [18]. Устойчивая ассоциация их с эоловым кварцем и полевыми шпатами подтверждает терригенную природу этих минералов. В. Н. Живаго и В. В. Серовой [4] показано, что главная масса гидрослюд поступает в пелагические осадки Тихого океана эоловым путем.

В области подводной гряды Маркус-Неккер (V) тонкие глинистые илы глубоководных котловин сменяются гравийно-песчано-глинистыми илами, а выше критической глубины карбонатакопления — карбонатноглинистыми и карбонатными илами. В составе грубого материала преобладают свежие и измененные обломки базальтов океанического дна. В межгорных впадинах развиты типичные красные глины. В них присутствуют цеолиты и Fe-Mn-конкреции.

Осадки Гавайского архипелага (VI) занимают сравнительно небольшую площадь (см. фиг. 1) и образуют ряд от прибрежных обломочно-карбонатных и карбонатных до кремнисто-глинистых и глинистых илов. Все они обогащены бурым и зеленым базальтовым, а также кислым бесцветным стеклом; содержание стекла в некоторых колонках юго-восточнее островов достигает 80% алевритовой фракции (ст. 641, 686). Для Гавайской зоны характерно обогащение осадков вулканокластикой, а также присутствие переотложенных продуктов базальтового вулканизма. К числу главных диагенетических образований, имеющих широкое распространение в пелагиали океана, относятся цеолиты и Fe-Mn-конкреции.

Из приведенного краткого литологического описания следует, что ведущая роль в формировании донных осадков трансокеанского профиля принадлежит терригенной седиментации. Об этом свидетельствует в первую очередь отчетливая связь с источниками сноса как обломочного, так и тонкодисперсного глинистого осадочного материала, а также уменьшение скоростей седиментации от берега к пелагиали [16].

В прибрежной и гемипелагической зонах главная масса осадков представляет собой почти неизменные продукты переотложенных молодых мезозойско-кайнозойских пород андезитовой зоны, обрамляющей океан. У американского побережья минеральный состав осадков в значительной степени определяют процессы переотложения кислых пород батолитового пояса Калифорнии и Мексики. За пределами полосы распространения прибрежных и гемипелагических осадков количество вулкано-терригенного материала, поступающего с берегов, заметно сокращается. Более тонкие пелитовые осадки обширной пелагической зоны океана по составу глинистых минералов существенно отличаются от прибрежных, что говорит о влиянии иного источника сноса.

Мощным источником терригенного материала в северной части океана, находящейся под воздействием западных ветров и струйных течений, являются воздушные взвеси (аэрозоли) [14]. Как видно из фиг. 1, они поступают преимущественно из внутренних областей Азиатского континента, в строении которых принимают участие разновозрастные породы от докембрия до современных. Данные ряда исследователей [14, 23 и др.] подтверждают возможность тропосферного переноса тонкого эолового материала на расстояния порядка 8—10 тыс. км. Осадочный материал с Азиатского континента поступает также в выносах крупных рек и прежде всего Хуанхе и Янцзы, причем пелагических областей достигает тонкая часть взвесей.

Возрастные метки илов трансокеанского профиля (от Японии до Мексики).
Поверхностный слой

Номер станции	Глубина, м	Тип осадков	К. %	Ag, см ³ /г·10 ⁻⁴	Возраст, млн. лет
Владивосток, пляжный песок					
6159	264	I	1,8	1,37	190
6158	553	I	1,25	0,089	18
6160	1300	I	1,42	0,298	54
6161	2120	I	1,47	0,158	28
6162	4120	I	0,96	0,197	53
6163	4120	II	1,29	0,135	30
6163	7430	II	1,38	0,475	95
6165	5610	II	1,54	0,851	140
6167	6005	III	1,75	0,858	125
6171	6000	III	1,97	1,095	145
6174	5935	IV A	2,78	1,745	155
6175	5950	IV B	3,02	1,900	155
6177	6000	V	2,98	1,645	140
612	4470	V	2,96	1,552	135
613	4960	V	2,69	1,618	150
627	4730	VI	2,14	0,579	60
641	5030	VI	0,69	0,228	85
678	5300	VI	1,67	0,737	115
643	5350	IV B	2,44	1,529	155
645	5400	IV B	2,78	1,682	155
649	4950	IV B	3,11	1,930	155
651	4350	IV B	2,73	1,496	140
675	3980	IV A	2,18	0,998	120
655	3680	III	2,35	0,617	70
671	2450	II	2,36	0,576	60
669	1000	I	2,83	0,689	65
Сан-Франциско, пляжный песок					
			0,99	0,40	105

Помимо терригенных осадков, имеющих широкое распространение в северной части океана, в пелагической зоне локально развиты осадки, связанные с внутриокеаническими источниками сноса. К их числу относятся продукты переотложения свежих и измененных базальтов подводных поднятий (гряда Маркус-Неккер), а также вулкано-терригенные осадки вблизи архипелагов островов (Гавайский, Ревилья-Хихедо и др.). На формирование осадков северной части Тихого океана определенное влияние оказывают два типа вулканизма: андезитовый вулканизм островных дуг и континентальных окраин и базальтовый вулканизм океанских платформ. Проявления андезитового вулканизма выражаются в повсеместном присутствии в осадках андезит-дацит-риолитовой пирокластики, а также аутигенных силикатов (филлипсит, монтмориллонит) в пелагических областях с минимальными скоростями осадконакопления [2].

Влияние базальтового вулканизма на осадконакопление локально. В северной части океана наиболее ярко оно проявляется в Гавайской вулканической зоне, осадки которой обогащены не только вулкано-терригенным, но и пирокластическим материалом в виде примеси основного стекла. Распространение его ограничено расстоянием 500—700 км от Гавайского архипелага.

Следовательно, осадки северной части Тихого океана формируются под влиянием разных источников материала: континентального, внутриокеанического и вулканического. Возраст терригенного материала, приносимого из разных питающих провинций суши, вулканогенного и поступающего из внутриокеанических источников различен. Отсюда следует возможность использования возрастных меток для изучения закономерностей размещения генетически различного осадочного материала на дне океана.

Широкое развитие на профиле аутигенных диагенетических образований как в редуцированной, так и в окисленной пелагической зонах океана помогает выяснить характер изменений возрастных меток под влиянием диагенетических процессов.

Возрастные метки илов Тихого океана (вне трансокеанского профиля). Поверхностный слой

Номер станции	Координаты		Глубина, м	К, %	Ag, см ³ /г·10 ⁻⁶	Возраст, млн. лет
	широта	долгота				
А. Зона севернее широтного разреза						
6190	32°26'	156°36' В	6000	2,08	1,146	140
3156	39°57'	164°52' В	5520	1,98	1,20	155
0515	23°58'	121°28' З	4200	2,03	1,37	165
1575	44°04'	126°10' В	2940	1,82	0,72	100
1580	45°32'	124°51' В	1120	1,58	0,65	105
1586	46°41'	125°45' В	1945	1,81	0,85	120
6184	29°06'	131°51' В	2000	2,03	0,93	115
—	28°04'	121°28' В	2000	1,93	0,85	110
Берингово море				1,68	0,60	90
Чукотское море	62°37'	175°52' В	90	1,85	0,40	50
				1,88	0,64	85
Б. Экваториальная зона						
5071	12°10'	130°52' З	3910	2,29	0,96	105
57	13°52'	130°52' З	5125	2,25	1,11	125
5065	16°21'	146°15' З	5340	2,24	0,91	105
5124	7°55'	153°11' З	—	1,98	0,73	95
5126	11°17'	154°07' З	5140	2,04	0,73	90
5163	13°27'	159°57' В	5638	2,44	0,41	45
5133	5°58'	176°04' З	5396	1,82	0,36	55
5139	0°03'	176°07' З	5530	2,15	0,78	90
5129	11°15'	176°17' З	5650	1,99	0,78	100
5128	12°58'	176°15' З	—	2,56	0,63	65
В. Южное полушарие						
78	40°01'	172°19' В	245	2,12	0,64	80
5110	12°59'	154°06' В	5 222	1,97	0,23	30
1566	23°16'	174°44' З	10 030	1,55	0,48	80
1570	20°10'	140°25' З	4 460	1,33	0,24	40
5143	3°58'	176°04' З	5 605	1,63	0,35	55

* Станции экспедиций на НИС «Витязь», д/э «Обь» и НИС «Дмитрий Менделеев».

Осадки северной части Тихого океана были проанализированы калий-аргоновым методом определения абсолютного возраста. Преобладающая масса анализов выполнена на материале трансокеанского профиля (25 определений для поверхностного слоя и более 50 по всей длине колонок, равной 5—6 м). За пределами профиля проанализировано около 30 поверхностных проб. Возрастные метки определялись также в четырех скважинах глубоководного бурения. Полученные результаты сведены в табл. 1—4.

ВОЗРАСТНЫЕ МЕТКИ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Возрастные метки прибрежных и гемипелагических илов, как правило, относительно низкие. У берегов Мексики они составляют 60—65 млн. лет, у берегов Японии — 18—95 млн. лет, что в 2—3 раза меньше, чем в илах пелагической области океана. В целом их значения соответствуют возрасту многих пород мезозойско-кайнозойских питающих провинций обрамления океана. Последние и являются источником материала, поступающего в прибрежную и гемипелагическую зоны. Об этом свидетельствуют также результаты литолого-минералогических исследований, которые показали ведущую роль переотложения материала андезитовой зоны в формировании прибрежных и гемипелагических осадков [15]. Самые низкие возрастные метки — 18—30 млн. лет — указывают на пе-

Возрастные метки илов трансокеанского профиля (изменения по вертикали)

Номер станции	Тип осадков	Горизонт, см	Время отложения осадка, тыс. лет	К. %	Аг. см ³ /г·10 ⁻³	Возраст, млн. лет
6158	I	0—20	0—2	1,42	0,298	54
		170—177	50	1,46	0,281	50
		410—425	140	1,47	0,596	84
6161	I	0—5	0	0,96	0,497	53
		70—100	30	0,99	0,353	91
		342—345	150	1,67	0,161	25
		245—367	160	1,46	0,231	41
6163	II	0—40	0	1,48	0,499	105
		145—160	70	1,38	0,475	95
		310—330	180	1,50	0,728	125
		620—640	300	1,53	0,445	70
6167	III	0—10	0	1,75	0,858	125
		80—85	80	1,80	0,538	75
		380—390	340	1,51	1,038	100
6171	III	0—40	0—8	1,97	1,095	145
		140—150	80	2,28	1,190	135
		220—240	170	2,17	1,452	165
		395—420	220	2,28	1,100	125
6174	IV A	0—5	0	2,78	1,745	155
		120—130	350	3,10	1,805	155
		290—310	900	3,00	1,929	160
		640—650	4000	2,83	1,715	155
6175	IV Б	0—20	0—200	3,02	1,900	155
		90—100	1000	2,94	1,983	165
		290—300	3000	3,11	1,946	155
		440—460	4500	3,04	1,810	150
		510—520	5000	2,92	1,560	135
		560—590	5800	1,52	0,434	75
612	V	0—10	0—30	2,96	1,552	135
		10—20	70	3,02	0,735	65
		110—117	300	2,92	0,518	45
613	V	2—5	10—20	2,69	1,618	150
		60—80	40	2,87	0,694	60
		340—360	2000	2,80	0,471	45
627	VI	0—5	—	2,14	0,579	60
		5—10	—	2,21	0,624	70
641	VI	5—10	—	0,69	0,218	85
		100—110	—	1,32	0,355	70
		473—491	—	0,54	0,185	90
643	IV Б	0—2	0—20	2,44	1,529	155
		10—20	150	2,63	1,417	135
		335—340	3400	2,39	1,027	110
645	IV Б	2—5	20—50	2,78	1,682	155
		10—20	150	2,68	0,867	85
		320—330	3000	2,65	0,459	45
649	IV Б	0—5	0—50	3,11	1,980	155
		5—20	150	2,99	1,824	155
675	IV A	0—5	0—50	2,18	0,998	120
		10—20	150	2,38	0,982	105
		100—110	1000	2,39	0,927	100
		500—518	5000	2,57	0,646	65
669	I	0—20	0	2,83	0,689	65
		124—130	40	2,56	0,636	60

Возрастные метки илов глубоководного бурения

Номер станции	Координаты		Глуби- на, м	Горизонт, м	Тип осадка	К. %	Аг. см ³ /г. ·10 ⁻⁶	Воз- растная метка, млн. лет
	широта	долгота						
51—1	33°28' С	153°24' В	5981	22—23	Красная глина с пеплом	2,52	0,88	90
				123—132	То же с цеоли- тами	3,30	0,86	70
53—0	18°02' С	141°11,5' В	4629	103—113	Вулканический пепел	1,27	0,12	25
59—2	11°46,8' С	147°34,9' В	5554	89—98	Цеолитовая гли- на с радиоля- риями	1,18	0,14	32
				98—107	Красные глины с радиолярия- ми	0,75	0,16	55
				107—116	Цеолитовые гли- ны с радиоля- риями	0,70	0,06	20
				116—125 135	То же Цеолитовые гли- ны	1,46 1,58	0,15 0,26	27 43
60—0	13°40' С	145°42' В	3717	134—136	Вулканический пепел	1,67	0,10	18
				212—221 346—348	То же »	1,16 0,78	0,12 0,09	27 30

реотложение неоген-четвертичных лав и туфов Японских, Курильских островов и Камчатки (ст. 6158, 6162).

Важно отметить, что возрастные метки осадков этих зон в целом заметно ниже возрастных меток пород питающих провинций. Их понижение в ряде случаев объясняется разбавляющим влиянием аутигенного глауконита, а также кислой пирокластике, привносящих избыточный калий, что понижает аргон-калиевое отношение. Совокупное действие обогащения осадков молодой пирокластикой и развития в них диагенетического глауконита, по-видимому, объясняет многие низкие значения меток прибрежных и гемипелагических илов, в частности в западной части профиля (см. табл. 1, ст. 6158, 6160, 6161).

За пределами прибрежной и гемипелагической зон возрастные метки илов поверхностного слоя постепенно возрастают в направлении к пелагиали. В переходной зоне они повышаются до 125—145 млн. лет в западной части профиля (ст. 6167, 6171) и до 70 млн. лет — в восточной. Повышение возрастных меток осадков этой зоны связано с уменьшением массы осадочного материала, поступающего из молодой мезо-кайнозойской питающей провинции обрамления океана. Абсолютные массы осадков в переходной зоне уменьшаются в 2—5 раз по сравнению с прибрежной и гемипелагической зонами [16]. Одновременно с этим в их формировании относительно возрастает роль эолового переноса, а также стока крупных рек. В обоих случаях значительная часть осадочного материала поступает из внутренних областей Азиатского континента, сложенных разновозрастными породами вплоть до докембрийских, и является носителем возрастных меток этих пород.

В восточной части профиля, практически за пределами влияния выносов с Азиатского континента, увеличение меток в осадках переходной зоны, как мы видели, не столь существенно. Это и понятно, поскольку поступление материала с Северо-Американского континента практически ограничивается узкой полосой побережья, сложенной молодыми породами и отгороженной от внутренних областей континента горными сооружениями Береговых хребтов.

Возрастные метки глубоководных красных глин внутри пелагической области океана (зоны IV А и Б) составляют 140—155 млн. лет. Их величины определяются особенностями пелагической седиментации в глубоководных котловинах северной части бассейна: минимальным поступлением осадочного материала из береговых питающих провинций, приносом золотого материала из внутренних областей Азиатского континента, а также тонкодисперсной пирокластики из андезитовой зоны. Последняя оказывает разбавляющее действие, снижая возрастные метки продуктов разрушения древних пород.

В областях подводных поднятий (гряда Маркус-Неккер, зона V, ст. 611—613) возрастные метки осадков поверхностного слоя близки к возрастным меткам красных глин. Они колеблются от 135 до 150 млн. лет. Некоторое понижение их значений по сравнению с красными глинами объясняется переотложением меловых и более молодых базальтов подводных гор [16].

Достаточно однообразная картина распределения возрастных меток в пелагиали океана существенно меняется в области поднятия Гавайского вулканического центра. К-Аг-метки осадков Гавайской зоны (VI, ст. 627, 641, 678 и др.) резко отличаются низкими значениями, которые колеблются от 0 до 80—115 млн. лет. Здесь, как и в зоне V, сказывается влияние внутриокеанического источника сноса. Оно выражается в локальном обогащении осадков продуктами переотложения базальтов, а также основным вулканическим стеклом. Распространение вулканокластического и частично пирокластического материала в осадках в количествах, заметно понижающих их возрастную метку, фиксируется на расстояниях порядка 100—300 км.

Определения возрастных меток, выполненные за пределами транс-океанского профиля, подтвердили закономерный характер их распределения в осадках на широких площадях северной части Тихого океана (см. табл. 2 и фиг. 1). В прибрежной и гемипелагической зонах метки относительно низкие. У западного побережья Северной Америки от Берингова моря до Калифорнии они составляют 50—125 млн. лет, отражая возраст молодых пород береговых областей сноса. В обширной пелагической зоне метки возрастают до 140—155 млн. лет, что соответствует суммарному влиянию продуктов золотого переноса [4], а также неоген-современного вулканизма андезитовой зоны. В вулканической области Гавайского поднятия и местами к югу от нее в приэкваториальной полосе сильное понижение возрастных меток связано с излияниями базальтовых лав, переотложением молодых базальтов вулканических островов и в меньшей степени с присутствием в илах пирокластического материала.

Влияние этих факторов во многом определяет также низкие возрастные метки поверхностных осадков, изученных к югу от экватора. В южной части Центральной котловины (ст. 5143), а также в Южной котловине вблизи вулканических островов Тубуаи-Кука и Туамоту (ст. 1570) они составляют 40—55 млн. лет. Западнее, в вулканически активной зоне области островных дуг и глубоководных желобов, определены возрастные метки осадков в Коралловом море (ст. 5110), у берегов Новой Зеландии (ст. 78) и в желобе Тонга-Кермадек (ст. 1566); они колеблются от 30 до 80 млн. лет и близки к возрастным меткам осадков андезитовой зоны в северном полушарии.

В целом изученные возрастные метки поверхностного слоя осадков Тихого океана отражают влияние различных питающих провинций (континентальной суши, внутриокеанических источников сноса, а также андезитового и базальтового вулканизма) на распределение современного — четвертичного осадочного материала.

ВОЗРАСТНЫЕ МЕТКИ ИЛОВ В КОЛОНКАХ ТРАНСОКЕАНСКОГО ПРОФИЛЯ

Изучение возрастных меток по вертикали в колонках трансокеанского профиля позволяет рассмотреть закономерности распределения осадочного материала разного генезиса в ближайшем геологическом прошлом. Представляет также интерес выявление степени влияния диагенетических образований на К-Аг-метки вмещающих осадков. Данные по скоростям седиментации в разных литолого-фациальных зонах [13], а также прямые определения абсолютного возраста осадков на профиле радиоуглеродным и иониево-протактиниевым методами [16] показывают, что толща, вскрытая колонками длиной 5—6 м, сформировалась в прибрежной и гемипелагической зонах примерно за 200—250 тыс. лет, в переходной зоне — за 0,5—1,7 млн. лет, в глубоководных пелагических котловинах — за 1,7—5 млн. лет и более. В районе Гавайского архипелага, где скорости осадконакопления заметно возрастают, формирование 5-метровой толщи осадков происходило за 170—500 тыс. лет. Учитывая условный характер приведенных градаций, мы можем, тем не менее, говорить о присутствии в разрезе отложений голоцена — конца плейстоцена для прибрежной и гемипелагической зон (I, II), конца плейстоцена для Гавайской зоны (VI), начала плейстоцена — конца плиоцена для переходной зоны, а также осадков второй половины плиоцена (и миоцена?) во внутренних областях пелагиали океана (зоны IV A и Б). Распределение К-Аг-меток осадочного материала в колонках этих разновозрастных осадков трансокеанского профиля приведено в табл. 3.

Полученный нами представительный материал (более 50 определений в 16 колонках) показывает, что в прибрежной и гемипелагической зонах как на западе, так и на востоке возрастные метки осадочного материала, как правило, не превышают 100—105 млн. лет и близки к преобладающему возрасту мезозойско-кайнозойских пород береговых питающих провинций суши. Пределы колебаний возрастных меток в этих зонах составляют 25—105 млн. лет. Низкие возрастные метки, как будет показано ниже, соответствуют осадкам, обогащенным глауконитом.

В осадках переходной зоны, исследованной в западной части профиля (ст. 6167, 6171), К-Аг-метки увеличиваются по сравнению с метками в прибрежной и гемипелагической зонах и составляют 75—125 млн. лет. Отдельные значения достигают 145—165 млн. лет, что более характерно для глубоководных красных глин пелагической области океана. Относительно пониженные значения возрастных меток (125—135 млн. лет), как правило, обусловлены присутствием в осадках риолит-дацит-андезитовой пирокластике: минимальные возрастные метки характерны для пепловых прослоев. Так, например, в колонке ст. 6167 пепловый прослой на глубине 80—85 см с содержанием более 40% песчано-алевритовых частиц кислого стекла имеет возрастную метку 75 млн. лет, что почти вдвое меньше меток глин, практически лишенных примеси вулканического стекла.

Для пелагической области океана характерны высокие К-Аг-метки, которые составляют, как правило, 150—165 млн. лет как в глубоководных котловинах (зоны IV A и Б), так и в области подводного поднятия гряды Маркус-Неккер (зона V). Важно отметить, однако, что в большей части колонок ниже поверхностного слоя метки осадков колеблются в широких пределах и наряду с высокими наблюдаются сильно заниженные, составляющие 45—75 млн. лет. Понижение возрастных меток в отдельных прослоях и пачках значительной мощности связано с широким развитием в пелагических красных глинах аутигенного диагенетического, а также переотложенного из базальтов цеолита-филлипсита. Степень влияния присутствующих в осадках цеолитов на возрастные метки вмещающих отложений будет рассмотрена ниже.

На фоне глубоководных красных глин пелагиали океана осадки Гавайской зоны выделяются своими низкими возрастными метками, которые составляют, как правило, 60—90 млн. лет. В этом сказывается влия-

ние внутриокеанического источника сноса, выражающееся в базальтовом составе обломочного материала. Значительно также влияние основного вулканизма: осадки обогащены основным стеклом, образующим прослой и присутствующим в виде рассеянных частиц в количестве 10—15% (ст. 641, 678 и др.). В колонке 641 наблюдаются прослой типичных глубоководных красных глин, содержащих до 30% кристаллов филлипсита.

В целом закономерности распределения К-Аг-меток в толще осадков, пройденной колонками литологического профиля, практически повторяют закономерности их распределения в поверхностном слое. Это сходство отражает постоянство условий осадконакопления за период времени, запечатленный в 5—6-метровой толще осадков. Полученные данные хорошо согласуются с выводами, вытекающими из литолого-фациального изучения осадков на профиле, которое показало, что общий характер осадконакопления в северной части Тихого океана существенно не менялся в приматериковых областях по крайней мере в течение последних 250—300 тыс. лет, т. е. с конца плейстоцена, а в пелагических областях крайне медленного осадконакопления на протяжении более 5 млн. лет, т. е. с конца плиоцена [16].

ВЛИЯНИЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА ВОЗРАСТНЫЕ МЕТКИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Использование К-Аг-датировок для определения источников материала в колонках трансокеанского профиля выявило возможности этого метода для изучения особенностей локализации некоторых аутигенных образований в осадках.

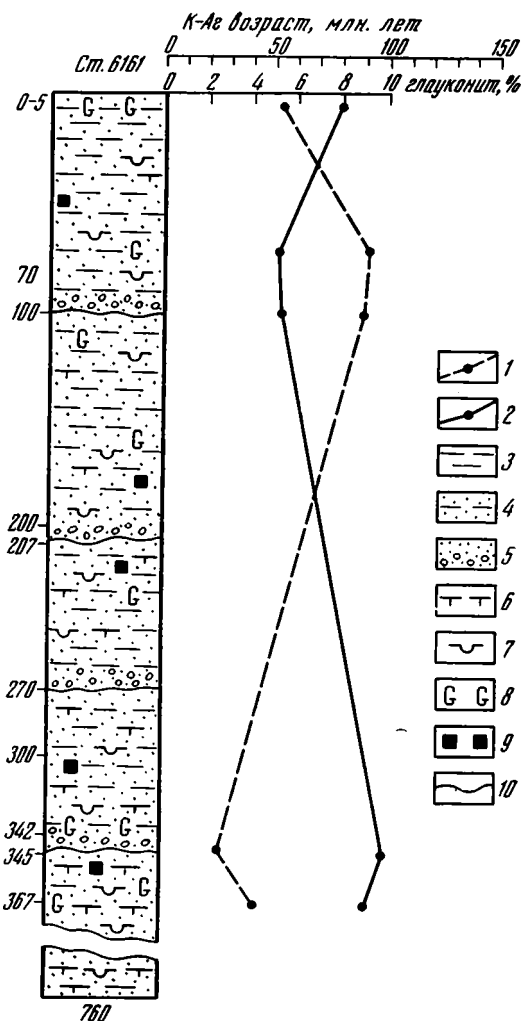
Одним из характерных аутигенных образований редуцированной зоны (I—II) является диагенетический глауконит. В пелагических осадках широко развит аутигенный филлипсит [14, 16, 17, 19], обогащающий эвпелагические (цеолитовые) глины внутренних частей глубоководных котловин (IV Б). В кристаллическую решетку обоих минералов входит калий, что позволяет датировать их возраст К-Аг-методом. Датировки прибрежных и гемипелагических илов показали, что присутствие в них глауконита заметно снижает изотопный возраст осадочного материала. Как видно на графике (фиг. 2), в прослоях, обогащенных глауконитом (G в колонке 6161), возраст осадков понижен в 2—4 раза.

Формирование филлипсита в пелагических осадках северной части Тихого океана связано с самой ранней стадией диагенеза [16, 17]. Он часто присутствует в колонках трансокеанского профиля непосредственно под поверхностным слоем толщиной 5—10 см. Развитие этого богатого калием минерала приводит к уменьшению аргон-калиевого отношения и тем самым к снижению возрастной метки в эвпелагических (цеолитовых) глинах (IV Б). Зависимость К-Аг-метки от содержания филлипсита в колонках этих глин приведена на графиках (фиг. 3) и в табл. 3. При интенсивном развитии минерала в обогащенных им прослоях метки уменьшаются вдвое и втрое по сравнению с поверхностным слоем. В общем виде эта закономерность для северной части Тихого океана видна на графике (фиг. 4), составленном для 5-метровой толщи осадков по данным табл. 3. Возрастные метки красных глин уменьшаются пропорционально увеличению в них содержания филлипсита. Так, при содержаниях до 10% наблюдается постепенное уменьшение возрастных меток до 130—135 млн. лет; при значительном обогащении, когда концентрации филлипсита достигают 50%, возрастные метки уменьшаются в 2—3 раза.

Изучение аутигенных цеолитов в осадочном чехле Мирового океана [17] показало, что диагенетический филлипсит широко распространен в верхней части осадочной толщи пелагической зоны Тихого океана и присутствует в заметных количествах в тех же осадках Индийского. Главная масса филлипсита приурочена к отложениям голоцен-плейстоцена, в меньших количествах этот минерал наряду с клиноптилолитом наблю-

дается в донных отложениях миоцена и олигоцена. В связи с этим следует полагать, что К-Аг-датировки молодых голоцен-плейстоценовых пелагических илов Мирового океана могут быть занижены в отличие от более древних красных глин, что необходимо учитывать при палеогеографических реконструкциях.

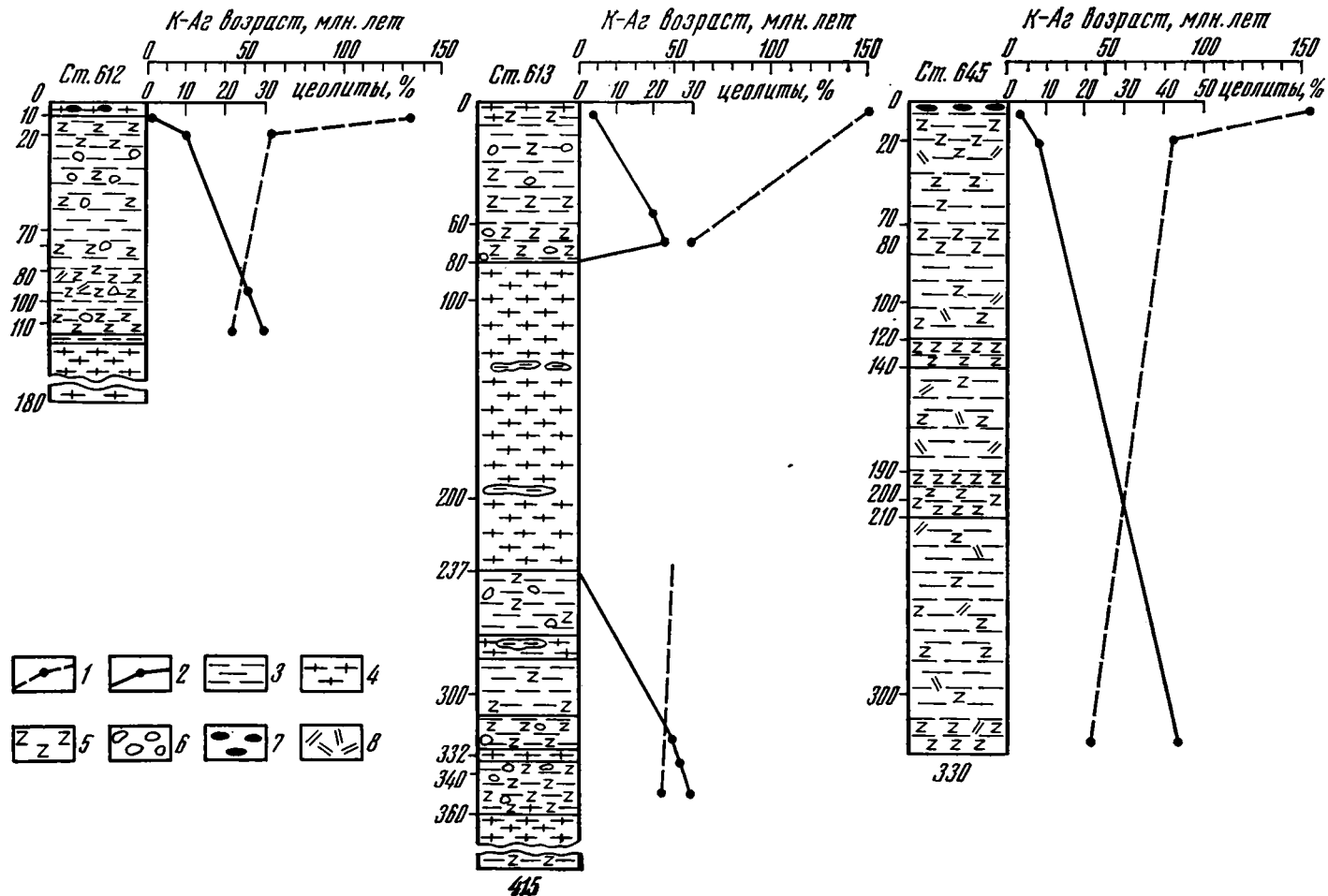
Закономерности, выявленные для верхних горизонтов осадочной толщи, подтверждаются данными глубоководного бурения. Нами были проанализированы образцы осадков и пород в кернах бурения длиной до



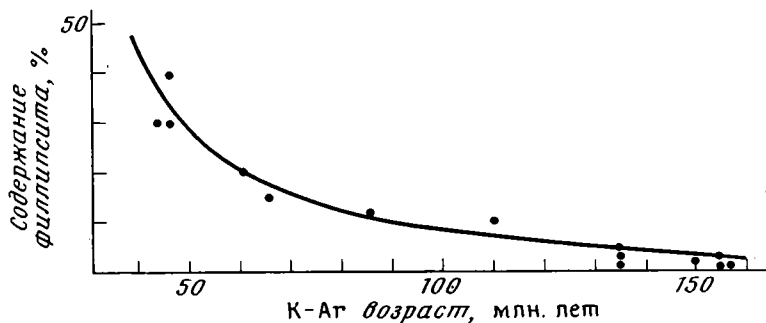
Фиг. 2. Графики зависимости распределения К-Аг возрастных меток в колонках прибрежных гемипелагических осадков от содержания в них диagenетического глауконита

1 — график распределения возрастных меток; 2 — график распределения глауконита; 3 — глинистый ил; 4 — алеврито-глинистый ил; 5 — алевритисто-песчаный и гравийный осадок; 6 — фораминиферы; 7 — диатомовые; 8 — глауконит; 9 — пирит; 10 — несогласия в основании ритмов турбидитов

30 м, поднятых в пелагиали Тихого океана (материалы экспедиции «Гломар Челленджер», полученные от А. П. Лисицына). Изученные ст. 51, 53, 59, 60 находятся в Северо-Восточной котловине (см. фиг. 1). Результаты анализов (см. табл. 2) показывают, что глинам, содержащим филлипсит, соответствуют возрастные метки порядка 70 млн. лет, в цеолитовых глинах (цеолититах) метки уменьшаются до 43—20 млн. лет, что хорошо согласуется с данными верхнего слоя осадочной толщи (см. табл. 3).



Фиг. 3. Графики зависимости распределения К-Аг возрастных меток в колонках глубоководных красных глин от содержания в них диагенетического филлипсита 1 — график распределения возрастных меток; 2 — график распределения диагенетического филлипсита; 3 — глинистый ил; 4 — карбонатный фораминиферо-кокколитовый ил; 5 — филлипсит; 6 — песчано-алевритовые и гравийные обломки базальта; 7 — Fe-Mn-конкреции; 8 — вулканический пепел



Фиг. 4. Графики зависимости К-Аг возрастных меток глубоководных пелагических (красных) глин от содержания в них аутигенного филлипсита

При изучении кернов глубоководного бурения отчетливо видно также понижение возрастных меток красных глин (зона IV A), обогащенных вулканическим пеплом. Красные глины с пепловым материалом имеют изотопный возраст порядка 90 млн. лет (при небольшом обогащении), который понижается до 18—30 млн. лет в пепловых прослоях (см. табл. 4).

ВЫВОДЫ

1. Изучение К-Аг возрастных меток в поверхностном слое осадков выявило закономерный характер их распределения в северной части Тихого океана. Самые низкие метки (до 100 млн. лет) характерны для прибрежной и гемипелагической зон (I—II), они увеличиваются в переходной зоне (III) и максимальны (140—160 млн. лет) на широких площадях в пелагиали океана (IV A, Б). Область Гавайского поднятия (VI) является областью низких К-Аг-меток осадков (0—80 млн. лет).

2. Как показали детальные исследования вещественного состава донных отложений, выявленные закономерности отражают влияние разных питающих провинций континентальной суши, внутриокеанических источников сноса (Гавайское поднятие, вулканические острова и подводные горы), а также влияние андезитового вулканизма геосинклинального обрамления океана и базальтового вулканизма океанских платформ.

3. Закономерности распределения возрастных меток в поверхностном слое осадков практически сохраняются во времени по крайней мере в течение последних 250—300 тыс. лет для прибрежной и гемипелагической зон и на протяжении более 5 млн. лет — для областей минимальных скоростей седиментации пелагической зоны. Этот вывод хорошо согласуется с результатами литолого-фациального изучения осадков северной части океана [17].

4. Развитие аутигенных диагенетических образований, таких, как глауконит и филлипсит, имеющих широкое распространение в осадочном чехле Мирового океана, находит свое отражение в уменьшении возрастных меток донных осадков.

5. В целом проведенное исследование в одной из областей океана, показало, что использование К-Аг-метода перспективно для изучения важных особенностей океанского осадконакопления: выявления источников сноса, распределения осадочного материала на дне бассейна, а также локализации диагенетического минералообразования в осадочном чехле океанов.

Литература

1. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П. Глинистые минералы в осадках на профиле через Тихий океан.—Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4, с. 1—17.
2. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Влияние вулканизма на современное осадкообразование в Тихом океане.—Литол. и полезн. ископ., 1980, № 2, с. 3—10.

3. Емельянов Е. М., Крылов А. Я., Силин Ю. И. и др. Возрастные провинции терригенно-вулканогенного материала Средиземного моря.—Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4, с. 28—43.
4. Живаго В. Н., Серова В. В. Минералогия эоловой взвеси над центральными районами Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1, с. 20—37.
5. Крылов А. Я., Барановская Н. В., Ловцюс Г. П. Определение возраста гранитных галек и арказовых песков аргоновым методом. Тр. V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1956, с. 254—258.
6. Крылов А. Я., Силин Ю. И. Применение аргонового метода определения возраста для изучения миграции терригенных осадков.—Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 3, с. 642—644.
7. Крылов А. Я., Лисицын А. П., Силин Ю. И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 87—100.
8. Крылов А. Я., Силин Ю. И. Применение аргонового метода определения возраста в морской геологии и палеогеографии.—В кн.: Химия Земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 390—400.
9. Крылов А. Я. Вопросы определения абсолютного возраста пород дна морей и океанов.—В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 367—379.
10. Крылов А. Я., Авдзейко Г. В., Аляпышев О. А. и др. Абсолютный возраст терригенных минералов Черноморского бассейна.—В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 342—351.
11. Крылов А. Я., Емельянов Е. М., Силин Ю. И. и др. Некоторые вопросы формирования терригенного материала глубоководных древнечерноморских осадков Черного моря.—В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 330—342.
12. Крылов А. Я., Силин Ю. И., Цовбун Я. М. и др. О терригенной седиментации в Средиземном море в позднечетвертичное время.—В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 264—271.
13. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 458 с.
14. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
15. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А. Донные осадки на профиле через Тихий океан.—Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6, с. 34—46.
16. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Волков И. И. и др. Литология и геохимия осадков Тихого океана (Трансокеанский профиль). М.: Наука, 1979. 263 с.
17. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Аутигенные цеолиты в осадочном чехле Мирового океана.—Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 16—28.
18. Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.—Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3, с. 3—22.
19. Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических глин Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6, с. 3—12.
20. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
21. Clair N., O'Neil J. R., Bonnot-Courtois C. The effect of natural weathering of the chemical and isotopic compositions of biotites.—Geochim. et cosmochim. acta, 1982, v. 46, № 10, p. 1755—1762.
22. Krylov A. Ja., Trimonis E. S. The age of terrigenous minerals of the Black Sea sediments.—Initial Rep. Deep-Sea Drilling Project, 1978, v. XLII, pt 2, p. 789—798.
23. Windom H. L. Atmospheric dust records in permanent snowfields.—Implications to marine sedimentation.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, № 5, p. 761—872.

Радиный институт АН СССР,
Ленинград

Поступила в редакцию
1.VI.1983

ГИН АН СССР,
Москва

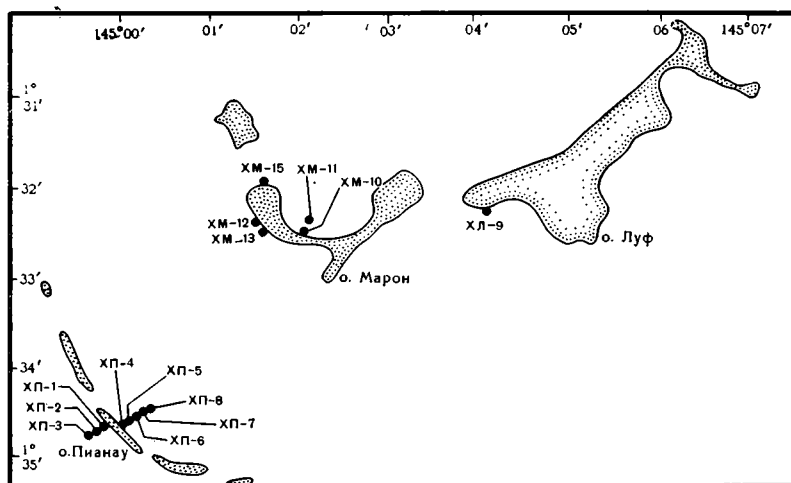
УДК 551.35.054 (265/266)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ОСТРОВНОМ АТОЛЛЕ ХЕРМИТ (ТИХИЙ ОКЕАН)

*СВАЛЬНОВ В. Н., МАТВЕЕНКОВ В. В., БУРМИСТРОВА И. И.,
ЧЕХОВСКАЯ М. П., РУДАКОВА А. Н.*

В кайнозойской истории развития атолла Хермит выделяются три этапа вулканизма внутриокеанического типа. Каждый этап сменялся седиментационным циклом, включающим формирование лагунных и рифовых отложений. Наиболее устойчиво осадконакопление протекало в позднем плиоцене — плейстоцене.

Атолл Хермит расположен в северной части Ново-Гвинейского моря ($1^{\circ}32'$ ю. ш., $145^{\circ}4'$ в. д.) и представляет собой одно из вулканических поднятий архипелага Бисмарка [5], увенчанное рифогенными известняками на глубинах менее 1000 м. Овал кольцевого барьерного рифа, достигший 20 км в поперечнике, вытянут в северо-западном направлении и отгораживает от океана обширную лагуну. Над рифом выступают 10 островов высотой до 1,5 м, сложенных карбонатным детритом. В центре лагуны сохранились небольшие острова-скалы с окаймляющими рифами. Глубины в лагуне колеблются в пределах 25–50 м (местами более 80 м). Склоны атолла на глубинах 1250–1325 м переходят в краевую депрессию, образованную под нагрузкой вулканической постройки.



Фиг. 1. Схема отбора проб осадков

В 21-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [4] южный склон атолла был обследован с помощью обитаемого подводного аппарата «Пайсис-7» (три погружения), проведены наземные маршрутные наблюдения на вулканических островах, барьерном рифе и в лагуне (фиг. 1). По результатам комплексного изучения осадков, осадочных и вулканических пород, существенно дополняющим опубликованные материалы [1, 2], мы попытались восстановить историю развития атолла Хермит.

ОСТРОВ ЛУФ

Остров является бортом крупной древней кальдеры вулкана, густо поросшей тропической растительностью. Крутизна склонов достигает 30°. Вулканический аппарат в основном сложен щелочными порфировыми базальтами и долеритами, вкрапленники в которых представлены моноклинным пироксеном, оливином и основным плагиоклазом. На острове встречены также потоки щелочных роговообманковых базальтов, содержащих вкрапленники базальтической роговой обманки, что свидетельствует о высоком парциальном давлении воды в магме.

Таблица 1

Гранулометрический состав осадков

Номер образца	Содержание, % по фракциям, мм							
	>10	10—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,1	<0,01
ХП-1	—	4,60	26,08	62,86	5,33	0,03	Следы	1,10
ХП-2	—	43,67	24,92	28,35	1,85	0,03	»	1,15
ХП-5	—	1,51	11,19	74,27	11,63	0,03	0,03	1,34
ХП-6	—	14,29	13,45	17,58	51,64	0,84	0,03	2,17
ХП-7	—	13,31	16,79	23,60	41,66	2,72	0,10	1,82
ХП-8	—	8,89	21,30	39,33	25,29	3,24	0,19	1,76
ХЛ-9	—	5,87	9,52	27,90	48,76	6,27	Следы	1,68
ХМ-10	—	38,92	42,59	14,41	1,55	1,37	0,12	1,04
ХМ-11	—	30,53	10,05	17,17	13,61	10,01	12,21	6,42
ХМ-12	1,14	73,56	14,48	3,95	2,59	2,63	0,19	1,36
ХМ-13	18,79	77,34	1,77	0,22	0,14	0,29	Следы	1,45
РIV-6	—	14,29	4,90	12,49	18,06	14,71	12,78	22,77
PVI-5	—	25,86	9,85	20,57	24,95	9,63	2,93	6,21

Прерывистый узкий пляж острова сложен желтовато-белым разнозернистым кораллово-водорослевым леском (табл. 1, обр. ХЛ-9). Местами наблюдаются скопления битой ракушки. Песок состоит из полукатанных или угловатых фрагментов багряной водоросли халимеды, в подчиненном количестве присутствуют обломки скелетов кораллов, моллюсков, бентосных фораминифер и других мелководных организмов, обычно трудноопределимых; глинистых минералов практически нет. Среди тяжелых минералов крупноалевритовой фракции резко преобладают (после пересчета на прозрачные компоненты) моноклинные пироксены (табл. 2, обр. ХЛ-9), встречаются обыкновенная роговая обманка, хлорит. Легкие абригенные минералы представлены основными плагиоклазами, отмечена примесь кварца. Проба характеризуется большим суммарным выходом тяжелой подфракции, в которой значительная доля приходится на черные рудные минералы.

В 15 м от западного берега острова на глубине 0,5 м наблюдалась полоса шириной 0,3—0,5 м кораллово-водорослевого песка, обогащенного остатками наземных растений. Несколько севернее, на расстоянии 15—20 м от берега, можно видеть резкую смену крупной гальки и валунов базальтов биогенным карбонатным песком. Мористее эти осадки включают только единичные окатанные обломки базальтов. Крутой склон острова способствует перемещению обломков в воду и формированию валунно-галечных накоплений в узкой прибрежной полосе. Здесь же встречаются выступающие из воды крупные глыбы базальтов, еще недостаточно дезинтегрированные волновой абразией.

ОСТРОВ МАРОН

Остров является, по-видимому, бортом относительно молодой малой кальдеры паразитического вулкана, покрытой тропической растительностью. Довольно многочисленные обнажения представлены в основном туфами и небольшими потоками оливиновых пикрит-базальтов, содер-

Минеральный состав крупноалевритовой

Минерал	Содержание						
	XII-1	XII-2	XII-5	XII-6	XII-7	XII-8	XЛ-9
	Тяжелая						
	После						
Гранаты	—	—	—	1,9	0,6	1,0	—
Роговая обманка обыкновенная	—	0,7	—	—	0,9	1,0	0,9
То же, базальтическая	—	—	—	—	—	—	—
Пироксены моноклинные	95,4	97,0	100,0	94,3	93,1	92,5	98,7
То же, ромбические	0,5	—	—	—	0,9	—	—
Оливин	3,6	0,7	—	2,8	4,6	5,5	—
Эпидот	—	0,8	—	0,9	—	—	—
Мусковит	—	—	—	—	—	—	—
Хлорит	0,5	0,8	—	—	—	—	0,4
Апатит	—	—	—	—	—	—	—
	Без						
Черные рудные	24,6	5,1	8,1	21,2	20,0	12,6	26,9
Гидроокислы железа	10,7	3,4	26,4	7,9	—	—	—
Пирит	—	0,6	—	1,9	—	—	—
Обломки пород	—	—	—	—	—	—	2,5
Сумма, вес. %	9,02	11,02	Следы	Следы	0,17	0,14	36,33
	Легкая						
	После						
Кварц	31,3	16,7	8,3	66,6	—	—	20,0
Калиевые полевые шпаты	37,5	—	—	—	—	—	—
Плагиоклазы кислые	12,5	—	—	—	—	—	—
То же, основные	12,5	—	20,8	—	—	80,0	80,0
Филлипсит	—	—	66,7	—	—	—	—
Палагонит	—	—	—	—	—	—	—
Вулканическое стекло кислое	—	16,7	4,2	33,3	100,0	—	—
То же, основное	6,7	66,6	—	—	—	20,0	—
	Без						
Карбонаты биогенные	94,5	95,6	93,0	98,7	98,8	98,4	97,5
Опал биогенный	—	0,4	—	—	—	—	—
Обломки пород	—	—	—	—	—	—	0,3
Фосфаты	0,3	—	—	—	0,9	—	—

жащих 30–40% крупных фенокристаллов оливина, реже моноклинного пироксена. Можно предположить, что на заключительных этапах вулканизма на поверхность поступали расплавы, обогащенные кумулятивными фазами.

Северный узкий пляж острова сформирован кораллово-водорослевым разнозернистым песком. На глубинах 0,1–1,0 м распространены гравийно-песчаные биогенные осадки (обр. ХМ-10; ХМ-11). Основной компонент осадков — обломки халимеды, примесь представлена фрагментами скелетов бентосных фораминифер, кораллов, моллюсков. Юго-западный пляж острова сложен кораллово-водорослевым гравием (обр. ХМ-12, ХМ-13) и песком со значительной примесью раковин бентосных фораминифер. В приурезовой части шельфа наблюдается узкая полоска битой ракуши и обломков кораллов. Все обломки слабо окатаны, раковины фораминифер часто сохраняют первичную (биоморфную) округлую форму. Содержание пелитовых фракций (<0,01 мм) составляет 1,0–6,5%. В бескарбонатном материале крупноалевритовой фракции преобладают (см. табл. 2) моноклинные пироксены, основное вулканическое стекло, оливин, основные плагиоклазы, встречаются ромбические пироксены, обыкновенная роговая обманка, гранаты, муско-

(0,1—0,05 мм) фракции осадков

зерен, % по образцам									
ХМ-10	ХМ-11	ХМ-12	ХМ-13	PIV-6	PV-1	PV-2	PV-9e	PVI-5	
под фракция									
пересчета									
—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—
0,9	0,5	0,3	0,7	1,5	1,6	0,8	—	—	1,8
—	—	—	—	0,4	—	0,4	0,4	—	—
84,3	80,9	81,6	82,7	87,4	98,4	97,2	99,2	—	86,6
—	—	0,6	0,7	0,4	—	—	—	—	—
14,8	17,9	17,4	14,7	7,7	—	—	0,4	—	8,5
—	—	—	—	1,5	—	0,4	—	—	3,0
—	0,2	—	—	0,4	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—
—	0,5	—	0,7	0,4	—	—	—	—	—
пересчета									
5,4	7,4	20,0	14,7	13,4	0,5	1,8	1,8	—	8,9
2,1	1,1	1,2	5,6	5,2	—	—	—	—	4,5
—	0,5	—	0,5	—	—	—	—	—	—
19,5	9,0	4,2	10,4	19,8	32,5	24,5	14,5	—	30,4
2,23	0,59	2,79	2,27	0,21	38,82	20,17	46,65	—	0,13
под фракция									
пересчета									
6,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	12,5	—	—	—	—	—	—
20,0	15,0	16,7	—	—	—	27,3	42,8	—	—
13,3	—	—	—	5,4	3,4	—	—	—	—
6,7	5,0	—	12,5	—	96,6	72,7	42,9	—	—
6,7	0,5	16,7	25,0	21,6	—	—	—	—	—
46,7	75,0	66,6	50,0	73,0	—	—	14,3	—	100,0
пересчета									
94,0	87,5	98,4	98,0	86,2	59,0	74,4	50,0	—	98,4
—	2,0	—	—	3,7	—	—	—	—	0,2
—	—	—	—	—	33,0	18,4	47,5	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

вит, апатит, черные рудные минералы, пирит, кварц, кислые плагиоклазы, филлипсит, палагонит, кислое вулканическое стекло, измененные обломки пород. Осадки характеризуются высокой карбонатностью (>90% CaCO₃), содержание C_{орг} колеблется в пределах 0,33—1,49% (табл. 3).

На мелководье (глубина 0,5 м) севернее острова встречены субгоризонтально залегающие водорослево-фораминиферовые известняки (обр. ХМ-15). Они состоят (фиг. 2, Б) из первично-округлых и окатанных обломков халимеды и раковин бентосных фораминифер. Цементом служит тонкокристаллический арагонит. Известняки характеризуются повышенным содержанием C_{орг} (см. табл. 3).

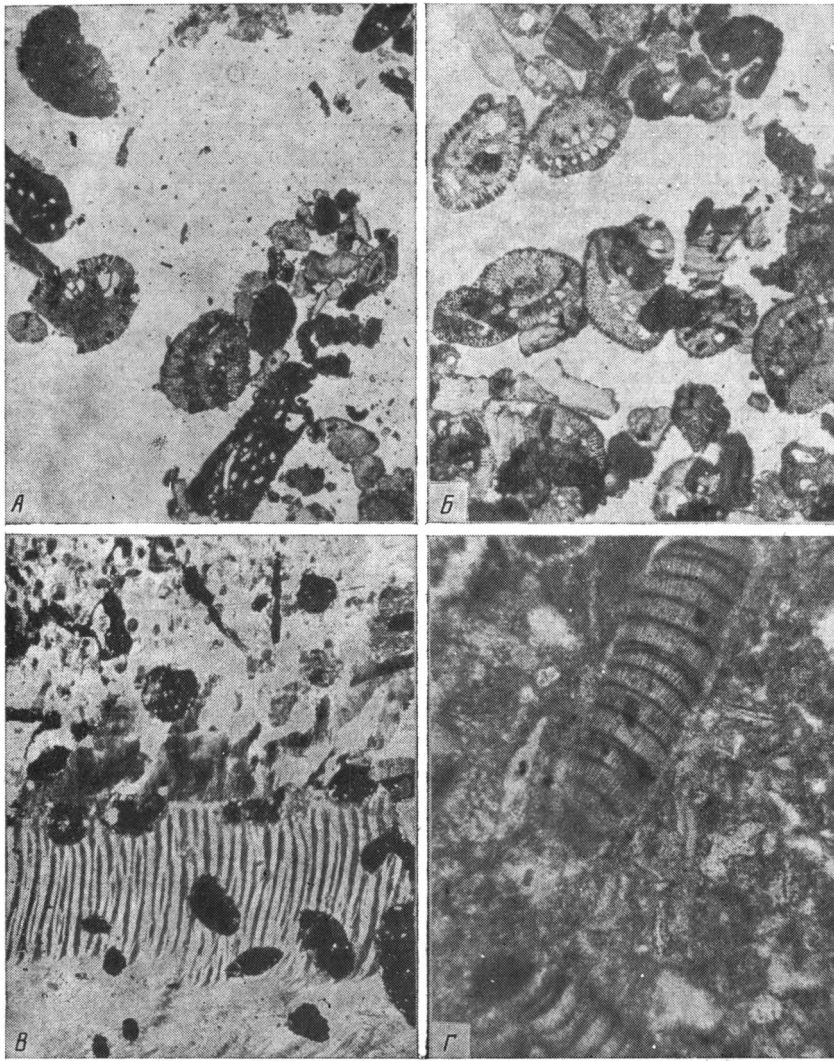
В прибрежной полосе встречены редкие обломки базальтов, в разной степени окатанные, погруженные в песчано-гравийный карбонатный материал. Отсутствие здесь валунно-галечных накоплений объясняется сглаженным рельефом о. Марон и слабой волновой абразией.

Химический состав осадков и пород

Номер образца	Глубина, м	Характеристика образца	Содержание, %							
			CaCO ₃	Cорг	CaO _{карб}	MgO _{карб}	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅
XII-1	+0,3*	Песок биогенный	89,75	1,08	52,86	1,38	0,40	Следы	Следы	
XII-2	0,2	Гравийно-песчаный осадок биогенный	85,55	1,73	51,90	2,37	0,40	»	»	0,04
XII-3	0,5	Известняк детритовый	97,80	0,89	52,42	1,17	0,24	»	»	0,17
XII-4	+0,7*	То же	87,60	1,73	55,16	0,57	0,64	»	»	
XII-5	+0,3*	Песок биогенный	89,55	1,25	52,86	0,95	0,48	»	»	
XII-6	3	То же	96,10	0,46	52,08	1,81	0,64	»	0,02	
XII-7	5	»	92,60	0,89	51,82	1,88	0,16	»	Следы	
XII-8	9	»	89,75	1,23	51,84	1,85	0,95	»	»	
XM-10	0,1	Гравийно-песчаный осадок биогенный	94,70	0,33	51,88	1,05	2,23	0,06	»	
XM-11	1	То же, алевролитистый	91,40	1,33	51,22	1,25	0,64	Следы	»	
XM-12	+0,3*	Гравий биогенный	90,40	1,49	50,98	2,37	1,03	»	»	
XM-13	+0,2*	То же	91,70	0,39	51,98	1,20	0,72	0,03	»	
XM-15	0,5	Известняк детритовый	84,80	1,93	53,80	1,71	0,48	Следы	»	0,15
PIV-1	615	Коралл	89,85	1,29	53,74	0,62	0,52	»	»	0,06
PV-2	630	Известняк фораминиферовый с вулканокластикой	58,85	0,25	34,38	1,78	7,53	0,91	0,05	0,25
PV-3	640	Известняк детритовый	96,50	0,20	36,94	13,86	2,31	0,11	Следы	0,14
PV-4	640	То же	88,60	1,14	36,20	14,27	1,43	0,11	»	0,09
PV-7	810	»	88,20	1,40	50,70	3,42	0,32	Следы	»	0,09
PV-8	815	»	96,77	0,56	49,52	4,04	0,64	»	»	0,21
PV-10	610—650**	»	94,10	0,23	46,42	5,48	1,63	0,12	0,02	
PVI-2	270	Известняк коралловый	96,65	0,44	51,60	2,46	2,55	Следы	Следы	0,08
PVI-5	270—355**	Гравийно-песчаный осадок биогенный	87,85	2,43	51,02	1,43	1,47	»	0,02	

* Пробы собраны выше уреза воды.

** Пробы собраны элементами нижней части корпуса «Пайсиса». Аналитик Н. П. Толмачева, ИОАН.



Фиг. 2. Структуры известняков

А — известняк слабосцементированный кораллово-водорослевый, шлиф XII-3, ник. ||, увел. 15, черное — водоросли; Б — известняк слабосцементированный фораминиферово-водорослевый, шлиф ХМ-15, ник. ||, увел. 15; В — известняк коралловый с фрагментом моллюска, шлиф РVI-1, ник. +, увел. 15; Г — известняк водорослевый, шлиф РV-10, ник. ||, увел. 64

ОСТРОВ ПИАНАУ

Остров расположен в юго-западной части барьерного рифа. Он возвышается примерно на 1 м над уровнем моря, сложен биогенным известковым песком и покрыт тропической растительностью. Прерывистый юго-западный пляж сформирован (обр. XII-1) среднезернистым кораллово-водорослевым песком. Вблизи уреза воды наблюдается битая ракуша, обломки кораллов. На глубине 0,2 м (внешний склон прибрежного вала) распространены (обр. XII-2) гравийно-песчаные биогенные осадки. Северо-восточный пляж также сложен среднезернистым кораллово-водорослевым песком (обр. XII-5). В волно-прибойной нише песок включает плитчато-округлые стяжения слаболитифицированного кораллово-водорослевого известняка с примесью обломков раковин бентосных фораминифер и моллюсков (обр. XII-4). Ниже уреза воды (глубины 3—9 м) распространен разномерный кораллово-водорослевый песок (образцы XII-6, -7, -8, собраны при водолазных работах

А. Д. Никитиным). С увеличением глубины материал относительно грубеет. В составе осадков, как и на пляжах, преобладают угловатые и первично-округлые фрагменты листочков халимеды, присутствуют обломки скелетов кораллов, моллюсков и бентосных фораминифер. Содержание пелитовых фракций не превышает 2,2%.

Среди абиогенных компонентов крупноалевритовой фракции осадков резко преобладают моноклинные пироксены; заметна примесь черных рудных минералов, кварца, основных плагиоклазов, кислого и основного вулканического стекла, но распределение их весьма хаотично (см. табл. 2). Карбонатность осадков колеблется в пределах 85–96%, содержание $C_{орг}$ составляет 0,46–1,73%.

В 15–20 м юго-западнее острова на глубине 0,7 м залегают со слабым наклоном (2–3°) на запад слоистые известняки (обр. XII-3), сложенные (см. фиг. 2, А) фрагментами халимеды с примесью обломков раковин бентосных фораминифер, кораллов, моллюсков (97,8% $CaCO_3$, 0,89% $C_{орг}$).

О лагунных осадках южнее о. Марон можно судить по колонке длиной 420 см, полученной с глубины 32 м в 18-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [2]. Авторы выделяют три слоя: 420–191 см — плотное скопление халимеды и ее детрита, небольшое количество крупных обломков раковин моллюсков и известняков, тонкого детрита; 191–138 см — известковый ил с крупными обломками рифового известняка, обломками и целыми раковинами моллюсков, халимеда присутствует в небольшом количестве; 138–0 см — известковый ил с большим количеством мелких обломков халимеды, раковинного и неопределимого детрита. Возраст осадков по ^{14}C в основании колонки составляет $3620 \pm \pm 130$ лет, т. е. средняя скорость осадконакопления превышает 100 см/1000 лет. Отмечено, что в нижнем слое колонки примесь терригенного материала составляет 5–10% (пироксен, рутил, циркон), в среднем — 20% при более разнообразной минералогической ассоциации, в верхнем — 10–20%, появляется силикатный пелит, которого не было в нижележащих осадках. Авторы заключают, что формирование грубообломочного горизонта (191–138 см) происходило в экстремальных условиях, когда под влиянием штормовых волн интенсивно разрушались базаальты на берегах, риф и коралловые поселения.

Изучение бентосных фораминифер показало, что они представлены современными видами. В образцах XII-1 и XII-2 (см. фиг. 1) фораминиферы составляют до 10% осадка. Преобладают крупные сильнооокатанные (редко хорошей сохранности) раковины видов *Baculogypta sphaerulata* (Parker et Jones), *Calcarina splengleri* (Gmelin), *Amphistegina madagascariensis* d'Orbigny. Существенную долю комплекса составляют также *Calcarina hispida* Brady, *Marginopora vertebralis* Blainville, *Elphidium lanieri* (d'Orbigny), *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny), *Peneroplis bradyi* Cushman, *P. carinatus* d'Orbigny, *P. pertusus* (Forsk.) Менее разнообразна и худшей сохранности фауна в образцах XII-3, -4, -5. В основном встречаются крупные, сильнооокатанные, лишенные первоначальной скульптуры и формы раковины видов *Baculogypta sphaerulata*, *Calcarina splengleri* и *Amphistegina madagascariensis*. Фораминиферы составляют не более 5% осадка. В пробе XII-3 в небольшом числе присутствуют мелкие формы нескольких видов милиолид.

В образцах XII-6, -7, -8 и XM-10 по сравнению с описанными выше среди фораминифер меньше крупных раковин *Baculogypta sphaerulata* и *Calcarina splengleri*, преобладают *Calcarina hispida*, *Spirolina arietinus* (Batsch), *Ammonia parkinsoniana*, *Elphidium sagrum* (d'Orbigny), *E. lanieri*, *E. advenum* Cushman, *Amphistegina madagascariensis*. Все эти виды представлены ювенильными и взрослыми экземплярами, много раковин прекрасной сохранности, что отражает, по-видимому, отсутствие транспортировки и захоронение большей части тапаноценоза in situ.

Пробы XM-11 и XM-12 отличаются от группы образцов XII-6-XM-10

более разнообразным составом бентосных фораминифер. Наряду с видами, упомянутыми выше, здесь большим числом раковин представлены формы отряда Miliolida: *Quinqueloculina boschiana* d'Orbigny, *Q. roeyana* d'Orbigny, *Spiroloculina* cf. *ornata* d'Orbigny, несколько видов *Triloculina* и др. Все они имеют очень мелкие раковины.

Образец детритового известняка ХМ-15 почти целиком состоит из крупных раскристаллизованных, сильноокатанных раковин видов *Aphistegina madagascariensis* и *Calcarina splengleri*, возможно, присутствуют и формы *Baculogypsina*. Видовой состав и сохранность говорят о длительном перемыве и сортировке их течениями на мелководье.

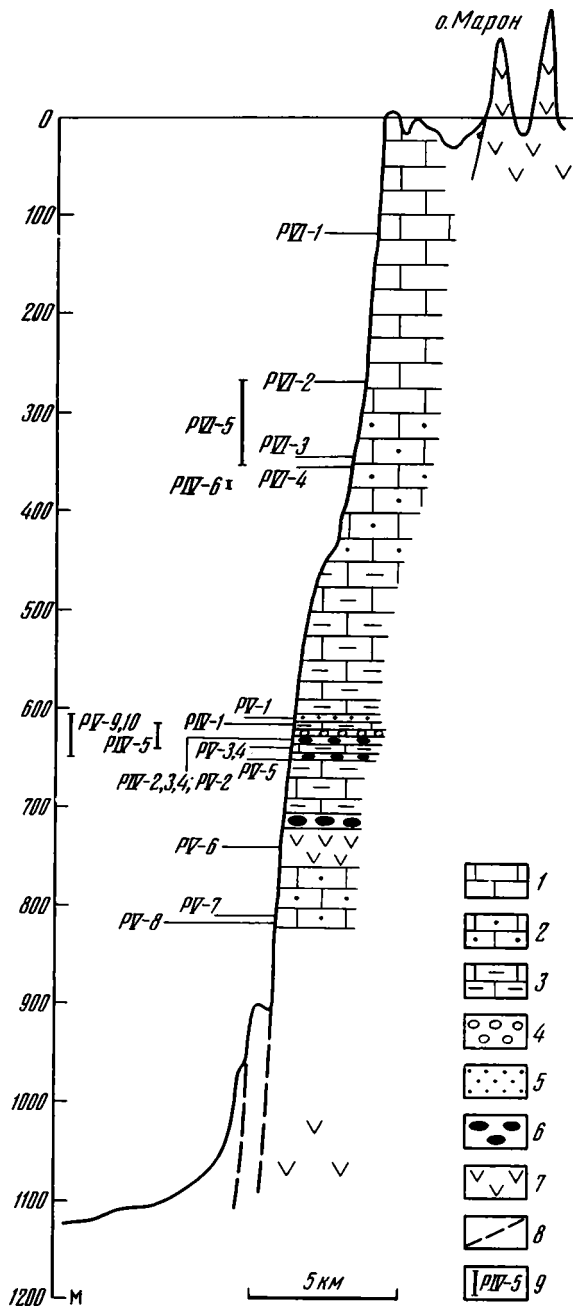
Приведенные материалы свидетельствуют о том, что поверхностный слой осадков лагуны и пляжей представлен биогенными песками и гравийно-песчаными накоплениями. Основным компонентом в них являются обломки известковой водоросли халимеды, примесь представлена детритом раковин бентосных фораминифер, кораллов, моллюсков. Обломки, как правило, угловатые или слабоокатанные; сортировка осадков плохая. Накопление осадков происходило в относительно спокойной гидродинамической обстановке. У подножий крутых склонов внутрилагунных островов наблюдается валунно-галечный материал, формирование которого свидетельствует об интенсивной волновой абразии в недалеком геологическом прошлом. Выровненная поверхность рифа сложена обломочными кораллово-водорослевыми известняками. Заметные количества глинистых минералов отмечены в центральной части лагуны, на пляже они практически отсутствуют. Вблизи выходов вулканических пород минеральные ассоциации крупноалевритовой фракции четко отражают состав базальтов. В лагуне и на песчаных островах барьерного рифа существенную роль играют аллотигенные минералы, поставляемые, по-видимому, с отдаленных питающих провинций ветром (кварц, полевые шпаты, кислое вулканическое стекло и др.). Повышенные скопления тяжелых минералов базальтового комплекса отмечены на пляже о. Луф.

Изучение петрографического состава базальтов вулканических островов показало, что они характеризуются высокой степенью раскристаллизации магмы в очаге и преобладанием крупнопорфировых разновидностей пород. На о. Луф распространены пироксен-плагноклазовые и оливин-пироксен-плагноклазовые породы, не испытавшие, вероятно, глубокого фракционирования выделившихся кристаллических фаз. Остров Марон, характеризующий заключительные этапы вулканизма, сложен породами с кумулятивными фазами, возникшими в результате более позднего фракционирования тяжелых минералов.

ЮЖНЫЙ СКЛОН АТОЛЛА ХЕРМИТ

Изучение геологического строения южного склона проводилось на глубинах до 815 м во время трех погружений обитаемого подводного аппарата «Пайсис-7» (наблюдатели А. М. Городницкий, В. В. Матвеев, А. Н. Миронов). Были собраны образцы пород и осадков (фиг. 3), постоянно велись визуальные наблюдения, производились видеоманитофонная запись, подводное фотографирование наиболее интересных объектов, получены интересные данные об экологии донной фауны [3].

На склоне атолла обнаружены многочисленные обнажения коренных пород, в разной степени перекрытых рыхлыми карбонатными осадками. Последние представляют собой кораллово-водорослевый детрит псаммитового и псефитового размера, причем грубые обломки кораллов, створок моллюсков и др. залегают на более тонкозернистом субстрате. Количество грубообломочного материала увеличивается вверх по склону, особенно это заметно на глубинах менее 200 м. Осадки перекрывают относительно полские участки склона, заполняют каверны, промоины и трещины в коренных породах, скапливаются по периферии обломков пород, у основания трещин (микроконуса выноса). На-



Фиг. 3. Строение южного склона атолла Хермит и положение изученных образцов
 1—4 — известняки (1 — рифовые коралловые, 2 — обломочные коралловые, 3 — обломочные водорослевые и кораллово-водорослевые, 4 — фораминиферовые слабосцементированные, с примесью вулканокластиков); 5 — вулканогенные песчаники, слабосцементированные карбонатами; 6 — конгломераты с карбонатным цементом; 7 — базальты; 8 — предполагаемые разрывные нарушения; 9 — пробы, собранные элементами нижней части корпуса «Пайсис»

пример, на глубине 230—270 м в известняках обнаружена вертикальная трещина шириной 8—15 см и длиной 30—40 м. Стенки ее также трещиноватые, дно выстлано биогенным песком с крупными обломками раковин и кораллов. Вдоль трещины выявлено нисходящее течение, скорость которого по визуальным наблюдениям составляет примерно 30 см/с. Признаки стекания вод поперек изобат наблюдались до мак-

симальных обследованных глубин (815 м). Вероятно, они насыщены взвесью и обусловили формирование валиков песка по периферии глыб, а также скопления рыхлого материала в ложбинах. Более грубые обломки приурочены к осевым частям таких русел. Наличие нисходящих потоков подтверждается и поведением мути после посадки подводного аппарата. Вместе с тем на глубине 210 м зафиксировано течение вдоль изобат (скорость около 25 см/с). У основания уступов в коренных породах повсеместно встречаются осыпи щебенки и глыб. Местами щебенка заполняет вертикальные трещины. На поверхности осадков наблюдается биогенный микрорельеф — холмики высотой 5—15 и диаметром 20—25 см, воронки диаметром 25—150 см, следы передвижения беспозвоночных животных.

Осадки, случайно собранные элементами конструкции «Пайсис» (лыжами, горизонтальным пробоотборником), отличаются плохой сортировкой (см. табл. 1, обр. PIV-6, PVI-5). Они характеризуются высоким содержанием CaCO_3 (87,9%) и $\text{C}_{\text{орг}}$ (2,43%). В их составе преобладают раковины птеропод, фораминифер, обломки кораллов, водорослей, присутствуют фрагменты скелетов гастропод, мшанок, других бентосных организмов. Обломочный биогенный материал поступает на глубины, по-видимому, преимущественно с верхних частей склона. Среди абиогенных компонентов крупноалевритовой фракции подобно осадкам лагуны ведущая роль принадлежит моноклинным пироксенам и основному вулканическому стеклу (см. табл. 2).

В обр. PIV-6 обнаружена богатая видами фауна бентосных фораминифер. В ней вместе с крупными мелководными родами (*Baculogypsina* и *Calcarina*), обитающими на поверхности рифа, присутствуют фораминиферы, свойственные глубоководной (30—200 м) области шельфа [13, 14]. Наиболее многочисленны раковины *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, *U. curticosta* (Cushman), *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny), *Nonion asterizans* (Fichter et Moll), *Siphonia tenuicarinata* Cushman, несколько видов *Globocassidulina* — *Gl. pacifica* Cushman, *Gl. subglobosa* (Brady), *Ehrenbergina* sp., *Rosalina isabelliana* d'Orbigny, *Cymbaloporetta squamosa* (d'Orbigny), *Heterostegina antillarum* d'Orbigny, *Calcarina* cf. sp., *Baculogypsina sphaerulata*, *Neoconorbina* sp., *Corcris* sp., *Melonis* sp., *Baggina* sp. и др. Вместе с бентосными фораминиферами встречено большое количество планктонных фораминифер птеропод и мшанок, присутствуют гастроподы. Основную часть тропического танатоценоза планктонных фораминифер составляют виды *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *G. sacculifer* (Brady), *Pulleniatina obliquiloquata* (Parker et Jones), *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny), *Globigerina rubescens* (Hofker), *G. falconensis* Blow, *Globigerinita glutinata* (Egger). В комплексе присутствуют розовые экземпляры *Globigerina rubescens* и *Globorotalia bermudezi* Rögl et Bolli, что дает возможность отнести осадок к верхнеплейстоценовому — голоценовому возрасту [11]. Птероподы представлены нынеживущими видами [10]: *Limacina inflata* (d'Orbigny), *L. bulimoides* (d'Orbigny), *Cavolina inflexa* (Lesueur), *Styliola subula* (Quoy et Gaimard), *Creseis acicula* (Rang), *C. virgula conica* Eschscholtz, *Clio pyramidata* Linne, *Diacria trispinosa* (Blainville). Состав фораминифер и других компонентов осадков свидетельствуют о слабой динамике придонных вод и глубине в период формирования этих осадков, не превышающей 200 м.

Образец РУ-10 (глубина 610—650 м) представляет собой эдафогенный осадок, сформированный, по-видимому, из продуктов разрушения биогенных лагунных известняков. Комплекс перетолженных бентосных фораминифер представлен следующими видами: *Cymbaloporetta bradyi*, *Asterorotalina* sp., *Calcarina calcar* d'Orbigny, *C. splengleri*, *Baculogypsina* sp., *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman) и др. Присутствие *Calcarina* и *Baculogypsina* указывает на переувлажнение верхних частей рифа. Обильны здесь и створки остракод, принадлежащих не-

скольким видам. Вместе с указанными формами присутствуют немногочисленные виды более глубоководных современных фораминифер, по-видимому, обитавших на дне в период накопления осадков: *Cassidulina delicata* C u s h m a n, *Ehrenbergina hystrix*, *Cymbaloporetta squamosa*, *Trifarina* sp., *Pullenia* sp.

В геологическом строении южного склона атолла Хермит участвуют базальты, линзы конгломератов и песчаников, биогенные известняки. Описание обобщенного разреза (см. фиг. 3) приводится снизу вверх, с учетом образцов, собранных манипулятором и элементами нижней части корпуса «Пайсис», а также визуальных наблюдений. Следует иметь в виду, что границы выделенных слоев в значительной мере условны.

815—760 м — известняки обломочные коралловые, с примесью фрагментов водорослей, моллюсков, целых раковин фораминифер; пустоты каркаса заполнены пелитоморфным карбонатом, в котором рассеяны сферолиты радиально-лучистого кальцита (фиг. 4, Г). После обработки известняков выделить определяемые раковины фораминифер не удалось. В пустотах породы обнаружены редкие переотложенные птероподы плохой сохранности: *Limacina inflata* (d'O r b i g n y), *L. cf. bulimoides* (d'O r b i g n y) и фораминиферы: *Globigerinoides cf. ruber*, *C. cf. conglobatus*, *Globigerinella sifonifera*.

760—720 м — базальты с микропорфировой структурой; мелкие вкрапленники представлены оливином и моноклинным пироксеном (обр. PV-6).

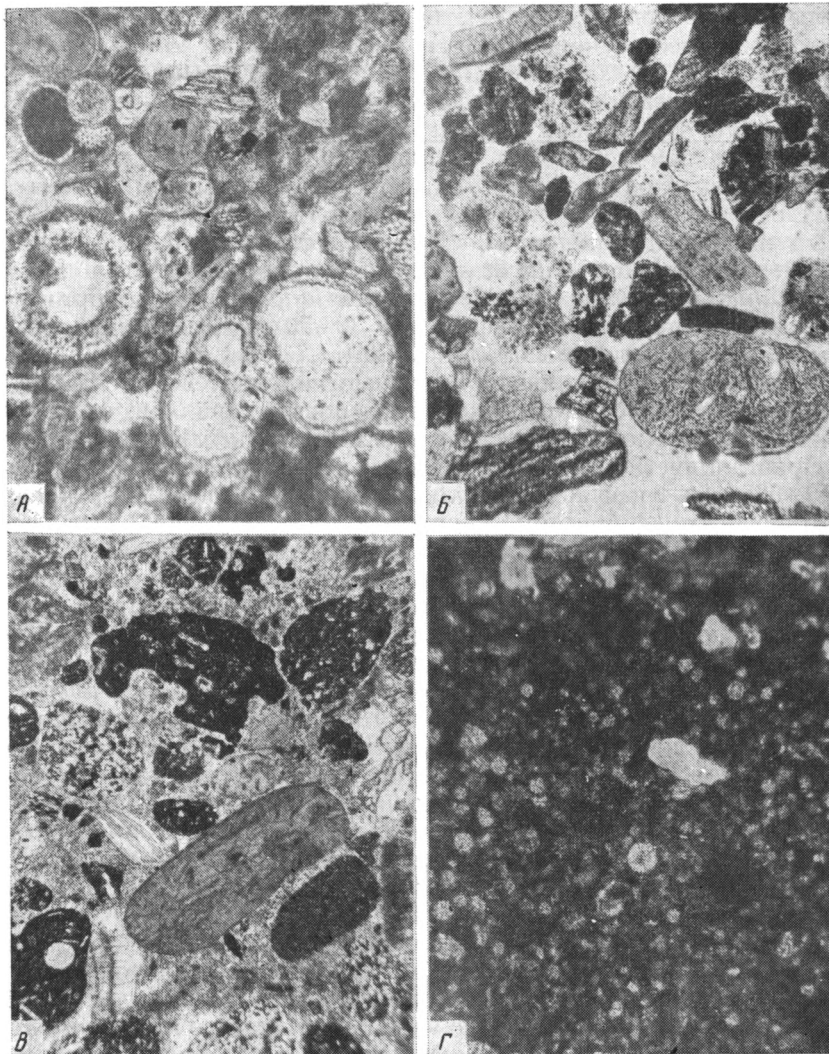
720—705 м — валунные конгломераты с карбонатным цементом; размер валунов базальтов достигает в поперечнике 3 м.

705—650 м — известняки обломочные кораллово-водорослевые.

650—645 м — конгломераты, представленные галькой афировых базальтов, сцементированной пелитоморфным карбонатом, в котором рассеяны фрагменты водорослей, моллюсков, кораллов. Базальты состоят из мелких ориентированных лейст плагиоклаза, зерен оливина, пироксена и рудного минерала, погруженных в небольшое количество измененного стекла. На фоне основной микрокристаллической массы породы выделяются единичные зерна оливина размером 0,5—1,0 мм, полностью замещенные серпентином.

645—635 м — известняки обломочные водорослевые (см. фиг. 2, Г), с примесью фрагментов моллюсков, горгоновых кораллов и бентосных фораминифер; цементом служит пелитоморфный и кристаллический кальцит. Фораминиферы представлены только крупными раковинами *Amphistegina cf. madagascariensis*, в разной степени перекристаллизованными. Поверхность раковин сахаровидная, полости их просвечивают лишь на некоторых участках поверхности редких наиболее мелких экземпляров. Осадки накапливались, вероятно, в активных гидродинамических условиях, когда размывался риф и тонкий материал выносился за его пределы. Воды, по-видимому, были перенасыщены растворенным карбонатом кальция, что приводило к его химическому осаждению, быстрой цементации и перекристаллизации раковинного детрита.

635—625 м — конгломераты, состоящие из обломков базальтов размером 5—40 см (преобладают 5—10 см); матрикс силикатно-известковый: обломки кристаллов моноклинного пироксена, оливина, измененного стекла, бурой роговой обманки (редко), округлые обломки афировых и микропорфировых базальтов различной степени раскристаллизации, фрагменты водорослей (часто), моллюсков, горгоновых кораллов, пелитоморфный и кристаллический кальцит. В обломках микропорфировых базальтов обнаружены вкрапленники титанавгита и железистого оливина (0,1—0,2 мм), часто образующие гломеропорфировые сростки. Одна из поднятых галек (обр. PIV-2) представлена порфировым базальтом с мелкими (0,2—0,5 мм) вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и оливина, полностью замещенного иддингситом, другая (обр. PIV-3) — пузыристым афировым базальтом серовато-малинового цвета; в породе наблюдаются единичные мелкие вкрапленники авгита и



Фиг. 4. Структуры осадочных пород

А — известняк фораминиферовый с примесью вулканокластики, шлиф PV-2, ник. ||, увел. 64; Б—вулканогенный песчаник слабосцементированный карбонатами, шлиф. PV-1, ник. ||, 64; В — вулканогенный песчаник с карбонатным цементом, шлиф PV-9, ник. ||, увел. 24; Г — радиально-лучистые сферолиты кальцита в пелитоморфном карбонате, шлиф PV-8, ник. ||, увел. 64

оливина с характерной для субаэрального окисления опацитовой каймой. Образец PIV-3 сходен в обр. PV-6 из нижней части разреза.

625—620 м — известняки фораминиферовые, слабосцементированные, с примесью зерен вулканогенных пироксенов, плагиоклазов, роговой обманки, обломков скелетов бентосных организмов (см. фиг. 4, А). Планктонные фораминиферы представлены тропическим танатоценозом, в общих чертах сходным с современным (см. обр. PV-10). Основную часть комплекса составляют *Globigerinoides ruber*, *G. sacculifer*, *Globoquadrina dutertrei* (d'Orbigny), *G. humerosa* (Takayanagi et Saito), *Globigerinella siphonifera*. Заметными элементами комплекса являются формы, позволяющие отнести вмещающие их известняки к верхам среднего плиоцена — зона *Globorotalia miocenica*, подзона *Globorotalia exilis* [7, 8]. Это следующие виды: *Globorotalia exilis* Blow, *Pulleniatina primalis* Banner et Blow (в основном встречаются правозавитые раковины), *Globorotalia tosaensis*, Takayanagi et Saito, *G. cf. miocenica palmer*, *G. plesiotumida* Blow et Banner,

Globigerinoides obliquus Bolli, *G. cf. fistulosus* (Schubert). В небольшом количестве присутствуют также *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globoquadrina conglomerata* (Schwager), *Globorotalia tumida* (Brady), *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker et Jones), *Globigerinita glutinata*, *Globigerina quinqueloba* Natland, *G. falconensis*.

Разнообразная в видовом отношении фауна бентосных фораминифер по облику сходна с мелководным современным комплексом Марианских островов [13]; наиболее многочисленны *Cymbaloporetta bradyi* (Cushman), *C. squamosa*, *Elphidium cf. crispum* (Linne), *Bolivina tortuosa* Brady, *Cibicides cf. floridanus* (Cushman), *C. pseudoungerianus*, *Cancriis* sp., *Uvigerina auberiana*. Глубины формирования вмещающих отложений не превышали 30–50 м, т. е. были близки глубинам современной лагуны атолла Хермит.

620–615 м — известняки обломочные водорослевые (см. фиг. 2), с примесью фрагментов моллюсков, горгоновых кораллов, фораминифер и кокколитов; цемент представлен пелитоморфным карбонатом, гнездами кристаллического кальцита.

615–605 м — песчаники вулканогенные, слабощементированные пелитоморфным карбонатом, в которых рассеяны фрагменты фораминифер, птеропод, остракод, гастропод, мшанок, водорослей, кораллов; вулканогенные обломки (окатанные, реже угловатые) представлены основной массой базальтов, моноклинным пироксеном, оливином, в разной степени измененным стеклом, редкими зернами бурой роговой обманки и рудного минерала (см. фиг. 4, Б, В). Среди планктонных фораминифер преобладают следующие виды: *Globigerinoides ruber*, *G. sacculifer*, *Globoquadrina dutertrei*, *Globorotalia exilis*, *Pulleniatina primalis*, встречены также *Globorotalia tumida*, *C. cf. tosaensis*, *G. cf. miocenica*, *G. scitula*, *Globigerinoides obliquus*, *G. cf. fistulosus*, *Globigerina falconensis*, *G. quinqueloba*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globigerinita glutinata*. Птероподы представлены *Limacina inflata*, *L. cf. bulimoides*, *Styliola subula*, *Creseis cf. virgylaconica*. Концентрация раковин планктонных фораминифер в этом слое ниже и комплекс более обедненный, чем в слое 625–620 м. Предположительно осадки интервала разреза 620–615 м также можно отнести к верхам среднего плиоцена.

Среди бентосных фораминифер выявлен более мелководный и обедненный комплекс по сравнению со слоем 625–620 м, включающий виды: *Operculina ammonoides* (Gronovius), *Ammonia parkinsoniana*, *Amphistegina lessonii* d'Orbigny, *Angulogerina* sp., *Cibicides cf. floridanus*, *Hoeglundina* sp.

В образце вулканогенного песчаника (PV-9), застрявшего в «лыжах» подводного аппарата «Пайсис», фауна бентосных фораминифер близка комплексу, выявленному в слое 625–620 м. Это многочисленные мелководные (первые десятки метров) формы видов *Elphidium crispum*, *E. advenum*, *Amphistegina cf. madagascariensis*, *A. dibbosa* d'Orbigny, *Operculina ammonoides*, *Cibicides pseudoungerianus*, *C. floridanus*, *Cassidulina subglobosa*, *Gyroidina altiformis*, *Uvigerina* sp., *Oridorsalis fernerus*, (Brady), представители родов *Eponides*, множество агглютинированных форм отряда *Ataxophragmiida*.

605–450 м — известняки обломочные кораллово-водорослевые.

450–300 м — известняки обломочные коралловые, с примесью фрагментов водорослей, моллюсков, фораминифер; цементом служит пелитоморфный карбонат, в котором местами встречаются радиально-лучистые сферолиты кальцита.

300–0 м — известняки рифовые коралловые; пустоты каркаса заполнены разнозернистым детритом бентосных организмов (см. фиг. 2, В) и пелитоморфным карбонатом со сферолитами кальцита. Выровненная поверхность барьерного рифа образована обломочными кораллово-водорослевыми известняками.

Карбонатность описанных выше известняков разреза колеблется в пределах 58,9–96,8%, а содержание $C_{орг}$ — от 0,20 до 1,40% (см. табл. 3), при этом водорослевые известняки характеризуются повышен-

ной магнезиальностью и железистостью (обр. PV-3, -4). Минералогический анализ слабосцементированных пород (обр. PV-1, -2, -9e) показал, что в крупноалевритовой фракции преобладают моноклинные пироксены и палагонит, заметна примесь основного вулканического стекла и обломков измененных пород (см. табл. 2). Это свидетельствует о местном источнике перечисленных вулканогенных компонентов осадков.

Химический состав магматических пород атолла Хармит позволяет отнести их все к щелочным базальтам островов ложа океана. Базальты надводной части вулкана отличаются минеральным составом и порфировыми структурами, обусловленными дифференциацией фенокристаллов. Щелочные базальты подводного основания более однородны, в них отсутствуют крупные фенокристаллы, что указывает на отсутствие дифференциации в магматическом очаге на ранних этапах вулканизма. Большое количество обломков кристаллов в песчаниках и цементе конгломератов, несмотря на преобладание афировых и редкопорфировых разностей пород на южном склоне, может указывать на присутствие в разрезе горизонта вулканокластических туфов. Особенности магматизма атолла Хармит позволяют сопоставить его не с дуговым, а с внутриокеаническим вулканизмом. Исследования последних лет показали, что в тылу выдвинутых дуг возникают бассейны с типичным океаническим вулканизмом. В юго-западной части Тихого океана примером таких бассейнов, характеризующихся современным вулканизмом океанического типа, является бассейн Лау [9]. Можно предположить, что вулканический аппарат атолла Хармит также сформирован в результате проявления кайнозойского магматизма подобного типа.

Комплекс сведений, полученных при изучении островного атолла Хармит, позволяет говорить о проявлении здесь трех этапов вулканизма и седиментации. После каждого этапа в прибрежной зоне формировались вулканогенные конгломераты и песчаники с карбонатным цементом, которые затем сменялись рифовыми известняками на фоне постепенного проседания цоколя. При этом с уменьшением относительного возраста базальтов темп проседания, вероятно, увеличивался. На этот закономерный процесс, обусловленный постепенным утяжелением постройки атолла, накладывались тектонические и климатические факторы, что нашло отражение в строении изученного разреза. В результате вертикальных перемещений отдельных блоков на южном склоне обнажились лагунные образования (см. интервал 600—650 м на фиг. 2) — конгломераты, песчаники и водорослевые известняки, включающие слой фораминиферовых (относительно глубоководных) известняков с микрофауной верхов среднего плиоцена. История формирования этой части разреза представляется следующим образом. После второго (среднеплиоценового?) этапа активации вулкана Хармит (обр. PV-6) образовались валунные конгломераты и перекрывающие их рифовые известняки. Последующие похолодания климата привели к колебаниям уровня океана и формированию лагунных отложений. При этом в конце среднего плиоцена кратковременно существовали относительно глубоководные условия, когда накапливались фораминиферовые известняки. Действительно, многочисленные палеонтологические и изотопные данные, подкрепленные палеомагнитными исследованиями в разных районах океана и континентов, свидетельствуют о том, что интенсивное похолодание, охватившее оба полушария, имело место около 2,4—2,6 млн. лет назад. Это похолодание сопровождалось быстрым нарастанием ледового покрова в Арктике и Антарктике, что понижало уровень океана [12]. Регрессия моря в среднем плиоцене, уменьшение связей между открытым океаном и некоторыми бассейнами [6, 15] привели к появлению в разрезах более мелководных фаун, что отмечалось во многих районах.

В позднем плиоцене — плейстоцене атолл устойчиво погружался со скоростью, достаточной для постепенного нарастания рифа. Заключительный (постплиоценовый) этап вулканизма завершился образова-

ем большой и малой кальдер, наблюдаемых в виде внутрилагунных островов. Разрушение кальдер привело к формированию современных грубообломочных накоплений. Продолжают надстраиваться барьерный и окаймляющие рифы, в лагуне осаждаются биогенный материал с примесью вулканокластики. По структурно-морфологическим данным А. В. Живаго, атолл Хермит в настоящее время испытывает медленное погружение независимо от эвстатического поднятия уровня океана со скоростью приблизительно 1 мм/год.

Литература

1. *Ионин А. С., Медведев В. С.* Особенности строения и развития рифогенных структур.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1980, т. 90, с. 77—116.
2. *Калиненко В. В., Медведев В. С.* Литолого-фациальные особенности отложений тропических островов Тихого океана.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 90, с. 117—140.
3. *Миронов А. Н., Подражанский А. М.* Исследования донной фауны в 21-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» с применением глубоководного аппарата «Пайсис-7».— Океанология, 1979, т. XIX, вып. 5, с. 946—948.
4. *Непрочнов Ю. П.* 21-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев».— Океанология, 1979, т. XIX, вып. 3, с. 536—539.
5. *Суяюмов А. Е.* Строение дна морей юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1977. 76 с.
6. *Bandy O. L.* Cycles in Neogene palaeoceanography and eustatic changes.— *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1968, v. 5, p. 63—75.
7. *Bolli H. M.* The foraminifera of sites 23—31, Leg 4.— In: *Initial Reports of the DSDP. V. 4.* Wash. U. S. Gov. Print. Off., 1970, p. 577—644.
8. *Bolli H. M., Premoli Silva I.* Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea.— In: *Initial Reports of the DSDP. V. 15.* Wash.: U. S. Gov. Print. Off., 1973, p. 478—498.
9. *Hawkins J. W.* Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau basin.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 28, p. 283—297.
10. *Jung P.* Pleistocene pteropods — Leg 15, site 147. Deep-Sea Drilling Project.— In: *Initial Reports of the DSDP. V. 15.* Wash.: U. S. Gov. Print. Off., 1973, p. 753—767.
11. *Rögl F., Bolli H. M.* Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera of Leg 15, site 147 (Cariaco basin (Trench), Caribbean Sea) and their climatic interpretation.— In: *Initial Reports of the DSDP. V. 15.* Wash.: U. S. Gov. Print. Off., 1973, p. 553—615.
12. *Shackleton N. J., Kennett J. P.* Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes of DSDP site 284: implications for glacial history of the Northern hemisphere and Antarctica.— In: *Initial Reports of the DSDP. V. 29.* Wash.: U. S. Gov. Print. Off., 1975, p. 801—807.
13. *Todd R.* Smaller foraminifera.— In: *Geology of Saipan Mariana Islands, Pt 3.* Paleontology, 1957, p. 265—320.
14. *Todd R.* Some observations on the distribution of *Calcarina* and *Baculogypsina* in the Pacific.— *Science Reports Tohoku University, Sendai, Japan, second ser. (geol.)*, 1960, sp. vol., № 4, p. 100—107.
15. *Vella P.* Plio-Pleistocene Cyclothem, Wairarapa, New Zeland.— *Trans. Roy. New Zeland, Geology*, 1963, v. 2, p. 15—50.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
29.VII.1983

УДК 553.31+551.465

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПЕЛАГИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ

БАТУРИН Г. Н., ДУБИНЧУК В. Т.

В железоманганцевых конкрециях северной части Тихого океана установлена сульфидная минерализация. Наиболее распространенным сульфидным минералом является пирит, образующий как хорошо оформленные кристаллы, так и тонкодисперсные массы. Реже встречаются пирротин, троилит, халькопирит, ковеллин, борнит, дающие характерные микроdifракционные картины. Наблюдаются различные стадии окисления пирита с переходом его в аморфные гидроокислы железа. Образование сульфидных минералов связано, видимо, с присутствием в конкрециях органических остатков и наличием бактериальной деятельности.

Сульфидные минералы в морской среде являются обычными компонентами восстановленных осадков шельфов и континентальных склонов [2, 6, 7, 12, 13, 30], восстановленных гидротермальных отложений, гидротермально измененных осадков рифтовых зон [1, 5, 14, 23, 25, 27], а также некоторых вулканогенно-гидротермальных образований на подводных горах [17].

Поэтому вопрос о наличии сульфидов в пелагических железоманганцевых конкрециях представляется на первый взгляд странным, поскольку известно, что подобные конкреции формируются в резко окислительной обстановке, при Eh порядка +500 мВ, на поверхности окисленных осадков (главным образом красных глин и радиоляриевых илов) и омываются аэрируемыми окисленными придонными водами, для которых характерно высокое (до 80% насыщения) содержание кислорода [10, 18].

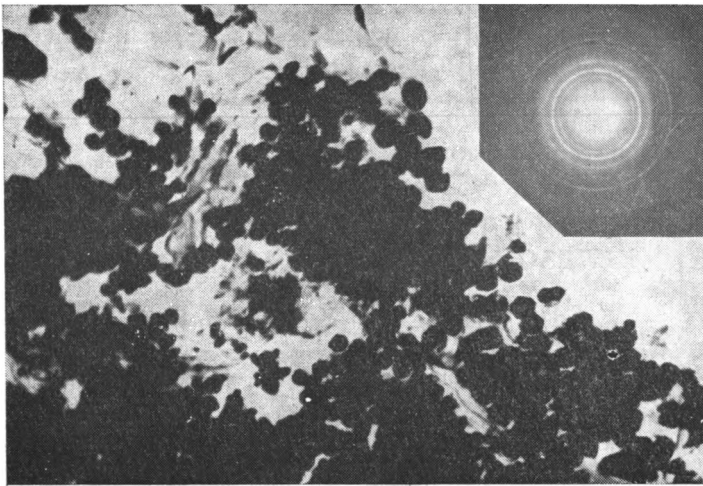
Тем не менее сульфидные минералы присутствуют и в глубоководных железоманганцевых конкрециях. При детальном исследовании микростроения железоманганцевых конкреций методами электронной микроскопии нами обнаружены рассеянные в них выделения сульфидов, ассоциирующие обычно с органическими остатками.

В настоящем сообщении приводится описание сульфидов, идентифицированных нами в конкрециях из районов подводных гор Мид Пасифик (ст. 6348, 18°31' с. ш., 175°06' з. д., глубина 1060 м, 48-й рейс НИС «Витязь» [10]) и зоны Клариион-Клиппертон (полигон 1936, координаты буя 9°50' с. ш., 146°26' з. д., глубина 5050–5250 м, 23-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев» [16]).

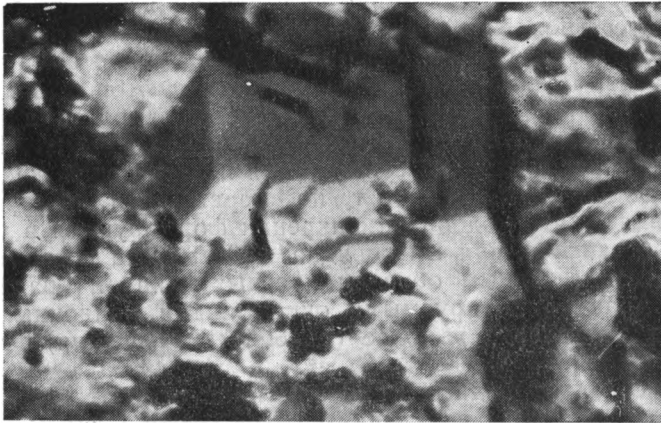
Исследования проводились на электронном микроскопе ЭМВ-100к с микроdifракцией извлеченных на реплики частиц. Применявшаяся техника подготовки материала к исследованию, съемки и расшифровки дифракционных картин описана в работах [3, 8, 9].

Наиболее распространенным в изученных железоманганцевых конкрециях сульфидным минералом является пирит, встречающийся как в форме тонкодисперсных выделений, так и хорошо образованных кристаллов и кристаллических агрегатов.

Тонкодисперсный пирит, выделения которого имеют размеры порядка 0,1–0,2 мкм, образует скопления разнообразной формы, дающие кольцевую микроdifракционную картину (фиг. 1). Кристаллы пирита кубического и кубоктаэдрического габитуса имеют в поперечнике размеры от нескольких до десятков микрометров (фиг. 2). Кристаллические агрегаты пирита (до 150 мкм в поперечнике) характеризуются блоковой структурой и раковистым сколом (фиг. 3). Обе последние



Фиг. 1. Тонкодисперсный пирит, увел. 15 000. В правом верхнем углу кольцевая микродифракционная картина пирита



Фиг. 2. Крупнокристаллический пирит, увел. 20 000

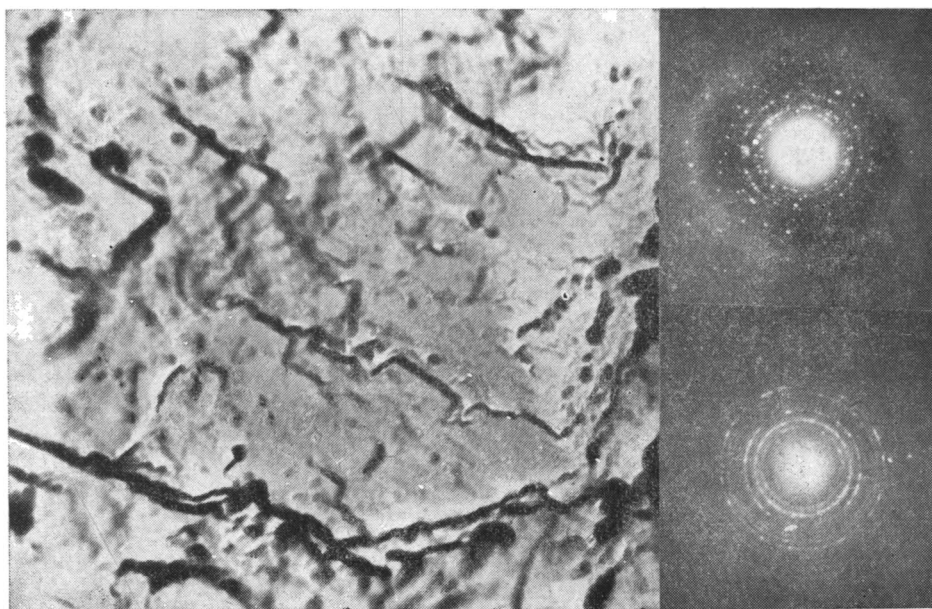
разновидности пирита дают точечную микродифракционную картину.

Кристалломорфный пирит неоднороден по микростроению, и в нем нередко наблюдаются системы микротрещин, инкрустированных окислами железа. Некоторые зерна пирита в различной степени корродированы и приобретают глобулярное микростроение. При этом кристаллическая структура пирита разрушается и происходит его преобразование в минералы, отвечающие по составу троилиту, пирротину (фиг. 4) и соединению с нарушенным стехиометрическим отношением железа к сере ($Fe:S < 1$). Последние в свою очередь трансформируются в аморфное вещество и окисляются до гидроокислов железа, среди которых сохраняются лишь реликты пирита (фиг. 5). Таким образом, разрушение пирита происходит по схеме: $FeS_2 - FeS_{2-x} - FeS - Fe_{1-x}S$ — аморфное вещество и гидроокислы железа. О том, что процесс идет именно так, свидетельствуют помимо серии микродифракционных картин микрозондовые определения железа и серы на приборе ЭММА-2.

В одной из крупных конкреций (ст. 6348) встречено зерно халькопирита размером около 5 мкм в поперечнике. В халькопирите происходит перекристаллизация вещества, сопровождающаяся ростом хорошо ограненных октаэдрических кристаллов пирита и формированием



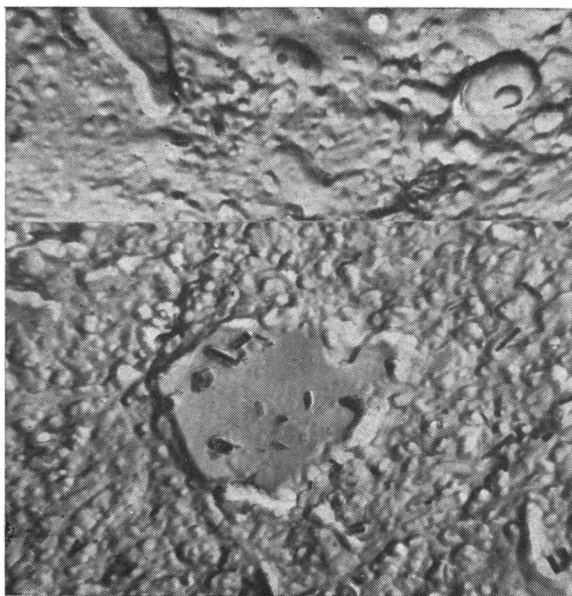
Фиг. 3. Кристаллический агрегат пирита, увел. 20 000. В правом верхнем углу точечная микродифракционная картина пирита



Фиг. 4. Корродированный кристаллический агрегат пирита, увел. 10 000. Справа микродифракционные картины пирита с линиями пирротина и троилита

новой генерации кристаллитов халькопирита, образующих друзы головок роста (фиг. 6). На микродифракционной картине извлеченной на реплику частицы минерала присутствуют линии как халькопирита, так и пирита, что свидетельствует о их тонком взаимном прорастании.

В трещинах разрушающихся кристаллических агрегатов пирита обнаружены пленочные выделения ковеллина, имеющего явно вторичное происхождение (фиг. 7). Реликты этих пленок, являющиеся, по-видимому, более устойчивым продуктом разрушения сульфидных минералов, встречены и в основной массе слагающих конкреции гидроокислов



Фиг. 5. Реликты кристаллов пирита в глобулярной массе окислов железа и марганца, увел. 20 000

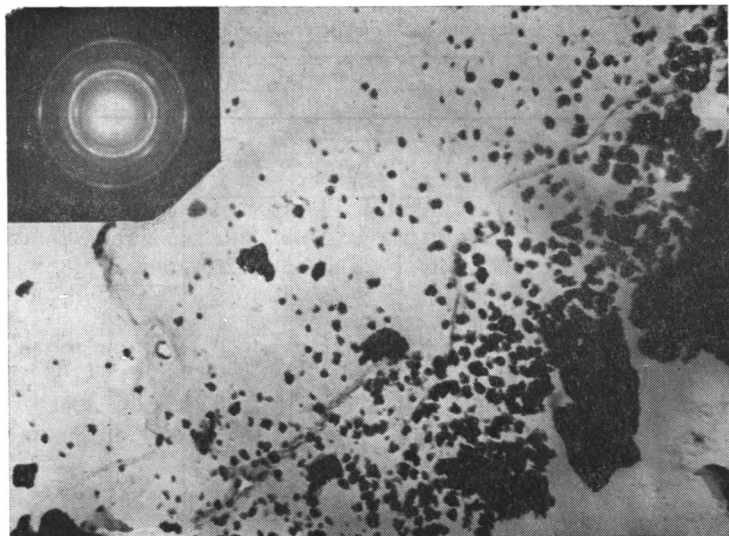


Фиг. 6. Рост октаэдрических кристаллов пирита и перекристаллизация халькопирита, увел. 20 000. В левом верхнем углу микродифракционная картина пирита с линиями халькопирита

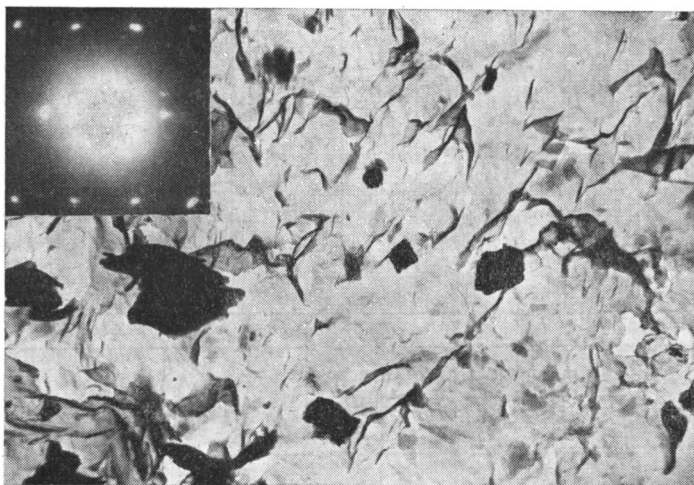
железа и марганца. На микродифракционной картине частиц ковеллина присутствуют также линии гидроокислов железа и марганца (см. фиг. 7).

В зоне окисления описанного выше зерна халькопирита установлен борнит в форме изометричных кристаллитов размером 2–5 мкм, дающих точечную микродифракционную картину (фиг. 8).

Наряду с описанными выше сульфидами железа и меди в ассоциации с ними в железомарганцевых конкрециях присутствуют, судя по микродифракционным картинам и микронзондовым определениям, нике-



Фиг. 7. Ковеллин, увел. 20 000



Фиг. 8. Борнит, увел. 25 000

лин (NiAs), самородные металлы (платина, алюминий) и интерметаллические соединения — никелистое железо (тэнит) и медистое золото.

Промеренные межплоскостные расстояния и интенсивность дифракционных линий обнаруженных в железомарганцевых конкрециях сульфидных минералов приведены в таблице.

Необходимо отметить, что сульфидные минералы в железомарганцевых конкрециях были замечены различными исследователями относительно давно, но этот факт казался настолько противоречащим общепринятым представлениям об условиях формирования конкреций, что от его публикации воздерживались, хотя иногда в конкрециях встречали зерна сульфидов размером до 2 мм (М. С. Головина, устное сообщение).

Д. Мюллер [28] исследовал железомарганцевые конкреции Тихого океана (из зоны Клариион-Клиппертон) под рудным микроскопом и обнаружил в них микронные выделения сульфидных минералов, состав которых был подтвержден единичными микрозондовыми определения-

Стандартные и измеренные интенсивности линий I и межплоскостные расстояния d сульфидных минералов в железомарганцевых конкрециях

Номер линии	Пирит					Пирротин				
	hkl	стандартные		измеренные		hkl	стандартные		измеренные	
		I	d	I	d		I	d	i	d
1	111	2	3,102	3	3,08	$11\bar{2}0$	6	2,97	3	2,96
2	200	8	2,696	10	2,67	$11\bar{2}2$	8	2,64	6	2,63
3	210	8	2,417	7	2,40	$10\bar{1}4$	1	2,45	0,5	2,42
4	211	7	2,206	2	2,18	$10\bar{2}4$	10	2,06	10	2,04
5	220	6	1,908	4	1,88	$30\bar{3}0$	7	1,72	3	1,70
6	221, 300	4	1,796	1	1,77	$11\bar{2}6$	1	1,61	2	1,59
7	311	10	1,629	9	1,60					
8	222	3	1,560	2	1,57					
9	230	4	1,498	3	1,48					
10	321	6	1,444	4	1,42					

Номер линии	Троилит					Халькопирит				
	hkl	стандартные		измеренные		hkl	стандартные		измеренные	
		I	d	I	d		I	d	I	d
1	$10\bar{1}0$	2	5,11	—	—	112	10	3,03	10	3,02
2	0003	3	4,73	2	4,70	200, 004	6	2,61	4	2,60
3	$11\bar{2}0$	4	3,82	8	3,82	220	10	1,855	8	1,83
4	$11\bar{2}2$	6	2,96	9	2,96	312	10	1,586	7	1,57
5	$10\bar{1}4$	7	2,64	9	2,62	224	6	0,515	4	1,50
6	$11\bar{2}4$	1	2,53	0,5	2,50	400	6	1,320	5	1,30
7		10	2,085	10	2,06	008	6	1,294	4	1,26
8						332	8	1,205	6	1,18
9										
10										

Номер линии	Борнит					Ковеллин				
	hkl	стандартные		измеренные		hkl	стандартные		измеренные	
		I	d	I	d		I	d	I	d
1	311	8	3,304	8	3,31	$10\bar{1}0$	4	3,33	2	3,30
2	222	8	3,165	8	3,17	$10\bar{1}1$	6	3,24	4	3,22
3	400	8	2,737	8	2,72	$10\bar{1}2$	8	3,04	6	3,01
4	331	6	2,510	5	2,50	$10\bar{1}3$	10	2,81	10	2,78
5	511, 333	4	2,103	4	2,08	0006	8	2,72	6	2,70
6	440	10	1,924	10	1,91	$10\bar{1}5$	6	2,30	4	2,30
7	531	4	1,849	3	1,83	$10\bar{1}6$	2	2,09	1	2,03
8	533	2	1,668	1	1,65	0008	4	2,03	2	2,00
9						$11\bar{2}0, 10\bar{1}7$	10	1,890	10	1,86
10										

ми. Он обратил внимание также на то, что сульфидные минералы в конкрециях приурочены чаще всего к органическим остаткам, и указал, что при обычной технике изготовления шлифов конкреций сульфидные минералы выкрашиваются и потому трудно устанавливаются.

Нами, одновременно с Д. Мюллером, обнаружены сульфидные ми-

нералы (пирит и галенит) в такой же резко окислительной обстановке пелагического океанского литогенеза в фосфоритах с железомарганцевыми корками на подводных горах Мид Пасифик [3, 4].

Процесс образования и сохранения сульфидов в этих конкрециях может интерпретироваться по-разному.

Д. Мюллер в осторожной форме высказал предположение, что сульфиды в изученных им конкрециях являются аллотигенными и их образование связано с подводной гидротермальной деятельностью.

В рифтовых зонах океана действительно обнаружены не только рассеянные зерна сульфидных минералов [1, 5], но и сульфидные прослои [25] и крупные залежи массивных сульфидных руд, близких по составу и условиям образования к некоторым сульфидным месторождениям на Кипре и в Японии [23, 27].

Приводились также сообщения о единичных находках зерен самородных металлов и интерметаллических соединений в окисленных океанских осадках на некотором удалении от зон разломов и вулканических очагов [20].

Но сколько-нибудь значительный по расстоянию перенос тяжелых зерен сульфидов гидротермального происхождения придонными течениями представляется маловероятным. Кроме того, ассоциация сульфидов с органическими остатками в конкрециях свидетельствует в пользу аутигенного происхождения этих минералов.

Образование сульфидов в железомарганцевых конкрециях связано, по-видимому, с локальными условиями и в первую очередь с воздействием биогенного фактора.

В настоящее время установлено, что основным механизмом поступления на дно океана органического вещества является осаждение фекальных пеллет, сохраняющих благодаря высокой скорости осаждения существенную часть заключенных в них реакционноспособных органических компонентов [21]. Это обстоятельство является причиной наличия в окисленных пелагических осадках восстановительных микроочагов, генерирующих восстановленные формы элементов, в частности элементарный азот, поток которого оценивается цифрой $6 \cdot 10^{11}$ г·моль/ $\text{м}^2/\text{с}$ [31].

По-видимому, аналогичное явление имеет место и в конкрециях. Известно, что содержание органического вещества в железомарганцевых конкрециях столь же низко, как и во вмещающих осадках (0,04—0,27%) и что по своему составу это органическое вещество является крайне окисленным [15, 32]. Но эта остаточная фракция органического вещества ни в коей мере не является показателем тех кратковременных редуционных процессов, которые могли иметь место на протяжении длительной истории зарождения и роста конкреций.

Примечательно, что глубоководные железомарганцевые конкреции обильно заселены бактериальной микрофлорой, в составе которой помимо марганцосажающих имеются и анаэробные микроорганизмы, число которых колеблется от 120 до 54 000 в 1 г вещества конкреции [29]. Находясь обычно в латентном состоянии, эта микрофлора активизируется при посеве на питательные среды.

В связи с этим можно предположить, что формирование сульфидов в конкрециях связано с поступлением на их поверхность заселенных микрофлорой клейких частиц биогенного детрита (в основном фекальных комков), что создает восстановительные микрзоны с резкими градиентами физико-химических параметров среды. Внутри этих зон интенсивность восстановительных процессов достигает уровня сульфат-редукции, а на периферии резко активизируется приток восстановленного двухвалентного и осаждение окисленного четырехвалентного марганца, благодаря чему образующиеся сульфидные минералы на неопределенно долгое время изолируются от резко окислительной среды пелагического океанского диагенеза. Возможно, что после затухания этого процесса окисление сульфидов тормозится образующимися на их

поверхности защитными пленками, стоящими из гидроокислов, конденсированных органических веществ или глинистых минералов.

Таково же, вероятно, происхождение и других совершенно нетипичных для окислительной обстановки, но тем не менее существующих в железомарганцевых конкрециях минералов, в частности элементной серы и гипса [26, 33], а также самородных металлов.

Окончательный ответ на вопрос об истинной роли биогенного фактора в формировании конкреций будет получен, вероятно, не скоро. Но обилие в конкрециях биоморфных микроскопических и ультрамикроскопических структур [11, 19, 24, 32], плотность их заселения бактериальной микрофлорой [22, 29] и ряд особенностей их минерального состава показывают, что этот фактор играет в генезисе конкреций далеко не последнюю роль.

Литература

1. Батурич Г. Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 259—277.
2. Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 230 с.
3. Батурич Г. Н., Дубинчук В. Т. Микроструктуры океанских фосфоритов. М.: Наука, 1979. 200 с.
4. Батурич Г. Н., Дубинчук В. Т. Сульфиды в фосфоритах с подводных гор Тихого океана.— Океанология, 1981, т. 21, вып. 2, с. 318—322.
5. Батурич Г. Н., Розанова Т. В. О проявлениях рудной минерализации в рифтовой зоне Индийского океана.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 2. М.: Наука, 1972, с. 192—202.
6. Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 50, с. 68—92.
7. Волков И. И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков.— В кн.: Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 363—413.
8. Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б., Боярская Р. В. и др. Методы электронной микроскопии минералов. М.: Наука, 1969. 436 с.
9. Дубинчук В. Т., Комиссаров П. К., Мещякина В. И. и др. Электронно-микроскопические методы изучения минерального сырья.— В кн.: Изучение строения и фазового состава минеральных объектов комплексом физических методов анализа. М.: ВИМС, 1976, с. 11—26.
10. Железомарганцевые конкреции Тихого океана/Под ред. Безрукова П. Л. М.: Наука, 1976. 302 с.
11. Лазуренко В. И., Хоружий В. Я. Новые данные о биологическом происхождении железомарганцевых конкреций.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1980, № 1, с. 19—21.
12. Лейн А. Ю., Сидоренко Г. А., Волков И. И., Шевченко А. Я. Диагенетические макионит, мельниквит (грейгит) и пирит в осадках на профиле через Тихий океан и в осадках Калифорнийского залива.— Докл. АН СССР, 1978, т. 223, № 3, с. 698—700.
13. Лозвиненко Н. В., Николаева И. В., Романкевич Е. А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3, с. 15—27.
14. Розанова Т. В. О керолите, пирротине и тронлите в осадках впадины Хесса.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2, с. 22—34.
15. Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
16. Скорнякова Н. С., Гордеев В. В., Кузьмина Т. Г. Локальная изменчивость железомарганцевых конкреций в пределах радиоляриевго пояса Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 5, с. 79—90.
17. Сребродольский Б. И., Липкина М. И., Победонос Ю. Г. Марказит со дна Японского моря.— Минерал. сб. Львовского ун-та, 1980, № 34/2, с. 70—72.
18. Степанов В. Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 256 с.
19. Чугуяный Ю. Г. Железомарганцевые конкреции Карибского моря и некоторые особенности их образования.— Геол. ж., 1982, № 2, с. 78—84.
20. Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения среди осадков северо-восточной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 2, с. 133—139.
21. Bishop J. K. B., Edmond J. M., Ketten D. R. e. a. The elementary biology and vertical flux of particulate matter from the upper 400 m of the equatorial Atlantic ocean.— Deep-Sea Res., 1977, v. 24, № 6, p. 511—548.
22. Ehrlich H. L. The role of microbes in manganese nodules genesis and degradation.— In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. Nat. Sci. Found., Wash. D. C., 1972, p. 63—70.
23. Hekinian R., Fevrier M., Bishoff J. L. e. a. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21° N.— Sci., 1980, v. 207, p. 1433—1444.
24. Furbish W. J., Schrader E. L. Secondary biogenic textures in some iron-manganese nodules from the Blake Plateau, Atlantic Ocean.— Mar. Geol., 1977, v. 25, № 4, p. 343—354.

25. *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea.* N. Y.: Springer, 1969. 600 p.
26. *Kirchner S. J., Oona H., Fernando Q. e. a.* Identification of elemental sulfur in deep-sea ferromanganese nodules.— *Anal. Chem.*, 1978, v. 50, № 12, p. 1701—1702.
27. *Malahoff A.* A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos rift with some continental deposits.— *Mar. technol. Soc. J.*, 1982, v. 16, № 3, p. 39—45.
28. *Müller D.* Sulphide inclusions in manganese nodules of the Northern Pacific.— *Miner. Deposita*, 1979, v. 14, № 3, p. 375—380.
29. *Schütt C., Ottow J. C. G.* Mesophilic and psychrophilic manganese-precipitating bacteria in manganese nodules of the Pacific ocean.— *Z. Allg. Microbiol.*, 1977, v. 17, № 8, p. 611—616.
30. *Siesser W. G., Rogers J.* Autigenic pyrite and gypsum in South West African continental slope sediments.— *Sedimentology*, 1976, v. 23, № 4, p. 567—577.
31. *Wilson T. R. S.* Evidence for denitrification in aerobic pelagic sediments.— *Nature*, 1978, v. 274, № 5669, p. 354—356.
32. *Xavier A.* Sedimentologische und structurelle Untersuchungen zur Genese der marinen Eisen-Mangan-Akkretionen («Manganknollen»).— *Senckenbergiana marit.*, 1976, v. 8, № 4/6, p. 271—309.
33. *Xavier A., Klemm D. D.* Authigenic gypsum in deep-sea manganese nodules.— *Sedimentology*, 1979, v. 26, № 2, p. 307—310.

Институт океанологии АН СССР
Министерство геологии СССР
Москва

Поступила в редакцию
18.V.1983

УДК 551.352+550.42

О ФОРМАХ СЕРЫ И ЖЕЛЕЗА В ОСАДКАХ ШЕЛЬФА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

МОРОЗОВ, А. А., РОЗАНОВ А. Г.

По материалам бурения на шельфе юго-западной части Каспийского моря изучено распределение в осадках форм серы ($S_{\text{сульфид}}$, $S_{\text{пирит}}$, S_{SO_4} (общ)) и реакционноспособного железа ($Fe(III)$, $Fe(II)$, $Fe_{\text{сульфид}}$). Показано, что уровень развития восстановительных процессов, в частности сульфатредукции, а также соотношение различных форм S и Fe отражают смену трансгрессивных и регрессивных стадий развития Каспийского бассейна. Характерными чертами для исследованного района являются высокая скорость осадконакопления и высокая реакционная способность поступающего в осадок органического вещества.

В октябре 1981 г. в западной прибрежной части Каспийского моря на участке шельфа, расположенном между Апшеронским полуостровом и устьем р. Куры, было проведено подводное бурение осадочной толщи на глубине от 45 до 105 м, целью которого явилось комплексное изучение условий накопления и диагенетического преобразования осадков с привлечением литолого-минералогических, химических, микробиологических и других методов исследования. Работа в целом была непосредственно связана с проблемой нефте- и газообразования и развитием теоретических основ поиска указанных полезных ископаемых и, кроме того, дала новый материал по геохимии восстановительного диагенеза осадков шельфа внутриконтинентального морского бассейна.

Бурение производилось со специализированного бурового судна «Имант Судмалис» (ВПО Каспморнефтегазпром, геологоразведочная контора в море). Поверхностные слои осадков (до 2 м) отбирались при помощи прямой геологической трубки с борта НИС «Эксперимент» (МГУ). В ходе работ были выполнены четыре станции, схема расположения которых показана на фиг. 1. Поверхностные осадки отбирались в непосредственной близости от буровых скважин.

Отбор проб сопровождался измерением величин рН и потенциала платинового электрода (E_{Pt} , мВ), а также предварительной кислотной обработкой осадка (разбавленная HCl) в целях качественного обнаружения $CaCO_3$ (по выделению CO_2) и кислоторастворимых сульфидов железа (по выделению H_2S). Наличие или отсутствие свободного сероводорода в осадках фиксировалось органолептически (по запаху).

Литологическое описание, изучение минерального состава проб, а также определение углерода органического вещества производилось сотрудниками ИБФМ АН СССР (г. Пущино) под руководством А. Ю. Леин. Состав иловых вод изучался сотрудниками геологического факультета МГУ под руководством Ю. Н. Гурского. Определение общего железа $Fe_{\text{вал}}$ проводилось в лаборатории южного отделения ИО АН СССР под руководством В. С. Соколова.

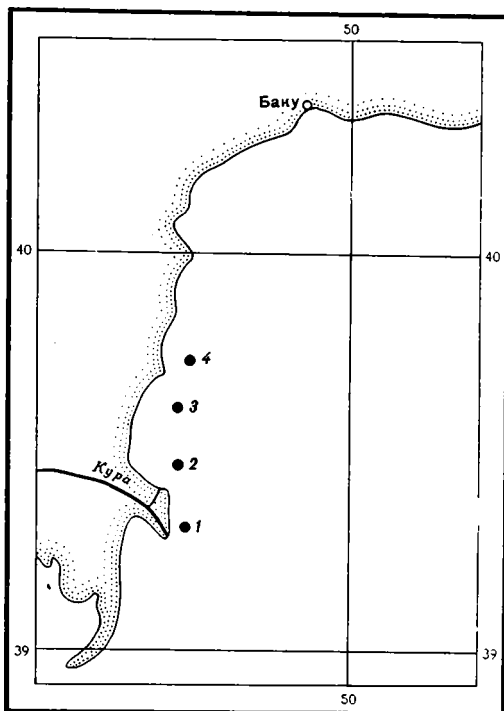
В пробах кернов бурения, отобранных с интервалами 5–10 м, и пробах поверхностных осадков определялись кислоторастворимая (горячая, разбавленная HCl) сульфидная сера S^{2-} , сумма пиритной и элементной серы ($S_{\text{пирит}} + S^0$), общая сульфатная сера ($S_{\text{SO}_4^{\text{ТВ}}} + S_{\text{SO}_4^{\text{ил. вод}}}$), а также реакционноспособные формы железа — $Fe(III)$, $Fe(II)$, $Fe_{\text{сульфид}}$. Железо, связанное в сульфиды ($Fe_{\text{сульфид}} = Fe_{\text{FeS}} + Fe_{\text{FeS}_2}$), определялось расчетным путем по содержанию соответствующих форм серы (S^{2-} и $S_{\text{пир}}$). Результаты определений представлены в табл. 1. Кроме того, в осадках наиболее представительной скв. 1 (100 м), рас-

положенной близ устья р. Куры, определялась органическая форма серы и выборочно из отдельных навесок исходного ила — элементарная сера S⁰. Данные по скв. 1 (а также содержания C_{орг} и SO₄²⁻ и Cl⁻ в иловых водах) представлены графически на фиг. 2. Определение форм серы проводилось по методике фазового химического анализа [4]; метод определения реакционноспособного железа описан в работе [9].

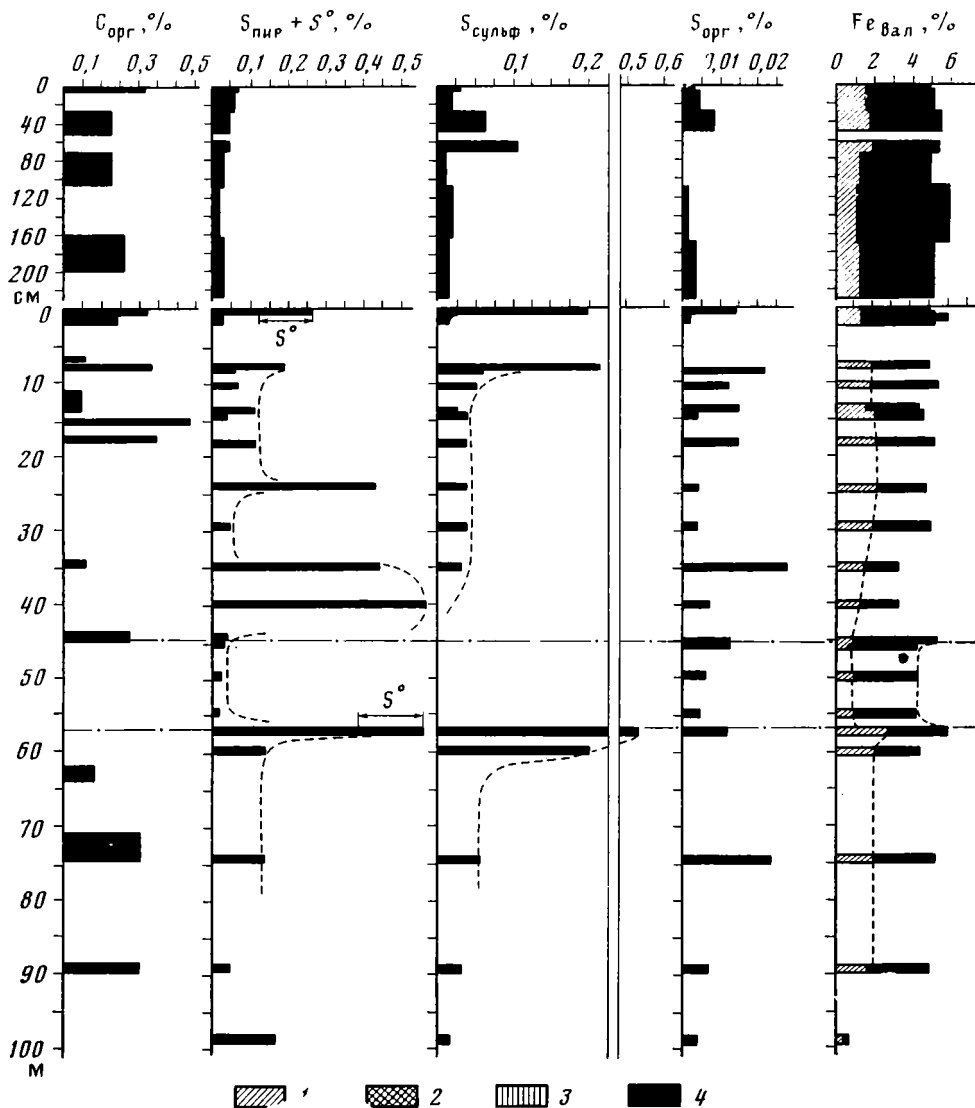
Условия накопления осадочной толщи в данном районе и периодические изменения этих условий достаточно хорошо изучены, поэтому представляется возможным в общих чертах установить связь между полученными аналитическими данными по содержанию форм железа и серы, отражающими характер восстановительных процессов в осадке, и указанными условиями осадкообразования. Общие закономерности осадкообразования в Каспийском море подробно освещены в работе Н. М. Страхова [10]; детальное литолого-минералогическое исследование осадков, преимущественно срединных частей моря, изложено в монографии Л. И. Лебедева и др. [5]. В соответствии с представлениями, развитыми в указанных работах, обстановку накопления толщи осадков, пройденной скважинами (100 м), можно охарактеризовать следующим образом.

Литолого-минералогическое и текстурное изучение осадков южного Каспия показывает, что в целом характер питания юго-западной части шельфа осадочным материалом и его распределение по площади дна за все верхнечетвертичное время оставались практически неизменными, несмотря на происходившие здесь климатические изменения и связанные с ними колебания уровня моря [5]. Таким образом, отложения рассматриваемого участка шельфа (см. фиг. 1) обязаны своим происхождением главным образом выносам р. Куры, дренирующей мезозойские сланцы и песчаники, а также некоторые магматические породы. Это подтверждается довольно однотипным минеральным составом осадочных толщ различных выделяемых здесь стратиграфических горизонтов, а также высоким содержанием в них пелитовой фракции (глинистые илы), что соответствует высокой дисперсности твердого стока р. Куры [10]. Несмотря на то что основная масса вод перемещается вдоль западного берега Каспия с севера на юг, участвуя в циклоническом круговороте, на участке шельфа между устьем р. Куры и Апшеронским полуостровом имеет место антициклонический локальный круговорот, распределяющий выносы Куры в северном направлении [5]. Возможно, в осадконакоплении шельфа принимает участие и тонкий осадочный материал, поступающий из области размыва Апшеронского порога и частично увлекающийся указанным антициклоническим движением вод. Для мелководных областей характерно широкое развитие грязевого вулканизма, однако этот фактор, так же как и абразия береговой линии, играет, очевидно, подчиненную роль.

В донных отложениях Каспийского моря стратиграфически выделены (при отборе осадков грунтовыми трубками) новокаспийский ярус и верхние горизонты хвалынских отложений: так называемый мангыш-

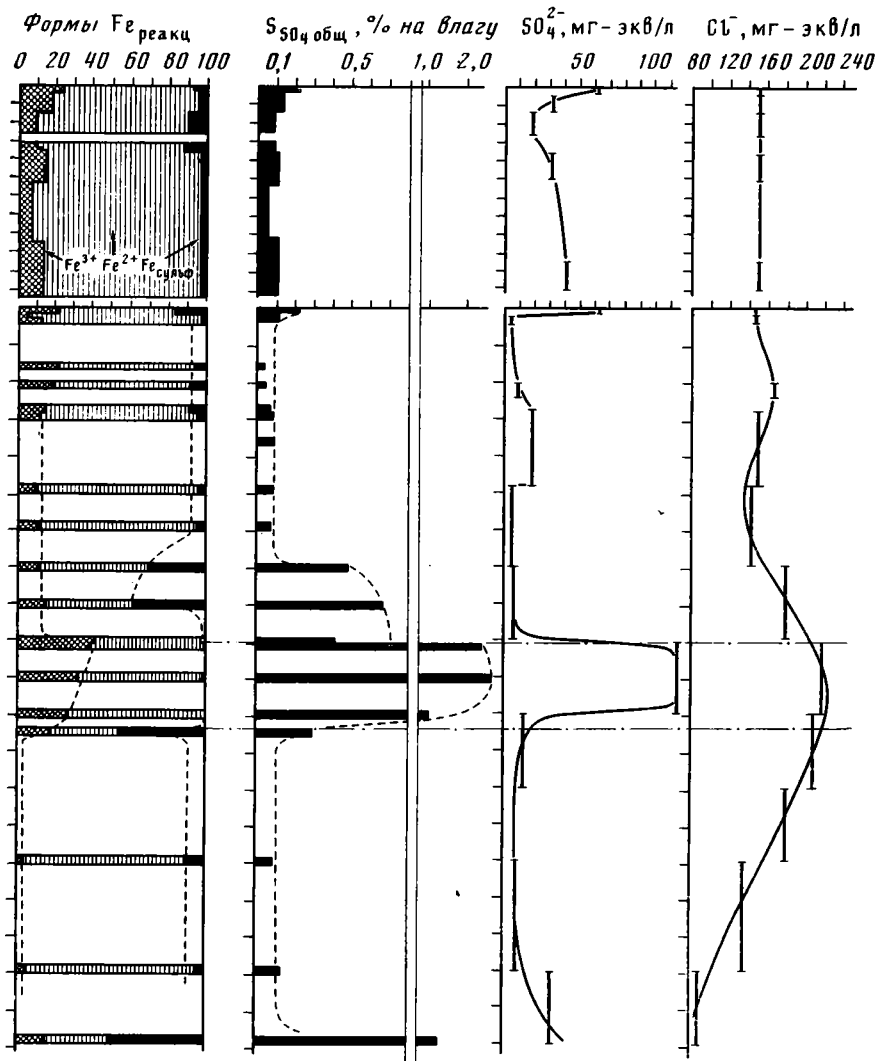


Фиг. 1. Схема расположения станций



Фиг. 2. Распределение форм железа и серы и $C_{орг}$, а также растворенных в иловых водах ионов SO_4^{2-} и Cl^- по вертикали осадочной толщи (ст. 1)
 1 — реакционноспособное железо в составе валового; 2 — Fe (III); 3 — Fe (II); 4 — железно сульфидов $FeS + FeS_2$. I — новокаспийские осадки; II — мангышлакский горизонт; III — дагестанские осадки: Шкала 0—200 см соответствует пробам, отобраным геологической трубой; шкала 0—100 м — пробам буровой скважины

лакский и подстилающий его дагестанский горизонты [5]. Новокаспийские отложения, вплоть до современных осадков, сложены глинистыми и слабокарбонатно-глинистыми серыми илами, для которых с углублением характерно небольшое увеличение карбонатности. Новокаспийские осадки в интересующей нас мелководной области, в зоне распространения грязевулканических островов и банок характеризуются неустойчивым режимом осадконакопления, что выражается в частом переслаивании глинистых, ракушечных и песчаных илов. В целом накопление новокаспийских отложений соответствует новокаспийской трансгрессии моря [6]. Их возраст, определенный по сезонной слоистости, составляет 6—7 тыс. лет, мощность в пределах склона достигает 4—10 м, а близ устья Куры — нескольких десятков метров [5]. Для новокаспийских отложений, особенно центральной части южного Каспия, характерно широкое развитие сульфидной минерализации в виде прослоев и пятен гидротроилита, отдельных зерен и точечных



Фиг. 2 (продолжение)

включений, а также фрамбидов пирита, выполняющих внутренние створки раковин. В некоторых глубоководных новокаспийских осадках отмечены находки грейгита (мельниковита) [5].

Под новокаспийскими осадками залегает мангышлакский горизонт верхнехвалынских отложений. Обычно эти осадки окрашены в бурые тона, значительно менее карбонатны и, как правило, более крупнозернисты, а на мелководье обогащены песчанистыми и ракушечными прослоями. Особенности фауны свидетельствуют о формировании этого горизонта в период регрессии моря [7, 8]. Глубина регрессии по современным представлениям составляла не менее 30 м от настоящего уровня моря [8]. Нижележащие осадки относят к дагестанскому горизонту верхнехвалынских отложений. Их формирование сопоставляется с последней трансгрессивной стадией хвалынского бассейна. Это глинистые, серовато-коричневые и весьма тонкозернистые илы.

Перечисленные особенности различных каспийских отложений достаточно хорошо прослеживаются и в осадках шельфа, вскрытых буровыми скважинами. Вследствие гораздо более высоких скоростей осадконакопления соответствующие горизонты имеют и значительно большие мощности.

Нижняя граница новокаспийских отложений, по литологическим данным для ст. 1 (устье р. Куры), располагается на горизонте около

Краткая литологическая характеристика осадка	Горизонт отбора проб, м	Влажность, %	Восстанов
			ра, S _{пир} + S ^o

Станция 1 (глубина моря 18 м;

<i>Отбор проб геологической трубкой (НИС «Эксперимент»)</i>			
Ил глинистый с черными примазками, сверху покрыт бурой пленкой	0—0,03	41,12	0,064
Ил глинистый, светло-серый с включениями раковин, окруженных почернениями	0,03—0,25	39,47	0,053
Ил глинистый с черными включениями, чередование серых и темных полос. Слабый запах H ₂ S	0,25—0,5	41,72	0,046
То же, темно-серый с черными прослоями	0,58—0,69	43,81	0,045
Ил глинистый, палевый, серо-палевый	0,69—1,07	37,42	0,027
Чередование серого с палевым (145—150 см — яркий розовый прослой)	1,09—1,62	38,43	0,016
Ил глинистый, серый, более плотный	1,62—2,2	30,43	0,021
<i>Пробы кернов бурения (б/с «И. Судмалис»)</i>			
0—8 м — ил глинисто-карбонатный, темно-серый, примесь тонкого песчаного материала, включения ракушки, при действии HCl — слабый запах H ₂ S	0—0,2	33,63	0,266
	8	33,62	0,058
	8	30,01	0,192
8—14 м — ил глинистый с черными примазками (первый метр серовато-бурый); присутствуют карбонаты; в середине интервала песчаный прослой	11	40,15	0,064
	14	25,56	0,112
14—24 м — ил карбонатно-глинистый, темно-серый, присутствуют кислоторастворимые сульфиды (HCl), ракушки нет	14—15	27,73	0,037
	18	30,56	0,112
	24	28,33	0,433
24—35 м — то же, немного песчаного материала, ракушки нет, присутствуют сульфиды, сверху вниз илы уплотняются	29—30	28,05	0,046
35—45 м — то же, серый, черные штрихи, примазки; при действии HCl выделения H ₂ S нет	35	27,47	0,440
	40	21,49	0,567
	45	21,25	0,029
45—55 м — илы серо-бурые песчанистые, много ракушки, кислоторастворимых сульфидов нет (HCl)	45—46	19,16	0,024
	50	19,26	0,018
	55	19,55	0,015
55—65 м — ил карбонатно-глинистый в кровле песчаный с ракушей; в середине прослой ракуши, имеются черные углистые прослои, при действии HCl выделяется H ₂ S	57—58	18,66	0,566
	60—60,2	18,65	0,144
65—75 м — ил серый плотный, в кровле и в центре прослой ракуши, к подошве более глинистый, при действии HCl выделяется H ₂ S	75	23,53	0,139
85—90 м — то же, с черными примазками, выделение H ₂ S при действии HCl	90	17,78	0,044
90—100 м — верх размыт, ниже ил, глинистый серо-палевый, тонкая ракушка песчаной размерности. H ₂ S при действии HCl не выделяется	100	11,56	0,163

Станция 2 (глубина моря 13,5 м;

<i>Отбор проб геологической трубкой (НИС «Эксперимент»)</i>			
0—0,75 м — ил глинистый, темно-серый, полужидкий, примесь песка, много ракуши; имеются черные пятна и примазки, слабый запах H ₂ S ниже 5 см серый, вязкий, постепенно уплотняется; на 65 см прослой ракуши	0—0,05	27,11	0,093
	0,05—0,15	29,44	0,163
	0,6—0,7	29,07	0,189
<i>Пробы кернов бурения (б/с «И. Судмалис»)</i>			
3—10 м — ил карбонатно-глинистый серый, плотный, с ракушей, имеются черные примазки, при действии HCl запах H ₂ S, интервал 9,8—10 см более песчаный	3—4	33,47	0,204
	4—5	29,82	0,159
20—35 м — то же, однородный, серый, на горизонте 32,8 бурый, при действии HCl запаха H ₂ S нет	9,8—10	27,48	0,032
	20—25	28,07	0,233
	32,8	19,16	Следы

осадков

ленная се- %	Сера сульфатов		Железо, %				Ерт. мВ	рН	
	S ²⁻	Собщ. % (на влагу)	Ств. % (расчет)	общее	реакционноспособное				
					Fe ²⁺	Fe ³⁺			Feсульфид

глубина скважины 100 м)

0,027	0,219	0,083	4,88	1,00	0,32	0,103	-90	7,45
0,016	0,129	0,052	5,11	1,13	0,25	0,074	+110	7,45
0,064	0,086	0,041	5,48	1,32	0,14	0,150	-125	7,15
0,105	0,094	—	5,37	1,44	0,16	0,222	—	—
0,010	0,107	0,035	5,00	1,09	0,17	0,041	—	—
0,017	0,057	—	5,92	1,20	0,08	0,044	—	—
0,015	0,105	0,018	5,07	1,08	0,17	0,044	-150	7,5
0,200	0,107	—	4,74	2,05	0,08	0,454	—	—
0,057	0,044	—	4,88	1,35	0,40	0,151	-145	8,3
0,215	0,042	0,021	—	—	—	—	-350	8,3
0,050	0,042	0,021	5,39	1,30	0,32	0,144	—	—
0,025	0,065	0,013	4,35	1,15	0,21	0,141	-10	—
0,037	0,081	0,021	4,59	1,60	0,19	0,097	-190	8,1
0,036	0,088	0,027	—	—	—	0,094	-170	8,1
0,037	0,095	0,027	4,77	1,80	0,22	0,097	-80	8,0
0,040	0,074	0,026	5,00	1,65	0,17	0,110	—	—
0,031	0,492	0,183	3,26	0,85	0,15	0,449	-125	8,2
0,001	0,677	0,183	3,22	0,55	0,19	0,488	—	—
Не обн.	0,406	0,107	5,22	0,53	0,38	0,025	-225	8,3
»	2,423	0,530	4,11	0,43	0,28	0,021	—	—
»	2,707	0,601	4,29	0,58	0,27	0,016	—	—
»	1,023	0,203	4,14	0,59	0,22	0,013	-125	7,4
0,533	0,284	0,061	5,85	0,99	0,43	1,273	+100	8,3
0,202	—	—	—	—	—	—	-200	7,8
0,056	0,093	—	5,03	1,60	0,04	0,220	-200	8,15
0,031	0,126	—	4,66	1,41	0,07	0,089	-245	8,3
0,013	1,341	0,169	0,52	0,10	0,05	0,165	+80	—

глубина скважины 70 м)

0,005	0,247	0,054	3,07	0,84	0,26	0,090	-200	7,6
0,002	0,194	0,043	4,51	1,35	0,07	0,147	-160	7,6
0,003	0,175	0,045	4,92	1,37	0,23	0,171	-160	7,6
0,016	0,93	0,034	4,66	1,11	0,42	0,207	-130	7,6
0,020	0,265	0,103	4,33	1,83	0,13	0,174	—	—
0,029	0,149	0,064	4,51	1,57	0,09	0,079	—	—
0,036	0,313	0,029	4,51	1,42	0,08	0,267	—	—
Не обн.	0,112	—	5,07	0,59	0,20	0	-80	—

Краткая литологическая характеристика осадка	Горизонт отбора проб, м	Влажность, %	Восстанов
			ра, S _{пр} + S°

Станция 2 (глубина моря 13,5 м;

35—55 м — ил карбонатно-глинистый, серый, при действии HCl слабый запах H ₂ S; на горизонте 40—45 м прослой ракуши и светлая галька органического известняка	44,8	20,46	0,123
	52,8	22,42	0,671
	53,8	24,04	0,271
65—70 м — ил серый, глинистый, слабопесчанистый с черными примазками и прослоями, на горизонте 65—65,1 м черный прослой, сильный запах H ₂ S при действии HCl	69—70	21,07	0,085

Станция 3 (глубина моря 11 м,

<i>Отбор проб геологической трубкой (НИС «Эксперимент»)</i>			
Ил коричнево-бурый, полужидкий, немного ракуши	0—0,01	42,49	0,060
Ил глинистый, серый, плотный с черными примазками, слабый запах H ₂ S	0,01—0,1	32,52	0,035
То же, с палевым оттенком (свободного H ₂ S нет)	0,40—0,45	32,87	0,100
<i>Пробы кернов бурения (б/с «И. Судмалис»)</i>			
0,5—5,5 м — ил серый, карбонатно-глинистый, вязкий, сверху вниз уплотняется, примесь разбавленной ракуши; слабый запах H ₂ S, присутствуют и кислоторастворимые сульфиды	0,5	30,06	0,205
	2,5—3	26,95	0,054
	4,5	28,67	0,121
	5,5	29,25	0,040
8—24 м — ил карбонатно-глинистый, серый, однородный, уплотняется сверху вниз; при действии HCl выделяется H ₂ S	8	23,04	0,032
	12,5	24,54	0,028
	24	20,45	0,044
37—48 м — ил глинистый, очень плотный, буроватый с серыми прослоями и включениями, карбонатов нет, присутствуют включения битой ракуши; 40—40,2 м — более песчанистый, 48 м — ракуша с полимиктовым песком	37,8	19,25	Не обн.
	44,8	19,61	»

Станция 4 (глубина моря 9 м,

<i>Пробы кернов бурения (б/с «И. Судмалис»)</i>			
Ил слабокарбонатно-глинистый, серый, плотный с рыжими пятнами, мелкие зерна пирита (0,5—1 мм), 9—9,1 — черная ракуша. Выделение H ₂ S (HCl)	9,6—9,9	23,12	0,098
То же, очень плотный с включением охристых зерен и рыжими пятнами; 18—18,3 м — прослой светлой ракуши, выделение H ₂ S	19,6—19,9	24,87	0,232
То же, светло-желтый горизонт с кирпично-красными включениями	10—20	22,74	0,004
Ил буровато-серый, очень плотный с рыжими прослоями, редкая ракуша, корки и зерна охристого цвета	29,2—30	22,12	0,082
Очень плотный, серый с бурыми прослоями и пятнами, выделяется H ₂ S (HCl), CaCO ₃ нет	39,2—40	22,70	0,012
Ил глинистый с черными примазками, выделение H ₂ S (HCl)	48,9—49,9	24,87	0,044
То же, присутствует CaCO ₃	59—59,9	24,67	0,022
Ил глинистый, плотный с черными примазками и редкими охристыми зернами	74,5—75	19,32	0,029
Ил глинистый, красновато-серый, плотный, с прослоями более песчанистых илов	84,2—85	24,69	0,088
94—105 м — ил глинистый, серый с бурыми и редкими черными примазками, встречаются отдельные ржаво-охристые пятна	94,2—95	18,48	0,002
	101—105	19,58	0,001

Таблица 1 (окончание)

ленная се- %	Сера сульфатов		Железо, %				Ерт, мВ	рН	
	S ²⁻	Собщ. % (на влагу)	Ств. % (расчет)	общее	реакционноспособное				
					Fe ²⁺	Fe ³⁺			Feсульфид
глубина скважины 70 м)									
0,102	0,225	0,035	4,70	1,54	0,03	0,286	-50	7,4	
0,103	0,259	0,057	5,44	0,65	0,47	0,768	-150	7,5	
0,080	0,175	0,037	5,40	1,43	0,06	0,378	-170	7,5	
0,40	0,228	—	4,51	1,68	0,14	0,144	-160	7,6	
глубина скважины 45 м)									
Следы	0,266	0,100	5,40	1,14	0,28	0,052	—	—	
»	0,166	0,036	5,29	2,08	0,04	0,031	—	—	
0,008	0,116	0,033	5,29	1,97	0,05	0,102	—	—	
0,016	0,113	0,047	5,16	1,73	0,15	0,207	-50	7,7	
Не обн.	0,093	0,033	5,11	1,90	0,07	0,047	-140	7,5	
0,006	0,138	0,054	5,07	—	—	0,116	-140	7,5	
0,004	0,060	0,024	5,29	1,94	0,11	0,042	-160	7,7	
0,028	0,119	0,035	5,51	1,77	0,06	0,077	-200	7,7	
0,016	0,094	0,026	5,85	1,70	0,06	0,053	-140	7,7	
0,014	0,100	0,024	5,11	0,95	0,07	0,063	-220	7,7	
Не обн.	0,389	0,054	5,59	0,59	0,22	Не обн.	-120	—	
»	0,479	0,067	4,79	0,51	0,20	»	-150	—	
глубина скважины 110 м)									
Не обн.	0,281	—	5,11	1,19	0,25	0,086	—	—	
0,017	0,985	—	3,44	1,97	0	0,233	—	—	
Не обн.	2,594	—	—	0,34	0,31	0,003	—	—	
»	0,276	—	7,59	0,24	0,21	0,072	—	—	
»	0,167	—	5,11	0,80	0,12	0,010	—	—	
0,031	0,129	—	5,51	1,85	0,06	0,093	—	—	
0,020	0,138	—	5,70	1,90	0,03	0,054	—	—	
0,010	0,305	—	4,63	1,47	0,09	0,042	—	—	
0,029	0,138	—	5,68	1,88	0,0	0,128	—	—	
Следы	0,373	—	3,89	0,94	0,04	0,002	—	—	
Не обн.	0,322	—	4,77	0,49	0,30	0,001	—	—	

45 м, а в осадках северных станций существенно выше (ст. 2—25 м, ст. 3—24 м, ст. 4—20 м), что отражает уменьшение в этом направлении скорости осадконакопления и определяющую роль выносов р. Куры. Мощность мангышлакского горизонта для ст. 1 можно ориентировочно оценить в 11—12 м. В осадках всех станций (по данным Ю. Н. Гурского) переход от новокаспийских осадков к осадкам мангышлакского горизонта сопровождается резким увеличением содержания ионов SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ в иловой воде и уменьшением общей щелочности. В некоторых случаях это приводит к изменению химического подтипа общего для этих осадков сульфатного типа иловых вод, например для ст. 1 сменой на горизонте 45 м вод сульфатно-магниевого подтипа на сульфатно-натриевые. В осадках ст. 4 на горизонте ~30 м происходит смена сульфатно-магневых вод на воды хлор-кальциевого типа, которые и сохраняются на всю пройденную мощность отложений. Указанные изменения настолько резки и постоянны в своем проявлении, что наряду с литологическими признаками могут служить четким свидетельством смены стратиграфических горизонтов. В целом отмечается увеличение солености для всей толщи осадков по мере удаления от устья р. Куры, что также подтверждает неизменность процесса опреснения морской воды стоком р. Куры за все рассматриваемое время осадконакопления.

Для всех описанных выше исследованных осадков, принадлежащих к различным стратиграфическим горизонтам, формировавшихся в различных условиях и имеющих характерные литологические и минералогические особенности, общим является широкое развитие восстановительных процессов. Величины потенциала платинового электрода (E_{Pt}), составляющие в основной массе проб менее -100 мВ (за редким исключением в отдельных горизонтах до $+100$ мВ), позволяют характеризовать эти отложения от самой поверхности на всю глубину бурения как сильновосстановленные, что означает присутствие в них значительных количеств подвижных (находящихся в состоянии динамического равновесия на границе иловая вода — твердая фаза) восстановленных форм элементов, в первую очередь железа и серы (Fe(II) , H_2S , HS^- , S_n^{2-} , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, $\text{FeS}_{\text{коллоид}}$, $\text{S}^0_{\text{коллоид}}$ и др.). Их возникновение является следствием анаэробного химического и микробиологического окисления поступившего в осадок органического вещества, которое в данном районе имеет, очевидно, как наземно-растительное (поступает со стоком Куры), так и планктоногенное морское происхождение. Содержание остаточного органического углерода в исследованных осадках невелико (0,3—0,4%), что обычно в морских осадках отвечает весьма слабому развитию восстановительных процессов (в частности, сульфатредукции) или полному их отсутствию [3]. В данном случае мы наблюдаем накопление в осадках около 0,07—0,15% $\sum \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ и до 1,5% Fe(II) в поверхностных горизонтах (до 2 м), а также в среднем 0,15% $\sum \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ и от 0,5 до 2% Fe(II) в ядрах бурения, исключая горизонты, резко обогащенные (до 1%) восстановленной серой (см. табл. 1, фиг. 2). Причиной этого, очевидно, является высокое содержание реакционноспособной, легкоусвояемой микроорганизмами части органического вещества, не успевающего в условиях шельфа пройти существенную аэробную обработку (химическое и микробиологическое окисление) и быстро включающегося в процессы анаэробного восстановительного диагенеза.

Эти процессы начинаются практически на самой поверхности донных отложений, которые покрыты исчезающей толщины бурой окисленной пленкой, что соответствует также отсутствию характерных диагнетических максимумов валового и реакционноспособного трехвалентного железа (см. фиг. 2). Содержание валового железа в осадках варьирует незначительно, составляя в среднем 4—5,5% как для поверхностных горизонтов, так и для ядер бурения. Содержание реакционноспо-

собного железа и его форм в составе валового подвержены изменениям в большей степени и находятся в определенной зависимости от принадлежности осадка к описанным выше стратиграфическим горизонтам (см. фиг. 2).

Рассматривая распределение и соотношение форм восстановленной серы в целом по вертикали отложений, нужно отметить как весьма существенный факт присутствие во всех исследованных пробах (кроме осадков, принадлежащих мангышлакскому горизонту) кислоторастворимой сульфидной серы, содержание которой сравнимо, а иногда и превышает содержание серы пирита. Пиритная сера, как правило, преобладает в составе суммы восстановленных форм. Ее количество весьма изменчиво и колеблется от сотых долей процента до 0,8% (см. табл. 1). Содержание органической серы (по данным скв. 1) мало (0,005–0,02%), при этом корреляций ее с другими формами серы не отмечается. Определения элементной серы показали необычно высокие ее содержания (0,15–0,17%) в горизонтах, обогащенных кислоторастворимой сульфидной серой (поверхностный горизонт скв. 1 и горизонт контакта дагестанских и мангышлакских осадков 57–58 м) на фоне весьма низких ее содержаний (<0,005%) в малосульфидных горизонтах.

Содержание общей сульфатной серы составляет в среднем ~0,1% в расчете на влагу, однако в осадках мангышлакского горизонта (скв. № 1) отмечено резкое возрастание серы сульфатов (до 2,5%), которое и соответствует увеличению концентрации сульфат-иона и других компонентов в иловой воде (см. фиг. 2). Основное количество сульфатной серы в данном горизонте находится в составе твердой фазы осадка. Эти данные свидетельствуют о том, что формированию рассматриваемого слоя осадка соответствовало интенсивное испарение морской воды, которое вызвало выпадение сульфатов (ангидрита [5]) и обогащение иловых вод более растворимыми компонентами (Cl^-), что вполне отвечает регрессивной стадии развития бассейна и соответствующим климатическим условиям [5]. Понижение уровня моря могло вызвать и временное пересыхание донной поверхности, создание субаэральной обстановки осадконакопления, что объясняет резкое уменьшение карбонатности мангышлакского горизонта, более грубый гранулометрический состав и большую окисленность (наличие коричневато-бурых тонов). Очевидно, что данный период характеризовался резким уменьшением скорости осадкообразования. Последующая новокаспийская трансгрессия моря привела к восстановлению режима высоких скоростей осадконакопления и захоронению мангышлакского горизонта. Сконцентрированный в нем хлорид-ион диффузионным путем распределялся по вертикали отложений, а сульфат образовал ореол распространения, приуроченный к выпавшим ранее труднорастворимым сульфатам (фиг. 2).

Учитывая описанные изменения условий осадконакопления, характер протекания восстановительного процесса в исследованных осадках шельфа можно попытаться объяснить, опираясь на две главные особенности данного района: высокие скорости поступления осадочного материала и высокую реакционную способность поступающего органического вещества. Сочетание этих факторов способствует быстрому созданию строго анаэробной обстановки в осадке, развитие сульфатредукционного процесса, в которой обуславливает формирование наряду с пиритом моносulfида железа (кислоторастворимая сульфидная сера) и быстрому захоронению моносulfида, а также несulfидного закисного железа. Терригенный материал, содержащий Fe(III), не успевает накапливаться на данной поверхности, сразу подвергаясь восстановительной переработке, в результате чего в осадках отсутствуют выраженные границы окисленных и восстановленных отложений и соответственно диагенетические максимумы железа. Содержание реакционно-способного железа составляет около 20–30% от валового и представлено в основном несulfидным закисным железом. Для мангышлакского горизонта 45–57 м (скв. № 1, см. фиг. 2) отмечается некоторое уменьшение $\sum Fe_{\text{реакц}}$ и увеличение в его составе Fe(III), что в сово-

купности с крайне низкими содержаниями $\sum S_{H_2S}$ свидетельствует о существенно меньшем развитии восстановительных процессов. Подстилающий его, или контактный слой между дагестанскими и мангышлакскими осадками, напротив, резко обогащен восстановленной серой (в частности, сульфидной, а также элементной), при этом $Fe_{реакц}$ составляет около 50% от $Fe_{вал}$, а почти половина $Fe_{реакц}$ представлена железом сульфидов. Принимая, что данный слой соответствует началу верхнехвалынской регрессии моря, характер диагенетических процессов в этом интервале времени можно представить следующим образом.

Первоначально обмеление данного участка, усиление испарения и прогревания водной толщи при столь же интенсивном поступлении терригенного осадочного материала должны были вызвать увеличение биологической продуктивности, что повлекло за собой увеличение масштаба и интенсификацию восстановительных процессов. Этот момент, очевидно, соответствует накоплению значительных количеств $\sum S_{H_2S}$ и $\sum Fe_{реакц}$ в рассматриваемом слое. В это же время начинается усиление хемогенного осаждения сульфатов ($0,3\% S_{SO_4^{2-}}$, горизонт 57–58 м, ст. 1, см. фиг. 2). В то же время усиление испарения увеличило интенсивность вертикального перемешивания водной толщи (вследствие градиента плотностей) и соответственно степень аэрации донной поверхности [1, 2], что обусловило окисление восстановленных форм серы, а также железа. С этими процессами, по-видимому, связано накопление элементной серы (окисление моносульфидов) и увеличение содержания $Fe(III)$ в составе $Fe_{реакц}$. Очевидно, что процессы окисления $\sum S_{H_2S}$ (в частности, пирита) внесли свой вклад и в накопление сульфатов в толще осадка, однако более вероятно, что процесс сульфатредукции в период накопления мангышлакского горизонта был практически подавлен, так как в создавшихся условиях мелководья стационарный режим накопления куринских выносов был нарушен (а мог смениться пересыханием и даже частичным размывом осадочной толщи), что резко уменьшило поступление органического вещества и вследствие активной аэрации осадка — его реакционную способность. Новокаспийская трансгрессия моря возобновила поступление реакционноспособного органического вещества и создала условия для протекания сульфатредукционного процесса, однако на первых этапах доступ кислорода и, возможно, еще недостаточные скорости поступления осадочного материала препятствовали сохранению в осадке сульфидной серы. Практически вся $\sum S_{H_2S}$ на горизонте 40 м (см. фиг. 2) представлена пиритом. В дальнейшем условия осадкообразования обусловили накопление в осадке до $0,05\%$ сульфидной серы. Вполне вероятно, что слабый восстановительный процесс в захороненном мангышлакском горизонте получил свое развитие после новокаспийского наступления моря. Мелководные условия осадконакопления в начале новокаспийской трансгрессии (так же как в ходе мангышлакской регрессивной стадии) обусловили некоторое повышение содержания сульфатов (за счет интенсивного испарения), что, однако, в силу меньших концентраций практически не сказалось на содержании SO_4^{2-} в иловой воде (35–45 м, см. фиг. 2). С этой точки зрения интересен горизонт 100 м, в котором отмечается характерное для описанных выше мангышлакских осадков выпадение сульфатов, соответствующее увеличению содержания SO_4^{2-} в иловой воде, что, однако, в данном случае сопровождается уменьшением содержания хлор-иона и в целом опреснением иловой воды. При этом наблюдается резко пониженное содержание валового железа, однако уровень развития сульфатредукционного процесса достаточно высок по сравнению с вышележащими горизонтами. Эти факты, по-видимому, отражают условия пересыхания донной поверхности с последующим воздействием пресных вод и смещением зоны накопления осадочного материала, в частности тонкодисперсных минералов железа.

Развитие сульфатредукционного процесса, возможно, относится к началу хвалынской трансгрессии и погружению данного участка.

Результаты анализов верхних горизонтов отложений шельфа (см. фиг. 2) показывают в целом несколько меньшее развитие восстановительных процессов, т. е. меньшее содержание $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$ и каждой из восстановленных форм серы, а также $\sum \text{Fe}_{\text{реакц}}$ в составе валового железа. Однако в некоторых участках осадка (верхние горизонты скважины) определены значительные количества сульфидной, а также элементной серы. Происхождение S^0 , так же как и на горизонте 57–58 м, можно, по-видимому, отнести за счет окисления сульфидной серы вследствие активной аэрации донной поверхности на мелководье (например, в период последнего кратковременного обмеления Каспия 1934–1950 гг. [5]), что соответствует и некоторому увеличению сульфатной серы в твердой фазе осадка в поверхностном горизонте (см. табл. 1). В данном случае, однако, нужно иметь в виду, что накопление сульфатной серы связано также с круговоротом серы в иловой воде в результате сульфатредукционного процесса: $\text{SO}_4^{2-} \xrightarrow{e} \text{H}_2\text{S} \xrightarrow{\text{O}_2} \text{SO}_4^{2-}$. Расход сульфат-иона в процессе сульфатредукции отражается кривыми распределения SO_4^{2-} по вертикали отложений (см. фиг. 2). Минимум сульфатов на горизонте 25–45 см предполагает локализацию в нем первой, наиболее интенсивной стадии сульфатредукции. Дальнейшее развитие процесса доводит содержание сульфатов на 2-метровой глубине отложений до 6 мг-экв/л. Такое распределение SO_4^{2-} обеспечивается теми же основными факторами, характерными для шельфа близ устья Куры: высокими скоростями осадконакопления и реакционной способностью органического вещества. Как было указано выше, эти факторы ответственны и за накопление в осадках значительных количеств сульфидной серы. Необходимо отметить, что обычно наблюдаемые в морских восстановленных осадках чрезвычайно малые количества сульфидной серы (или полное ее отсутствие) связываются с более или менее быстрым переходом ее в форму пирита по реакции: $\text{FeS} + \text{S}^0 \rightarrow \text{FeS}_2$. Здесь анализ кернов бурения убедительно свидетельствует, что образовавшаяся в осадке сульфидная сера может сохраняться при отсутствии окислителей, по-видимому, неограниченно долгое время.

Особенно показательно совместное присутствие значительных количеств элементной и сульфидной серы в достаточно глубоко захороненном горизонте — 57–58 м (см. фиг. 2), что говорит об отсутствии взаимодействия FeS с S^0 в этих условиях или о весьма ограниченной его роли. Таким образом, сульфидная сера (сера гидротроилита) не является переходной формой в диагенетическом преобразовании бактериального H_2S , а образуется как самостоятельная фаза в зависимости от условий протекания сульфатредукционного процесса. Минералогическое изучение осадков показало практически повсеместное распространение пятен, примазок, линз и прослоев гидротроилита, а также пирита в разнообразных формах, описанных для глубоководных осадков Южного Каспия [5]. Следует, по-видимому, допустить, что некоторая часть пирита в данных осадках, например отдельные хорошо выраженные зерна и кристаллы, имеет терригенное происхождение и выносится Курой совместно с такими минералами, как магнетит, гетит, гематит и др. Основной минеральной формой несulfидного закисного железа является глауконит—минерал, характерный для морских восстановленных и переходных осадков, в данном случае имеющий диагенетическое происхождение [5].

В целях обнаружения кислоторастворимых окристаллизованных сульфидов железа (грейгит, маккинавит) участки осадочной толщи, содержащие по визуальным наблюдениям значительные количества сульфидов (черные углистые прослои, линзы, полутвердые образования), отбирались в специальные бюксы и хранились в инертной атмосфере (аргон) для выделения тяжелой фракции и изучения минераль-

Образец		Грейгит (эталон XRDS ASTM)		Образец		Грейгит (эталон XRDS ASTM)	
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
6,28	3	—	—	2,467	8	2,454	9
5,69	1	5,62	4	2,37	1	—	—
4,98	1	—	—	2,28	1	2,305	8
4,72	1	—	—	2,18	1	2,198	1
4,48	1	—	—	2,12	2	—	—
4,25	3	—	—	2,008	2	2,007	3
3,48	5	3,46	5	1,986	1	—	—
3,34	20	—	—	1,94	1	—	—
3,19	3	—	—	1,897	4	1,891	6
2,98	10	2,954	10	1,839	1	—	—
2,82	1	2,839	1	1,817	3	—	—
2,71	1	—	—	1,78	1	—	—
2,55	1	—	—	1,742	8	1,737	10
				1,669	1	—	—

ного состава сульфидов под микроскопом и рентгенографически. Выделение сульфидов проводилось путем многократной водной отмывки глинистой составляющей осадка с последующим разделением в тяжелой жидкости ($d=3,33$ г/см³). Указанные операции позволили выделить чрезвычайно малые количества магнитного сульфида железа — грейгита, присутствующего практически во всех исследованных пробах четырех станций. В табл. 2 приведены данные рентгенографического анализа тяжелой фракции, позволяющие идентифицировать этот минерал. Кристаллических моносulfидов железа — маккинавита и канзита обнаружить не удалось.

В целом полученные результаты химического исследования осадков юго-западного шельфа Каспийского моря достаточно хорошо согласуются с имеющимися данными по изменению условий осадконакопления в указанном районе. Учитывая разнообразие химических и минеральных форм железа и серы в морских осадках, а также хотя и сложные, но вполне определенные взаимоотношения между этими формами, можно рассчитывать, что в дальнейшем при наличии детальной разработки физико-химического механизма развития восстановительного диагенеза станет возможным, используя химико-аналитические данные по содержанию этих форм, достаточно точно реконструировать и обстановку осадкообразования.

Литература

1. *Абрамов Б. Н.* Многолетние колебания содержания кислорода в воде Среднего и Южного Каспия.— Тр. ВНИРО, 1959, т. 38, с. 117—123.
2. *Бруевич С. В.* Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 332 с.
3. *Волков И. И.* Соединения серы в диагенезе современных осадков.— В кн.: Океанология. Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 381—400.
4. *Волков И. И., Жабина Н. Н.* Методы определения различных соединений серы в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 5—27.
5. *Лебедев Л. И., Маев Е. Г., Бордовский О. К., Кулакова Л. С.* Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.
6. *Леонтьев О. К., Федоров П. В.* К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалыинское время.— Изв. АН СССР. Сер. географ., 1953, № 4, с. 64—74.
7. *Маев Е. Г.* Новокаспийские и верхнехвалыинские осадки в южной части Каспийского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 49—59.
8. *Маев Е. Г., Лебедев Л. И.* Новые данные о послехвалыинской регрессии Каспийского моря.— Океанология, 1963, т. 1, с. 71—75.
9. *Соколов В. С.* Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 28—41.
10. *Страхов Н. М.* К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. II. Каспийское море.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 1, с. 80—111.

УДК 552.333.5 : 552.14

НАЧАЛЬНАЯ КОНТИНЕНТАЛИЗАЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ.
СООБЩЕНИЕ I. МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ОСАДОЧНОМ
ЧЕХЛЕ ОКЕАНОВ

КОССОВСКАЯ А. Г., ШУТОВ В. Д.

В статье освещены особенности аутигенного силикатного минералообразования в осадочном чехле океанов. Приведено подробное описание Транстихоокеанского профиля от Японского желоба до Панамской котловины по материалам скважин DSDP. Показано двучленное строение осадочного чехла и дана характеристика ассоциаций основных силикатных аутигенных минералов, типичных для верхнего (современные осадки — миоцен) и нижнего (эоцен — мел) этажей осадочного слоя. Высказано предположение, что формирование минеральных ассоциаций эоцен-мелового интервала проходило в условиях более высоких температур. Сделано заключение о начальном накоплении в осадочном слое океанов признаков, свойственных коре континентального типа.

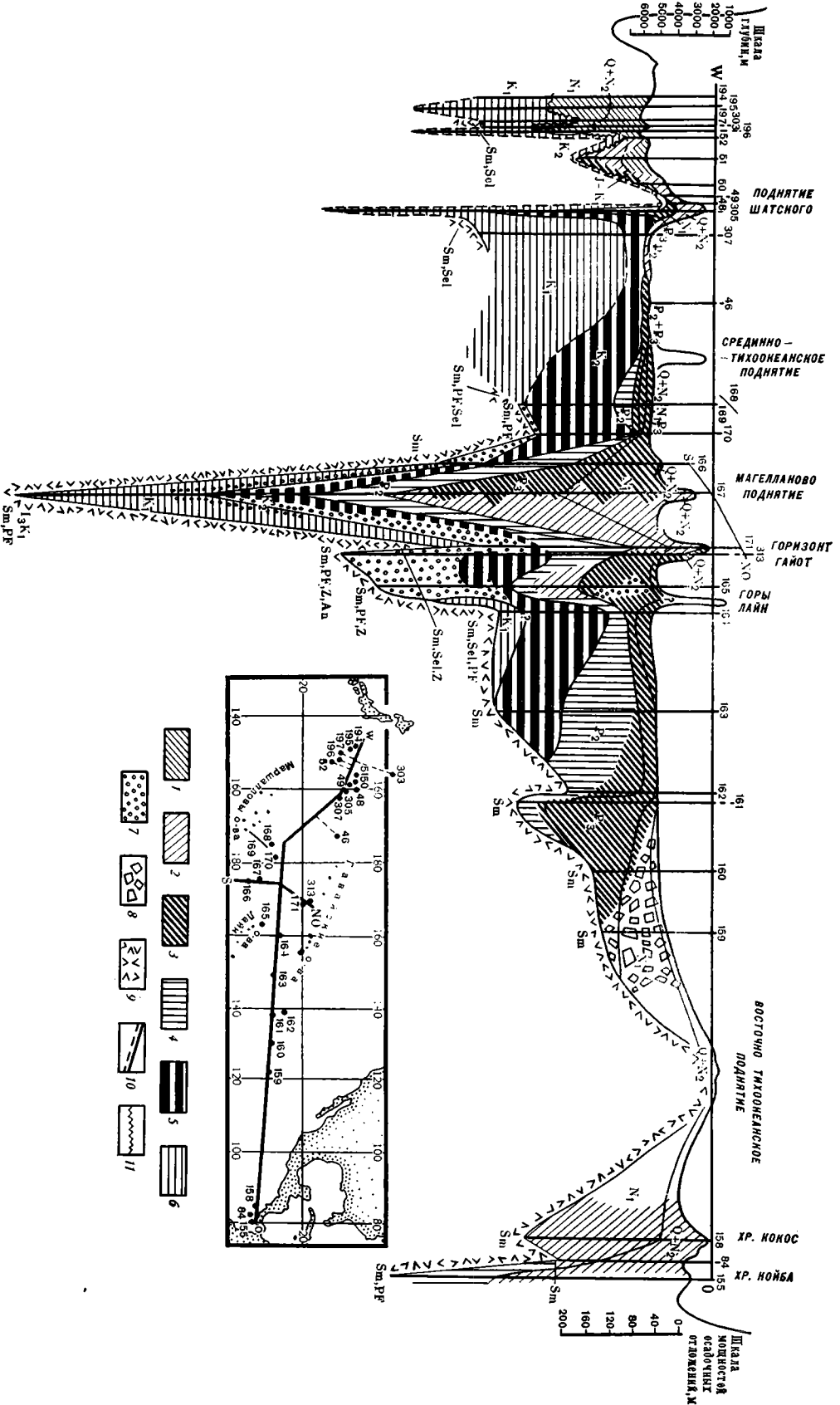
В работе обобщены исследования, проводившиеся авторами и коллективом сотрудников Лаборатории геоминералогии, начиная с 1973 г. Учтены также основные материалы, полученные как советскими, так и зарубежными исследователями [2—4, 7—10, 18, 22, 23, 24].

Основным фактическим материалом являются результаты детального и систематизированного изучения минерального состава пород осадочного чехла скважины рейсов 6, 8, 9, 16, 17, 20, 32, 33 Транстихоокеанского профиля от Японского желоба до Панамской котловины (см. фигуру). В Атлантическом океане минералогия осадочного чехла детально изучалась в разрезах скважин 2, 38, 41-го рейсов, изменения базальтов — в скважинах Транстихоокеанского профиля и Атлантического океана¹.

Преобразования океанических базальтов в последнее время все больше привлекают внимание специалистов, и их исследованием стали заниматься как в СССР, так и в США [3]. Было установлено, что в процессе взаимодействия базальтов океанического ложа с морской водой последние приобретают ряд новых геохимических и минералогических особенностей, чуждых первичному составу базальтовой магмы. Особенно важно накопление K, SiO₂, Li, Rb, Sr, Cs и др., уменьшение содержания Ca и Mg. Было высказано мнение, что эти изменения можно рассматривать как первую ступень появления в породах океанической коры признаков коры континентального типа [2, 13, 15, 21]. В течение последних лет было установлено минералого-кристаллохимическое воплощение этих процессов, выражающееся в появлении ассоциации новообразованных минералов, соответствующих составу «эмбриональных гранитоидов». Данное явление было названо *континентализацией* океанической коры [9, 10]. Оставался открытым вопрос о геологической масштабности и значимости этого явления. Решение задачи требовало просмотра и изучения полного кернового материала разрезов ряда скважин, характеризующих строение определенных типовых геотектонических структур океанического дна. Это было осуществлено во время работы авторов в 1980 г. в США в кернохранилищах Ламонтской обсерватории и Скриппсовского института (Ла-хойя).

Были выбраны профили и отдельные регионы в Атлантическом и Тихом океанах, которые могли дать наиболее выразительную информацию по данной проблеме. Отобраны и изучаются коллекции по Транстихо-

¹ Проблеме преобразования базальтов будет посвящено следующее сообщение.



океанскому профилю, а также широтному и меридиональному профилям в Атлантическом океане (рейсы 41, 45, 46, 49, 51—53). Фактический материал по данным профилям опубликован частично в работах [6, 18, 22, 25, 26].

СИЛИКАТНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОКЕАНОВ

Осадочный чехол пелагиали океанов очень резко отличается от осадочного слоя континентов. Разнообразие состава питающих провинций, контрастность климатических условий, большая роль физического выветривания и механической дезинтеграции, разные фациальные обстановки седиментационных бассейнов привели к исключительному разнообразию пород осадочного чехла континентов, его большим мощностям и преобладанию алюмосиликатных кластогенных пород. Состав осадочного чехла пелагиали океанов, мощность которого редко превышает 1000—1200 м, а чаще это немногие сотни и даже десятки метров, устроен гораздо проще, соотношение главнейших типов пород иное по сравнению с платформенными и геосинклинальными областями континентов. Около 80% состава чехла принадлежит биогенным карбонатным, реже кремнистым породам; около 20% — алюмосиликатным породам (пелагическим глинам и гиалокластитам). На континентах как в геосинклиналиях, так и на платформах, соотношение обратное — более 80% занимают алюмосиликатные породы [14]. Минеральный и геохимический состав пород, и в частности их аутигенной алюмосиликатной составляющей, в океанах отличается единообразием. Это определяется тем, что основные питающие провинции — это породы самой океанической коры, продукты как подводного, так и островного толеитового или щелочно-базальтового вулканизма с гораздо меньшей примесью (главным образом в окраинных частях океанов) вулканического материала островных дуг — достаточно однотипны по своему составу и поведению при взаимодействии с морской водой. Физико-химические обстановки океанического дна также достаточно монотонны по сравнению с той контрастностью климатических обстановок преобразования и приспособления вещества, типичных для континентов.

Осадочный чехол по составу алюмосиликатных минералов имеет, как оказалось, двучленное строение. Основой для этого заключения послужило изучение материалов скв. DSDP по Атлантическому и главным образом Тихому океанам. В верхнем «этаже» (от современных до миоценовых отложений) основными минералами являются присутствующие не только в глинах, но и в биогенных глинисто-кремнистых и карбонатных породах своеобразные железистые смектиты и филлипсит; в нижнем «этаже», охватывающем эоцен — мел, глинистые минералы — это те же Fe-смектиты, являющиеся «проходным» минералом, довольно широко распространенный палыгорскит, состав цеолитов меняется — вместо филлипсита массовое распространение получает клиноптилолит. Это более кремнистый цеолит, появление которого обычно ассоциируется с появлением в разрезах порцелланитов и кремней, сменяющих неизменные кремнистые диатомово-радиоляриевые породы. Наиболее выразительно можно показать существование двух этапов аутигенного минералообра-

Важнейшие минеральные ассоциации в породах Тихоокеанского профиля
1—3 — ассоциации верхнего этажа (1 — начальной смектитизации; 2 — полной смектитизации; 3 — смектитизации и формирования филлипсита); 4—7 — ассоциации нижнего этажа (4 — незрелого клиноптилолита и появления порцелланита, 5 — формирования палыгорскита и зрелого клиноптилолита, 6 — формирования зрелого клиноптилолита и кремней, 7 — ассоциации различных типов цеолитов — филлипсит, клиноптилолит, анальцим и калиевого полевого шпата в вулканогенных песчаниках); 8 — ассоциация сосуществующих клиноптилолита и филлипсита; 9 — вторичные минералы в базальтах (Sm — смектит, Sel — селадонит, PF — калиевый полевой шпат, Z — цеолит, Ap — анальцим); 10 — стратиграфические границы (a — установленные, б — условные); 11 — стратиграфические перерывы

зования на примере конкретного геологического и минералогического описания Транстихоокеанского профиля, составленного авторами. В изучении профиля принимали участие сотрудники Лаборатории геоминералогии О. С. Ломова, В. В. Петрова, И. М. Симанович [16, 17, 19, 20, 22, 24, 25].

ЛИТОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПРОФИЛЯ

На Тихоокеанском профиле, составленном по материалам DSDP (см. фигуру), отчетливо выделяются три седиментационно-тектонические структуры, каждая из которых характеризуется определенным строением разреза, глубиной залегания, возрастом базальтового ложа и историей геологического развития.

Северо-Западная котловина, охарактеризованная по профилю скважин 52, 194, 195, 196, 198, 51, 50, 49, 48, 47, 305, 307, ограничивается с запада глубоководным желобом Бонин, с востока — меридиональным отрезком Гавайского хребта (Северо-Западный хребет), на юго-востоке — грядой подводных гор Маркус-Неккер (Срединно-Тихоокеанское поднятие). В центральной части профиль пересекает плато Шатского. Строение осадочного чехла отличается неоднородностью по мощности и полноте разрезов.

В западной части профиля до плато Шатского разрез имеет четкое двучленное строение: верхний комплекс плейстоцен-миоцен представлен вулканогенными глинами с прослоями пеллов; мощность его убывает при движении в сторону океана от более 200 (скв. 194—195) до 50 м (скв. 52). Нижний комплекс представлен в верхней части красными глубоководными глинами, в нижней — карбонатно-кремнистыми породами с горизонтами кремней. Возраст — верхний или нижний мел, в скв. 195, 196 основание разреза датируется верхней юрой. Максимальная мощность мелового комплекса около 200 м (скв. 195—197). Базальты вскрыты скв. 197 и 303 на глубинах 275 м. В северной части профиля (скв. 303—304) в верхнем комплексе широко развиты радиоляриевые илы и миоценовые породы залегают на более древних горизонтах мела (альба — апт).

Плато Шатского разделено на блоки. В западной части (скв. 50 и 49) вскрывается пачка плейстоценовых (цеолитовых) вулканогенных глин мощностью от 35 до 9 м, залегающих на карбонатно-мергелистых породах нижнего мела — верхней юры (титон). В юго-западной части плато (скв. 306) под четвертичными и меловыми осадками мощностью 9 м вскрываются карбонатно-кремнистые породы от альба до берриаса мощностью 500 м. В центральной части плато (скв. 47, 305) разрез имеет иной характер: он представлен карбонатными породами, в которых фиксируется почти весь разрез — от плиоцен-миоценовых фораминиферово-нанопланктоновых илов до известняков с кремнями эоцен-верхненижне-мелового возраста.

В абиссальной равнине к востоку от плато Шатского характер разреза специфичен — миоцен-плиоценовая толща отсутствует и под 9-метровым слоем четвертично-плейстоценовых цеолитовых глин залегает размытый комплекс меловых пород от верхнего мела и даже альба до берриаса, представленный наверху цеолитовыми глинами с порцелланидами, внизу карбонатной толщей с кремнями мощностью 280 м, в основании — базальты на глубине 290 м.

Характерными особенностями геологического строения осадочного покрова Северо-Западной котловины являются: а) наиболее древний возраст осадочных слоев, относящихся к низам нижнего мела, а в отдельных скважинах на абиссальной равнине и на поднятии Шатского и к верхней юре (титону), б) наличие крупного стратиграфического перерыва в объеме всего палеогена, вследствие чего плейстоцен-миоценовый вулканогенно-глинистый комплекс ложится с размывом на различные горизонты мела. Разный характер и стратиграфическая полнота разреза в западной и центральной частях плато Шатского, связанные с бло-

ковым строением этой структуры, определяет присутствие в центральных участках сохранившихся палеогеновых отложений, представленных карбонатными породами олигоцена — эоцена с многочисленными размывами. Это свидетельствует о древнем возрасте плато Шатского и мощном размыве палеогеновых и меловых отложений по всей площади Северо-Западной котловины, предшествовавшей накоплению миоценовых вулканогенных осадков.

Интересно подчеркнуть, что характер геологического развития Северо-Западной котловины проявляется и в прилегающих площадях континентального обрамления (Япония, Сахалин), где мощные миоценовые вулканогенные комплексы ложатся с размывом на палеоген-меловой субстрат.

Центральная котловина, охарактеризованная по профилю скв. 168, 169, 170, 167, 166, 171, 313, 165, 164, ограничена на севере грядой Маркус-Неккер и юго-восточным окончанием Гавайского хребта, на западе — поднятием Маршалловых островов и их продолжением на юго-восток и на востоке — грядой поднятия Лайн. В центральной части котловины, на Магеллановом поднятии (скв. 167) отмечается наиболее полный подробно стратиграфически расчлененный непрерывный разрез осадочного слоя, начиная от плейстоцена и кончая верхней юрой. Разрез сложен почти исключительно карбонатными породами, начиная от фораминиферо-кокколитовых илов неогена, сменяющихся на глубинах более 200 м пшчим мелом с кремнями (в палеогене) и известняками с прослоями кремней (в верхнем мелу) на глубинах 600 м. В нижнемеловых альб-аптских известняках породы обогащаются вулканогенным материалом, отмечающимся в виде примесей или отдельных прослоев туфов, обогащенных цеолитами. В основании разреза на глубине 1172 м присутствуют базальты. По периферии котловины мощности существенно сокращаются и характер разреза меняется (скв. 168, 169, 170).

На западном склоне Центральной котловины в 300 м к востоку от Маршалловых островов мощность осадочного чехла уменьшается до 200 м (скв. 168, 169). Весь третичный комплекс представлен цеолитовыми глинами с радиоляритами, сменяющимися в эоцене глинами с кремнями; мощность третичных отложений около 100 м, причем на долю плейстоцен-миоценовых пород падает не более 10—20 м. Меловые отложения представлены цеолитовыми глинами, карбонатными породами, прослоями кремней и иногда туфов. В кампане и верхах сеномана отмечаются прослойки и брекчий базальтов и диабазов. Мощность меловых отложений около 100—140 м. В основании разреза залегают базальты. При движении к югу от скв. 167 в 400 км от Магелланового поднятия (скв. 166) мощность полного плейстоцен-мелового разреза уменьшается в 4 раза за счет сокращения мощности всех стратиграфических горизонтов неогена и палеогена и выпадания почти всего верхнего мела, среднеэоценовые слои ложатся на альб — сеноман. Третичный разрез представлен наверху радиоляриевыми илами, сменяющимися в миоцене и олигоцене радиоляритами, а в верхнем эоцене — порцелланитами. Средний эоцен характеризуется чередованием порцелланитов, цеолитовых глин и кремней, появляющихся на глубинах около 200 м. Сеноман-нижнемеловые отложения отличаются сложным строением разреза с чередованием глинистых, цеолитово-глинистых слоев с вулканогенными песчаниками и мергелями. Мощность меловых отложений около 100 м. На глубине 300 м вскрыты базальты. На северном склоне Центральной котловины, в районе восточного окончания хребта Маркус-Неккер, разрез может быть охарактеризован по скв. 171, 313, 44 (последняя скважина расположена на гайотах). Весь разрез от плейстоцена до верхнего мела включительно представлен главным образом карбонатными породами, чем напоминает разрез центральной части. Однако мощность его по сравнению с центральным разрезом от плейстоцена до сеномана уменьшается почти вдвое; нижнемеловые отложения отсутствуют и в основании сеномана (скв. 171) или кампана (скв. 313) на глубинах соответственно 480 и 600 м залегают базальты. В скважинах наблюдается такая же постепенная

смена нанопланктоновых илов, писчим мелом и известняками с порцелланитами и кремнями, как и в скв. 167. Характерными особенностями разреза является появление в кампане — сеномане вулканогенных песчаников, брекчий базальтов и в скв. 171 — базальтового покрова. Это позволяет сопоставить разрез северного (склон Маркус-Неккер) и западного (склон Маршаллового поднятия) бортов Центральной котловины, где в пределах обеих структур в кампане — сеномане имела место несомненная интенсивная подводная (и наземная?) вулканическая деятельность.

Восточный борт Центральной котловины охарактеризован скв. 165, расположенной к западу от сводового поднятия островов Лайн. Плейстоцен-верхнеэоценовый комплекс мощностью 290 м представлен неплотными карбонатными и карбонатно-кремнистыми породами с прослоями карбонатных турбидитов. В нижнем эоцене на глубине около 250 м появляются кремни. Ниже следует толща вулканогенных турбидитовых песчаников и брекчий мощностью около 200 м, состоящих из обломков карбонатов, базальтов и стекол. В нижней части разреза среди вулканогенных турбидитов покровы везикулярных базальтов. Нижние горизонты, датируемые сантоном — кампаном, подстилаются базальтово-карбонатной брекчией, залегающей на базальтах.

Характерными особенностями осадочного чехла Центральной котловины являются:

а. Присутствие довольно полных без существенных стратиграфических перерывов разрезов третичных и меловых отложений. Уникальным в этом отношении является Магелланово поднятие в центральной части котловины, на котором представлен непрерывный разрез от четвертичных до верхней юры (титон) мощностью около 1200 м карбонатных отложений с последующей нарастающей интенсивностью эпигенетической литификации. Карбонатный характер разреза сохраняется и на северном ограничении котловины (скв. 171, 313, 44), хотя мощность разреза сокращается вдвое и выпадает нижний мел.

б. Для обрамления впадины характерно разнообразие фациально-литологического состава пород третично-меловых комплексов. На западной (скв. 168, 169) и восточной окраинах (скв. 164) как в третичных, так и в меловых отложениях широко развиты глубоководные цеолитовые глины, хотя на западе в мелу присутствуют и карбонатные породы с кремнями. На юге (скв. 166) характер разреза существенно иной. Весь третичный комплекс мощностью около 200 м представлен кремнистыми отложениями, в которых прослеживается литификация от мягких радиоляриевых илов (в плиоцене) до порцелланитов и кремней (в эоцене). Верхний мел почти отсутствует; сеноман-альбские отложения представлены цеолитовыми глинами и вулканогенными песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями карбонатно-кремнистых пород мощностью 80 м.

в. Для кампан-сеноманского интервала по всей периферии впадины фиксируются интенсивные проявления тектоно-вулканической деятельности, выражающейся в появлении турбидитов вулканогенных песчаников, алевролитов и брекчий (скв. 169, 170 — на западе, скв. 166 — на юге, скв. 171, 313 — на севере и скв. 165 — на востоке). В некоторых скважинах в этом интервале отмечаются покровы базальтов.

Северо-Восточная котловина — охарактеризована по скв. 164, 163, 161, 160, 159, 158, 84, 155. Профиль проходит абиссальную равнину западного склона Тихоокеанского поднятия между разломами Кларрион и Клиппертон (скв. 163—159) и завершается в Панамской котловине — скв. 158, Кокосовый хребет (скв. 158), на западном (скв. 84) и восточном (скв. 155) склонах хребта Койба. Разрезы скв. 164 и 163 имеют характер, «промежуточный» между Центральной и Восточной котловинами. Отложения скв. 164 на восточном борту Лайн формировались в более глубоководных и спокойных условиях по сравнению с разрезом скв. 165 западного склона Лайн. Верхняя, третичная часть разреза мощностью около 80 м представлена цеолитовыми глинами и радиолярита-

ми, нижняя (кампан-альбского возраста) — цеолитовыми глинами с порцелланитами и кремнями; на глубине 274 м — базальты. В разрезе скв. 163 в нижней части присутствуют еще меловые (кампанские) карбонатные отложения с кремнями мощностью около 140 м, залегающие на базальтах. Далее на восток меловые отложения исчезают из разреза и на базальтах ложатся все более молодые слои от среднего эоцена (скв. 162) до верхнего олигоцена (скв. 159). Эоцен-олигоценовый комплекс представлен пестроокрашенными радиоляритами с прослоями цеолитовых глин, в нижней и верхней частях доминируют цеолитовые глины. Эта часть разреза сходна с Центральной котловиной, но все отложения моложе олигоцена отсутствуют. Мощность третичного комплекса 150 м. В разрезе (скв. 162) также отсутствуют отложения моложе олигоцена; третичный разрез сохраняет близкий литологический характер, но в нем увеличивается роль карбонатных пород. В основании разреза на базальтах залегают эоценовые цеолитовые глины. В скв. 161 разрез начинается с маломощных раннемиоценовых железисто-радиоляритовых глин, ниже которых следует чередование пестроокрашенных нанопланктоновых и радиоляритовых илов, переходящих в толщу преимущественно нанопланктоновых осадков. В основании на базальтах присутствует пачка эоценовых радиоляритов. Скважины 160 и 159 имеют идентичный разрез. Вверху залегают пачка плейстоцен-верхнемиоценовых радиоляритовых глин с цеолитами мощностью 20—25 м; ниже главным образом карбонатные осадки с подчиненными прослоями радиоляритовых и карбонатных глин мощностью около 100 м; в основании — олигоценовые породы, залегающие на базальтах. Далее профиль пересекает ВТП и продолжается по его восточному флангу, где на базальтовое основание залегают верхне- и среднемиоценовые слои, представленные *формацией Клиппертон*, выраженной чередованием глинисто-мергелистых и нанопланктоновых илов (скв. 158, 84 и 155). Характерной особенностью осадочного чехла Восточной котловины является последовательное омоложение возраста базальтового фундамента, обусловленное пересечением ВТП, и преимущественно карбонатно-кремнистый состав отложений неоген-палеогенового возраста.

ОСНОВНЫЕ АССОЦИАЦИИ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Ассоциации аутигенных минералов в породах осадочного чехла были выделены на основании детального минералогического изучения около 600 образцов пород рассматриваемого профиля [1, 12—14, 17, 19, 20, 22], а также обобщения имеющихся материалов по отчетам глубоководного бурения DSDP рейсов 6, 8, 9, 16, 17, 20, 32, 33.

Хотя профиль пересекает три седиментационно-тектонические структуры, каждая из которых характеризуется различным строением и полнотой разреза, глубиной залегания и возрастом базальтового ложа, особенности ассоциации аутигенных минеральных ассоциаций прослеживаются через все разрезы. Эти алюмосиликатные ассоциации аутигенных минеральных ассоциаций как бы «просвечивают» через разный литологический состав пород, воплощаясь как в нерастворимом остатке карбонатных пород, алюмосиликатной составляющей кремнистых отложений и, конечно, особенно ярко в глинах и скоплениях гиалокластитов, присутствующих в значительных количествах в бортовых участках Центральной котловины.

Для верхнего «этажа» осадочного чехла, охватывающего плейстоцен — миоцен, характерны следующие ассоциации и типы аутигенного минералообразования.

Ассоциация преобразованных вулканических стекол и начальной смектитизации приурочена к мощной пачке плейстоцен-миоценовых глин с прослоями пеплов, в образовании которых большую роль играла дацит-андезитовая пирокластика. Мощность толщи быстро уменьшается на расстоянии 400 км с запада на восток (от 200 м в скв. 194 до десятков метров в скв. 196, 198). Детальное изучение вулканогенных глин с про-

слоями пеплов показало, что состав стекол и плагиоклазов хорошо выдерживается по разрезам отдельных скважин и отличается для различных участков Северо-Западной котловины. Так, по всему разрезу скв. 52 устойчиво соотношение плагиоклазов с преобладанием лабрадора № 50—55 и 65—66, кислых стекол с показателем преломления n 1,497—1,505, единичных пластинок биотита. В скв. 194, 195 преобладают битовинит — анортит № 84—95, присутствуют средние и основные стекла, показатель преломления колеблется от 1,500 до 1,512. В скв. 51, 46, 50, 49 состав вулканического материала наиболее кислый: плагиоклазы представлены главным образом андезитом № 43—46 и 30, 35, иногда встречается лабрадор; показатель преломления равен 1,497—1,503, отсутствуют пластинки биотита. Разнообразие состава вулканокластогенного материала в разных скважинах и отличие химического состава прослоев пепла от кислых пород Курильских островов и Японии позволило В. В. Петровой, изучавшей описываемые отложения, прийти к заключению, что здесь отсутствовал единый источник сноса и основной материал поступал не с островных дуг, а из отдельных подводных вулканических построек [19]. Проведенное изучение кислых, средних и основных стекол под сканирующим электронным микроскопом и микрозондом позволило проследить все особенности преобразования стекол в смектиты и другие новообразованные фазы. Наблюдающийся вынос щелочей, части Si и Al из краевых измененных участков стекол и концентрация в них Fe и Mg наглядно иллюстрируют ход преобразования кислых стекол в обогащенные железом и магнием смектиты. Это хорошо иллюстрируется и в валовом составе пород (скв. 195), начиная от прослоя пепла до почти полностью превращенной в Fe—Al-смектит тонкозернистой глинистой породы.

ФЕРРИСМЕКТИТ-ФИЛЛИПСИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Основной «фоновый» минерал — железистый смектит (главный компонент красных пелагических глин и глинистой составляющей биогенных пород) характеризуется высоким содержанием железа (7—10%), своеобразной игольчатой формой, нестойкостью к кислотной обработке. Это «проходной» минерал, встречающийся в породах всего осадочного чехла океанов в различных сочетаниях с другими аутигенными и биогенными образованиями. Океанические Fe-смектиты детально описаны в статье, посвященной этому минералу. В скв. 9 (рейс 2) почти в 800-метровой толщине пелагических глин Fe-смектит является основным компонентом [1, 4]. Обобщение большого количества данных по кристаллохимическим характеристикам диоктаэдрических смектитов различных обстановок континентов и океанов показало, что в отличие от континентов и островных дуг, где абсолютно преобладают Al- и Al—Fe-смектиты, в пелагиали океанов распространены почти исключительно Fe—Al- и Fe-смектиты или нонтрониты. Первые образуются вследствие разложения базальтовой гиадокластики и чрезвычайно широко развиты во всех пелагических глинах — от современных до меловых — во всех океанах; вторые — нонтрониты являются синтетическими гидротермальными образованиями, формирующимися в областях интенсивного спрединга. В частности, зелеными нонтронитовыми глинами, перемежающимися с железомарганцевыми корками, сложены гидротермальные холмы Галапагосской зоны (рейсы 54, 70) [29, 34]. Еще раньше Fe-смектиты были описаны в ассоциации с металлоносными осадками Красного моря. Между Fe—Al- и Fe-смектитам существует гамма промежуточных типов, где суммируется материал преобразующейся гиадокластики и гидротермального подтока Fe—Mn-растворов; в частности, такие смектиты обычно развиты в основании осадочного чехла и присутствуют в ряде районов на ВТП [1].

Железистые смектиты встречаются и на континентах, главным образом в продуктах палагонитизации в корах выветривания базальтов. Однако между ними есть существенная разница — в океанических Fe-смектитах основным межслоевым катионом всегда является калий (до-

3—4%); в Fe-сметитах, образующихся в наземных обстановках, основной межслоевой катион — кальций, иногда натрий. Типовая кристаллохимическая формула Fe—Al-сметитов: $(\text{Si}_{3,50}\text{Al}_{0,50})(\text{Al}_{1,20}\text{Fe}_{0,80}^{3+}\text{Mg}_{0,20}) \times \text{K}_{0,25}\text{Na}_{0,06}\text{Ca}_{0,04}\text{Mg}_{0,11}$ (рейс 20, скв. 196). Типовые формулы нонтронитов Галапагосской зоны характеризуют широкий диапазон состава Fe-сметитов, начиная от тетракремниевых нонтронитов $\text{Si}_{3,85}\text{Al}_{0,15} \times (\text{Al}_{0,60}\text{Fe}_{1,80}^{3+}\text{Fe}_{0,08}^{2+}\text{Mg}_{0,34})\text{K}_{0,29}\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{0,04}$, до тетраферринонтронитов $\text{Si}_{3,85}\text{Al}_{0,35}(\text{Fe}_{1,26}^{3+}\text{Mg}_{0,27})\text{K}_{0,41}\text{Na}_{0,47}\text{Ca}_{0,11}$ [42].

Al—Fe-сметиты в океанах встречаются очень редко и приурочены только к регионам переработки или сопряжения коры континентального и океанического типов. Они встречены только в Норвежской котловине (скв. 345, рейс 38) и в миоценовой толще карбонатно-глинистых пород скв. 155, расположенной в Панамской котловине (см. фигуру). Типовая кристаллохимическая формула этих сметитов $\text{Si}_{3,80}\text{Al}_{0,20} \times (\text{Al}_{1,31}\text{Fe}_{0,39}^{3+}\text{Fe}_{0,03}^{2+}\text{Mg}_{0,24})\text{K}_{0,29}\text{Na}_{0,08}\text{Ca}_{0,11}$. Тонкоиглычатая форма сметитов (скв. 155) не вызывает сомнений в их аутигенном происхождении.

Другим широко распространенным минералом описываемой ассоциации является филлипсит. Сопровождающие минералы — гидроокислы железа и марганца, иногда родохрозит. Основное распространение филлипсита совместно с Fe-сметитом приурочено к четвертично-миоценовым глинистым и биогенно-глинистым породам на поднятии Шатского и в пределах всей Центральной котловины. Возможно, что обильное присутствие филлипсита связано здесь с широким распространением вулканокластиков щелочных основных пород. Изучены различные типы филлипситов. Наиболее ранними являются глобулярные филлипситы, представляющие собой округлые гелеподобные образования размером до 0,3 м, в которых намечаются зародышевые формы друзовидных сростков филлипсита. Под микроскопом хорошо выделяются различные этапы раскристаллизации «шаров» филлипсита, обычно встречающиеся в осадках в виде крестообразных звездчатых сростков. Формирование глобулярных образований связано с процессом первичной аморфизации базальтовой гиалокластике, где интенсивная гидратация доводит стекло до гелеподобных фаз. Образование филлипсита совместно с Fe-сметитами из гелеподобных фаз, возникающих при дифференциации палагонита хорошо прослеживается при изучении измененных сидоромелановых оболочек пиллоу-лав [6, 21, 30]. В глинах на поднятии Шатского встречены крупные зональные кристаллы филлипсита, состоящие из чередования чистых зон цеолита и зон, обогащенных гидроокислами железа и марганца или тонкой сыпью кристалликов родохрозита. Образование этого типа филлипситов, возможно, было интенсифицировано и связано с подтоком гидротермального вещества. Важной особенностью океанических филлипситов являются высокие содержания K_2O (до 8%) и очень низкое CaO , отличающее их от филлипситов, образующихся по щелочным базальтоидам в наземных обстановках. Таким образом, для «верхнего этажа» осадочного чехла характерны ассоциации двух типов: а) феррисметит-филлипситовая, связанная непосредственно с питающей базальтовой провинцией океанического субстрата; б) смешанная, в которой собственно океанический материал может быть разбавлен и смешан либо с кислой и средней андезит-дацитовый вулканокластикой, как это имеет место в Тихом океане, либо с незначительной примесью терригенного материала, что особенно свойственно окраинным районам Атлантического океана.

КЛИНОПТИЛОЛИТ-ПАЛЫГОРСКИТ-СМЕТИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ С ПОРЦЕЛЛАНИТАМИ И КРЕМНЯМИ

Для нижнего эоцен-мелового этажа осадочного чехла характерно: изменение состава цеолитов — смена филлипсита клиноптилолитом, широкое распространение палыгорскита, активное участие в аутигенном минералообразовании биогенного кремнезема, связанного с раскристал-

лизацией кремнистых организмов, массовое появление порцелланитов и кремней, частое обогащение базальных слоев рудными компонентами. Fe-сметиты, как уже отмечалось, являются «проходным» минералом всего осадочного чехла. Следует заметить, что парагенез клиноптилолита с порцелланитами, кремнями, иногда палыгорскитом встречается в молодых отложениях лишь спорадически, причем распространение его связано только с современными активными областями повышенных значений теплового потока (например, миоценовые отложения Калифорнийского залива) или деятельности гидротермальных растворов. Граница между верхним и нижним «этажами» особенно хорошо выявляется по данным распределения филлипсита и клиноптилолита, полученным и Д. Н. Болсом [12, 27] в результате обобщения материалов по скважинам 35 рейсов DSDP. Вопрос о причинах зональности состава цеолитов являлся предметом многих дискуссий. Однако сейчас можно, по-видимому, уверенно считать, что появление более кремнистого клиноптилолита связано с интенсивной переработкой и растворением кремнистых организмов. В присутствии активной кремнекислоты филлипсит делается неустойчивым и наряду с любым другим нестойкими алюмосиликатным материалом может принимать участие в формировании клиноптилолита. Клиноптилолит встречается во всех типах пород эоцен-меловых отложений — в пелагических глинах, биогенных карбонатных и кремнистых породах, в черных сланцах. В работе [12] описаны различные морфогенетические типы клиноптилолитов, связанные с разными типами пород, и проведено сравнение клиноптилолитов океанов и континентов. Отличительной особенностью клиноптилолитов океанов так же, как и других аутигенных алюмосиликатных минералов, является повышенное содержание K_2O .

Широкое распространение палыгорскита в океанах было неожиданностью — этот минерал считался типичным индикатором только аридных-условий седиментации на континентах. Специально проведенное исследование палыгорскитов континентов и океанов позволило выявить новый тип мощных накоплений палыгорскита, развитых в Восточной Атлантике, охватывающих стратиграфический интервал от нижнего мела до эоцена включительно. Был установлен новый генетический тип палыгорскитовых глин, связанный с преобразованием крайне неустойчивой вулканокластичности базальтоидно-щелочного состава и синхронным поступлением глубинных магнезиальных растворов [16, 17]. Область распространения изученных магнезиальных глин от островов Зеленого Мыса до о. Мадейра (скв. 12, рейс 2; скв. 137—141, рейс 14) пространственно совпадает с активной тектонической зоной, служившей в течение мела и эоцена ареной бурного проявления щелочно-базальтового вулканизма.

В пределах Тихоокеанского профиля палыгорскитовая минерализация, связанная с карбонатными и глинистыми породами, имеет другой характер. Щелочная среда осадконакопления и вероятное поступление гидротермальных растворов определили рассеянный характер палыгорскитовой минерализации и ее более поздний наложенный характер по отношению к смектитам и клиноптилолиту.

Разъедание кристаллов клиноптилолита палыгорскитом часто наблюдается при электронно-микроскопическом изучении. Повышение температуры образования эоцен-меловых палыгорскитов Тихого океана (порядка $30^\circ C$) было зафиксировано по изотопному составу кислорода [28].

Существуют две точки зрения, объясняющие глобальное распространение клиноптилолит-палыгорскитовой ассоциации с порцелланитами и кремнями в эоцен-меловых отложениях океанов: первая — эпигенетическое преобразование осадков, вторая — особенности среды осадконакопления и диагенеза, связанные с более высокими температурами придонных вод и термально-тектонической активностью морского дна в эоцен-меловой период. Следует подчеркнуть, что степень вторичных преобразований базальтов, залегающих в основании мел-эоценовых пород,

значительно более интенсивна, чем в более молодых породах. Определение изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в ряде аутигенных минералов осадочного чехла и в измененных базальтах свидетельствует о более высоких температурах придонных и поровых вод в эоцен-меловое время по сравнению с более поздними периодами [28, 31—33].

Палеонтологические данные о теплом климате и близости температур в низких и высоких широтах в верхнем мелу — эоцене, равно как и высокие значения температур придонных вод ($+10$ — 12°C), зафиксированные по данным изотопного состава кислорода в бентонитовых фораминиферах в ряде скважин DSDP в Тихом и Атлантическом океанах [35], являются с нашей точки зрения вескими доказательствами в пользу второй концепции. Следует отметить, что парагенез клиноптилолита, кристобалита-халцедона и смектитов, к которому в ряде регионов присоединяется и палыгорскит, имеет чрезвычайно широкое распространение в синхронных мелководных карбонатно-кремнистых формациях Европы, Северной Америки и Северо-Западной Африки [5].

В ассоциациях новообразованных минералов измененных базальтов намечается существование тех же двух «этажей» или этапов — плейстоцен-миоценового и эоцен-мелового, что было зафиксировано для осадочного слоя.

В молодой восточной части Тихого океана, где на базальтах лежат породы не древнее палеогена, сменяясь все более молодыми при движении на восток, присутствует смектит-филлипситовая ассоциация (см. фигуру). В старой северо-западной части Тихого океана, где базальтовый субстрат перекрыт верхне- и нижнемеловыми, а местами и юрскими отложениями, а океаническая кора характеризуется сложной и неоднородной структурой, ассоциация смектит-филлипсита дополняется селадонитом и калиевым полевым шпатом, присутствие которого дает наиболее высокие содержания K_2O в валовом составе пород, превышающие нередко 1,5—2,5% [22]. Такая же закономерность характерна для Атлантического океана [7, 18, 31].

Таким образом, резюмируя изучение алюмосиликатной минералогии осадочного чехла океанов, можно заключить, что на огромных пространствах океанического дна идет процесс глубокой переработки материала океанической коры с появлением ассоциации новообразованных минералов, накапливающих чуждый океаническим породам калий. Этот процесс, охватывающий как осадочный слой, так и измененные подводным выветриванием базальты, приводящий к появлению новых признаков, свойственных коре континентального типа, был назван авторами процессом *начальной континентализации океанической коры* [2, 7, 9, 10, 13].

Литература

1. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1, с. 84—114.
2. Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования.— В кн.: VII Conference on Clay Mineralogy and Petrology. Karlovy Vary 1976, p. 196—201.
3. Коссовская А. Г. К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 4, с. 3—9.
4. Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А. и др. Минералогия и генезис мезо-кайнозойских отложений Атлантического океана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6, с. 12—35.
5. Коссовская А. Г., Муравьев В. И. О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 431—433.
6. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. Минеральные ассоциации процессов палагонитизации океанических базальтов и экстракции рудных компонентов.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 4, с. 10—31.
7. Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования процессов пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
8. Коссовская А. Г., Тимофеев П. П., Шутов В. Д. Основные типы пород и история их происхождения в Норвежской котловине и в западной части Лофотенской котловины.— В кн.: Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджер». Литология и петрография. М.: Наука, 1978, с. 102—109.

9. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Эмбриональная континентализация океанической коры.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океанов. Л.: Недра, 1980, с. 48—55.
10. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О начальной континентализации океанической коры.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 3, с. 727—729.
11. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 15—30.
12. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Кац М. Я. Генетические типы клиноптилолит-гейландитовой группы континентов и океанов.— В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с. 8—30.
13. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Симанович И. М. и др. Начальная континентализация пород океанической коры (Транстихоокеанский профиль по данным ДДР—Тезисы XVI Тихоокеанского конгресса, комитет Г, секция ГТУ). М.: ВИНТИ, 1979, с. 13—14.
14. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Симанович И. М. Современное состояние и перспективы развития проблемы эпигенеза (предметаморфизма) на континентах и в океанах.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 45—62.
15. Кристаллохимия минералов и геологические проблемы.— М.: Наука, 1975.
16. Ломова О. С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики (материалы рейса 2, 14 «Гломар Челленджер»).— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 105—115.
17. Ломова О. С. Палыгорскиты и сепнолиты континентов и океанов.— М.: Наука, 1979, 180 с.
18. Минеральные преобразования пород океанического субстрата.— М.: Наука, 1981.
19. Петрова В. В., Воронин Б. И., Серебренникова Н. Д. Особенности подводного изменения основного стекла в скв. 160-го рейса «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 2, с. 133—142.
20. Петрова В. В., Воронин Б. И., Серебренникова Н. Д. Вещественный состав и строение неоген-четвертичных отложений центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 3, с. 47—68.
21. Природные цеолиты. М.: Наука, 1980.
22. Симанович И. М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1, с. 52—63.
22. Проблемы литологии Мирового океана. Литология и геохимия Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 188 с.
23. Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджер». М.: Наука, 1979. 191 с.
24. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. О стадии, предшествующей минеральному преобразованию базальтов.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 1, с. 95—104.
25. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Хлорофенит в эффузивных базальтах.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 4, с. 43—54.
26. Шутов В. Д. Эпигенез океанических базальтов.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 4, с. 32—42.
27. Boles J. R. Zeolites in deep-sea sediments. Mineralogy and geology of naturale zeolites.— Miner. Soc. Amer., 1977, v. 4.
28. Church T. M., Velde B. Geochemistry and origin of a deep-sea Pacific palygorskite deposit.— Chem. Geol., 1979, v. 25, p. 31—39.
29. Corliss J. R., Lyle M., Dymound J., Crane K. The chemistry of hydrotherms mounds near the Galapagos rift.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, p. 12—24.
30. Honnorez J. Generation of phillipsites by palagonitization of basaltic glass in seawater and the origin of K-rich deep-sea sediments.— In: Natur. Zeolites. Occurrence. Prop. Use. Select. Pap. Intern. Conf. Occur. Prop. and Utiliz. Natur. Zeolites, Tusson, Ariz. 1976. Oxford etc., 1978, p. 245—258.
31. Initial Reportes of DSDP, Wash., 1971, v. 6; 1973; v. 16. 17, 20; 1975, v. 32; 1976, v. 33, 1977, v. 37, 1979, v. 45; 1980, v. 51—53, pt II.
32. Muchlenbachs K. The alteration and aging of the basaltic layer of the sea floor: oxygen isotope evidence from DSDP/IPOD Leds 51—52.— In: Initial Reportes of DSDP, Wash., 1980, v. 51—53, pt 2, p. 1159—1167.
33. Muchlenbachs K., Clayton R. H. Oxygen isotop composition of the oceanic crusty and its bearing on seawater.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, p. 4365—4369.
34. Rateev M. A., Timofeev P. P., Rengarten N. V. Minerals of the clay fraction in pliocene-quaternary sediments of the east equatorial Pacific.— Initial Reportes of DSDP Wash., 1980, v. 54, p. 307—318.
35. Savin S. M., Douglas G., Stahly F. Tertiary marine temperature.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, p. 1499—1510.

УДК 550.93 : 550.4

**ПОВЕДЕНИЕ Rb и Sr В ПРОЦЕССАХ ОСАДОЧНОГО
ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ. СООБЩЕНИЕ II. ПОВЕДЕНИЕ
Rb и Sr В ХОДЕ ДИАГЕНЕЗА, КАТАГЕНЕЗА
И НАЧАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА**

ГОРОХОВ И. М., СЕМИХАТОВ М. А.

В статье на основании обобщения литературных данных рассмотрено поведение Rb и Sr в поровых водах современных осадков, пути образования и преобразования Rb—Sr-систем хемогенных минералов и пород, а также глинистых аутигенных и терригенных минералов в ходе диагенеза, катагенеза и анхиметаморфизма, оценены возможности изотопной гомогенизации Sr в глинистых обломочных минералах, в глинистой фракции и в валовых пробах пелитовых пород на разных стадиях их постседиментационных преобразований, приведены наиболее показательные примеры определения возраста тех или иных стадий с помощью Rb—Sr-метода. Дается оценка главных Rb-содержащих минералов в качестве Rb-Sr-геохронометров.

Гетерогенные минералы неконсолидированных осадков, как мы видели в первом сообщении данного цикла¹, резко отличаются один от другого величинами присущих им отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr. Поэтому изотопный состав Sr некарбонатных осадков далек от гомогенного. Следовательно, особый интерес приобретают вопросы о том, как, в какой мере и на каких стадиях жизни породы в различных ее компонентах достигается изотопная гомогенизация Sr, открывающая возможность применения изохронного Rb—Sr-метода определения возраста. Ответы на эти вопросы важны не только для корректного выбора объекта датирования определенной стадии преобразования осадка — породы, но и для анализа процессов литогенеза — выяснения тех пределов, до которых различные минералы сохраняют изотопное клеймо, приобретенное ими на стадии выветривания и осадконакопления и в ряде случаев позволяющее судить об их генезисе и источнике вещества.

Пути формирования Rb—Sr-систем различных компонентов осадков и пород мы, как и в первом сообщении, стремились выяснить на основании наиболее показательных примеров, заимствованных из текущей литературы. В этих примерах стратиграфический возраст пород был определен на основании биостратиграфических или независимых изотопно-геохронологических данных, а установленный минеральный состав, кристаллографические особенности и присутствующие наборы глинистых минералов давали возможность достаточно убедительно трактовать генезис этих минералов. Разбор подобных примеров, дополненный критическим анализом почти всех опубликованных Rb—Sr-датировок осадочных пород и их минералов, позволил в конце статьи высказать нашу оценку этих объектов как Rb—Sr-геохронометров.

Работа выполнена в рамках проекта № 179 «Стратиграфические методы применительно к отложениям протерозоя» Международной программы геологической корреляции.

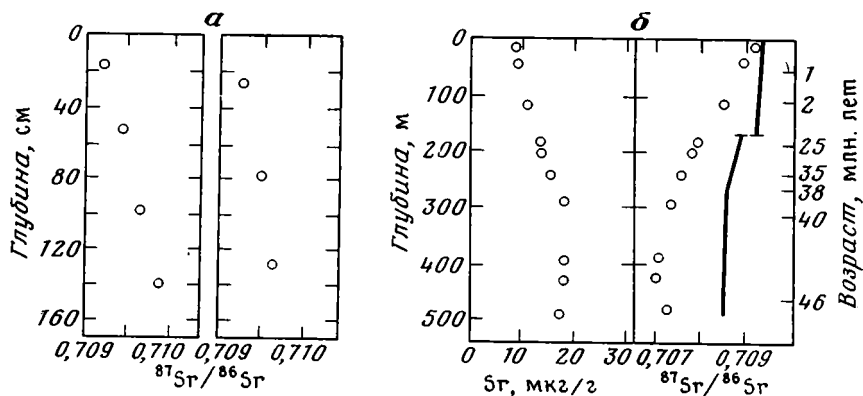
ДИАГЕНЕЗ И КАТАГЕНЕЗ

Диагенетический механизм, как известно, включается сразу после накопления осадков и ведет к их направленным минеральным преобразованиям, резко сокращению свободной пористости глин и, следовательно

¹ См. «Литология и полезные ископаемые», 1984, № 1.

но, к интенсивной водоотдаче. Последняя наиболее сильно выражена в самой верхней пленке ила, а с глубиной сильно замедляется, но не прекращается и в ходе катагенеза [3, 7, 9]. В результате значительные массы воды длительное время остаются в контакте с осадком — породой.

Sr в поровых водах. Содержание Sr в поровых водах растет по мере углубления в осадки за счет его удаления из карбонатов в ходе их перекристаллизации и частичного растворения, а также из продуктов разложения силикатного материала. Параллельно с этим как в грунтовых трубках, так и в кернах глубоководных скважин наблюдаются направленные изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поровых водах [29, 33, 48, 50]. Если в составе осадка преобладают терригенные глинистые минералы с их высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, то это отношение в поровых водах растет (фиг. 1, а), если же главным поставщиком Sr были продукты океан-



Фиг. 1. Изменение содержания Sr и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поровых водах океанских отложений
 а — грунтовые трубки [29, 33]; б — керны глубоководных скважин [48] (вертикальная линия — изменение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанской воде прошлого)

ского вулканизма, то оно падает (см. фиг. 1, б). Следовательно, можно говорить о перераспределении радиогенного ^{87}Sr между осадком и поровыми водами как о механизме гомогенизации изотопного состава Sr в глинистой составляющей илов. Отсутствие направленных изменений изотопного состава Sr в поровых водах осадков Красноморской впадины Атлантик-II (вплоть до слоев с возрастом в несколько десятков тысячелетий) [21], видимо, связано с активной гидротермальной деятельностью в этой впадине и во всяком случае не может отрицать действенность упомянутого механизма.

Данные о длительности процессов изотопного обмена Sr между океанскими осадками и их поровыми водами несколько противоречивы. С одной стороны, направленные изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих водах отмечаются вплоть до забоев глубоководных скважин, расположенных в эоцене и палеоцене [48]; следовательно, в этих слоях не достигается изотопная гомогенизация в системе осадок — вода. С другой стороны, известны примеры совпадения величины названного отношения в поровых водах с наблюдаемыми в карбонатной фракции осадков мелового и третичного возраста [50] и с существовавшими в морской воде позднепалеогенового времени [48]. Однако эти примеры, вероятно, объясняются не тем, что в упомянутых осадках была достигнута полная гомогенизация Sr, а тем, что изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, вызванные реакцией с силикатной составляющей, оказались подавленными большим количеством Sr, освобожденного из ассоциированных карбонатов.

Rb—Sr-системы глинистых минералов в диагенезе и катагенезе. Переход осадков на все более глубокие термобарические уровни вызывает хорошо известные изменения парагенезов глинистых минералов [2—4, 6, 7, 9, 11, 15, 43 52]. Необходимые для этих превращений K и другие ка-

тионы заимствуются из разлагающихся калишпатов слюд и из поровых вод. Параллельно с изменениями глинистых минералов происходит разложение рассеянных карбонатов и, следовательно, поступление в элизионные воды значительных масс двухвалентных катионов (в том числе Sr). Сбросом этих катионов сопровождается и превращение иллита 1М в политип 2М [2].

РТ-условия перехода одних парагенезов глинистых минералов в другие с трудом поддаются строгой количественной оценке. Обычно считается, что смектит, каолинит и смешанослойные минералы сохраняются до температур порядка 150—200° С. Однако известны примеры и гораздо более раннего преобразования парагенезов глинистых минералов. Так, в буровом разрезе олигоцен-миоценовых отложений побережья Мексиканского залива каолинит исчезает на глубине 3400 м, калишпат и практически весь кальцит — на глубине 3700 м, а быстрое возрастание содержания иллитовых слоев в смешанослойном иллит-смектите происходит на глубине 2000—3700 мм. Температура здесь не превышает 95° С [52, 75]. Глубже по этому разрезу при температуре 95—175° С (3700—5776 м) процент иллитовых слоев и содержание хлорита существенно не меняются, но при температуре порядка 200° С иллит полностью вытесняет смешанослойные минералы. Использование кварц-иллитового геотермометра в рифейской серии Белт (шт. Монтана, США) показало, что здесь в интервале палеотемператур от 225 до 315° С наблюдается прямая корреляция между содержанием 2М иллита во фракции <0,5 мкм и палеотемпературой: при 290° С половина иллита этой фракции перешла из политипа 1М в 2М [40].

Поведение Rb—Sr-систем глинистых минералов в зонах диагенеза и катагенеза меняется от одного минерала к другому. Rb, присутствующий в межгранулярных пленках или адсорбированный на поверхности глинистых частиц, равно как и освобожденный калишпатами и слюдами, участвует вместе с К в построении кристаллических решеток новообразованных и преобразованных минералов (главным образом иллитов). Обычный Sr, находящийся в поровых растворах, карбонатных и преобразуемых глинистых минералах, в ходе диагенеза и катагенеза должен либо покинуть толщу пород, либо аккумулироваться оставшимися глинистыми минералами, из которых наиболее вероятным акцептором является хлорит. Радиогенный ⁸⁷Sr, находящийся в межгранулярных пленках или в адсорбированном виде, ведет себя подобно обычному Sr, занимающему аналогичные позиции. Атомы ⁸⁷Sr_p, образованные внутри глинистых минералов и занимающие в их структуре места атомов Rb, склонны к миграции даже при слабых воздействиях: свойства этих элементов и размеры их ионов различны, а возникновение ⁸⁷Sr_p создает дефекты решетки, которые могут залечиваться только путем изгнания иона. Этому изгнанию способствует относительно низкий потенциал хемосорбции Sr.

Смектиты благодаря высокой склонности к ионному обмену содержат мало унаследованного радиогенного ⁸⁷Sr, а в некоторых случаях и уравнивают его изотопный состав со средой [33]. Rb, освобождающийся при диагенетическом и катагенетическом разрушении калишпатов и слюд, фиксируется смектитами вместе с К в межслоевых позициях, а Sr обменивается со средой [33, 86].

Каолиниты обычно не обменивают свой Sr со средой в ходе диагенеза и катагенеза. Поэтому они могут содержать избыточное количество радиогенного ⁸⁷Sr, унаследованного от материнского минерала на стадии выветривания.

Обломочные 2М иллиты поступают в осадочные бассейны со значительными содержаниями Rb и радиогенного ⁸⁷Sr в межслоевых положениях и подобно каолинитам не склонны к изотопному обмену в зонах диагенеза и катагенеза. В противоположность им смешанослойные иллит-смектиты и деградированные иллиты с низкими содержаниями К и Rb имеют большую ионообменную емкость (последняя растет по мере уменьшения количества К в иллите [22]). Поэтому аутигенные

1Md и 1M иллиты (как преобразованные, так и новообразованные) аккумуляруют Rb, заимствованный из различных источников. Иллиты, возникшие за счет смешанослойных минералов и новообразованные (политипы 1Md и 1M), обычно находятся в изотопном равновесии со Sr окружающей среды. В отличие от этого деградированные иллиты содержат некоторое количество унаследованного радиогенного ^{87}Sr , а процессы их аградации включают приобретение обычного Sr наряду с K и Rb. Вероятность обмена межслоевого Sr со Sr среды увеличивается с ростом содержания разбухающих слоев в глинистом минерале [25].

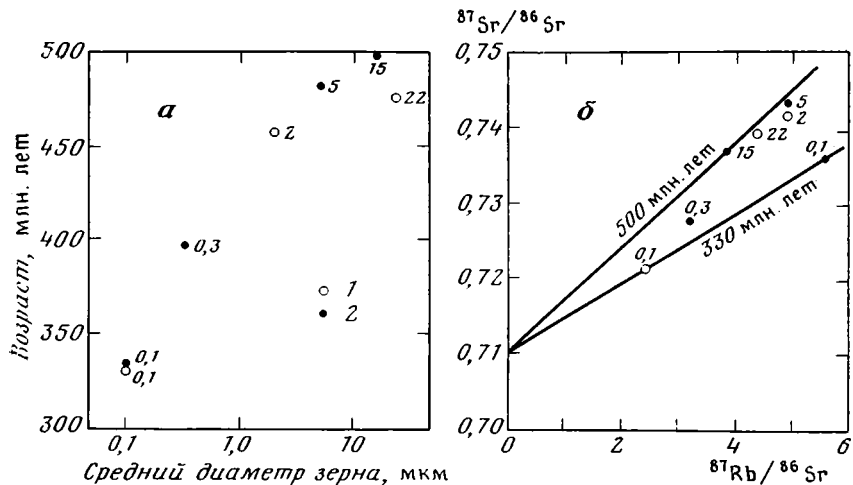
Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в преобразованном материале обычно несколько выше свойственного окружающей среде [30, 33]. Однако если имеется источник больших масс слаборадиогенного Sr, вовлекаемого в такие преобразования (например, карбонаты), то проникновение этого Sr в глинистые породы подавит изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, вызванные накоплением радиогенного изотопа в силикатных минералах [14, 15, 83]. Следовательно, по величине первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не всегда удается отделить новообразованные глинистые минералы от преобразованных.

Изложенное выше показывает, что полиморфные модификации иллита различаются по поведению своих Rb—Sr-систем в ходе диагенеза и катагенеза и потому должны давать разные значения модельных Rb—Sr-возрастов. При первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, принятым равным существовавшему в океанской воде соответствующего времени, модельные возрасты аутигенных 1Md и 1M иллитов при соблюдении условий замкнутости будут соответствовать времени диагенеза, а возрасты терригенного 2M иллита — вне зоны катагенеза или анхиметаморфизма — более древним значениям.

На фиг. 2, а показаны результаты Rb—Sr-измерений нескольких фракций глин среднекарбоневой серии Оллегени, США [51]: Эти фракции отличаются одна от другой как средним размером зерна, так и составом глинистых минералов. Относительно грубая (20–2 мкм) содержит только 2M иллит, средняя (2–0,3 мкм) — 2M и 1Md иллит и менее 10% смешанослойного иллита-сметита, а тонкая (<0,3 мкм) — 1Md иллит и около 20% смешанослойного минерала. Модельные возрасты образцов падают с уменьшением величины зерна и содержания 2M иллита и для наиболее тонкой фракции, лишенной этого политипа, приближаются к геологически ожидаемому (возраст диагенеза). На эволюционной диаграмме точки этих образцов не создают линейных зависимостей и раскиданы между изохронами сравнения с возрастными 330 и 500 млн. лет. Превышение модельного Rb—Sr-возраста обломочного 2M иллита над геологически ожидаемым и разброс точек на эволюционных диаграммах известны и в других объектах [23, 25, 30, 31, 51].

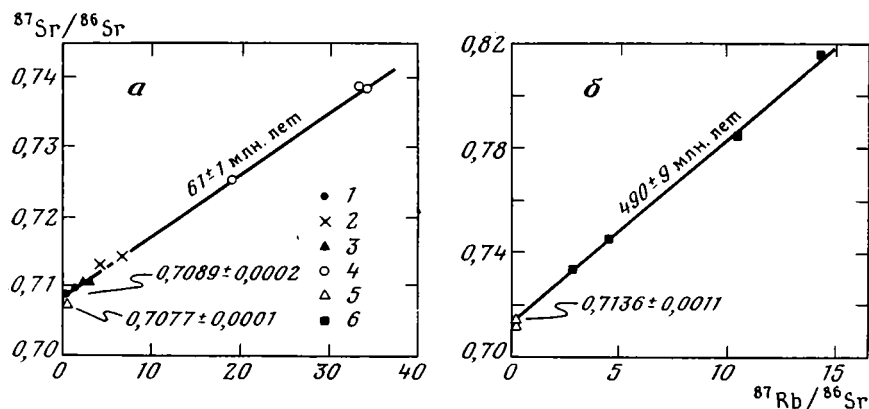
Большой интерес представляют те примеры, в которых точки иллитов на диаграммах располагаются линейно, но полученный по ним изохронный Rb—Sr-возраст оказывается больше допустимого на основании стратиграфических данных. Так, для девонских отложений Техаса по фракции 2M и 1M иллита размером 1–2 мкм был определен «возраст» 589 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7037 [63], а для пермских отложений Канзаса, по простирацию которых происходит изменение количественных соотношений 2M, 1M иллита, смешанослойных, хлорита и каолинита, по смеси этих минералов (фракция <2 мкм) в трех точках «возраст» оказался равным 313, 323 и 387 млн. лет вместо 270–280 млн. лет, требуемых для этих горизонтов [22]. Видимо, здесь мы встречаемся с линиями смешивания, не имеющими реального геохронологического смысла, хотя авторы приведенных данных предпочитают другие интерпретации.

Таким образом, диагенез и даже катагенез являются слишком деликатными факторами, чтобы перестроить Rb—Sr-системы обломочного 2M иллита. Поэтому ни названный политип, ни смесь 2M и 1M (1Md) иллита не может служить основой для определения времени диагенеза Rb—Sr-методом.



Фиг. 2. Rb—Sr-данные для различных фракций глинистых минералов серии Оллегени (шт. Огайо, США) [51]

a — зависимость модельного возраста от величины зерна (первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ принято равным 0,710); *б* — эволюционная диаграмма; 1, 2 — серии образцов одного стратиграфического уровня, взятые на расстоянии около 40 км друг от друга (цифры около точек — средний размер зерна в мкм)



Фиг. 3. Эволюционные диаграммы для глинистых минералов, уравнивающих изотопный состав Sr в зонах диагенеза (*a*) и катагенеза (*б*)

a — минералы третичных отложений бассейна Мормуарон (Франция) [30]; *б* — минералы верхнепротерозойских отложений Мавританского Адрара [30]; 1, 2 — смектиты (1 — обломочный, 2 — преобразованный); 3 — смесь аттапульгита и смектита; 4 — аттапульгит; 5 — карбонат; 6 — смесь иллита и хлорита

Иначе ведет себя 1M иллит, возникший в результате новообразования или преобразования других минералов. Один из самых интересных примеров — последовательный ряд значений изохронного Rb—Sr-возраста, полученный для пяти последовательных уровней в верхнем протерозое Мавританского Адрара [27, 30, 32]. Минералогические данные показывают, что иллит здесь образуется за счет смектита и на одном из упомянутых уровней еще содержит до 20% этого минерала, а на двух других — примесь бедного Rb хлорита (до 30%). Члены полученного ряда определений — 998, 890, 874, 775, 595 млн. лет — закономерно убывают по величине снизу вверх по 1,5-километровому разрезу, что не только придает дополнительный вес каждому члену, но и доказывает, что мы имеем дело с датировками события (диагенеза), непосредственно следовавшего за осадконакоплением. Вескими аргументами в пользу отнесения этих датировок к стадии диагенеза служит и то, что индекс кристалличности иллита отвечает наблюдаемому в зоне диа-

генеза, образцы карбонатных пород каждого из датированных горизонтов ложатся на соответствующие изохроны или в непосредственной близости от них [27, 30, 32], а величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для двух уровней соответствуют полагаемым для морской воды этой части докембрия [84, 85]. Повышение данного отношения в трех других случаях отражает наличие переработанного материала, обогащенного радиогенным ^{87}Sr [30, 32].

Дальнейшее развитие постседиментационных преобразований стирает из изотопной памяти иллита следы диагенетических событий. На фиг. 3, б приведены результаты Rb—Sr-датирования еще одного горизонта только что упоминавшегося мавританского разреза [30]. Точки глинистой фракции этого горизонта и подстилающих карбонатов лежат на одной изохроне с возрастом 490 млн. лет и первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7136. Этот возраст значимо меньше возраста вышележащей толщи, определенного тем же методом (595 млн. лет при первичном отношении 0,7102). Существенно, что состав глинистых минералов, показавший меньший возраст (иллит+хлорит), отражает более глубокие преобразования по сравнению с показавшим больший возраст (иллит ± смектит с примесью хлорита). Очевидно, что первая датировка фиксирует какое-то постдиагенетическое событие. Оно не может быть классифицировано как метаморфизм не только в связи с отсутствием геологических доказательств, но и на основании значений индекса кристалличности иллита. Эта датировка, видимо, фиксирует время катагенеза, который привел к установлению иллит-хлоритовой ассоциации и интенсивному окремнению пород, а на изотопном уровне — к гомогенизации изотопного состава Sr в преобразованных глинистых минералах и карбонатах.

Поведение Rb—Sr-систем 1М и 2М иллита в зоне катагенеза хорошо иллюстрируют материалы по нижнепротерозойским отложениям Габона [16]. Здесь в ходе катагенеза были полностью перестроены Rb—Sr-системы 1М иллита и тонкой (2—0,5 мкм) фракции 2М иллита, тогда как более крупная фракция последнего (10—2 мкм) сохранила изотопную память о предшествующем событии (в данном случае о времени работы природного уранового реактора, с термическим воздействием которого авторы цитируемой работы [16] связывают образование проанализированного ими 2М иллита).

Завершая рассмотрение Rb—Sr-систем иллита, отметим, что возможность их преобразования в ходе диагенеза и катагенеза зависит и от химического состава минерала. Ферромагнетизальные иллиты с низким отношением I_{002}/I_{001} сравнительно легко теряют радиогенный ^{87}Sr даже при слабых воздействиях, уподобляясь в этом отношении биотиту [1, 14]. Rb—Sr-системы алюминиевых иллитов, имеющих высокое отношение I_{002}/I_{001} , более консервативны и с этой точки зрения напоминают системы мусковита.

Глауконит обнаруживает разные стили поведения своих Rb—Sr-систем в ходе постседиментационных преобразований [30—33, 35, 37, 45—47, 54, 58, 60, 62, 67—70, 73]. Главным содержанием диагенетического созревания глауконита является приобретение им К и связанное с этим упорядочение структуры [8, 35, 69]. Длительность этого процесса оценивается в 10^5 — 10^8 лет [69]. Новообразованные глаукониты включают первичный Sr, идентичный по изотопному составу Sr окружающей среды, тогда как глаукониты, возникшие за счет преобразования других минералов, могут наследовать содержащиеся в них радиогенные ^{87}Sr и ^{40}Ar . Однако созревание глауконита в ходе диагенеза сопровождается изгнанием этих изотопов (полным или частичным). Во всяком случае, современные глаукониты показывают нулевой (т. е. в данном случае геологически значимый) К—Ar-возраст только после приобретения ими значительных количеств К (6—7% K_2O). Некоторые фанерозойские глаукониты подтверждают такое условие получения геологически значимых возрастов [67, 69, 70], хотя в ряде случаев и при более низких содержаниях К фанерозойские глаукониты показали значения изотоп-

ного возраста, согласующихся с требуемыми по их стратиграфическому положению.

Модельные Rb—Sr-возрасты глауконитов, не обнаруживающих каких-либо минеральных следов вторичных преобразований, часто оказываются приуменьшенными на 10—20% против геологически ожидаемых, а образцы с одного уровня и даже разные плотностные или гранулометрические фракции одного образца могут показать несогласующиеся значения возраста в результате постседиментационных нарушений их изотопных систем. Эти нарушения могут быть связаны 1) с привнесом Rb (и K) в глаукониты в ходе катагенеза; 2) с диффузионной потерей радиогенного ^{87}Sr из кристаллической решетки минерала; 3) с ионообменной потерей ^{87}Sr .

Предположение о непрерывном обогащении глауконитов Rb в зоне катагенеза [53] не подтвердилось. Возможность же диффузионной потери ^{87}Sr (равно как и ^{40}Ar) вполне реальна: K—Ar-датировки невыветрелых проб глауконита в ряде случаев оказываются меньше Rb—Sr-датировок тех же проб, что хорошо согласуется с различиями диффузионных характеристик ^{40}Ar и ^{87}Sr [67, 68]. Но наиболее вероятный и действенный механизм нарушения Rb—Sr-систем глауконита в зонах диагенеза и катагенеза — это ионообменная потеря ^{87}Sr [58, 62, 82]. Дело в том, что часть Rb и, следовательно, возникший за его счет ^{87}Sr в данном минерале находятся в разбухающих или гидратированных слоях и в адсорбированном состоянии. Результаты кислотной обработки фанерозойских глауконитов различных районов [82] показали, что в таком положении находится от 2 до 25% наличного K (и, вероятно, Rb), тогда как 75—98% K обладает достаточно прочной связью в кристаллической структуре минерала. Хотя корреляция между количеством разбухающих слоев и степенью нарушения Rb—Sr-систем глауконита, отмечаемая в одних случаях [82], отсутствует в других [62], несомненно роль этих слоев как главной арены ионообменных процессов. Последние могут, вероятно, вести к накоплению в глауконите некоторого количества Rb [52], но главная их направленность — вынос радиогенного ^{87}Sr [58, 62, 82]. Такой вынос может происходить не только на сравнительно глубоких термобарических уровнях, но и при погружении осадков на первые сотни метров, в условиях интенсивной миграции вод [58].

Нужно, однако, со всей определенностью подчеркнуть, что далеко не всегда глаукониты в ходе диагенеза и катагенеза ведут себя как открытые системы для Rb и Sr. По мезозойско-кайнозойским, а отчасти и по палеозойским их представителям известны примеры «попадания» модельных Rb—Sr-возрастов в пределы, требуемые по биостратиграфическим данным [24, 46, 62, 67—70]. Использование же изохронных диаграмм дает убедительные доказательства того, что Rb—Sr-системы фанерозойских и рифейских глауконитов могут оставаться замкнутыми с какого-то момента геологической истории [30—33, 45, 47, 58, 60, 62, 65, 68]. Совпадение изохронного возраста глауконита с геологически ожидаемым и размещение точек ассоциированных известняков на соответствующих изохронах показывают, что этот момент может относиться к очень ранней стадии жизни породы (ранний диагенез).

В других случаях Rb—Sr-изохроны по глаукониту относятся к наложенным событиям. Один из убедительных таких примеров дают нижнесилурийские глаукониты шт. Цинциннати, США [58]. Точки их анализов легли вдоль изохроны с возрастом 337 млн. лет, хотя по стратиграфическому положению образцов следовало ждать возраст порядка 400 млн. лет. Геологические материалы показывают, что рассматриваемые толщи никогда не погружались глубже 550 м и, следовательно, не подвергались сколько-нибудь заметному прогреву, который мог бы вызвать нарушение Rb—Sr-систем глауконита. Анализ региональной ситуации позволяет думать, что рассматриваемая датировка относится ко времени прекращения активной циркуляции вод в связи с тектоническим поднятием территории [58].

Второй показательный пример дает рифейская серия Белт (шт. Монтана, США). Согласно Дж. Обрадовичу и З. Питермену [65], изохронный Rb—Sr-возраст глауконита, собранного в средней ее части в районе Сан-Ривер, равен 1049 млн. лет и относится ко времени седиментации. Хотя точка ассоциированного известняка попала на полученную изохрону, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ было определено с большой погрешностью, что не позволило применить этот критерий при трактовке геологического значения датировки. Однако имеются другие доводы, приводящие нас, вопреки традиционным взглядам, к тому, что она определяет время наложенных событий. Во-первых, изохронный возраст глауконитов совпал с полученным по валовой пробе вмещающих глинистых пород, имеющих высокое первичное отношение (0,7325). Во-вторых, датированные аргиллиты и глаукониты были взяты не с одного стратиграфического уровня, а с нескольких, крайние из которых отстоят друг от друга на 3 км по мощности. Значит, либо вся эта толща накопилась за очень короткий отрезок времени, меньший ошибки определения, как считали Дж. Обрадович и З. Питермен, либо изохроны отражают какое-то событие, охватившее всю эту толщу уже после ее накопления. В-третьих, в смежных районах (шт. Айдахо) средняя часть белтского разреза включает наложенную урановую минерализацию с U—Pb-возрастом около 1100 млн. лет, а палеомагнитные данные показывают, что вся эта часть серии Белт древнее 1300 млн. лет [41]. Наконец, измерение палетемператур показало, что нижние горизонты белтского разреза (несколько севернее района отбора датированных образцов) испытали прогрев до 225—315°С, с которым был связан общий для всей серии прогрессивный переход 1Md иллита в 2M [40]. Вероятно, именно прогрев в данном случае был ответственным за нарушение Rb—Sr-систем глауконита и перевод его изотопных часов.

Показательно, что белтские толщи, в фанерозое подвергшиеся значительному погружению под палеозойские и мезозойские отложения, а затем тектоническим напряжениям в ходе ларамийской складчатости, на этом этапе геологической истории сохранили замкнутыми Rb—Sr-системы своих глауконитов. Опыт же кислотной обработки палеозойских глауконитов убеждает, что одни из них обладают легко нарушаемыми Rb—Sr-системами, а другие ощутимо не меняют свой Rb—Sr-возраст даже при длительном воздействии 2,5 н HCl [62]. Видимо, перекристаллизация глауконита уменьшает его ионообменные свойства, что и приводит к относительной стойкости его Rb—Sr-систем к наложенным воздействиям [62, 68, 82]. К сожалению, пока еще не ясны критерии, которые позволили бы с высокой долей вероятности предсказать, какой из разобранных путей поведения Rb—Sr-систем глауконита реализуется в конкретной серии образцов.

Изотопная гомогенизация Sr в глинистой фракции. Возможность изотопной гомогенизации Sr, как мы видели, падает в следующем ряду: новообразованные→преобразованные→обломочные глинистые минералы→слюды→каркасные силикаты, а для каждого члена этого ряда — от измененных разностей с дефектами структуры к свежим. Поэтому пригодность глинистой фракции для определения Rb—Sr-возраста зависит от ее первичного состава и степени преобразования.

Пример гомогенизации изотопного состава Sr в преобразованных смектитах приведен на фиг. 3, а [30, 31]. В данном случае, согласно Клауэру [31], детритовые смектиты были исходным материалом, по которому возникли новые смектиты и аттапульгиты, использованные для датирования. Точки этих минералов лежат на изохроне, указывая на гомогенность первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них 61 млн. лет назад. Однако отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ассоциированном карбонате, характеризующее Sr поровых растворов во время диагенеза, значимо ниже величины, свойственной изохронной зависимости, приведенной на фиг. 3, а. Из этого следует, что преобразование исходного смектита сопровождалось уравниванием изотопного состава Sr только в продуктах изменения данного минерала и не распространялось на все фазы осадка.

Разобранный выше пример датирования катагенеза в верхнепротерозойских толщах Мавритании [30] демонстрирует более широкий изотопный обмен Sr в породах: здесь преобразованные глинистые минералы и карбонаты лежат на одной изохроне, отсекающей повышенное значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. фиг. 3, б).

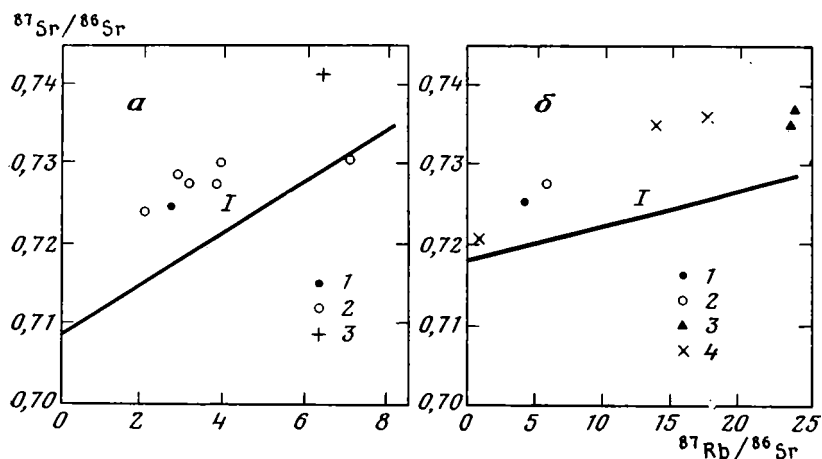
Унаследованные глинистые минералы с устойчивой кристаллической структурой не принимают участия в реакциях ионного обмена. Если глинистая фракция содержит заметное количество каолинита и 2М иллита, изотопный состав Sr в ней останется гетерогенным. На фиг. 4 приведены данные для глинистых фракций образцов фанерозойских осадочных пород Франции [30], включающих детритовые минералы. На эволюционных диаграммах наблюдается значительный разброс точек, и все они, кроме одной, лежат выше изохрон сравнения, свидетельствуя об отсутствии полной переработки проанализированных минералов.

Таким образом, несмотря на ясную тенденцию к гомогенизации изотопного состава Sr в глинистой фракции в зонах диагенеза и катагенеза, такая гомогенизация достигается далеко не во всех случаях. Необходимыми ее предпосылками являются подходящий минеральный состав, активная циркуляция растворов и повышение РТ-условий.

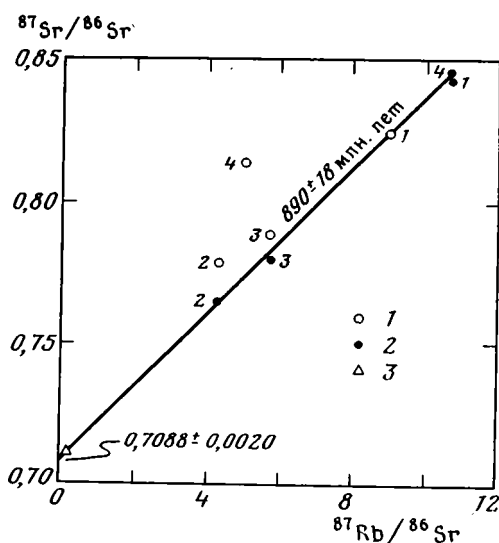
Вопрос о масштабе гомогенизации изотопного состава Sr в зоне диагенеза и катагенеза не изучен. Ясно, что уменьшение пористости от 70—90% в неконсолидированных осадках до нескольких процентов в литифицированных породах подразумевает интенсивную циркуляцию элизонных вод на большие расстояния [9]. Однако однородные первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в глинистых фракциях, отобранных на значительных расстояниях друг от друга [44, 65 и др.], вряд ли могут служить доказательством перемещения вещества в масштабе всей опробованной площади. Изотопная гомогенизация может быть достигнута и при значительно меньших расстояниях миграции, если эта миграция будет охватывать объем пород, представительный для среднего химического состава изученного разреза [27, 44, 56, 77].

Изотопная гомогенизация Sr в валовых пробах глинистых пород. Пелитовые породы практически неизбежно содержат примесь обломков полевых шпатов, слюд и других минералов, обладающих относительно устойчивыми Rb—Sr-системами и несущими значительное количество унаследованного радиогенного ^{87}Sr . Поэтому точки образцов породы в целом на эволюционных диаграммах должны лежать выше изохрон, построенных для глинистых фракций, а положение точек будет определяться отношением в породе суммы детритового преобразованного и частично преобразованного материала к сумме полностью преобразованного и новообразованного [28]. Ясно, что точки анализов будут тем ближе к изохроне, чем ближе к нулю это отношение. Эту ситуацию на примере верхнепротерозойских пород Мавритании [27] иллюстрирует фиг. 5. На ней видно, что по мере увеличения количества обломочного микроклина в пелитовых породах (от нуля в обр. 1 до 15% в обр. 4) точки их анализов смещаются вверх от изохроны, которая построена по глинистым минералам и определяет время диагенеза. Такое расположение точек говорит, что в данном случае не достигается уравнивания изотопного состава Sr в масштабе всей породы, хотя оно совершается во фракции менее 2 мкм, составленной 1Md иллитом.

В буровой скважине, вскрывшей мощную толщу олигоцен-миоценовых пелитовых осадков на побережье Мексиканского залива [74], видно, что с глубиной на фоне направленных диагенетических изменений минерального состава (увеличения содержания иллита в смешанослойном иллит-смектите, постепенного исчезновения карбонатов, каолинита, калишпатов и т. п. [52]) наблюдается ясное уменьшение дисперсии отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разных гранулометрических фракциях породы (фиг. 6, а—г). Наиболее тонкая из них (<0,5 мкм) составлена главным образом смешанослойным иллит-смектитом с небольшой примесью иллита, каолинита и иногда хлорита, а более грубые прогрессивно обогащаются обломочными иллитом, полевыми шпатами, квар-



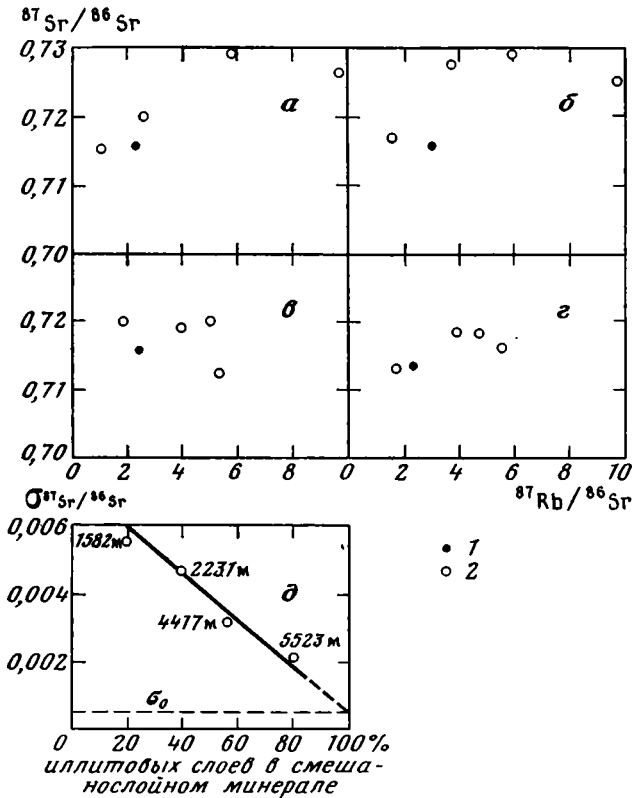
Фиг. 4 Эволюционные диаграммы для глинистых фракций осадочных пород, показывающие гетерогенность изотопного состава Sr во время диагенеза [30]
a — нижнетриасовые отложения (Вогезы, Франция): 1 — 2М иллита; 2 — смесь 2М иллита, хлорита и каолинита; 3 — смесь 2М иллита и хлорита; *б* — олигоценовые отложения Центрально-Французского массива: 1 — 2М иллита; 2 — смесь 2М иллита и каолинита; 3 — смесь 2М иллита и смектита; 4 — смесь 2М иллита и смешанослойного минерала; I — изохроны сравнения, отвечающие стратиграфическому возрасту образцов при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равном наблюдаемому в одновозрастных карбонатах



Фиг. 5. Эволюционная диаграмма для валовых проб и тонкозернистых фракций верхнепротерозойских глинистых пород Мавританского Адрара [27]
 1 — валовые пробы глинистых пород; 2 — тонкозернистые фракции, составленные 1Мд иллитом с индексом кристалличности, соответствующим наблюдаемому в области диагенеза; 3 — карбонат; цифры у точек — номера образцов

цем и обедняются смешанослойным минералом. Здесь установлено, что дисперсия отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в глинистой фракции и в валовых пробах глинистых пород уменьшается с глубиной обратно пропорционально росту содержания иллитовых слоев в смешанослойном минерале во фракции $< 0,5$ мкм. Однако эта тенденция не доводит до полной гомогенизации изотопного состава Sr даже на глубинах порядка 5,5 км, где температура превышает 160°C , а содержание иллита составляет 80%

(см. фиг. 2, *д*). Экстраполяция прямой, выражающей эту тенденцию, до величины аналитической ошибки измерения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ показывает, что такая гомогенизация должна была бы совершиться при полном превращении смешанослойного минерала в иллит (см. фиг. 6, *д*). Однако на практике изотопная гомогенизация Sr в глинистых породах в ходе диагенеза и даже катагенеза обычно не достигается. В результате на эволюционных диаграммах точки таких пород либо не образуют линейных зависимостей и лежат выше изохрон сравнения [23, 30, 35, 36, 39, 81], либо аппроксимируются прямыми линиями, но вычисленный по ним возраст оказывается больше допустимого по биостратиграфическим данным [19, 22, 64, 87].



Фиг. 6. Результаты изучения Rb — Sr-систем глинистых пород из скважины, вскрывшей олигоцен-миоценовые отложения на побережье Мексиканского залива (США) [74] *a—г* — эволюционные диаграммы для глинистой фракции и валовых проб глинистых пород на разных глубинах в скважине (*a* — 1582 м, *б* — 2231 м, *в* — 4417 м, *г* — 5523 м); *д* — зависимость величины стандартного отклонения σ отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на эволюционных диаграммах *a—г* от содержания иллитовых слоев в смешанослойном минерале во фракции $<0,5$ мкм; 1 — валовые пробы глинистых пород, 2 — глинистая фракция

Таким образом, диагенез и катагенез в общем случае не ведут к изотопной гомогенизации Sr в масштабе валовых проб пелитовых пород. Имеющиеся в литературе обратные утверждения, как будто открывающие широкие перспективы датирования названных процессов по валовым пробам, не могут опровергнуть только что сделанный вывод. Лишь с теми глинистыми породами, которые состоят из 1M и (или) 1Md иллита с незначительной примесью других глинистых минералов и кварца, могут быть связаны надежды определения времени диагенеза Rb—Sr-изохронным методом. Примером такого определения могут служить среднекембрийские глинистые породы шт. Монтана, США [24],

и некоторые другие объекты [12, 44, 64]. В общем же случае линейное расположение точек валовых проб глинистых и тем более алевроито-глинистых пород на эволюционных диаграммах должно порождать вопрос: а не имеем ли мы дело с линиями смешивания либо с возрастными зависимостями, но датируемыми не диагенез или катагенез, а более глубокие изменения породы?

Показательным примером артефакта, при ортодоксальной интерпретации имеющего геологическое значение, служат Rb—Sr-датировки кембрийских неметаморфизованных кварцитов штата Нью-Йорк [80]. Породы помимо кварца содержат до 40% плагиоклаза, калиевого полевого шпата и мусковита и лишь 1—7% глинистых минералов. Тем не менее точки их анализов на эволюционной диаграмме расположились так, что через них можно провести «изохрону», отвечающую возрасту 599 млн. лет. Несмотря на совпадение полученного значения с ожидаемым для кембрийских пород, ясно, что здесь мы имеем дело лишь с «удачным» наклоном линии смешивания.

Rb—Sr-системы хомогенных минералов и пород. Наиболее просто ведут себя Rb—Sr-системы карбонатов: при любых постседиментационных преобразованиях они открыты для Rb и Sr и сбрасывают во внешнюю среду значительные массы нерадиогенного Sr. Изотопный состав их Sr, уравновешенный со средой на стадии накопления осадков, стремится не нарушить это равновесие и на более поздних этапах истории осадка — породы. Поэтому в карбонатах, ассоциированных с терригенными отложениями, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на стадиях диагенеза и катагенеза растет и в зависимости от масштаба гомогенизации Sr может достигать [30, 32], а может и не достигать [65] величин, характерных для смежных терригенных толщ.

Быстрота протекания диагенетических изменений карбонатов способствует замыканию Rb—Sr-систем заключенных в них аутигенных глинистых минералов, а недостаток щелочных катионов в окружающей среде ограничивает возможность эпигенетических преобразований таких минералов. Поэтому последние могут представлять собой заманчивый объект Rb—Sr-датирования (при разработке методики их выделения без нарушения Rb—Sr-систем иллита) [53]. Полученные в настоящее время изохронные Rb—Sr-датировки аутигенного IM иллита из двух горизонтов нижнерифейских отложений Северной Австралии (1537 и 1419 млн. лет) трактуется их автором как отражающие время диагенеза [53]. В связи с этим нужно отметить, что U—Pb-возраст циркона (верхнее пересечение с конкордией) из туфов, ассоциированных с одним из упомянутых горизонтов, оказался значительно больше Rb—Sr-изохронного возраста иллита (соответственно 1690 и 1537 млн. лет) [71]. Это заставляет осторожно подходить к интерпретации полученных Rb—Sr-изохронных датировок аутигенного иллита из глинисто-карбонатных толщ. Обломочные глинистые минералы в карбонатных породах обычно не обменивают или слабо обменивают свой Sr со Sr заключающих их карбонатов [39, 81].

Данных о поведении Rb и Sr в аутигенных кремнистых минералах и в эвапоритах в постседиментационную стадию немного. Кремнистые минералы на пути эпигенетического преобразования А-опала в халцедон (криптокристаллический кварц) открыты для миграции того и другого элемента [33]. Примером могут служить катагенетически измененные кремнистые породы докембрия района оз. Верхнее (шт. Миннесота, США): точки их анализов на эволюционной диаграмме группируются у оси ординат, вблизи точки ассоциированного известняка [42]. Опубликованные Rb—Sr-изохроны по кремнистым образованиям в одном случае [20] получены по материалу, вероятно, загрязненному внешним Sr [33]. Три другие подобные изохроны получены по туфогенным кремнистым сланцам либо по кремнистым породам, генезис которых не указан [78, 79]. Вычисленный возраст в одном случае в пределах ошибки совпал с определяемым по биостратиграфическим данным, а в двух других оказался приуменьшенным. Эти значения трактуется их авто-

рами как отражающие время диагенеза. Нам кажется, что интерпретация рассматриваемых значений пока что требует осторожности.

Имеющиеся материалы по Rb—Sr-системам эвапоритов противоречивы. С одной стороны, для верхнепермских эвапоритов США, представленных сильвином и галитом с примесью полигалита и ангидрита, по 41 точке получена изохрона с возрастом 214 млн. лет, как будто говорящая о замкнутости Rb—Sr-систем этих минералов от конца триаса доныне. Но привлечение K—Ca-данных показало, что по крайней мере в части пунктов отбора проб для Rb—Sr-датирования фиксируется не менее двух этапов растворения и перекристаллизации сильвина, имевших место 33 и 1,7 млн. лет назад [66]. Следовательно, Rb—Sr-системы сильвина в это время должны были быть открыты. Такой характер поведения Rb—Sr-систем эвапоритов на постседиментационном этапе жизни породы подтверждается и данными по пермским карналлитам Центральной Европы [59]. Два их образца, взятые на расстоянии десятка метров один от другого, показали не только сильно уменьшенные, но и не согласующиеся значения модельного возраста — 82 и 96 млн. лет против ожидаемых 250 млн. лет.

АНХИМЕТАМОРФИЗМ

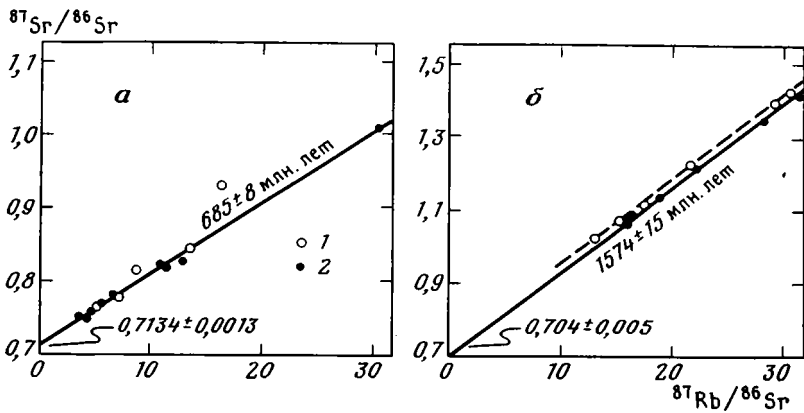
Следующая стадия постседиментационных изменений, непосредственно предшествующая метаморфизму зеленосланцевой фации, описывается под разными названиями; в нашей литературе ее чаще называют метагенезом или ранним метагенезом, в зарубежной — анхиметаморфизмом. Мы применяем последнее название, употребляемое во всех работах, посвященных постседиментационному поведению Rb—Sr-системы.

Анхиметаморфизм интенсифицирует преобразование различных ассоциаций глинистых минералов в ассоциацию 2M иллита и 11b хлорита, перекристаллизацию карбонатов, превращение обломочного биотита в мусковит и хлорит, а иногда ведет и к появлению серицита либо стильпномелана, хотя в виде реликтов могут сохраняться и такие минералы, как смектит и каолинит [4, 6]. Из-за особенностей химического состава глин в них при прогрессивных изменениях не образуются равновесные ассоциации Ca-содержащих силикатов, служащих минералами-индексами преобразований вулканитов и полимиктовых песчаников. Поэтому в качестве критериев перехода к зоне анхиметаморфизма, охватывающей интервал температур от ~200 до ~350° С, используют другие показатели: меру упорядоченности кристаллической структуры иллитов, оцениваемую с помощью индекса кристалличности [57], и превращение 1Md и 1M иллитов в политип 2M.

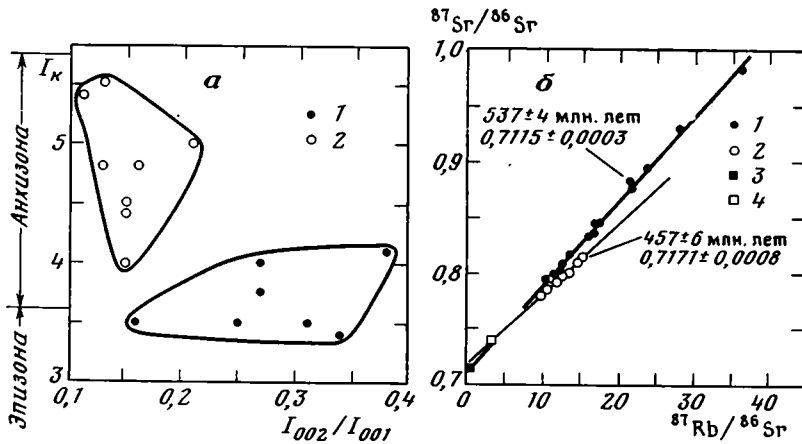
Rb—Sr-системы глинистых минералов в зоне анхиметаморфизма полностью перестраиваются при температуре около 250° С и давлении порядка 0,8—1,0 кбар [28, 30, 34, 43], хотя термобарические пределы устойчивости этих минералов и заметно выше указанных величин.

На фиг. 7, а приведены результаты для довендских (вероятно, среднерифейских) слабометаморфизованных сланцев района Бу-Азер, Марокко [31], тонкозернистая фракция которых (<2 мкм) составлена 2M иллитом, хлоритом и смешанослойным иллит-хлоритом. Индекс кристалличности иллита отвечает наблюдаемому на границе анхизоны и зеленосланцевой фации. Вычисленный изохронный возраст 685 млн. лет соответствует времени панафриканского метаморфизма и значительно меньше предполагаемого на основании стратиграфических данных. Повышенное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах, видимо, отражает накопление радиогенного ^{87}Sr за время между осадконакоплением и метаморфизмом.

На фиг. 7, б приведена эволюционная диаграмма для аспидных сланцев дорифейской белокоровической свиты Украины [44], глинистая фракция которых представлена иллитом и хлоритом. Индексы кристалличности иллита находятся в области, характерной для анхизоны. Вы-



Фиг. 7. Эволюционные диаграммы для валовых проб и глинистых фракций пелитовых пород в зоне анхиметаморфизма
 а — верхнепротерозойские сланцы района Бу-Азер (Марокко) [31]; б — нижнепротерозойские сланцы белокоровической свиты Украины [44]; 1 — валовые пробы; 2 — глинистые фракции



Фиг. 8. Результаты рентгеноструктурного и Rb — Sr-изучения тонкозернистых фракций верхнерифейских пелитовых пород серии Малден (Намибия) [34]:
 а — соотношение между индексом кристалличности I_k и отношением I_{002}/I_{001} в иллите из разных парагенезов: 1 — первый парагенез (2М иллит + хлорит + смектит + кварц + альбит); 2 — второй парагенез (2М иллит + хлорит + стильномелан + кварц + альбит + микроклин ± пирит); б — эволюционная диаграмма для тонкозернистых (<2 мкм) фракций: 1 — первого парагенеза; 2 — второго парагенеза; 3 — остаток от выщелачивания глинистой фракции с первым парагенезом; 4 — то же со вторым парагенезом

численный возраст глинистой фракции 1574 млн. лет значительно меньше, чем Rb—Sr-возраст прорывающих эту свиту коростенских гранитов (1680 млн. лет), и отвечает времени наложенных метаморфических преобразований.

Существенно, что иллиты с преобладанием алюминия в октаэдрических положениях и ферромагнезиальные иллиты различаются по устойчивости своих Rb—Sr-систем не только в зонах диагенеза и катагенеза, но и при анхиметаморфизме [14, 34]. Это позволяет в некоторых случаях регистрировать Rb—Sr-методом более одного этапа метаморфического преобразования пород. На фиг. 8 приведены результаты рентгеноструктурного и изотопного изучения тонкозернистых (<2 мкм) фракций пелитовых пород верхнерифейской серии Малден (Юго-Западная Африка) [34], претерпевших два этапа метаморфизма при температу-

рах 250—300°С и давлении 1—2 кбар. Для этих фракций характерны два главных минеральных парагенеза, которые различаются наборами главных и аксессуарных минералов, относительными количествами хлорита и иллита (политип 2М), а также химическим составом и индексом кристалличности последнего. В первом парагенезе иллит представлен алюминиевой разностью с высоким отношением I_{002}/I_{001} и довольно низким индексом кристалличности, характерным для границы анхи- и эпизоны. Во втором парагенезе иллит имеет низкое отношение I_{002}/I_{001} , говорящее о его ферромагнезиальном составе, и относительно высокий индекс кристалличности, помещающий его в анхизону (см. фиг. 8, а). Породы со вторым парагенезом слагают среднюю часть разреза скважины, а с первым — верхнюю и нижнюю части того же разреза. Такое их размещение отражает различия первичного состава осадков.

На эволюционной диаграмме (см. фиг. 8, б) видно, что Rb—Sr-системы фракций с алюминиевым иллитом сохранили память о более раннем событии, тогда как системы фракций с ферромагнезиальным иллитом оказались перестроенными под воздействием последующего, несколько более низкотемпературного события. Коль скоро главным Rb-содержащим минералом в обоих случаях является иллит, такое различие в поведении Rb—Sr-систем может быть связано только с отмеченными различиями состава этого минерала, присутствующего в первом и втором парагенезе.

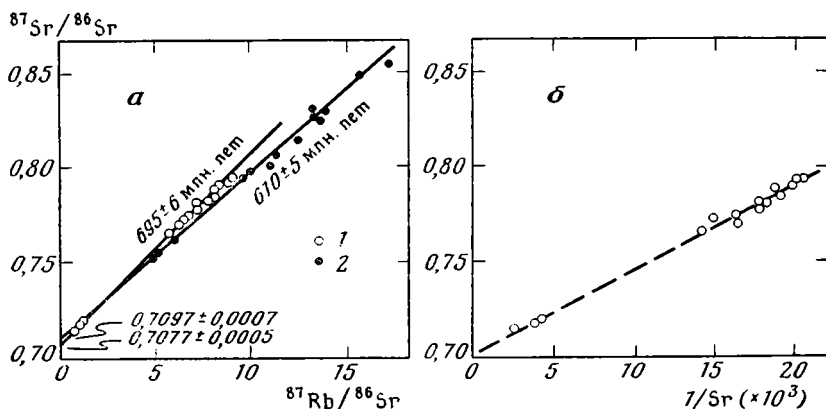
Вероятность изотопной гомогенизации Sr в масштабе образцов породы в целом при анхиметаморфизме (как и при диагенезе) определяется соотношением детритового непреобразованного и частично преобразованного материала, с одной стороны, и полностью преобразованного и новообразованного материала — с другой. Наличие детритовых полевых шпатов и слюд затрудняет гомогенизацию, и точки валовых проб могут лежать выше изохроны для тонкозернистых фракций (см. фиг. 7, а). Однако такая ситуация для зоны анхиметаморфизма не столь типична, как для зоны диагенеза, в связи с очевидной более интенсивной переработкой унаследованного материала в первой из них.

Пример гомогенизации изотопного состава Sr в валовых пробах пелитов, претерпевших анхиметаморфизм, приведен на фиг. 7, б, где точки таких проб лежат чуть выше изохроны для глинистых фракций и определяют параллельную изохрону с несколько повышенным первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое, впрочем, значимо не отличается от первичного отношения в глинистых минералах. Известны и другие примеры того, что точки валовых проб глинистых и даже алеврито-глинистых пород, претерпевших анхиметаморфизм, на эволюционных диаграммах ложатся линейно [28, 43, 75]. Так, среднекембрийские глинистые и глинисто-алевритистые породы Южной Франции, содержащие 61,3% обломочной фракции (кварц — 59,7%, альбит — 1,3%, мусковит — 0,3%), 37,3% глинистой (иллит, подчиненный хлорит) и 1,3% рудных минералов, расположились линейно вдоль изохроны с возрастом 330 млн. лет, которая точно отвечает геологически определенному возрасту складчатости и анхиметаморфизма (цеолитовая фация) данной толщи [43]. Характерно, что обломочные биотит и даже хлорит, выделенные из пород этой толщи, продемонстрировали большую консервативность своих Rb—Sr-систем в ходе наложенных событий: модельный возраст названных минералов соответственно 639 и 440 млн. лет. В свете приведенных выше данных о термической истории рифейской серии Белт (шт. Монтана) [40] датировки ее аргиллитов из района Сан-Ривер [65] также должны быть отнесены к числу тех, которые демонстрируют изотопную гомогенизацию Sr в ходе анхиметаморфизма.

Наконец, возможна ситуация, при которой точки глинистой фракции, с одной стороны, и валовых проб породы — с другой, ложатся на эволюционной диаграмме вдоль двух линий с разными наклонами, причем глинистая фракция показывает меньший наклон и соответственно меньший возраст (фиг. 9). Такая картина получена для глинистых пород рифейской серии Бамбуи (Бразилия) [14, 83], содержащих аути-

генные иллит, хлорит, смешанослойные, карбонаты, а также обломочные слюды и альбит. Положение точек анализов валовых проб породы на диаграмме определяется относительным количеством двух фаз: 1) аутигенных минералов, Rb—Sr-системы которых открыты в ходе анхиметаморфизма; 2) обломочных высокотемпературных минералов, для которых *PT*-условия анхизоны слишком мягки, чтобы нарушить Rb—Sr-системы. Вопрос о том, соответствуют ли наклоны двух упомянутых прямых двум реальным геологическим событиям, происходившим в различных *PT*-условиях, как считают авторы работы [83], или нет, недостаточно ясен. Довольно хорошая линейная зависимость в координатах $1/Sr$ — $^{87}Sr/^{86}Sr$, получаемая для образцов породы (см. фиг. 9, б), наводит на мысль, что верхняя прямая на фиг. 9, а является линией смешивания. Весьма вероятно, что это относится и к другим примерам существования двух подобных прямых, трактуемых как изохроны.

Изотопная гомогенизация Sr при анхиметаморфизме в ряде случаев установлена на значительных расстояниях, измеряемых километрами и даже десятками километров. Конечно, трудно предполагать миграцию Sr в таком масштабе. Для объяснения наблюдаемых соотношений вновь



Фиг. 9. Rb—Sr-системы пелитовых пород рифейской серии Бамбуи (Бразилия) [83]

а — эволюционная диаграмма: 1 — валовые пробы; 2 — глинистая фракция; б — график в системе координат $1/Sr$ — $^{87}Sr/^{86}Sr$, иллюстрирующий систематику смешивания для валовых проб пелитовых пород

должна быть привлечена модель ограниченной миграции Sr в пределах объемов, представительных для среднего состава породы [56, 77]. Эта модель поддерживается материалами по серии Малден [34], в которой величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во время метаморфизма оказались зависимыми от минеральных парагенезов, отражающих различия химического состава исходных компонентов (см. фиг. 8).

ВОЗМОЖНОСТИ Rb—Sr-МЕТОДА В ДАТИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

При определении изотопного возраста осадочных пород и минералов Rb—Sr-методом возникают две общие проблемы: неопределенность первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, отражающего меру унаследования радиогенного ^{87}Sr , и возможность постседиментационного нарушения Rb—Sr-систем минералов. Единственный приемлемый подход к решению этих проблем состоит в применении графического метода Николайсена — построении изохрон в координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$ — $^{87}Sr/^{86}Sr$. Возрастные значения, полученные данным методом для серии образцов, имеют геохронологический смысл, если выполняются следующие условия: 1) все образцы имели одно и то же отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в момент, когда они становились замкнутыми системами для Rb и Sr; 2) в этот момент отно-

шения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr были независимы друг от друга, т. е. аппроксимирующая прямая на эволюционной диаграмме имела наклон, равный нулю. Рассмотренные выше особенности поведения $\text{Rb}-\text{Sr}$ -систем различных минералов и пород заставляют раздельно оценить возможности их использования в качестве геохронометров.

Глауконит. Относительно высокие содержания Rb и низкие содержания обычного Sr в аутигенных зрелых глауконитах, как уже давно отмечалось в литературе [49, 53], делают этот минерал с аналитической точки зрения благоприятным объектом для определения возраста $\text{Rb}-\text{Sr}$ -методом. Препараты, выделяемые для анализа, должны обладать достаточно высоким содержанием K . Этот элемент, по образному выражению Одена [67], является ключом, который замыкает глауконитовый геохронометр, склеивая слои слюдястого минерала друг с другом. Чистые препараты зрелых глауконитов имеют довольно однородные Rb/Sr -отношения, что затрудняет построение изохрон и, следовательно, контроль когенетичности образцов и оценку величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для таких глауконитов могут быть вычислены модельные возрасты с заданным первичным отношением, но вопрос о замкнутости их $\text{Rb}-\text{Sr}$ -систем останется открытым. Выбор величины первичного отношения не всегда прост, ибо известны случаи наследования глауконитом переменных количеств радиогенного ^{87}Sr от минералов-предшественников [37, 62 и др.]. Использование для анализа «зрелых» глауконитов с высоким содержанием K уменьшает вероятность унаследования радиогенных продуктов и тем самым возникновения неопределенности первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [67–70].

Нарушение $\text{Rb}-\text{Sr}$ -систем глауконитов в эпигенезе, как мы видели, встречается достаточно часто. Выветривание минерала ведет к потере радиогенного ^{87}Sr и улавливанию Sr из окружающей среды, в результате чего кажущийся $\text{Rb}-\text{Sr}$ -возраст минерала понижается. Совместное использование $\text{K}-\text{Ar}$ - и $\text{Rb}-\text{Sr}$ -методов может дать ценную информацию для корректной интерпретации полученных датировок [15, 30, 73]. Такое перекрестное датирование одного образца разными методами тем более важно, что реальных критериев априорной оценки пригодности глауконита для определения возраста седиментации или какого-либо другого момента осадочного цикла пока не установлено. Тем не менее многочисленные случаи соответствия вычисленных $\text{Rb}-\text{Sr}$ -возрастов глауконитов палеонтологическим и геологическим данным говорят о широких перспективах использования этого минерала как геохронометра.

Глинистые минералы тонкозернистых фракций. Использование тонкозернистых фракций (< 2 мкм) для определения $\text{Rb}-\text{Sr}$ -возраста пелитовых пород введено в практику сотрудниками Страсбургского университета [17, 18, 28–30]. Оно предполагает обязательное детальное минералогическое изучение глинистых минералов, включая оценку их количественного содержания, определение полиморфных модификаций, индекса кристалличности и характера октаэдрических катионов иллита. Такое изучение позволяет исключить из анализов неподходящие объекты (например, обогащенные детритовыми глинистыми минералами) и корректно интерпретировать геологическое значение получаемых датировок. Так, высокие значения индекса кристалличности иллита и наличие 1Md и (или) 1M его политипов в сочетании с линейным расположением точек на эволюционных диаграммах характерны для осадков, преобразованных в зоне диагенеза. Фракциям, содержащим 2M иллиты с низкими значениями индекса кристалличности, могут соответствовать как линейные зависимости, так и разброс точек на диаграммах. Линейные зависимости обычно являются следствием преобразования иллитов в модификацию 2M в ходе катагенеза или анхиметаморфизма, а разброс точек говорит о наличии детритовых минералов (глинистых и др.). Наличие таких минералов всегда таит в себе опасность возникновения линейных псевдохронных зависимостей, которые уже в момент отложения осадков имели положительный наклон (линии смешивания). Эта опасность возрастает при анализе различных гранулометрических

фракций одной породы: их Rb—Sr-системы неминуемо находятся на разных стадиях эволюции.

Для линейных зависимостей, полученных по аутигенным минералам, важным фактором интерпретации вычисленного возраста является величина первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Совпадение полученной его величины с существовавшим в бассейне седиментации и с измеренным в ассоциированном известняке — сильный, хотя и не безусловный [14, 15, 83] довод за то, что мы имеем дело с аутигенными минералами, образованными на стадии диагенеза.

Валовые пробы пелитовых пород. После первых попыток использования этих объектов для Rb—Sr-датирования [36, 37] такой подход применялся не раз, и на эволюционных диаграммах наряду с разбросом точек, не позволявшим вычислить возраст [43, 30, 81 и др.], во многих случаях были получены хорошие линейные зависимости [10, 12, 18, 19, 22—24, 26, 30—34, 38, 42—44, 61, 64, 65, 75, 76 и др.]. Хотя часть из них является псевдохронами, вся сумма данных позволяет считать, что в какой-то момент истории в валовых пробах пелитовых пород возможна гомогенизация изотопного состава Sr. Ясно, что она может быть результатом: 1) наследования породами однородного по изотопному составу Sr источника сноса; 2) уравнивания изотопного состава Sr в среде седиментации; 3) полного перемешивания разнородного материала, обладающего различными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; 4) аутигенного образования и (или) преобразования осадочного материала в изотопно однородной среде.

В первом сообщении мы видели, что первые два пути в общем случае не реализуются в природной обстановке. Наследование однородного изотопного состава Sr источника сноса может происходить, видимо, лишь в некоторых очень специфичных условиях, например при быстром накоплении продуктов разрушения только что излившихся вулканитов. При транспортировке такого материала, видимо, может возникнуть дисперсия Rb/Sr-отношений в разных фракциях осадка, обеспечивающая возможность применения изохронного Rb—Sr-метода. Индикатором действия подобного механизма должна служить величина первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в накопившихся породах, близкая к отношению в размывавшихся вулканитах. Опыт датирования некоторых граувакк францисканской формации Калифорнии [76] убеждает в осуществимости такой модели. Возможно, что вторым ее подтверждением служат рифейские «сланцы» Нонсач (шт. Мичиган, США) [26]. Эти глинисто-алевритовые породы представляют собой продукты местного размыва основных вулканитов, связанных с активной рифтовой системой.

В общем же случае неизбежное смешивание гетерогенного материала исключает наследование однородного изотопного состава Sr от источника сноса и определяет существенный разброс первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разных компонентах терригенных осадков. Вместе с тем нужно иметь в виду, что близкое к линейному расположение точек на эволюционных диаграммах, которое формально могло бы трактоваться как отражающее возрастную зависимость, на деле может явиться результатом суммарного влияния двух различных факторов: наследования радиогенного ^{87}Sr относительно крупной фракцией обломочных глинистых минералов и его постседиментационной потери тонкозернистой фракцией. Ясно, что геохронологического смысла такие зависимости не несут.

Механическое перемешивание материала иногда выдвигается как ведущий механизм достижения однородности изотопного состава Sr в некарбонатных осадках [38]. Однако мы видели, что для осадочного материала типично наличие коррелированных различий между отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr с образованием псевдохрон, которые в момент осадконакопления показывают отличный от нуля возраст.

Аутигенное новообразование и преобразование минералов в ходе диагенеза и катагенеза является наиболее действенным механизмом гомогенизации изотопного состава Sr в глинистых породах. Однако мера влияния одного и того же воздействия падает от наиболее тон-

ких фракций одного минерала к более грубым и от смектитов и смешанослойных глинистых минералов к хорошо окристаллизованным слюдам и каркасным силикатам в полном соответствии с положением в их структуре ионов Rb^+ и Sr^{2+} . Диагенез, катагенез, а нередко и анхиметаморфизм, как было показано выше, не способны вызвать гомогенизацию изотопного состава Sr в валовых пробах обычных глинистых пород; присутствие же в последних гетерогенного материала резко усиливает опасность появления псевдохронных зависимостей. Лишь в некоторых редких случаях, когда глинистая порода не содержит терригенных (в том числе инертных глинистых) минералов, она может явиться объектом определения возраста диагенеза или катагенеза $Rb-Sr$ изохронным методом. Нужно, однако, иметь в виду, что пока нет надежных критериев, которые позволили бы связать полученный $Rb-Sr$ -возраст такой породы с конкретным событием в ее жизни. Следовательно, в практике $Rb-Sr$ -датирования осадочных пород нужно решительно избегать валовых проб.

* * *

Изучение геохимии Rb и Sr в ходе химического выветривания и седиментации в сочетании с геохронологической практикой показывает, что определение возраста области сноса путем анализа материала пелитовых осадков невозможно. Вместе с тем представляется вероятным получение каких-то геологически бессмысленных значений возраста, которые лежат между возрастом источника сноса и временем осадконакопления и определяются неполной переработкой детритовой составляющей осадка [19, 64]. Так, увеличение отношения Rb/Sr в осадочном материале без эквивалентного уменьшения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ может дать на эволюционной диаграмме линии с первичным наклоном. Аналогичный эффект может явиться следствием неоднородности материала в проанализированных пробах (псевдохроны смешивания, лишённые геологического смысла).

Прямое определение возраста оседиментации по валовым пробам глинистых пород было бы возможно лишь в том случае, если бы механическое перемешивание было действенным механизмом гомогенизации отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ при сохранении различий отношения Rb/Sr в отдельных образцах. На сегодняшнем уровне знаний такой механизм представляется весьма сомнительным.

Наблюдаемая в генетически различных членах осадков дисперсия отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, представляющая собой «неудобное» их свойство с точки зрения $Rb-Sr$ -геохронологии, несет ценную литогенетическую информацию. По величине этого отношения можно судить о механизме формирования того или иного глинистого минерала, а иногда — об источнике вещества и (или) минерале-предшественнике. Степень сохранности такого изотопного клейма при постседиментационных преобразованиях породы оказывается различной у разных минералов глинистой фракции. У глауконитов и смектитов оно обычно стирается на ранней фазе диагенеза, у смешанослойных, 1Md и 1M иллитов — на более поздних его фазах, а у каолинита, 2M иллита и, вероятно, у хлорита — в катагенезе или даже при анхиметаморфизме. В соответствии с этим варьируют и потенциальные возможности того или иного минерала в датировании определенных стадий постседиментационных изменений осадка-породы. Что же касается валовых проб глинистых пород, почти всегда содержащих устойчивые детритовые компоненты, то гомогенизация Sr в них в общем случае достигается только на сравнительно глубоких термобарических уровнях, примыкающих к зоне зеленосланцевого метаморфизма или входящих в нее.

Отрезки времени, разделяющие момент отложения осадка и последующие стадии его преобразования, могут сильно меняться по длительности от случая к случаю. Так, разрыв во времени между осадконакоплением и диагенезом меняется от 7–10 млн. лет в быстро накапливающихся олигоценых отложениях Мексиканского залива [11] до гораз-

до больших величин в океанских осадках: «в колонках из Тихого океана, имеющих возраст до 150 млн. лет, не идет направленных диагенетических изменений глинистых минералов» [5, с. 169].

Из изложенного следует, что путь к корректной интерпретации геологического значения линейного расположения точек анализов осадочных минералов и пород на эволюционных диаграммах лежит через отбраковку псевдохронных зависимостей, часто появляющихся в практике Rb—Sr-датирования, через тонкое изучение глинистых минералов и анализ всех имеющихся геологических, стратиграфических и изотопно-геохронологических материалов. Только такой комплекс данных позволит сделать достаточно обоснованные выводы о причинах изотопной гомогенизации Sr в датированных осадочных объектах и интерпретировать вычисленный изотопный возраст в терминах геологической истории породы.

Литература

1. *Горохов И. М., Клауэр Н., Кутявин Э. П. и др.* Rb-Sr-системы в пограничных отложениях венда и кембрия на северо-западе Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования (тез. докл.). Киев: Наук. думка, 1982, с. 38—39.
2. *Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 71—95.
3. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Проблема эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 9—34.
4. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Симанович И. М.* Современное состояние и перспективы развития проблемы эпигенеза (предметаморфизма) на континентах и в океанах.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 45—62.
5. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 382 с.
6. *Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
7. *Мюллер Г.* Диагенез и катагенез глинистых осадков.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 122—164.
8. *Николаева И. В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
9. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза. II. Элизонный катагенез.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 5, с. 15—32.
10. *Allsopp H. L., Kolbe P.* Isotopic age determination on the Cape Granite and intruded Malmesbury sediments, Cape Peninsula, South Africa.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, № 10, p. 1115—1130.
11. *Aronson J. L., Hower J.* Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. 2. Radiogenic argon evidences.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1976, v. 87, № 5, p. 738—744.
12. *Bath A. H.* New isotopic age data on rocks from the Long Mynd, Shropshire.— *J. Geol. Soc. L.*, 1974, v. 130, pt 6, p. 567—574.
13. *Bofinger V. M., Compston W., Gulson B. L.* A Rb-Sr study of the Lower Silurian Stage Circle Shale, Canberra, Australia.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, № 4, p. 433—445.
14. *Bonhomme M. G.* Mineralogie des fractions fines et datations rubidium-strontium dans le Groupe Bambui, M. G., Brésil.— *Rev. Brasileira Geociencias*, 1976, v. 6, № 2, p. 211—222.
15. *Bonhomme M. G.* The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals.— *Precamb. Res.*, 1982, v. 18, № 1—2, p. 5—25.
16. *Bonhomme M. G., Gauthier-Lafaye F., Weber F.* An example of Lower Proterozoic sediments: the Francevillian in Gabon.— *Precamb. Res.*, 1982, v. 18, № 1—2, p. 87—102.
17. *Bonhomme M. G., Lucas J., Millot G.* Signification des déterminations isotopiques dans la géochronologie des sédiments.— *Sci. Terre*, 1964—1965. P., 1965, v. 10, № 3—4, p. 539—565.
18. *Bonhomme M. G., Millot G.* Minéraux argileux et géochimie isotopique.— *Proc. Intern. Clay Conf.*, 1966, v. 1, p. 121—133.
19. *Brookins D. G., Chaudhuri S., Dulekoz E.* Rb-Sr isotopic age Eskridge shale (Lower Permian), Eastern Kansas.— *Sediment. Geol.*, 1970, v. 4, № 2, p. 103—115.
20. *Brueckner H. K., Snyder W. F.* Rb-Sr dating of chert: a potential chronological tool.— *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr.*, 1979, v. 11, № 3, p. 71.
21. *Carwile R. H., Faure G.* Strontium isotope ratios and base metal content in a core from the Atlantic II Deep, Red Sea.— *Chem. Geol.*, 1971, v. 8, № 1, p. 15—23.
22. *Chaudhuri S.* The significance of rubidium-strontium age of sedimentary rock.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 59, № 2, p. 161—170.

23. Chaudhuri S., Brookins D. G. The Rb-Sr whole-rock age of the Stearn shale (Lower Permian), Eastern Kansas, before and after acid leaching experiments.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, № 12, p. 2605—2610.
24. Chaudhuri S., Brookins D. G. The isotopic age of the Flathead sandstone (Middle Cambrian), Montana.—J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, № 1, p. 364—368.
25. Chaudhuri S., Brookins D. G. The Rb-Sr systematics in acid-leached clay minerals.—Chem. Geol., 1979, v. 24, № 3—4, p. 231—242.
26. Chaudhuri S., Faure G. Geochronology of the Keweenaw rocks White Pine, Michigan.—Econ. Geol., 1967, v. 62, № 8, p. 1011—1033.
27. Clauer N. Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation de niveaux sédimentaires du Précambrien supérieur de l'Adrar Mauritanien (Sahara occidental) et la mise en évidence de transformation précoces des minéraux argileux.—Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, № 10, p. 2243—2255.
28. Clauer N. Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés: application au Précambrien II de la Boutonnière de Bou Azzer—El Graara (Anti-Atlas, Maroc).—Earth Planet. Sci. Lett., 1974, v. 22, № 4, p. 404—412.
29. Clauer N., Hoffert M., Grimaud D., Millot G. Composition isotopique de strontium d'eaux interstitielles extraites des sédiments récents: un argument en faveur de l'homogénéisation isotopique des minéraux argileux.—Geochim. et cosmochim. acta, 1975, v. 39, № 11, p. 1579—1582.
30. Clauer N. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest-Africain.—Sci. Géol. Mem. Strasbourg, 1976, № 45, 256 p.
31. Clauer N. A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks.—In: Lectures in isotope geology. Berlin etc.: Springer-Verlag, 1979, p. 30—51.
32. Clauer N. Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clays and glauconites.—Precamb. Res., 1981, v. 15, № 3—4, p. 333—352.
33. Clauer N. The rubidium-strontium method applied to sediments: certitudes and incertainties.—In: Numerical dating in Stratigraphy, Chichester etc.: Wiley and Sons, 1982, p. 245—276.
34. Clauer N., Kröner A. Strontium and argon isotopic homogenization of pelitic sediments during low-grade regional metamorphism: the Pan-African Upper Damara Sequence of northern Namibia (South-West Africa).—Earth Planet. Sci. Lett., 1979, v. 43, № 1, p. 117—131.
35. Clauer N., Millot G. Genèse des minéraux argileux et géochimie isotopique du strontium.—In: Livre jubilaire Jacques Flandrin. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 1978, v. 4, p. 129—142.
36. Compston W., Pidgeon R. T. Rubidium-strontium dating of shales by total-rock method.—J. Geophys. Res., 1962, v. 67, № 9, p. 3493—3502.
37. Cooper J. A., Wells A. T., Nicholas T. Dating of glauconite from the Ngalla Basin, Northern Territory, Australia.—J. Geol. Soc. Australia, 1971, v. 18, № 2, p. 97—106.
38. Cordani U. G., Kawashita K., Thomaz Filho A. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks.—In: Contribution to the Geologic Time Scale. Studies in Geology. V. 6, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, p. 93—117.
39. Dasch E. J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks.—Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, № 12, p. 1521—1552.
40. Elsinger E. V., Savin S. M. Oxygen isotope geochemistry of the burial metamorphic rocks of the Precambrian Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana.—Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, № 8, p. 2549—2560.
41. Elston D. P., Bressler S. L. Paleomagnetic poles and polarity zonation from the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Montana and Idaho.—J. Geophys. Res., 1980, v. 85, № B1, p. 339—355.
42. Faure G., Kovach J. The age of the Gunflint Iron Formation of the Animikie Series in Ontario, Canada.—Bull. Geol. America, 1969, v. 80, № 9, p. 1725—1736.
43. Gebauer D., Grünfelder M. Rb-Sr whole-rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic Palaeozoic sediments in Southern France (Motagne Noire).—Contrib. Mineral. Petrol., 1974, v. 47, № 2, p. 113—130.
44. Gorokhov I. M., Clauer N., Varshavskaya E. S. e. a. Rb-Sr ages of Precambrian sediments from the Ovruch Mountain Range, north-western Ukraine (USSR).—Precamb. Res., 1981, v. 16, № 1—2, p. 55—65.
45. Harris W. B. Rb-Sr glauconite isochron, Maastrichtian unit of Peedle Formation (Upper Cretaceous), North Carolina.—Geology, 1976, v. 4, № 12, p. 761—762.
46. Harris W. B., Bottino M. L. Rb-Sr study of Cretaceous lobate glauconite pellets, North Carolina.—Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, № 9, p. 1475—1478.
47. Harris W. B., Zullo V. A. Rb-Sr glauconite isochron of the Eocene Castle Hayne Limestone, North Carolina.—Bull. Geol. Soc. America, 1980, pt 1, v. 91, № 10, p. 587—592.
48. Hawkesworth C. J., Elderfield H. The strontium isotopic composition of interstitial waters from sites 245 and 336 of the Deep-Sea Drilling Project.—Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, № 3, p. 423—432.
49. Herzog L. F., Pinson W. H., Cormier R. F. Sediment age determination by Rb/Sr analysis of glauconite.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, v. 42, № 4, p. 717—733.
50. Hofmann A., Hart S. R., Hare P. E. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of pore fluids from deep-sea cores.—Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1972, v. 71, p. 563—564.

51. Hofmann A. W., Mahoney J. W., Giletti B. J. K-Ar and Rb-Sr data on detrital and postdepositional history of Pennsylvanian clay from Ohio and Pennsylvania.— Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, № 4, p. 639—644.
52. Hower J., Eslinger E. V., Hower M. E., Perry E. A. Mechanisms of burial metamorphism of argillaceous sediment.— 1. Mineralogical and chemical evidence.— Bull. Geol. Soc. America, 1976, v. 87, № 5, p. 725—737.
53. Hurlley P. M., Cormier R. F., Hower J. e. a. Reliability of glauconite for age measurement by K-Ar and Rb-Sr methods.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, v. 44, № 11, p. 1793—1808.
54. Keppens K., Pasteels P. Comments on the paper: «A test of the reability of the Rb-Sr dates for selected glauconite morphologies of the Upper Cretaceous (Wavesink formation) of New Jersey» by R. L. Montag and D. E. Seideman.— Earth Planet. Sci. Lett., 1982, v. 58, № 3, p. 439—441.
55. Kralik M. Rb-Sr age determinations on Precambrian carbonate rocks of the Carpentarian McArthur basin, Northern Territories, Australia.— Pecambr. Res., 1982, v. 18, № 1—2, p. 157—170.
56. Krogh T. E. Strontium isotopic variation and whole-rock isochron studies in the Grenville Province of Ontario. 12th M. I. T. Ann. Progr. Rep. for 1964. 1965, p. 73—124.
57. Kubler B. Evolution quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès ces dernières années.— Bull. Centre Res. Pau-S. N. P. A., 1968, v. 2, № 2, p. 385—397.
58. Laskowski T. E., Fluegeman R. H., Grant N. K. Rb-Sr glauconite systematics and the uplift of the Cincinnati arch.— Geology, 1980, v. 8, № 8, p. 368—370.
59. Lippolt H. J., Raczek I. Cretaceous Rb-Sr total rock ages of Permian salt rocks.— Naturwiss., 1979, v. 66, № 8, p. 422—423.
60. Motag R. L., Seidemann D. E. A test of the reliability of Rb-Sr dates for selected glauconite morphologies of the Upper Cretaceous (Wavesink Formation) of New Jersey.— Earth Planet. Sci. Lett., 1981, v. 52, № 2, p. 285—290.
61. Moorbath S. Evidence for the age of deposition of the Torridonian sediments of north-west Scotland.— Scott. J. Geol., 1969, v. 5, pt. 2, p. 154—170.
62. Morton J. P., Long L. E. Rb-Sr dating of Paleozoic glauconite from the Llano region, central Texas.— Geochim. et cosmochim. acta, 1980, v. 44, № 5, p. 663—672.
63. Morton J. P., Long L. E. Rb-Sr dating of provenance and time of diagenesis of the Devonian Woodford shale, Western Texas.— In: Isotope Geology, Japan, 1982, p. 254—255.
64. Mukhopadhyay B., Brookins D. G. Rb-Sr whole-rock geochronology and clay mineralogy of the Madera Formation near Albuquerque, New Mexico.— J. Sediment. Petrol., 1976, v. 46, № 3, p. 680—688.
65. Obradovich J. D., Peterman Z. E. Geochronology of the Belt Series, Montana.— Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, № 3, pt 2, p. 737—747.
66. Obradovich J. D., Tatsumoto M., Manuel O. K. e. a. K-Ar and Rb-Sr dating of sylvite from the late Permian Salado formation, New Mexico. Implication regarding stability of evaporite minerals.— In: 5th Intern. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Japan, 1982, p. 283—284.
67. Odin G. S. Results of dating Cretaceous-Palaeogene sediments, Europe.— In: Contributions to the geologic time scale. Studies in Geology. V. 6, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, p. 127—141.
68. Odin G. S., Clauer N., Hunziker J. C. e. a. Influence of natural and artificial weathering on glauconites K-Ar and Rb-Sr apparent ages.— 3-rd Intern. Meeting on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Abstr. P., 1974.
69. Odin G. S., Dodson M. H. Zero isotopic age of glauconites.— In: Numerical Dating in Stratigraphy, Chichester etc.: Wiley and Sons, 1982, p. 277—306.
70. Odin G. S., Gale N. H. Some fundamental consideration in the dating of glauconites: a comment of «A test of the reliability of Rb-Sr dates for selected glauconite morphologies of the Upper Cretaceous (Navesink Formation) of New Jersey», by R. L. Montag and D. E. Seidemann.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, v. 58, № 3, p. 443—445.
71. Odin G. S., Hunziker J. C., Keppens E. e. a. Analyse radiometrique de glauconites par les méthodes au strontium et a l'argon; L'Oligo-Miocène de Belgique.— Bull. Soc. belge Géol., 1974, v. 83, № 1, p. 35—48.
72. Page R. W. Depositional ages of the stratiform base metal deposits at Mount Isa and McArthur River, Australia, based on U-Rb zircon dating of concordant tuff horizons.— Econ. Geol., 1981, v. 76, № 3, p. 648—658.
73. Pasteels P., Keppens E. Re-examination of some Rb-Sr and K-Ar age determination of Cretaceous and Tertiary deposits in Belgium and the adjacent countries.— Bull. Soc. belge Géol., 1981, v. 90, № 4, p. 319—329.
74. Perry E. A., Turekain K. K. The effects of diagenesis on the redistribution of strontium isotopes in shales.— Geochim. et cosmochim. acta, 1974, v. 38, № 6, p. 929—935.
75. Peterman Z. E. Rb-Sr dating of Middle Precambrian metasedimentary rocks of Minnesota.— Bull. Geol. Soc. America, 1966, v. 77, № 10, p. 1031—1044.
76. Peterman Z. E., Hedge C. E. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts.— Earth Planet. Sci. Lett., 1967, v. 2, № 5, p. 433—439.
77. Roddick J. C., Compston W. Strontium isotopic equilibration: a solution to a paradox.— Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 34, № 2, p. 238—246.
78. Shibata K., Mizutani S. Isotopic ages of siliceous shale from Hida-Kanayama, central Japan.— Geochim. J., 1980, v. 14, № 5, p. 235—242.

79. *Shibata K., Mizutani S.* Isotopic ages of Mesozoic siliceous shale and bedded chert from Central Japan.— In: 5th Intern. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Japan, 1982, p. 341—342.
80. *Spanglett M., Bruckner H. K., Senchal R. G.* Old Rb-Sr wholerock isochron apparent ages from Lower Cambrian psammites and metapsammites, south-eastern New York.— Bull. Geol. Soc. America, 1978, v. 89, № 5, p. 783—790.
81. *Spears D. A.* The Rb-Sr age dating of some Carboniferous shales.— Geochim. et cosmochim. acta, 1974, v. 38, № 2, p. 235—244.
82. *Thompson G. R., Hower J.* An explanation for low radiometric ages from glauconite.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, № 6, p. 1473—1491.
83. *Tomaz Filho A., Bonhomme M. G.* Datation isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans le groupe Bambui, à San-Francisco (M. G.) au Bresil. Phase metamorphique brésilienne synchrone de la première phase panafricaine.— C. R. Acad. Sci. P. Ser. D., 1979, № 289, p. 1221—1224.
84. *Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crystal evolution.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, № 8, p. 905—914.
85. *Veizer J., Compston W., Hoefs J., Wielsen H.* Mantle buffering of the early oceans.— Naturwiss., 1982, v. 69, № 2, p. 173—180.
86. *Weaver C. E., Wampler J. M.* K, Ar, illite burial.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, № 11, p. 3423—3430.
87. *Whitney P. R., Hurley P. M.* The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28, № 4, p. 425—436.

Институт геологии и
геохронологии докембрия АН СССР
Ленинград
ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
14.VI.1983

УДК 553.2 : 552.333.5

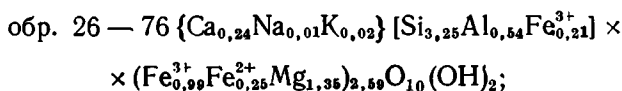
О МЕХАНИЗМЕ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ
Fe³⁺-СОДЕРЖАЩИХ СМЕКТИТОВ
ИЗ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ

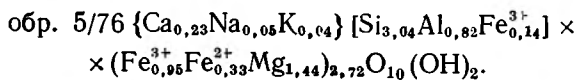
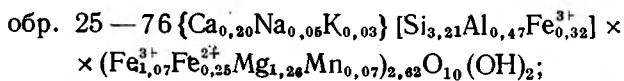
ДАЙНЯК Л. Г., ДРИЦ В. А., КУДРЯВЦЕВ Д. И., СЛОНИМСКАЯ М. В.

В работе на примере смектитов из эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы прослеживается последовательность преобразования от ранее изученных триоктаэдрических Fe³⁺-содержащих оксисмектитов до двухфазных минералов с существенным содержанием диоктаэдрического компонента. На основании детального изучения образцов комплексом методов показано, что эти фазы представляют собой оксисмектит и нонтронит. Механизм вторичного преобразования оксисмектита в нонтронит рассматривается как восстановление под влиянием фильтрующихся вод протондефицитного анионного каркаса до O₁₀(OH)₂ с параллельным выносом двухвалентных катионов Mg, Fe²⁺ из октаэдрической сетки 2:1 слоев. Данный механизм существенно отличается от механизма диоктаэдризации обычных триоктаэдрических слоистых силикатов.

Среди эффузивных образований большого лавового поля Тунгусской синеклизы распространены мощные (15–40 м) потоки «горошистых» долеритов. Они имеют сложные текстурные соотношения с массивными миндалекаменными долеритами и мандельштейнами, что обусловлено взаимодействием лавы с экзосредой при кристаллизации потока [5]. Во всех текстурно-петрографических разностях, слагающих эти потоки, широко распространены слоистые силикаты. Их содержание в породе колеблется от 10 до 40%. Они присутствуют в виде крупночешуйчатых агрегатов неправильной формы в интерстициях породы или в виде ложных миндалин.

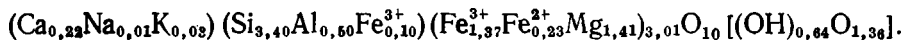
При микроскопическом излучении базальтов обращает внимание некоторое отличие облика ложных миндалин в различных петрографических типах пород: в массивных «горошистых» долеритах и в мандельштейнах, миндалекаменных долеритах, трещиноватых долеритах, более проницаемых для растворов. В первом случае агрегаты слоистых силикатов, содержащихся в миндалинах, сложены минералом с показателями преломления $Ng=1,596$, $Np=1,573$, высокой интерференционной окраской, отмечается резкий плеохроизм — от темно-зеленого по Ng до бесцветного по Np (фиг. 1, а). Образцы, принадлежащие к этой группе, согласно рентгеновским данным являются мономинеральными смектитами со значениями $d(060)=1,536-1,528$ Å (фиг. 2, а), которые характеризуют эти минералы как триоктаэдрические. Мессбауэровские спектры данной группы смектитов очень сходны между собой и содержат интенсивный дублет, соответствующий ионам Fe³⁺, с сильно уширенными компонентами и необычно большим значением квадрупольного расщепления Δ , равным 1,2 мм/с, а также дублет меньшей интенсивности, относящийся к ионам Fe²⁺ (фиг. 3, а). В табл. 1 приведены результаты химического анализа этих минералов, исправленные в соответствии с установленными из мессбауэровского эксперимента значениями Fe³⁺/Fe²⁺. Структурные формулы, рассчитанные по стандартной методике, исходящей из предположения об идеальном составе анионного каркаса O₁₀(OH)₂ на 1/2 элементарной ячейки, имеют вид:





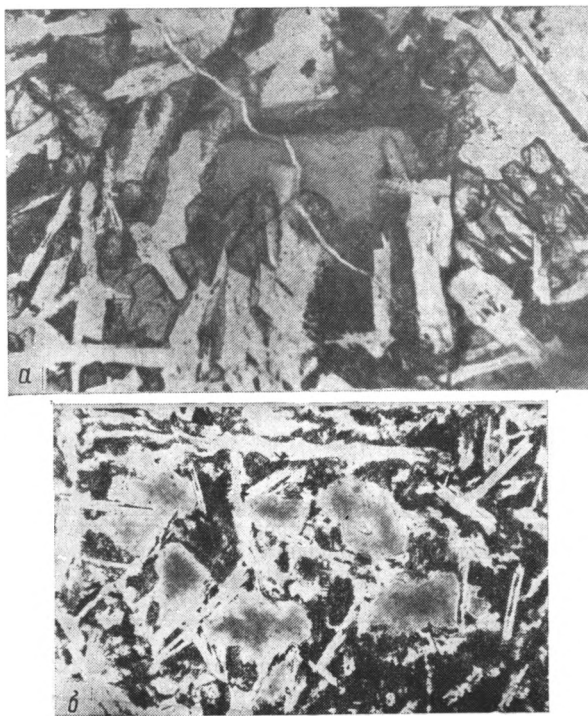
Сумма октаэдрических катионов во всех формулах является промежуточной между значениями этих сумм для ди- и триоктаэдрических минералов.

Образец 25/76 ранее нами детально изучен [2, 3]. Было показано, что он является оксисмектитом — специфической разновидностью триоктаэдрических Fe^{3+} -содержащих смектитов с дефицитом протонов в анионном каркасе [8]. Этот дефицит компенсирует избыток положительного заряда в октаэдрах, обусловленный присутствием большого числа Fe^{3+} -ионов в 2:1 слоях. Кристаллохимическая формула этого образца, рассчитанная на 12 ионов кислорода, имеет вид

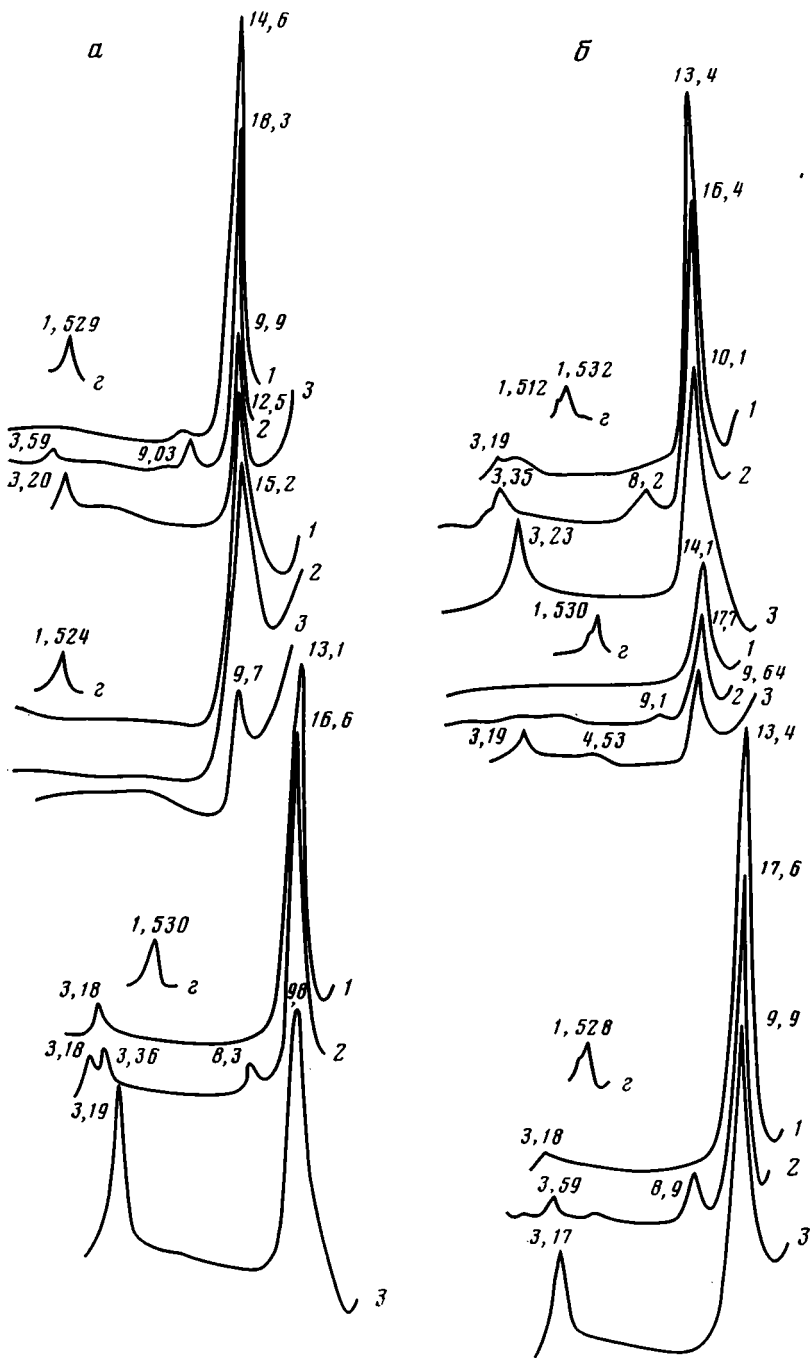


Поскольку совокупность данных эксперимента: химический состав, оптические свойства, мёсбауэровские спектры, значения $d(060)$ — согласно рентгеновскому анализу для образца 25/76 и для остальных образцов этой группы близки, можно заключить, что все выделенные из массивных долеритов смектиты являются триоктаэдрическими и протондефицитными.

В трещиноватых зонах массивных долеритов, миндалекаменных долеритах, мандельштейнах в связи с возрастанием их проницаемости наблюдается преобразование агрегатов слоистых силикатов под воздействием фильтрующихся вод. Начальная стадия трансформации оксисмектита, проявляющаяся в изменении его окраски, отмечается вблизи трещин в массивных долеритах, секущих агрегаты оксисмектита.



Фиг. 1. Агрегаты слоистых силикатов эффузивных базальтов (увел. 300, без анализатора): *a* — из менее проницаемых для растворов зон; *b* — то же из более проницаемых



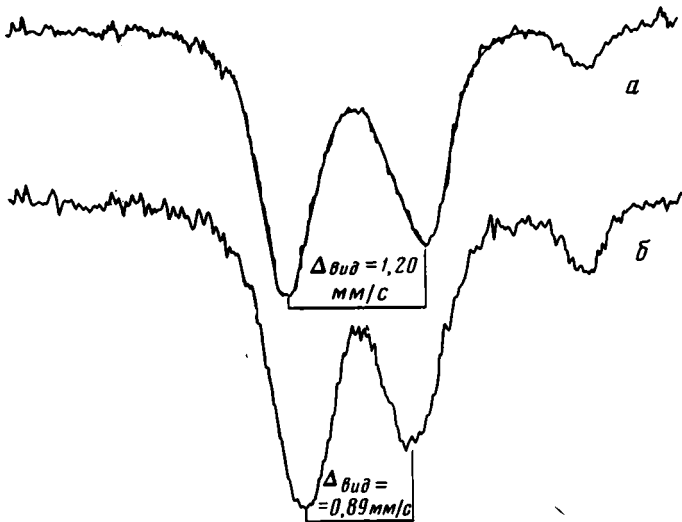
Фиг. 2. Дифрактограммы слоистых силикатов
 а — из менее проницаемых для растворов зон; б — то же из более проницаемых; 1—3 — образцы (1 — природные, 2 — насыщенные этиленгликолем, 3 — прокаленные при 500° С)

В миндалекаменных долеритах преобразование затрагивает агрегаты оксисмектита уже полностью, их первоначальный облик сохраняется только в относительно слабопроницаемых участках породы. Преобразованный агрегат имеет болотно-зеленоватый цвет, показатель преломления $N_m = 1,565$ и низкое ($\Delta = 0,003 - 0,005$) двупреломление (см. фиг. 1, б).

Химический состав образцов

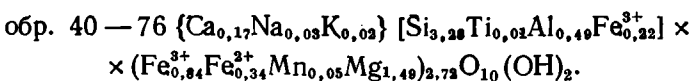
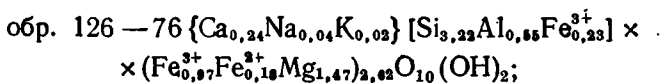
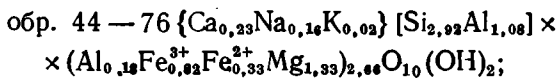
Компонент	Массивные горшечистые долериты			Трещиноватые зоны массивных долеритов		
	5/76	25/76	26/76	44/76	126/76	40/76
SiO ₂	37,41	39,70	39,04	36,27	36,66	41,52
Al ₂ O ₃	8,57	4,95	5,56	13,23	5,66	5,28
Fe ₂ O ₃	17,87	20,76	19,27	13,52	19,25	23,10
FeO	4,81	5,33	3,62	4,89	2,66	—
TiO ₂	0,30	0,22	0,21	0,18	0,21	0,14
MnO	0,15	0,10	0,22	0,17	0,17	0,60
CaO	2,59	2,37	2,64	2,68	2,70	2,04
MgO	11,76	10,48	10,84	10,97	11,75	12,78
Na ₂ O	0,31	0,34	0,25	1,67	0,25	0,18
K ₂ O	0,34	0,28	0,17	0,17	0,30	0,18
H ₂ O	5,93	8,97	9,69	7,60	9,03	14,00

Химический состав глинистых фракций из таких пород с процентным содержанием FeO и Fe₂O₃, исправленным в соответствии с мессбауэровскими спектрами, приведен в табл. 1. Структурные формулы,



Фиг. 3. Мессбауэровские спектры триоктаэдрического (а) и двухфазного (б) смектита

рассчитанные по стандартной методике, имеют вид, аналогичный виду формул образцов из непроницаемой зоны:



Дифрактограммы образцов этой группы также характеризуются наличием базальных рефлексов, соответствующих смектиту. Однако, как можно видеть из фиг. 2, б, в области d (060) у них наблюдается два рефлекса с d , равными 1,530 и 1,512 Å, т. е. образцы являются двухфазными. На основании значений d (060) можно предположить, что фазы

представляют собой ди- и триоктаэдрическую разновидности смектитов, причем в этих образцах триоктаэдрическая фаза преобладает (см. фиг. 2, б).

Таким образом, совокупность изложенных выше наблюдений и результатов рентгеновского анализа позволяет проследить последовательность от чисто триоктаэдрических оксисмектитов до двухфазных смектитов с существенным содержанием диоктаэдрического компонента и сделать предположение о переходе оксисмектита при воздействии фильтрующихся вод в диоктаэдрический смектит. Для выяснения природы последнего и возможного механизма преобразования в выявленной последовательности минералов один из двухфазных образцов (обр. 126/76) был изучен детально комплексом методов.

Мёссбауэровский спектр образца, измеренный по обычной методике [3], представляет собой суперпозицию дублетов квадрупольного расщепления с уширенными компонентами, относящихся к двух- и трехвалентному железу, при преобладающей роли последнего (см. фиг. 3, б). Характерной особенностью спектра является значение видимого квадрупольного расщепления Δ , соответствующего ионам Fe^{3+} , равное 0,89 мм/с. Следует отметить, что такая особенность присуща спектрам и остальных образцов из трещиноватых зон массивных долеритов. Значение $\Delta=0,89$ мм/с не является типичным для обычных Fe^{3+} -содержащих слоистых силикатов, но его можно объяснить на основе рентгеновских данных, согласно которым изучаемый образец является двухфазным. Естественно предположить, что триоктаэдрическая фаза аналогична оксисмектитам из первой группы образцов. На это указывают результаты оптических наблюдений и значения $d(060)=1,530$ Å. Такие смектиты имеют спектры, которые, как было показано выше, характеризуются аномально высоким значением $\Delta=1,2$ мм/с. Если предположить, что диоктаэдрическая фаза имеет нормальный состав анионного каркаса и значение Δ в соответствующем ей спектре равно 0,4–0,6 мм/с [7, 10], то результат наложения двух таких (ди- и триоктаэдрической) фаз в спектре должен привести к наблюдаемому экспериментально промежуточному значению Δ . Данное предположение явилось основой модели для расшифровки спектра изучаемого образца, которая была выполнена с использованием ЭВМ по разработанной нами ранее программе [1]. Результаты расшифровки спектра представлены в табл. 2 и на фиг. 4 и свидетельствуют о том, что количество ионов Fe^{3+} , принадлежащих ди- и триоктаэдрической фазам, приблизительно равно. Кроме того, значение $\Delta=0,68$ мм/с, полученное при расшифровке спектра и соответствующее диоктаэдрической фазе, свидетельствует о том, что последняя может характеризоваться достаточно высоким уровнем замещения Si на Al в тетраэдрах [9].

Термогравиметрический анализ образца был проведен на термовесовой установке с газовым хроматографом фирмы «Сетарам» в атмосфере гелия по обычной методике [3]. При этом помимо низкотемпературной потери веса за счет выхода адсорбированной и межслоевой

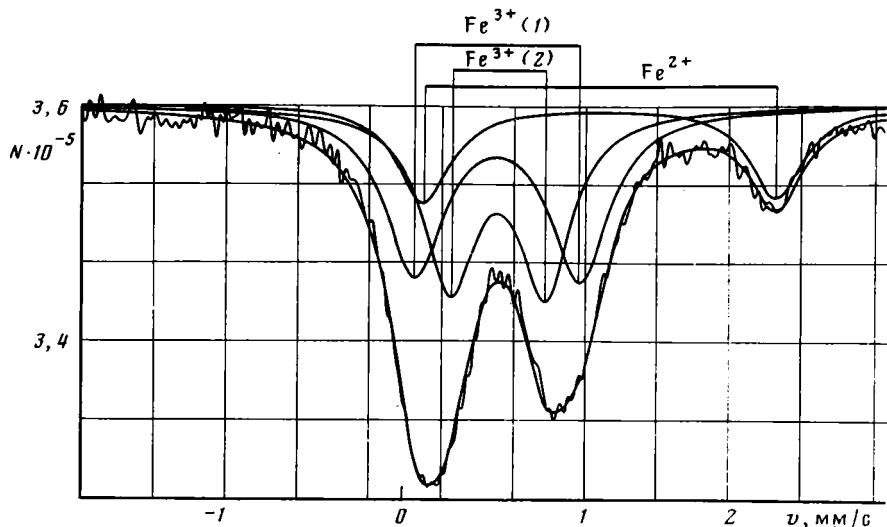
Таблица 2

Параметры мессбауэровского спектра обр. 44/76

Дублет	Значения параметров, мм/с			S, %
	Δ^{**}	σ^*	Γ^*	
Fe^{3+} Диоктаэдрическая фаза	0,68	0,47	0,45	38
Fe^{3+} Триоктаэдрическая протондефицитная фаза	1,18	0,49	0,49	40
Fe^{2+}	2,51	1,28	0,45	22

* Погрешность равна $\pm 0,02$ мм/с.

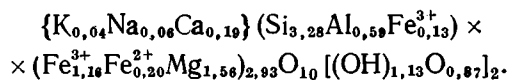
** Погрешность равна $\pm 0,03$ мм/с.



Фиг. 4. Расшифровка мессбауэровского спектра двухфазного смектита
1 — триоктаэдрическая оксифаза; 2 — диоктаэдрическая фаза

воды, составляющей 12,9%, отмечаются две хорошо разделяющиеся по температуре ступени дегидроксиляции: при 500 и 750° С — 0,9 и 2,0% соответственно (фиг. 5).

Хроматографический анализ, проведенный в процессе нагрева образца, обнаружил при 750° С также выделение CO₂, обусловленное разложением карбонатов CaCO₃, присутствующих, очевидно, в виде малой примеси в образце¹. Оценка потери веса за счет CO₂ дает 1%. Следовательно, высокотемпературный компонент потери структурной воды составляет всего 1%. Двухступенчатый характер дегидроксиляции изучаемого образца подтверждает рентгеновские данные об его двухфазности. При этом потерю веса при 500° С следует отнести к диоктаэдрической фазе, а при 750° С — к триоктаэдрической [6]. Исходя из надежного определенного общего количества гидроксильной воды, можно рассчитать состав 1/2 элементарной ячейки изучаемого образца на 12 кислородов, что наиболее целесообразно для железосодержащих слоистых силикатов ввиду возможного отличия их реального анионного каркаса от идеального — O₁₀(OH)₂ на 1/2 элементарной ячейки [3]. При расчете формулы в химическом составе образца была сделана поправка по CaO на основе данных хроматографического анализа для CO₂. Полученная таким образом кристаллохимическая формула имеет вид

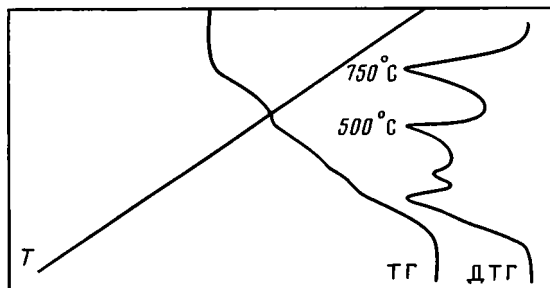


Очевидно, что она является результатом усреднения составов двух присутствующих в образце фаз, по крайней мере одна из которых, как видно из формулы, является протондефицитной.

Для определения соотношения фаз и кристаллохимических формул суммируем имеющиеся экспериментальные данные. На основании результатов, полученных методом мессбауэровской спектроскопии, было отмечено ранее, что диоктаэдрическая фаза не может быть гидроксилдефицитной. Диоктаэдрический смектит, имеющий обычный анионный каркас O₁₀(OH)₂ на 1/2 элементарной ячейки, содержит 4,2–4,5% структурной воды. Исходя из этого значения, количество структурной воды, равное 0,9%, выделившееся при 500° С и отнесенное к диоктаэдрической фазе, может быть использовано для оценки доли этой фазы в исследованном образце. Очевидно, что диоктаэдрическая фаза должна состав-

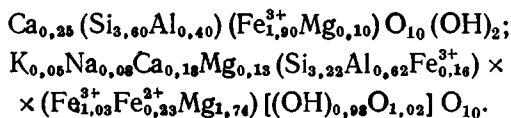
¹ Содержание CO₂ в химическом анализе не определялось.

лять $\approx 20\%$ от общей массы образца. Такому значению не противоречит соотношение интенсивностей двух отражений (060), наблюдаемых на дифрактограмме исследуемого образца. Суммарное количество октаэдрических катионов, приходящихся на $1/2$ элементарной ячейки (2,93), также соответствует 10–15%-ному содержанию диоктаэдрической фазы. При этом, как следует из мессбауэровских данных, независимо от процентного соотношения фаз общее количество Fe^{3+} в диоктаэдрической фазе примерно равно количеству Fe^{3+} в триоктаэдрической. И наконец, диоктаэдрическая фаза может иметь в тетраэдрах значительное замещение Si на Al.



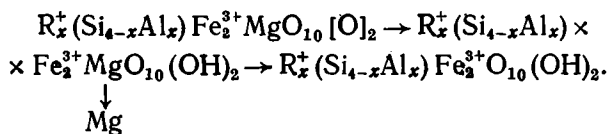
Фиг. 5. Дериватограмма двухфазного смектита (T — температура; TG — кривая потери веса; ДТГ — кривая скорости потери веса)

Совокупности приведенных выше данных удовлетворяют следующие кристаллохимические формулы:

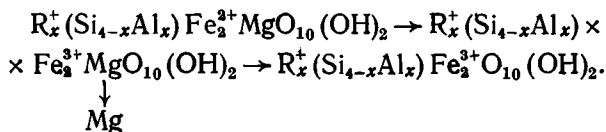


Таким образом, изучаемый образец состоит на 80–85% из триоктаэдрического оксисмектита, подобного минералам из массивных «горшистых» долеритов, и на 15–20% из нонтронита.

На основании полученных результатов можно описать механизм вторичного преобразования оксисмектита как восстановление под влиянием фильтрующихся вод его протондефицитного анионного каркаса до $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ с параллельным выносом двухвалентных катионов Mg, Fe^{2+} из октаэдрической сетки 2 : 1 слоев. Схематично этот переход можно представить в следующем виде:



Данный механизм существенно отличается от механизма диоктаэдризации обычных триоктаэдрических слоистых силикатов, например биотита [4], при котором в результате вторичных преобразований происходит переход закисного железа в окисное, сопровождающийся выносом двухвалентных октаэдрических катионов по схеме



Для выяснения механизма преобразования триоктаэдрического оксисмектита в нонтронит нами был выбран образец с относительно слабо измененным оксисмектитом из трещиноватого массивного долерита.

В более проницаемых породах — миндалекаменных базальтах, мандельштейнах — этот процесс развивается гораздо активнее. Там диоктаэдрическая фаза превалирует над триоктаэдрической и часто полностью ее замещает.

Образование нонтронита как продукта изменения основных магматических пород широко известно. Многие исследователи рассматривали процесс его образования как замещение стекловатого базиса и других породообразующих компонентов под воздействием гидротермальных растворов. В данной работе показан новый механизм формирования нонтронита за счет преобразования ранее существовавшего оксисмектита.

Литература

1. Дайняк Л. Г. Интерпретация ЯГР-спектров некоторых Fe^{3+} -содержащих слоистых силикатов на основе структурного моделирования: Автореф. канд. дис. М., 1980. 18 с.
2. Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И. и др. Кристаллохимическая специфика триоктаэдрических Fe^{3+} -содержащих смектитов — продуктов вторичного изменения океанических и континентальных базальтов. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 6, с. 1458—1462.
3. Дриц В. А., Дайняк Л. Г., Слонимская М. В. Методика расчета кристаллохимических формул железосодержащих слоистых силикатов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 12, с. 87—98.
4. Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2, с. 178—196.
5. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Текстуры типы эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы. — Тр. ГИН АН СССР, 1981, вып. 362. 62 с.
6. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
7. Эйриш М. В., Двореченская А. А. Исследование положения и роли ионов Fe^{3+} в структуре глинистых минералов методом ЯГР-спектроскопии (связь с кристаллохимией минерала). — Геохимия, 1976, № 5, с. 748—755.
8. Bagin V. I., Gendler T. S., Dainak L. G., Kuzmin R. N. Mössbauer, thermomagnetic and X-ray study of cation ordering and high-temperature decomposition in biotite. — Clays and Clay Minerals, 1980, v. 28, № 3, p. 188—196.
9. Goodman B. A. The Mössbauer spectrum of a ferrian muscovite and its implications in the assignment of sites in dioctahedral micas. — Min. Mag., 1976, v. 40, p. 513—517.
10. Heller-Kallai L., Rozenson I. The use of Mössbauer spectroscopy of iron in clay mineralogy. — Phys. Chem. Miner., 1981, № 7, p. 223—238.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.57 : 552.164 (575)

СВОЕОБРАЗНЫЕ ФОРМЫ СТРЕССОВОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫХ СЛАНЦАХ ЗЕРАВШАНСКОГО ХРЕБТА

ЛУКЬЯНОВА В. Т.

Перераспределение вещества углеродисто-кремнистых сланцев в процессе динамометаморфизма представляет большой интерес в связи с проблемой образования метаморфогенных концентраций рудных элементов. Описаны различные формы квиважирования, внутрислойной трещиноватости и метаморфогенных прожилков с новообразованиями углеродистого вещества, кварца, сульфидов и др. [2]. В углеродисто-кремнистых сланцах Зеравшанского хребта обнаружены новые формы стрессового преобразования, возникшие, как представляется, в особых условиях.

В Зеравшанском хребте в среднем течении р. Зеравшан черные углеродисто-кремнистые сланцы с остатками граптолитов образуют несколько маломощных (10—15 м) пачек в сложно дислоцированной зелено-серой песчано-сланцевой толще силура. Пачки углеродисто-кремнистых сланцев содержат тонкие пропластки черных песчаников, алевролитов и доломитизированных кремнистых известняков. Породы смяты в мелкие резкие до изоклинальных складки, осложненные сериями узких (30—50 м) субслойных зон рассланцевания. Они развиваются преимущественно по сланцевым прослоям, лишь в небольшой степени затрагивая песчаники.

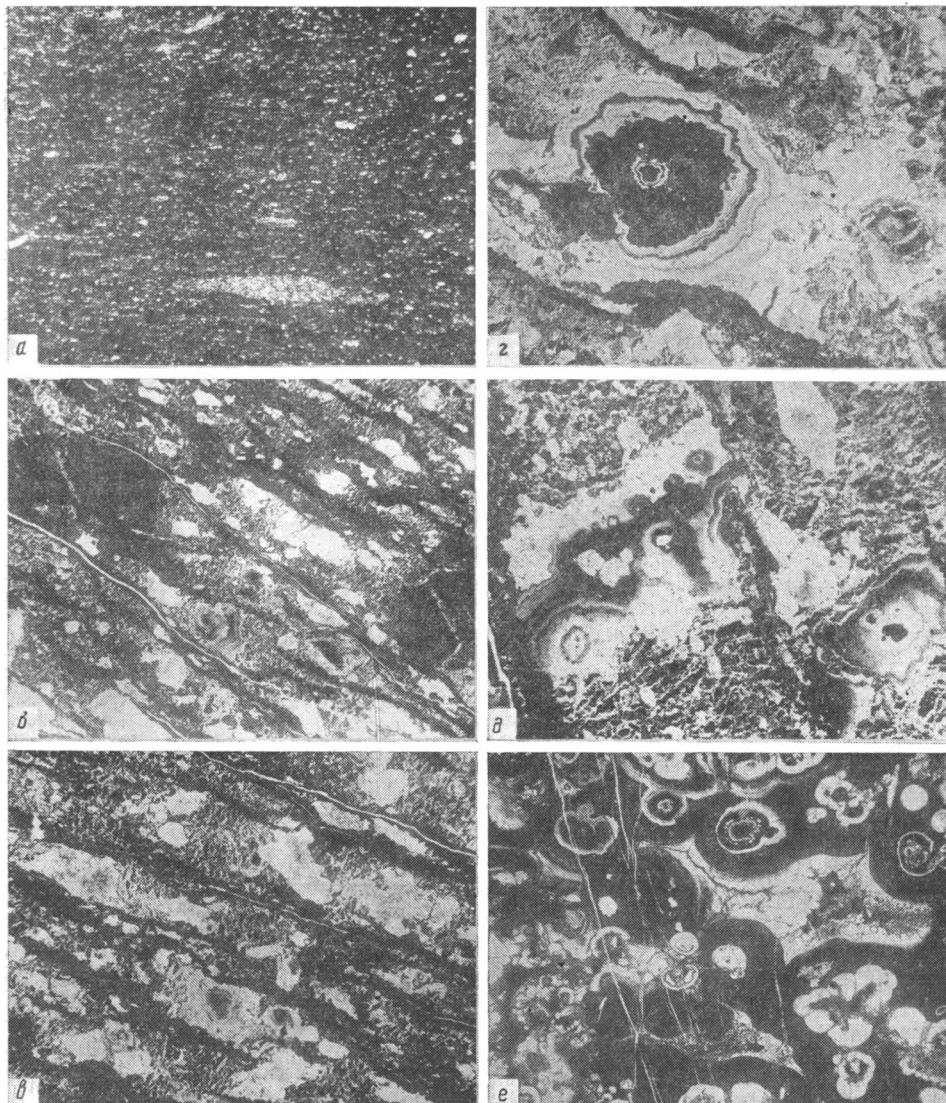
На описываемом участке одна из пачек черных углеродисто-кремнистых сланцев залегает в крутом крыле сильно сжатой складки, осложненной круто наклоненной в том же направлении зоной рассланцевания, которая под острым углом сечет крыло складки. В зону рассланцевания последовательно вовлекаются доломиты и песчаники подстилающих пластов, затем пачка черных углеродисто-кремнистых сланцев и зелено-серые сланцы покрывающих пластов. На участках, не затронутых рассланцеванием, углеродисто-кремнистые сланцы представляют собой черные сильно углеродистые породы с хорошо выраженной тонкой слоистостью. В составе углеродистого вещества имеются графитоподобные компоненты и битумоиды¹. Под микроскопом это микрозернистые кремнистые породы с обильной равномерно рассеянной тонкодисперсной вкрапленностью углеродистого вещества, количество которого в микропрослоях изменяется, обуславливая тонкую слоистость пород. В углеродисто-кремнистой массе встречаются тонкие линзочки, обогащенные кремнистым веществом (фиг. 1, 8а), мелкие (0,5 мм и меньше) включения битумоидов и вкрапленность пирита.

В зоне рассланцевания пачки углеродисто-кремнистых сланцев интенсивно перетерты, милонитизированы. Углеродистые прослои разлитованы, пропластки алевролитов и известняков будинированы. На участках наиболее сильного рассланцевания пачки черных сланцев приобрели вторичные тонкополосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры вследствие будинирования более жестких прослоев и внутрислойного скольжения по углеродистым прослойкам. В раздавленных углеродистых пачках чередуются пропластки тонкоперетертых вторично листоватых черных сланцев мощностью 1—2 см, цепочки линзочек-будин алевролитов и кремнистых известняков (1—5 см) и тонкие (до нескольких миллиметров шириной) полоски совершенно черного блестящего и матового углеродистого вещества, по которым происходило скольжение.

Рассланцованные породы рассечены двумя системами маломощных (0,5—10 см) метаморфогенных кварцевых жил и прожилков: линзовидных, развившихся в плоскости рассланцевания по трещинам сланцеватости и расслоения, обычно раздробленных, раздавленных, и поперечных к ним более тонких с редкой вкрапленностью пирита и выделениями антраколита. Последний локализуется в центральных частях жил и прожилков в друзовых полостях мелкокристаллического кварца, образуя гнездышки размером до 3 мм. В микротрещинах рассланцованных пород обнаружены пленки маслянистого битума.

Углеродисто-кремнистые сланцы зоны дробления под микроскопом представляют собой тектонит микроочковой катаклизовой текстуры, в котором встречаются угловатые или линзовидные обломки и участки неизмененных микрозернистых углеродисто-кремнистых сланцев (см. фиг. 1, б). В условиях стресса произошло глубокое преобразование углеродисто-кремнистого вещества пород: перекристаллизация кремнистого материала и очищение его от углеродистой примеси. Графитоподобное вещество (графитит) сконцентрировалось вдоль плоскостей внутрислойного скольжения, образовалась

¹ Углеродистые вещества определены А. А. Горшковым.



Микроструктуры углеродисто-кремнистых сланцев в зоне рассланцевания
a — неизменный микрозернистый углеродисто-кремнистый сланец с линзочками кремнистого состава. Увел. 45, без анализатора; *б, в* — рассланцованный углеродисто-кремнистый сланец (тектонит) полосчатой микроочковой катаклазовой текстуры. Видны обломки неизмененного сланца (черные пятна), узкие полосы черного графитоподобного вещества и стрессовые углеродисто-кварцевые новообразования между ними: порфиробласты кварца, друзовидные и зонально-колломорфные битумно-кварцевые выделения в «очках». Около них видны поперечно-полосчатые углеродисто-кремнистые стрессовые новообразования, проявленные микрополосками волокнистого кварца (белое) и углеродистого вещества (черное). Увел. 18 и 30 без анализатора; *г* — зонально-колломорфное выделение кварца (белое) и битумоидов (черное) в одном из «очков» тектонита. Увел. 30, без анализатора; *д* — зонально-колломорфные выделения кварца и битумоидов в поперечной к сланцеватости трещиноподобной полости; чередуются кварцевые (белое) и кварцевые, подкрашенные битумоидами (серое и черное) зонки. Увел. 45, без анализатора; *е* — почковидные зонально-колломорфные битумно-кварцевые образования и сфероиды в микрожеодах с кварц-битумной минерализацией; белое — кварц, серое и черное — кварц, прокрашенный керитоподобными битумоидами, и битумоиды. Остаточные полости между почками и сфероидами заполнены кристаллическим кварцем (белое), растущим от стенок внутрь полостей, антракосолитом (черное в друзовых полостях). Увел. 18, без анализатора

тонкая вторичная параллельная и линзовидная полосчатость. Между полосками графитита в существенно кремнистых участках развились определенные сочетания стрессовых углеродисто-кремнистых новообразований. Возникли своеобразные очковые стрессовые микроструктуры, обусловленные закономерным распределением новообразованных агрегатов кварца и освобожденного углеродистого вещества (см. фиг. 1, в — е). Очки-линзочки в этих структурах образованы одиночными вытянутыми кристаллами кварца или друзовидными изометричными и вытянутыми в направлении растяжения выделениями кристаллического кварца размером от долей миллиметра до 2 мм. Кварц чаще прозрачный, иногда зонального строения, с хорошо видимыми тонкими зонами роста, покрашенными темно-бурым или черным в шлифе углеродистым веществом битумного ряда. Возле этих выделений симметрично с двух сторон развились типичные стрессовые волокнистые новообразования кварца, однообразно ориентированные в направлении растяжения пластов. При этом здесь произошло также разделение кремнистого и углеродистого вещества: образовались поперечные к растяжению микрозоны, сложенные волокнистым кварцем, и также поперечные полоски свободного графитоподобного углеродистого вещества («рябчик», см. фиг. 1, б, в, д).

В тектонитах микроочковой текстуры, сильно обогащенных углеродистым веществом и битумоидами, в очках возникли весьма своеобразные углеродисто-кремнистые новообразования колломорфного облика и микрозонального строения, состоящие из халцедоновидного кварца и углеродистых веществ битумного ряда. Они имеют вид прожилкообразных выделений, сферолитоподобных и друзовидных образований размером от долей миллиметра до 2 мм и мелких гнезд-жеодок размером от 1 до 10 мм с почковидными выделениями битумно-кремнистого вещества (см. фиг. 1, з — е). В зональных новообразованиях чередуются кварцевые (белые пятна) и существенно кварцевые зонки, в той или иной степени обогащенные бурыми или черными (темные пятна) битумоидами, по оптическим свойствам близкими соответственно керитам и антраксолитам. Реже зонки состоят из одних битумоидов. Иногда видно, что новообразования развивались во внутрислойных поперечных микротрещинках разрыва и нарастали на их стенки (см. фиг. 1, д). В микрожеодках выделения кварца и углеродистых веществ в виде корок, почек и сфероидов концентрически-зонального строения развиваются от стенок внутрь жеодок, целиком выполняя их полости (см. фиг. 1, е). Размер почек и сфероидов в этих выделениях колеблется от долей миллиметра до 1 мм. В почках и сфероидах чередуются тонкие зонки прозрачного кварца, кварца, окрашенного керитоподобными битумоидами в бурый цвет, более интенсивно к периферии, и зонки, почти нацело сложенные керитоподобным углеродистым веществом. Концентрически-зональные сфероиды бывают образованы внутри кварцем, далее углеродистым веществом, а далее кварцем, иногда только кварцем или углеродистым веществом. Некоторые сфероиды в отдельных зонках или целиком образованы антраксолитом. Промежутки между почковидными углеродисто-кремнистыми выделениями выполнены друзовыми агрегатами кварца, растущими от стенок внутрь полостей. Мелкие поры и остаточные пространства в них заполнены антраксолитом.

Антраксолит во всех случаях является более поздним по отношению к зональным углеродисто-кремнистым образованиям с керитоподобными битумоидами. Это определенно устанавливается в прожилковидных выделениях («жилках») битумно-кварцевого состава, образовавшихся между сближенными почковидными углеродисто-кремнистыми агрегатами. Здесь антраксолит иногда нарастает на мелкие (до 0,5 мм) битумно-кварцевые зональные сфероиды с керитоподобными битумоидами внутри. При этом антраксолитовые зонки отделяются от покрашенных керитами слоев тонкими зонками чистого кварца. Вместе с тем основная масса антраксолита в «жилках» образует многочисленные неправильные включения размером до 0,15 мм в кристаллическом кварце. Они локализованы в центральных частях жилок, зажаты между растущими в жилках и на сфероидах с керитом (?) кристаллами кварца и являются самыми поздними минеральными новообразованиями.

Аналогичные соотношения наблюдаются в узких (0,15—0,3 мм) промежутках между углеродисто-кремнистыми почками. В местах сильного сужения они заполнены микрозональным бурым кварцем, покрашенным керитоподобными битумоидами. На участках расширения в них, как правило, появляются гнезда чистого мелкокристаллического кварца с мелкими включениями антраксолита в микродрузовых полостях и между отдельными кристаллами. Как самые поздние антраксолиты всегда локализованы в центральных частях этих выделений.

Морфология углеродисто-кварцевых новообразований в тектонитах характеризуется сочетанием волокнистых кварцевых стрессовых микроструктур, новообразованных вытянутых зональных кристаллов кварца и микрозональных колломорфных кварц-битумных выделений с признаками свободного роста, что свидетельствует об их формировании в условиях пластической деформации. Образование этих структур происходило при повышенной температуре и давлении, благодаря чему оказались возможными пластическая деформация (или перекристаллизация) кварца в ориентированные волокнистые агрегаты, растворение и переотложение кремнезема, графитизация рассеянного углеродистого вещества углистого ряда. В этих условиях, по-видимому, произошел природный крекинг рассеянных битумоидов. Маслянистые битумы были отогнаны и остались свободными в микротрещинах. Высшие битумы (кериты ?, антраксолиты) вместе с кремнеземистыми растворами образовали зонально-колломорфные выделения на участках ослабления напряжений и в полостях микротрещин внутрислойного разрыва. Остаточными продуктами этого процесса оказались антраксолиты, которые вместе с кристаллическим кварцем заполнили последние свободные полости в микроразрывах. Образование всех этих структур происходило, по-видимому, медленно при постоянном

подтоке и, возможно, длительном сохранении битумно-кремнистых несмешивающихся растворов в полостях разрывов. Благодаря этому возникла тонкая зональность кварца и колломорфных новообразований, образовались сфероиды антраколита и друзы кварца, в остаточных полостях которых оказались зажатыми твердые битумы.

Представляется, что своеобразие стрессовых структур углеродисто-кремнистых сланцев на описанном участке в значительной степени объясняется наличием в них рассеянных битумоидов. Известно, что стрессовые преобразования в породах протекают гораздо интенсивнее при участии поверхностно-активных сред (растворов, флюидов, расплавов). Они механически и химически способствуют возникновению трещин и резко уменьшают прочность пород при деформации [1, 3].

Вероятно, в рассмотренном случае битумоиды, рассеянные в углеродисто-кремнистых сланцах и освободившиеся при стрессе и повышенных температурах, и кремнистые растворы сыграли роль такой среды. Битумоиды как хорошая маслянистая смазка способствовали интенсивному внутрислойному скольжению, будинированию слоев и образованию полостей расслоения, в которые проникали растворы. Благодаря этому в углеродисто-кремнистых сланцах развились тонкие структуры рассланцевания и микробудинаж, легко обособилось графитоподобное вещество, возникли микрожеодки с битумно-кварцевой минерализацией. Интенсивное скольжение сопровождалось сильным растяжением слоев и раздавливанием кремнистых микробудин. Маслянистые битумно-кремнистые растворы легко проникали в ослабленные зонки и образовавшиеся микротрещины, способствуя их дальнейшему расширению в процессе деформации и подсосу новых порций растворов. В ослабленные зонки и разрывы устремлялись несмешивающиеся битумно-кремнистые растворы. В условиях пластической деформации они могли медленно подтекать в ослабленные зонки, формируя одиночные зональные кристаллы и микродрузы кварца, быстро заполнять и долго сохраняться в расширяющихся полостях разрыва между непроницаемыми графитовыми пропластками. Поэтому вместо обычных для условий стресса однообразно ориентированных новообразований шестоватого кварца здесь образовались зонально-колломорфные битумно-кварцевые выделения.

Состав субслойных и секущих жил и прожилков кварца с пиритом и антраколитом в зоне рассланцевания соответствует составу деформированных вмещающих пород, что подтверждает их метаморфогенное происхождение. Наличие в зоне рассланцевания гаммы битумоидов (от маслянистых битумов до антраколитов), их непосредственное участие в стрессовых структурах и различная, но закономерная позиция каждого из видов в этих структурах указывают на образование этих битумоидов в процессе динамометаморфизма.

Литература

1. *Перцов Н. В., Коган Б. С., Лукьянов А. В. и др.* Особенности тектонической деформации горных пород в присутствии поверхностно-активных жидких фаз (проблемы физико-химической геомеханики).— В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. (Тез. докл.). Новосибирск, 1982, с. 47—49.
2. *Проблемы осадочной геологии докембрия.* Вып. 2, кн. 1, 2. М.: Наука, 1981, 213 с. и 258 с.
3. *Сальников Д. И., Траскин В. Ю., Перцов Н. В.* Снижение прочности пород под влиянием поверхностно-активных жидких фаз.— В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии (Тез. докл.). Новосибирск, 1982, с. 110—112.

ВИМС
Москва

Поступила в редакцию
12.VII.1983

УДК 553.63

МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС КАОЛИНИТОВОГО ЦЕМЕНТА ПЕРМСКИХ КОЛЛЕКТОРОВ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

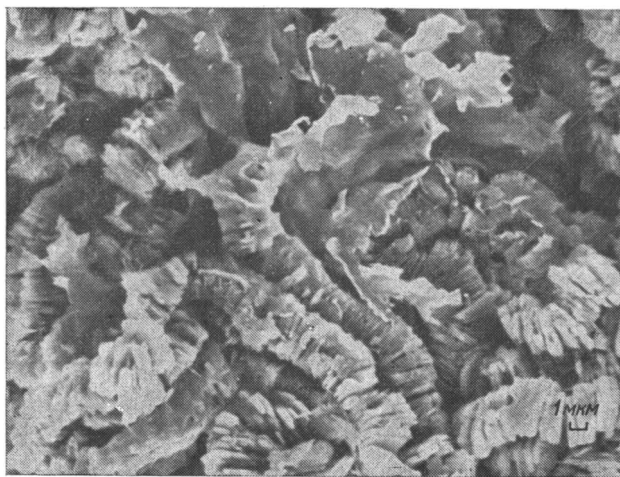
МАЛЫШЕВА Е. О.

Вопрос о роли каолинита в формировании коллекторов нефти и газа рассматривался в ряде работ советских [1—3] и зарубежных [5, 6] ученых. Несмотря на неоднозначность трактовки генезиса каолинита, этими исследователями доказывается улучшение коллекторских свойств пород при образовании каолинита в цементе песчаников.

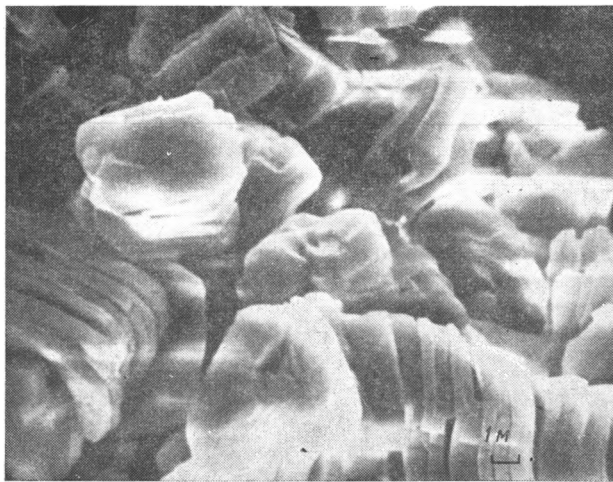
При изучении литологических особенностей пермских терригенных коллекторов севера Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна установлено широкое развитие каолинита в составе цементов песчаников, который является преобладающим минералом глинистой фракции большинства исследованных образцов. Его содержание в породе достигает 15%. В связи с этим возникла необходимость изучения морфологических и генетических особенностей каолинита и выяснения его влияния на коллекторские свойства. Рассматриваемые породы кунгурско-позднепермского возраста представлены граувакковыми песчаниками, формирование которых связано с морскими, дельтовыми, озерными и аллювиальными условиями. Катагенез этих отложений отвечает градициям ПК₃ (протокатагенез) — МК₂ (мезокатагенез). Диагностика и изучение морфологических особенностей каолинита проводились микроскопическим, электронно-микроскопическим, рентгеноспектральным и рентгеноструктурным методами с привлечением данных химического анализа глинистой фракции.

В результате микроскопического изучения установлено, что в песчаных породах присутствуют две морфологические разновидности каолинита: мелкокристаллический (размеры отдельных агрегатов не превышают 0,006 мм) и крупнокристаллический с хорошо выраженной червеобразной и сферолитоподобной формами агрегатов размером до 0,025 мм. Мелкокристаллический каолинит выполняет либо все поровое пространство, либо отдельные поры. Часто в нем можно наблюдать незначительную примесь высокодвуупреломляющих чешуек, вероятно, монтмориллонитового состава. Иногда он находится в смеси с тонкодисперсной, почти изотропной глинистой массой, характеризующейся полиминеральным составом, или замещает полевые шпаты. Крупнокристаллический каолинит присутствует в тупиковых частях крупных пор или полностью выполняет отдельные поры. Кроме этого, он разбивается по обломочным компонентам породы, таким, как полевые шпаты и биотит. Часто отмечается совместное нахождение в порах каолинита обеих разновидностей, причем крупнокристаллический каолинит, очевидно, возникает за счет перекристаллизации мелкокристаллического. Следует отметить, что в породах с высоким содержанием каолинита, как правило, присутствуют «дырявые», т. е. растворенные в центральных частях, плагиоклазы.

Электронно-микроскопическое изучение пород показало, что в цементе песчаников каолинит представлен хорошо окристаллизованными псевдогексагональными чешуями, имеющими различные толщину (от 0,0003 до 0,0008 мм) и размеры в поперечнике (от 0,002 до 0,008 мм) и характеризующимися беспорядочной или червеобразной формой агрегатов (фиг. 1—3). Размеры чешуек, а также характер их взаимного расположения определяют тот или иной морфологический тип каолинита, фиксируемый в шлифах. При исследовании некоторых образцов установлен переход хлопьевидных агрегатов, вероятно монтмориллонитового состава, в червеобразные агрегаты кристаллов каолинита (см. фиг. 1).

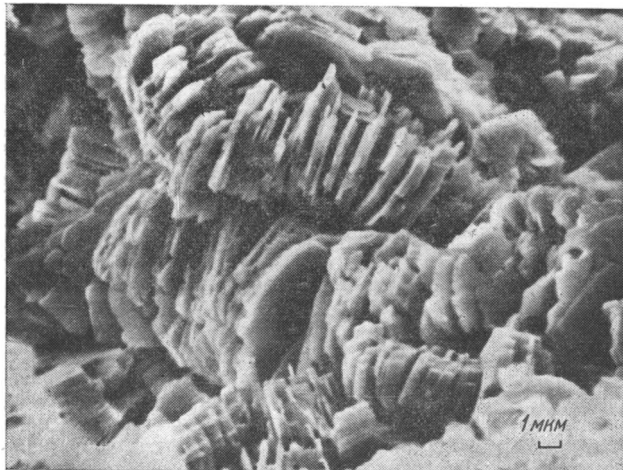


Фиг. 1. Преобразование хлопьевидных агрегатов монтмориллонита в мелкокристаллический каолинит (Возейское м-ние, Р₂, увел. 3200)



Фиг. 2. Агрегаты крупнокристаллического каолинита (Хыльчуйское м-ние, P₂, увел. 6400)

SiO ₂	45,86	MnO	0,16	H ₂ O ⁺	10,4
TiO ₂	1,24	MgO	2,1	H ₂ O ⁻	0,56
Al ₂ O ₃	25,3	CaO	1,79	CO ₂	2,7
Fe ₂ O ₃	1,74	Na ₂ O	1,38	P ₂ O ₅	0,2
FeO	4,92	K ₂ O	0,96	C _{орг}	0,38
				∑	99,69



Фиг. 3. Микропористость каолинитового цемента (Возейское м-ние, P₂, увел. 4800)

Рентгеноспектральный анализ псевдогексагональных хорошо ограненных кристаллов (см. фиг. 2) показал, что в их составе присутствуют кремний и алюминий без существенной примеси других катионов (фиг. 4).

Рентгеноструктурный и химический анализы фракции подтвердили наличие и преобладание каолинита в рассматриваемых породах (фиг. 5). На дифрактограммах исходных образцов фиксируются четкие рефлексы при 7,12 и 3,56—3,57 Å, которые сохраняются после обработки соляной кислотой и исчезают при прокаливании до 580°С. Ниже приводится химический анализ песчаников (фракция < 2 мкм).

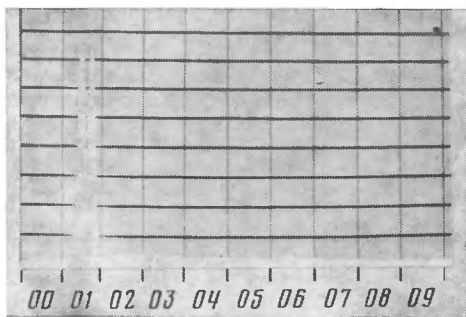
На основании микроскопического, электронно-микроскопического и рентгеноструктурного изучения можно сделать вывод о том, что каолинит песчаных пород является аутигенным образованием, о чем свидетельствуют их форма, характер распределения в породе и развитие по обломочным компонентам.

Анализ распространения каолинита по площади и разрезу позволил выявить некоторые закономерности. В песчаниках аллювиального и озерного генезиса каолинит отме-

чается повсеместно, характеризуется наиболее высоким содержанием в породе и представлен мелко- и крупнокристаллической разновидностями. В дельтовых отложениях каолинит обоих типов распространен локально, а в песчаниках морского происхождения присутствует лишь в пределах газовых месторождений и имеет крупнокристаллическую структуру. В наиболее мощных (>20 м) толщах аллювиального и дельтового генезиса каолинит, как правило, развит в кровле пластов.

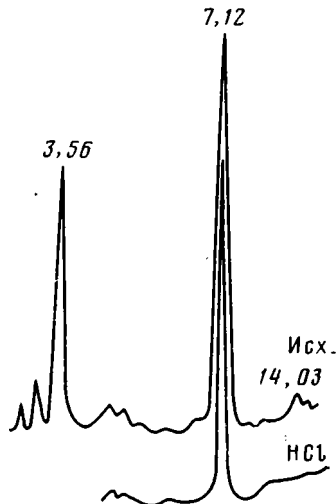
Морфологические особенности, характер распределения по разрезу, взаимоотношения с другими минералами позволили предположить наличие двух генераций аутигенного каолинита. Формирование каолинита I генерации, представленного мелкокристаллической разновидностью и имеющего сплошное поровое выполнение песчаника, обусловлено особенностями обстановки осадконакопления и связано с воздействием на осадок либо седиментогенных вод, либо пресных поверхностных вод в условиях активного водообмена. Его образование происходило, вероятно, на стадии диагенеза или протокактагенеза путем раскристаллизации первичной глинистой массы, преобразования из монтмориллонита и полевых шпатов, а также, возможно, в результате синтеза из поровых растворов [3].

Формирование каолинита II генерации, представленного крупночешуйчатыми агрегатами, эпизодически распространенного в отдельных порах и развитого по полевым шпатам, биотиту и мелкокристаллическому каолиниту, происходило на более позднем этапе преобразования пород (прото- или мезокактагенезе) и, по-видимому, обусловлено воздействием углекислых растворов. Механизм этого процесса подробно разбирался в работах Р. В. Королевой, Б. А. Лебедева [2], В. Н. Холодова [4] и др. Именно с развитием каолинита II генерации связано его присутствие в разнофациальных песчаных толщах газоносных площадей.



Фиг. 4

Фиг. 4. Спектр каолинита (Василковское м-ние, P₂)



Фиг. 5

Фиг. 5. Дифрактограмма фракции < 2 мкм, выделенной из песчаника

При изучении роли каолинита в формировании коллекторских свойств породы установлено, что его образование в цементе песчаников приводит к улучшению структуры порового пространства и что сам каолиновый цемент обладает микропористостью. Об этом свидетельствуют данные электронно-микроскопического исследования (см. фиг. 1—3), а также тот факт, что при насыщении образцов окрашивающей смесью происходит окрашивание как межгранулярных пор, так и собственно каолинового цемента. Таким образом, формирование каолинита за счет преобразования тонкодисперсной смеси глинистых минералов, монтмориллонита, полевых шпатов и биотита, а также перекристаллизация каолинита I генерации привели к развитию вторичной микропористости, которая наряду с межгранулярной пористостью участвует в создании общей емкости пород. С целью количественной оценки доли этой микропористости было выбрано несколько образцов с высоким содержанием каолинового цемента (12—15%) и минимальным количеством межгранулярных пор. Открытая пористость этих песчаников, определенная методом насыщения керосином, составляет 18%. Емкость межгранулярных пор по результатам обчета шрифтов достигает 14%. Следовательно, на долю микропористости приходится около 4%.

Однако при разработке песчаников с высоким содержанием каолинита может возникнуть технологическая проблема, связанная с перемещением каолинита в пределах пластов под действием поровых флюидов [5]. Последнее ведет к уменьшению продуктивности пластов в процессе разработки за счет того, что крупные агрегаты кристаллов каолинита закрывают поровые каналы и уменьшают проницаемость.

В заключение следует отметить, что широкое развитие каолинита в песчаниках пермского возраста, обусловленное полимиктовым составом пород, особенностями их осадконакопления и постседиментационных преобразований, играет важную роль в формировании высоких коллекторских свойств рассматриваемых отложений.

Литература

1. *Клубова Т. Т.* Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М.: Недра, 1973. 254 с.
2. *Королева Р. В., Лебедев Б. А.* Реакции углекислых вод с породами и их роль в формировании емкости коллекторов нефти и газа.— В кн.: Проблемы геологии, стратиграфии и нефтегазоносности севера Западной Сибири. Л., 1971, с. 206—219. (Тр. ВНИГРИ, вып. 293).
3. *Ушатинский И. Н., Бабицин П. К., Бачурин А. К. и др.* Методика и результаты изучения минералогии глин продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью. Тюмень: Тюменское книжное изд-во 1970. 313 с. (Тр. Зап.-СибНИГНИ, вып. 35).
4. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 5, с. 15—29.
5. *Almon W. R., Davies D. K.* Diagenetic trends in the lower cretaceous muddy sandstone.— Aspects Diagenesis. SEPM Spec. Publ., 1979, N 26.
6. *Al-Shaib Z., Hanson R. E., Donovan N., Shelton J. W.* Petrology and diagenesis of sandstones in the Post-Oak formation (Permian) south-western Oklahoma.— J. Sediment. Petrol., 1980, v. 50, № 1, p. 42—55.

Институт геологии Коми
филиала АН СССР
Сыктывкар

Поступила в редакцию
23.VIII.1983

ХРОНИКА

УДК 552.578.2.061.4

**III ВСЕСОЮЗНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ
«КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ»**

ПРОШЛЯКОВ Б. К.; ГАЛЬЯНОВА Т. И.; ДМИТРИЕВСКИЙ А. И.

В Московском институте нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина 1—3 февраля прошла III Всесоюзная научная конференция по проблеме «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах». Она проводилась в соответствии с планом Минвуза СССР и планом секции нефтяной литологии Межведомственного литологического комитета АН СССР. К началу конференции были опубликованы тезисы 167 докладов.

В работе конференции приняли участие представители 90 организаций из 11 союзных республик, в том числе из 12 вузов, 56 академических и ведомственных научно-исследовательских институтов и 22 производственных организаций. Среди участников конференции представители МИНХ и ГП им. И. М. Губкина, МГУ, Грозненского нефтяного института, Ухтинского, Куйбышевского, Казахского, Туркменского политехнических институтов, Ивано-Франковского института нефти и газа, Саратовского университета, ВНИГНИ, ИГИРГИ, ВНИИнефть, ВНИИгаз, ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ, Якутского филиала АН СССР, ГИН АН СССР, производственных объединений Куйбышев-нефть, Эмбанефть, Грознефть, Казнефтегазгеология, ЗапСибнефтегазгеология и др. Среди 280 участников конференции (свыше запланированного на 30 чел.) 1 академик, 2 члена-корреспондента АН СССР, 34 доктора наук (в том числе 23 профессора), 144 кандидата наук. Обращает на себя внимание возросшая по сравнению с I и II конференциями доля участников с учеными степенями.

На пленарных заседаниях заслушано 29 докладов, на заседаниях секций — 68.

Докладчики и выступившие в прениях отметили возросшую актуальность проблемы коллекторов нефти и газа на больших глубинах, поскольку именно их наличие обеспечивает возможность существования скоплений нефти и газа в глубинных недрах Земли, разведка которых становится все более интенсивной.

За время, прошедшее после II конференции (1979 г.), получены важные научные результаты, в частности установлено, что: 1) на больших глубинах коллекторами могут быть осадочные породы различного литологического состава, а также магматические и метаморфические; 2) на больших глубинах (4—8 км) существуют коллекторы с различной структурой порового пространства, однако намечается тенденция к повышению роли трещин; 3) установлены основные факторы, контролирующей сохранение первичных и формирование вторичных коллекторов на глубинах до 6—8 км; 4) подтверждена положительная оценка перспективности на нефть и газ глубокозалегающих горизонтов Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин, Западной Сибири, Азербайджана, Туркмении и других территорий (МИНХ и ГП им. И. М. Губкина, ВНИГНИ, УкрНИГРИ, ИГИГТИ АН УССР, ИПГНГМ Баку и др.); 5) установлены принципы прогнозирования коллекторов нефти и газа на больших глубинах в различных геологических условиях и типах пород, которые должны повысить эффективность поисков углеводородов в глубокопогруженных осадочных толщах (МИНХ и ГП, ВолгоградНИПИнефть, Куйбышевский политехнический ин-т); 6) установлено, что породы, залегающие под каменной солью, имеют более высокие коллекторские свойства, чем надсолевые породы аналогичного состава, залегающие на таких же глубинах (МИНХ и ГП); 7) подтверждена высокая продуктивность пород, залегающих на больших глубинах (Казнефтегеология, Азнефть и др.).

Результаты изучения коллекторов нефти и газа широко используются в народном хозяйстве. Например, труды II Всесоюзной конференции «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах» под редакцией проф. Б. К. Прошлякова (М.: Недра, 1981), нашли широкое применение в научных и производственных организациях. Составлена и передана производственным организациям для практического использования инструкция по определению АВПД методами промысловой геофизики (МИНХ и ГП им. И. М. Губкина).

Выполнено прогнозирование коллекторов на больших глубинах в пределах Прикаспийской (МИНХ и ГП, ВНИИГГ, ВолгоградНИПИнефть) и Днепровско-Донецкой впадин (УкрНИГРИ). Результаты исследований переданы местным производственным предприятиям. Дана оценка глубинных коллекторов АзССР, рекомендации переданы заинтересованным организациям (ИПГНМ, Баку).

Учитывая актуальность проблемы, ГКНТ СМ СССР принял предложение II Всесоюзной конференции и включил задание «Провести изучение пород-коллекторов нефти и газа и пород-экранов на больших глубинах» в план главнейших работ, назначив головной организацией МИНХ и ГП им. И. М. Губкина. Работа проводится согласно утвержденному плану; в его выполнении участвуют 11 отраслевых научных институтов.

Участники III Всесоюзной конференции с удовлетворением встретили сообщение об утверждении Минвузов СССР учебной специализации «Нефтегазовая литология», необходимость организации которой была записана в решении I конференции. Специалисты этого профиля будут подготавливаться в МИНХ и ГП им. И. М. Губкина.

Конференция определила основные направления, по которым следует развивать исследования в настоящее время. Это прежде всего определение роли механического воздействия и геохимической обстановки в процессе формирования и сохранения коллекторских свойств пород на больших глубинах (до 10—15 км). Установление закономерностей изменения размеров залежей углеводородов с глубиной. Продолжение исследования влияния процессов формирования залежей углеводородов на коллекторские свойства пород в самой желези, в зонах контактов «газ — нефть», «нефть — вода», «газ — вода» и ниже их. Разработка методики определения генезиса (первичные, вторичные) и возраста пород-коллекторов, выделение пород-коллекторов в разрезе и определение параметров геофизическими методами в коллекторах сложного строения. Наконец, одной из главных задач является прогноз качества глубокозалегающих коллекторов в еще не разбуренных районах с целью определения наиболее перспективных из них для поисков нефти и газа; для его реализации необходима разработка представлений о взаимодействии газоводных флюидов глин с песчаниками и карбонатными породами в условиях элизионных осадочно-породных бассейнов.

В решении подчеркнута необходимость перевода научно-исследовательских работ на новый, более высокий уровень с разработкой и внедрением новейших методик и приборов в условиях координации работ и творческого взаимодействия специалистов различных профилей: литологов, геохимиков, геофизиков. Кроме того, в решении содержится ходатайство к ГКНТ СМ СССР сохранить задание «Провести изучение пород-коллекторов нефти и газа и пород-экранов на больших глубинах» в плане важнейших научных работ 1984—1985 гг. и на XII пятилетку. Рекомендовано также оставить головной организацией по этой проблеме МИНХ и ГП им. И. М. Губкина.

В решении содержится настоятельная просьба к Минвузу СССР и отраслевым министерствам улучшить оснащенность научно-исследовательских и учебных лабораторий по изучению коллекторов современными приборами и вычислительной техникой.

МИНХ и ГП
Москва

Поступила в редакцию
19.VII.1983

**Совещания и семинары, планируемые Междуведомственным литологическим комитетом
либо другими организациями при его участии в 1984 году**

Название совещания, семинара	Дата проведения	Место проведения	Организация
1. Минералогия и геохимия литогенеза	ноябрь	Таллин	Прибалтийское отделение МЛК
2. Всесоюзная школа морской геологии	22—29 апреля	Геленджик	Секция литологии морей и океанов
3. Минералогическая зональность и дискретность минералообразования	2—7 апреля	Нальчик	Северо-Кавказский научный центр
4. Эоловые отложения Литвы	сентябрь	Вильнюс	Прибалтийское отделение МЛК
5. Литогенез осадочных пород Литвы	октябрь	Вильнюс	Прибалтийское отделение МЛК
6. Международный геологический конгресс	19 июля — 29 августа	Москва	Академия наук СССР, Министерство геологии СССР
7. I Всесоюзная школа по мезокайнозойским отложениям Мирового океана	сентябрь	Одесса	МЛК
8. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Кавказа	октябрь	Тбилиси	МЛК
9. Рудоносные формации Средней Азии	октябрь	Ташкент	МЛК

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

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

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. Компанеец

Опечатки:

В статье А. Б. Ронова, Г. А. Казакова «Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе», опубликованной в № 6 за 1983 год, вкрались ошибки:

Напечатано	Следует читать
Табл. № 2 в графе P_2O_5 0,89	0,089
в графе SO_3 0,86	0,06
Табл. № 3 в графе «полевой шпат» 20,15	22,15
в графе циркон 0,50	1,50
стр. 128 в подписи к фиг. 6 монокремниевый	алюмокремниевый

Кроме того, на с. 128 вместо фиг. 6 помещена фиг. 10, а на с. 132 вместо фиг. 10 — фиг. 6

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 02.02.84 Подписано к печати 19.03.84 Т-00294 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт. 11,8 тыс. Уч.-изд. л. 13,4 Бум. л. 4,0
Тираж 1031 экз. Зак. 4862

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» имеются в продаже:

Ивашов П. В. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1981. 176 с. 2 р.

В книге разработаны критерии стратификации и обоснована стратиграфическая схема этих отложений, охарактеризованы литология и вещественный состав пород, установлены геохимические особенности катагенетических процессов и термодинамика образования железомарганцевых, кремнистых и пиритовых конкреций, установлены закономерности формирования и пространственного размещения разнообразных осадочных полезных ископаемых.

Издание рассчитано на широкий круг специалистов — литологов, геологов, стратиграфов, поисковиков.

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ. Материалы совещания. 1981. 192 с. 2 р. 70 к.

В книге приводятся материалы о строении калийных горизонтов важнейших месторождений Советского Союза. Большое внимание уделяется критериям прогнозирования калийных месторождений и оценке перспектив калиеносности соленосных формаций Прикаспийской впадины, Средней Азии и Восточной Сибири. Даются экономическое и геологическое обоснования развития поисковых и разведочных работ в СССР на калийные соли, а также рекомендации по практическому изучению и освоению месторождений калийных солей.

Работа рассчитана на геологов, геохимиков и литологов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.