ISSN 0024-497X



# **ЛИТОЛОГИЯ** И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



## **ΝΗΙΟΛΟΙΝΥ** И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК министерство геологии

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД москва 5 СЕНТЯБРЬ-ОКТЯБРЬ

1992

.

### СОДЕРЖАНИЕ

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Мухина В.В., Успенская Т.Ю. О возрасте диагенети-	2
CUCKAX MERCIOMADI AHUEBAX KUNNPELINA INXUIO UKEANA	J
Оксана медь, ижель и коралы в донных осадках янанического	15
Куприн П.Н., Лукша В.Л., Семенов Е.О. Строение разреза и литология плиоцен-четвер-	
тичных отложений Мангышлакского порога в Каспийском море	35
Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические провинции осадков района остров-	
ной дуги Нансей (Рюкю) и ее обрамления	51
Ципурский С.И., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Дриц В.В. О природе сосуществования глауконита, Fе-иллита и иллита в глобулярных слюдистых обра-	
зованиях из отложений разного литологического типа и возраста	65
Прилуцкий Р.Е., Суслова С.Н., Наливкина Э.Б. Реконструкция условий формирования нижнепротерозойских карбонатных отложений Украинского и Балтийского щитов	
по данным изотопных исследований	76
Устинов В.Н., Салтыков О.Г. Фации верхнепалеозойских алмазных отложений Западной Якутии	89
Мазаева Г.Н. Овезбелдыев Г.К. Усповия фольмилования кепповей-оксфоллских отло-	
жений Восточного Туркменистана	100

#### Краткие сообщения

Сорокин В.М., Лукша В.Л., Пирумова Л.Г., Соколов В.Н. О позднечетвертичных диато-	
мовых эсадках Черного моря	113
Кудрявцев Д.И., Николаев В.Г. Гидротермальные образования в докембрийских гра-	
нитах Академического хребта (оз. Байкал)	119
Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Еганов Э.А. О происхождении фосфатных зерен (пел-	
лет) фосфоритов формации Фосфория, США	126
Полянский Б.В., Бадамгарав Ж. Фэновые комплексы юрских континентальных бас-	
сейнов Западной Монголии	133

### Методика

	Μετοθυκα	
V	Зыков Д.С. Об одном из вероятных путей образования узловатой текстуры в осап-	
	ke	140
1	Владимир Иванович Попов	142

© Издательство "Наука",

<sup>»</sup>Литология и полезные ископаемые», 1992 г.

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES MINISTRY OF GEOLOGY 5 SEPTEMBER-OCTOBER 1992

### CONTENTS

Skornyakova N.S., Murdmaa I.O., Mukhina V.V., Uspenskaya T.Yu. On the age of diagene- tic Fe-manganese nodules in the Pacific Ocean	3
Yemelyanov Ye.M. Copper, nickel and cobalt in bottom sediments of the Atlantic Ocean	15
Kuprin P.N., Luksha V.L., Semyonov Ye.O. The section structure and lithology of the Man- gyshlak threshold Pliocene-Quaternary deposits in the Kaspian Sea	35
Derkachyov A.N., Nikolaeva N.A. Mineralogical provinces of the sediments within the Nan- cey island arc area (Ryukyu) and its surrounding	51
Tsipursky S.I., Ivanovskaya T.A., Sakharov B.A., Zvyagina B.B., Drits V.V. The coexisten- ce background of glauconite, Fe-illite and illite in the globular mica formation from the deposits varying in lithological type and age	65
Prilutsky R.Ye., Suslova S.N., Nalivkina E.B. The reconstruction of the formation setting of lower Proterozoic carbonate deposits in the Ukrainian and the Baltic Shield based on	
the isotopic investigations data	76
tia	89
Mazaeva G.N., Ovezberdyev G.K. The formation conditions of the Callovian-Oxfordian deposits in East Turkmenistan	100

### In Brief

Sorokin V.M., Luksha V.L., Pirumova L.G., Sokolov V.N. Late Quaternary diatom sediments	
in the Black Sea	113
Kudryavtsev D.I., Nikolaev V.G. Hydrothermal formations in Precambrian granites of	
the Akademichesky range (lake Baikal)	119
Shkolnik E.L., Zhegallo Ye.A., Yeganov E.A. On the origin of phosphate grains (pellets) of phosphorites in the Phosphoria suite, USA	126
Polyansky B.K., Badamgarav J. Fan assemblages of the Jurassic continental basins in Wes- tern Mongolia	133

### Methodology

Zykov D.S. One of possible ways of the knotty texture formation in sediments	140
Vladimir Ivanovich Popov	142

### ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1992

УДК 551.31+551.32:552.14(265/267)

### © 1992 Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Мухина В.В., Успенская Т.Ю.

### О ВОЗРАСТЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Приведены результаты датировки возраста конкреций приэкваториальной части Тихого океана по биогенным кремнистым остаткам — радиоляриям и диатомеям. Определения радиолярий в химически нерастворимом остатке конкреций выполнялись под световым микроскопом, диатомей — под сканирующим микроскопом. Постоянное присутствие, нередко скопление в рудном веществе конкреций фрагментов *Ethmodiscus rex*, по-видимому, позволяет датировать возраст крупных конкреций с поверхности осадков одного из районов рудной провинции Кларион-Клиппертон как плейстоценовый.

Проблема возраста и скоростей роста океанских железомарганцевых конкреций до сих пор не решена, что препятствует разработке адекватных концепций их генезиса и теории океанского осадочного рудогенеза в целом.

До сих пор не объяснен парадокс значительного (несколько порядков) несоответствия определенных радиоизотопными методами скоростей роста железомарганцевых конкреций (миллиметры в миллион лет) скоростям накопления (миллиметры в тысячу лет) и четвертичному возрасту подстилающих их пелагических осадков. Нет удовлетворительного объяснения нахождению основной массы конкреций и их рудных залежей на поверхности четвертичных осадков, особенно если признать дочетвертичный возраст конкреций, вытекающих из медленных темпов их роста. К тому же имеются прямые и косвенные свидетельства в пользу разновозрастности лежащих на поверхности дна конкреций даже в пределах одного поля или единичной залежи [4].

Для определения скорости роста конкреций до сих пор использовались в основном радиоизотопные анализы. По данным изотопии скорости роста конкреций пелагических районов океана колеблются от < 1 до 100 мм/млн. лет, обычно менее 10 мм/млн. лет [3, 11, 17, 24, 25]. Наряду с этим существуют косвенные геологические методы определения возраста и скоростей роста конкреций и рудных корок, основанные на биостратиграфических [19-21] и палеомагнитных [8, 7, 16] датировках возраста рудных слоев, а также ядер конкреций или подстилающих пород. К. Харада и С. Нишида [19] для датировки возраста конкреций использовали фораминиферы и кокколиты, М.К. Джанин [21], О.А. Алексеева [1], М.С. Бараш и др. [2] – радиолярии. В настоящей статье рассматриваются результаты микропалеонтологических исследований диагенетических конкреций из радиоляриевых илов рудной провинции Кларион-Клиппертон (полигоны 3830 и 3833 [12]) и Гватемальской котловины [11] по материалам 41-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев".

Диагенетические конкреции, растущие, по нашим представлениям, за счет выпадения гидроксидов Fe и Mn из иловых вод полужидкого поверхностного слоя осадков, развиты только в приэкваториальных поясах биогенного кремненакопления в Тихом и Индийском океанах, где их залежи приурочены к фациям бескарбонатных глинисто-кремнистых диатомово-радиоляриевых илов [11, 12]. Диагенетический тип рудного вещества отличается повышенными концентрациями Mn, Cu, Ni, Mo и величиной Mn/Fe (более 4); им сложены наиболее высококачественные конкреционные руды провинции Кларион-Клиппертон в северной приэкваториальной зоне Тихого океана. Это в большинстве случаев крупные (6–10 см) грубослоистые конкреции с равномерно-глобулярным (r) или асимметричным (S/r) характером поверхности. Их слоистость выражена чередованием ритмично построенных пар слоев (циклов) с массивно-дендритовой (МД) и тонкослоисто-дендритовой (ТСД) текстурами. Циклы часто разделены тонкими слойками глинистого вещества. Конкреции хрупкие, трещиноватые, нередко распавшиеся на обломки и вновь обросшие последующими генерациями гидроксидов.

По косвенным признакам (структурно-текстурным, минералогическим, геохимическим) принято считать, что диагенетические конкреции растут быстрее, чем седиментационные (гидрогенные) [11, 12 и др.]. Это подтверждается радиометрическими датировками [3, 15, 17, 25] и не противоречат более высокой интенсивности биогенного пелагического осадконакопления в условиях повышенной биопродуктивности.

Методика. Микропалеонтологическое датирование конкреций производилось по остаткам кремнистых организмов – диатомей и радиолярий<sup>1</sup>. Наличие этих организмов устанавливалось под оптическим микроскопом (в прозрачных и полированных шлифах) и на сколах под сканирующим электронным микроскопом (СЭМ).

При просмотре под СЭМ радиолярии, имеющие плохую сохранность, как правило, определять не удавалось, а из диатомей надежно диагностировались по снимкам СЭМ виды рода *Ethmodiscus* благодаря характерной структуре панцирей, узнаваемой даже в обломках. Реже определялись до видового уровня другие центрические формы диатомей. Отбор проб для СЭМ производился из полированных шлифов под бинокуляром с учетом структуры и отражательной способности рудного вещества. Всего просмотрено 32 пробы из 14 конкреций. Примеры послойного отбора приведены на фиг. 1 и 2. При отборе проб авторы тщательно избегали трещин и трещиноватых участков, куда могли затекать вмещающие осадки с содержащимися в них микрофоссилиями.

С целью выделения заключенных в рудном веществе кремнистых организмов применялась специально разработанная методика растворения гидроксидов в гидроксиламине. Пробы рудного вещества крупных конкреций отбирались послойно. Отдельно выделялись внешняя и внутренняя части рудной оболочки, а также ядро (как правило, замещенное гидроксидами). Мелкие конкреции шли в обработку целиком. Пробы высушивали при 100°С и дробили до размера крупного песка. Затем гидроксиды железа и марганца растворяли в солянокислом гидроксиламине, а нерастворимый остаток промывали через сита с выделением фракции 0,1-0,05 мм. Часть проб подвергали гранулометрическому анализу с выделением двух фракций: 0,1-0,05 и 0,05-0,01 мм. Микрофоссилии изучали под оптическим микроскопом в препаратах, закрепленных канадским бальзамом.

Всего по описанной методике была проанализирована 81 проба из 24 конкреций (из них 5 с полигона 3830; 11 с полигона 3833 и 7 из Гватемальской котловины). В 65 пробах из изученных 81 были обнаружены радиолярии, а также ихтиолиты (зубы и костные остатки рыб). Диатомеи были при данной методике обнаружены только в наружной рудной оболочке двух проб.

В нескольких конкрециях полигона 3833 выполнены палеомагнитные измерения, методика и результаты которых были опубликованы ранее [13].

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Диатомен определены В.В. Мухиной, радиолярии - С.Б. Кругликовой [2].



Фиг. 1. Схема строения конкреций ст. 3833-11, поперечный срез, натур. вел.

1-3 — структура рудного вещества конкреции: 1 — массивнодендритовая (МД), 2 — тонкослоисто-дендритовая (ТСД), 3 тонкослоистая (ТС); 4 — границы циклов. I-V — номера образцов, отобранных для микрофотографий, СЭМ (см. фиг. 3)



Фиг. 2. Поперечный срез конкреций ст. 3833-24, полированный шлиф, натур. вел. *I-IV* см. фиг. 1

Для изучения химического состава форменных остатков диатомей и радиолярий использовали микрозондовое сканирование в полированных шлифах и энергодисперсный микроанализ на сколах рудного вещества конкреций.

Результаты. При изучении конкреций под оптическим микроскопом было установлено наличие биоморфных структурных элементов, реже целых форм радиолярий и диатомей, запечатанных в рудном веществе большинства изученных диагенетических конкреций, что предопределило принципиальную возможность их биостратиграфического датирования. Просмотр послойно отобранных проб под СЭМ подтвердил это, выявив преимущественную приуроченность микрофоссилий к высокомарганцовистым слоям. Это объясняется, возможно, более высокими скоростями роста марганцовистых слоев со структурой МД по сравнению с более железистыми ТСД-слоями, как и предполагается, исходя из анализа минерального и химического состава [11, 12 и др.].

Возрастной днапазон комплексо	в раднолярий в	конкрециях
-------------------------------	----------------	------------

Номер станций, образцов	Внешний слой	Внутренний слой	Центральная часть	Конкреция в целом
3830-0	_	-	-	P <sub>2</sub> <sup>3</sup> -P <sub>3</sub> <sup>1</sup>
3830-5	Q	-	_	-
3830-10/1	$P_2^3 - P_3^1$	P <sub>2</sub> <sup>3</sup> -P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	P <sub>2</sub> <sup>3</sup> -P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	-
3830-10/2	$P_{2}^{3} - P_{3}^{1}$	P <sub>2</sub> <sup>3</sup> -P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	$P_2^3 + P_3^1 - N_1^1$	Единичн.
3830-10/3	P <sub>2</sub> <sup>3</sup>	-	-	-
3833-0	? $P_3 - N_1^1$	Не обн.	Не обн.	-
3833-1/5	$P_2^3 + P_3^1$	P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	>	-
3833-1/6	P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	Не обн.	>	-
3833-5/1	? Р <sub>3</sub> + N <sub>1</sub> <sup>1</sup> обл.	Р <sup>1</sup> обл.	>	-
3833-6/2	? P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	-	? P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	-
3833-10/8	-	-	-	$P_2^3 - P_3^1$
3833-11/2	$P_3^1 - N_1^1$	$P_3^1 - N_1^1$	$P_3^1 - N_1^1$	-
3833-23/8	? $P_2^3 - P_3^1 + Q$	? P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	Не обн.	-
3833-23/9	? (Р — N <sub>1</sub> ) обл.	-	? $P_3^1 - N_1$	-
3833-34	-	-	-	Q
3833-35	? $P_3^2 - N_1^1$	-	? $P_3^1 - N_1^1$	-
3812	$P_3^1 - N_1^1 + Q$ Епинич.	-	? P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	-

Диатомеи были обнаружены в большинстве изученных под СЭМ диагенетических конкреций из восточной и центральной частей провинции Кларион-Клиппертон, как на полигонах 41-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" (3830, 3833) и в Гватемальской котловине [12], так и на полигонах предыдущих экспедиций (2483, 666 [11]). При этом нередко диатомеи встречались в массовом количестве, насыщая слои, преимущественно обогащенные гидроксидами марганца.

По микрофотографиям СЭМ довольно сложно диагностировать видовую принадлежность панцирей диатомей. Однако просмотр большого числа снимков позволяет считать, что в подавляющем большинстве исследованных проб присутствуют, нередко в виде скоплений, фрагменты створок рода *Ethmodiscus*. В ряде образцов наряду с этмодискусами встречены единичные экземпляры *Coscinodiscus nodulifer* и элементы панцирей других центрических диатомей.

Изучение фракций нерастворимого остатка рудного вещества конкреций показало наличие радиолярий, их фрагментов и слепков из глинистого вещества с сохранившимися элементами скелетов. Практически всегда присутствуют ихтиолиты (костные остатки и микрозубы) без каких-либо следов растворения. Диатомеи, как правило, отсутствуют; лишь в двух конкрециях они обнаружены в пробах с внешней оболочки. Радиолярии из конкреций восточной части Кларион-Клиппертон в целом имеют плохую сохранность. В большинстве случаев встречены, нередко многочисленные, раздробленные формы и иглы радиолярий, реже — единичные экземпляры достоверно определимых форм. Лишь на одной из станций полигона 3830 в конкрециях встречен богатый комплекс радиолярий (более 30 видов). Однако благодаря сравнительно однообразному составу даже единичные характерные обломки позволяют обычно достоверно определять возрастной диапазон комплекса. Относительно лучшей сохранностью отличаются радиолярии в изученных конкрециях Гватемальской котловины. Здесь в некоторых конкрециях встречено до 35-40 видов достаточно хорошей сохранности, хотя некоторые экземпляры, в том числе четвертичного возраста, несут следы растворения.

В конкрециях изученных полигонов встречены преимущественно дочетвертичные радиолярии эоцен-раннемиоценового (полигон 3830) и олигоцен-раннемиоценового (полигон 3833) возраста. При этом обычно не устанавливается четкой картины направленного удревнения комплексов внутрь конкреций (табл. 1). Более того, в ряде конкреций в центре встречен комплекс более молодых видов (ст. 3833-1/5, 3833-23/8, 3833-35, 3830-10). Исключение составляют конкреции, во внешней оболочке которых встречены (в 2 из 16 исследованных) единичные радиолярии плейстоценового возраста, обычно вместе с древними видами. В двух конкрециях встречены только плейстоценовые радиолярии.

Возраст основной массы радиолярий, встреченных в конкрециях Гватемальской котловины, определен как четвертичный. Но поскольку плиоценовые ассоциации радиолярий отличаются от плейстоценовых лишь единичными вымершими видами, при ограниченном видовом наборе и численности радиолярий в конкрециях нельзя однозначно решить вопрос, плейстоценовый ли это комплекс с переотложенными плиоценовыми формами или плиоценовый.

Уже при просмотре прозрачных и полированных шлифов конкреций обращалось внимание на замещение кремнистых скелетов диатомей и радиолярий гидроокислами марганца. Это же подтверждается изучением сколов конкреций под СЭМ. Создается впечатление, что именно замещение аморфного кремнезема гидроксидами является причиной почти полного отсутствия диатомей и плохой сохранности радиолярий (особенно четвертичных) в нерастворимом в гидроксиламине остатке рудного вещества конкреций.

Для проверки данного предположения проводилось микрозондовое сканирование форменных элементов кремнистых микрофоссилий, запечатанных в марганцовистых слоях конкреций. Обнаружилось отсутствие кремнезема, что свидетельствует о полном замещении микрофоссилей гидроксидами марганца, растворимыми в гидроксиламине, что подтверждается также энергодисперсным микроанализом на сколах послойно отобранных проб рудных оболочек. Именно этим объясняется отсутствие в нерастворимом остатке диатомей и тонкостенных четвертичных радиолярий. В то же время в нерастворимом остатке встречены комплексы древних радиолярий, очевидно, избежавших замещения гидроксидами марганца. Причина такого избирательного замещения пока не ясна. Возможно, она кроется в большой устойчивости к замещению относительно массивных скелетных элементов древних радиолярий, испытавших до попадания в конкреции частичную диагенетическую раскристаллизацию (или "старение") аморфного кремнезема.

Предпочтительное сохранение диатомей и радиолярий в высокомарганцовых слоях можно, по-видимому, объяснить относительно быстрым ростом этих слоев, что согласуется с представлениями о механизмах роста диагенетических конкреций. В более железистых тонкослоистых слоях, растущих, как предполагают, значительно медленнее, кремнистые остатки полностью растворены.

Наиболее полные данные получены по конкрециям полигона 3833, относя-

### Место отбора и краткая характеристика исследованных под СЭМ образцов конкреций полигона 3833

Номер станции	Кос	рдинаты	Глубина, м	Морфогенетиче- ский тип	Размеры, см '	
	с.ш.	з.д.		конкреции		
3833-0*	+ 13°29,6	133°01	4800	+ IDr	5×4×3	
3833-1/5*	13°30,6	132°58,8	4800	EDr	9×6×3	
3833-4/15*	13°29,5	132°55,9	4935	Dsr	8×7×4	
3833-7/3	13°33,0	132°52,9	4706	Dsr	6×5,5×3	
3833-10/8*	13*32,6	132*55,3	4785	Dr	3×3×2	
3833-11/2*	13°32,8	132°57,8	4910	lEbr	11×7×4,5	
3833-17/4	13°34,4	133°01,9	4906	Ebr	7×6×5	
3833-18	13°34,5	132°53,9	4700	Ebr	6×5×4	
3833-23/9**	13°27,4	132*52,6	4830	EDr	8×6×4	
3833-24/1	13°27,4	132°55,4	4935	EDr'/r	13×10×8	
3833-27/4	13°28,9	132°59,2	4860	Dbsr	10×9×3	

\*Станции, по которым выполнен также радиоляриевый анализ растворенных в гидроксиламине проб (см. табл. 1).

\*\*Станции, по которым выполнены палеомагнитные определения [13].

щимся согласно нашей классификации к диагенетическому морфогенетическому типу (Д). ·

Просмотр рудного вещества конкреций с полигона 3833 (табл. 2) под СЭМ показал постоянное присутствие в них детрита, реже целых экземпляров диатомей, радиолярий, спикул губок, фораминифер. Послойным отбором и анализом различающегося по структуре рудного вещества удалось установить преимущественную приуроченность биогенных кремнистых остатков к обогащенным марганцем массивно-дендритовым слоям конкреций.

На ст. 3833-11 анализировалась крупная неправильная эллипсоидальная конкреция с крупноботроидальной поверхностью. На распиловке видно, что это фрагмент очень крупной, по-видимому, караваеобразной конкреции. Ядром ее служит обломок древней конкреции (более ранней генерации) размером  $3,5\times2,5$  см, с ненарушенной центральной частью и тонкой внешней рудной оболочкой мощностью 1-2 мм. Частично сохранившаяся (в одном из сегментов конкреции) рудная оболочка (толщиной 1,5-2,5 см) вместе с ядром покрыты единой рудной оболочкой (1-2 мм) (см. рис. 1).

Для радиоляриевого анализа были отобраны центральная часть конкреции (ядерная) и два слоя (внутренний и внешний). Во всех слоях конкреции от ядра до внешней рудной оболочки обнаружен единый верхнеолигоцен-нижнемиоценовый комплекс радиолярий (см. табл. 1, обр. 11/2). Под СЭМ изучались пробы из внешней тонкой корочки (см. фиг. 1, обр. 1), ядра (обр. *II*), рудной оболочки (обр. *III-V*) конкреции. На микрофотографиях СЭМ отмечено скопление фрагментов панцирей *Ethmodiscus rex* в ядре конкреции (фиг. 3, *a-e*, обр. *II*). В рудном веществе внутренней рудной оболочки (обр. *III*) встречены элементы центрических форм диатомей и фрагменты *E. rex* (см. фиг. 3, *c*). В двух следующих слоях (см. фиг. 1, обр. *IV-V*) встречены фрагменты радиолярий (см. фиг. 3, *d-e*, обр. *IV*), губок, панцирей *Ethmodiscus*, частота встречаемости которых уменьшается в ТСД-слое наружной оболочки. Во внешней корочке конкреций (обр. 1) встречены лишь фрагменты радиолярий.



Фиг. 3. Микрофаунистические остатки в рудном веществе конкреции 3833-11, СЭМ *a-е* – фрагменты Ethmodiscus rex: *a-в* – обр. II (*a* – увел. 1000, *б* – увел. 3000, *в* – увел. 3000); *г* – обр. III (увел. 2000); *д-е* – фрагменты радиолярий, обр. IV (*д* – увел. 800, *е* – увел. 2000)

На ст. 3833-24 анализировалась эллипсоидальная конкреция размером 13×10×8 см, с крупным ядром, представленным фрагментом конкреции более ранней генерации. Внешняя рудная оболочка и ядро имеют сходное грубослоистое цикличное строение с чередованием МД- и ТСД-слоев. Под СЭМ исследовался подповерхностный рудный цикл с текстурой МД и ТСД (разделить эти слои не удалось, см. фиг. 2, обр. *I)*, окаймляющий ядерную часть обогащенный



Фиг. 4. Микрофаунистические остатки в рудном веществе конкреции ст. 3833-24, СЭМ  $a-\delta$  – обр. I (a – скопление фрагментов панцирей Ethmodiscus, увел. 1000,  $\delta$  – фрагмент радиолярии, увел. 1000); e – обр. II – обломки Consinodiscus nodulifer, увел. 1000; e-e – обр. IV – фрагменты Ethmodiscus rex (e – увел. 1000,  $\partial$  – увел. 3000, e – увел. 5000)

нерудным веществом ТСД-слой (обр. *II*) и два МД-слоя в ядре конкреции (обр. *III-IV*). По микрофотографиям установлено скопление фрагментов створок *Ethmodiscus rex* в МД-слое центральной части конкреции (фиг. 4, e-e, обр. *IV*) и подповерхностном МД+ТСД-слое (по-видимому, в результате их скопления в МД-слое, см. фиг. 4, *a*, обр. *I*), здесь же отмечены фрагменты радиолярий (см. фиг. 4, *б*). В обогащенном глинистым веществом ТСД-слое (см. фиг. 4, *e*, *b*) обр. II) встречены обломки Coscinodiscus nodulifer и элементы панцирей других центрических диатомей.

Конкреция ст. 3833-23/9 анализировалась методами био- и палеомагнитной стратиграфии. Исследовалась эллипсоидально-дискоидальная конкреция размером 8×6×4, ядром которой служит фрагмент конкреции более ранней генерации. По данным радиоляриевого анализа во внешней рудной оболочке (внутренняя часть рудной оболочки радиолярий не содержала) и в центральной части встречены единичные плохо определяемые обломки радиолярий, предположительно олигоцен-миоценового возраста (см. табл. 1). По данным палеомагнитных исследований [13], внешняя рудная оболочка конкреции толщиной 11-13 мм (по максимальному сечению) обладает положительной намагниченностью, совпадающей по знаку наклонения с современным геомагнитным полем, внутренняя часть рудной оболочки (8-13 мм) характеризуется отрицательным знаком. В обогащенных Mn MI-слоях этой части рудной оболочки отмечено скопление створок Ethmodiscus rex. Это дает основание связать изменения полярности вектора остаточной намагниченности в пределах рудной оболочки с инверсией Брюнес – Матуяма и датировать ее возраст как плейстоценовый. Скорость роста внешней части рудной оболочки, обладающей положительной полярностью, за эпоху Брюнес составляет 16-19 мм/млн. лет (по максимальному диаметру конкреции).

Более высокие скорости роста внешней рудной оболочки получены для одной из конкреций ст. 3833-4. Внешняя рудная оболочка этой конкреции (см. табл. 2) толщиной 15–20 мм обладает намагниченностью, совпадающей по знаку наклонения с современным геомагнитным полем, и обогащена створками *Ethmodiscus rex.* Скорость роста за период палеомагнитной эпохи Брюнес составляет 25–29 мм/млн. лет. Интересно отметить, что скопление *Ethmodiscus* в рудном веществе этой конкреции, так же как в конкреции 23-9 и ряде других, встречены в подповерхностных слоях. Редкие находки или отсутствие *Ethmodisсиs* в рудном веществе самого поверхностного слоя конкреций возможно отражают низкую продуктивность этого рода диатомей в современных водах [5, 10].

Обсуждение результатов. Проведенные исследования показали принципиальную возможность использования кремнистых микрофоссилий для определения возраста железомарганцевых конкреций в пределах приэкваториального пояса повышенной биологической продуктивности океана, в пределы которого входит рудная провинция Кларион-Клиппертон. Однако выявилось существенное противоречие между датировками комплексов радиолярий, с одной стороны, и данными по диатомовым (а также согласующимися с ними палеомагнитными данными) – с другой. Если комплексы радиолярий в большинстве случаев указывают на доплейстоценовый (от позднего зоцена до миоцена) возраст (см. табл. 1), то по диатомеям, там где они сохранились и были достаточно надежно определены, возраст получается плейстоценовый, что позволило идентифицировать инверсию палеомагнитной полярности как границу Брюнес – Матуяма.

Рассмотрим наши представления о причинах такого противоречия и путях его разрешения.

Ранее радиоляриевый анализ для датировки возраста конкреций из глинисторадиоляриевых илов приэкваториальной зоны (между 9–12° с.ш. и 124–137° з.д.) был применен О.А. Алексеевой [2]. Во внешних слоях части исследованных ею конкреций был установлен плиоцен-плейстоценовый комплекс радиолярий. Вместе с тем в них также отмечено присутствие переотложенных радиолярий эоцен-олигоценового возраста. Во внутренних частях обнаружены немногочисленные радиолярии олигоцен-миоценового возраста.

Радиолярии и другие микрофоссилии в конкрециях западной части рудной

провинции Кларион-Клиппертон были исследованы М.К. Джанин [21] под СЭМ. Ею установлена ассоциация из 13 видов радиолярий, характерных для интервала зоцен – олигоцен. Некоторые экземпляры радиолярий, не определенных до вида, она относит к одному из трех возможных родов, имеющих более широкий возрастной диапазон – олигоцен-четвертичные. В приядерной части конкреций полигона Sonne 25-3 М.К. Джанин установила присутствие дискоастеров среднемиоцен-плиоценового возраста. Радиолярии в них отмечены лишь во внешней части рудной оболочки.

Таким образом, приведенные по Кларион-Клиппертон данные о возрастном диапазоне обнаруженных в конкрециях видов радиолярий свидетельствуют в пользу древности (эоцен-раннемиоценовые комплексы в большинстве конкреций) или длительности роста (от олигоцена до плейстоцена) и соответственно крайне медленных темпах роста конкреций. Эти материалы в принципе согласуются с крайне низкими скоростями роста конкреций, полученными для этих районов по изотопным анализам [15, 22, 23, 26], но входят в противоречие с результатами диатомового анализа.

Из встреченных в конкрециях диатомей наиболее информативным оказался род *Ethmodiscus*, обнаруженный в рудном веществе конкреций. Он является тепловодной формой, населяющей в настоящее время тропические пространства Мирового океана и представлен двумя видами *E. rex* и *E. gazellae*. Наиболее часто в планктоне и осадках присутствует *E. rex*. По-видимому, именно он является основным компонентом диатомовых ассоциаций в составе рудного вещества конкреций.

По литературным данным, находки *Ethmodiscus* известны с позднемелового времени [18], достаточно обильно представлен в среднезоценовом комплексе диатомей на плато Блейк [14]. Анализ данных по изучению диатомей в осадках из района Кларион-Клиппертон (материалы 43-го рейса НИС "Витязь" и 28-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" [6, 7]) показал, что в данном районе диатомеями охарактеризованы лишь осадки двух временных интервалов: олигоцен – ранний миоцен и средний – поздний плейстоцен. В олигоцен-миоценовой ассоциации диатомеи рода *Ethmodiscus* встречены не были. В плейстоценовых комплексах *Ethmodiscus* обычен, и на ряде станций в толще осадков встречаются прослои, обогащенные створками этмодискуса. Таким образом, обилие этмодискусов скорее всего указывает на плейстоценовый возраст.

Облик встреченных в рудном веществе конкреций диатомей, обилие в комплексе *Ethmodiscus rex*, что характерно для плейстоценовых осадков, и результаты палеомагнитной стратиграфии конкреций [13] позволяют предполагать молодой (плейстоценовый) возраст большей части изученных конкреций.

Доплейстоценовые радиолярии, встречающиеся в конкрециях вместе со скоплениями этмодискусов, свидетельствующих о четвертичном возрасте, таким образом, могут быть только переотложенными, вымытыми придонными течениями из обнажающихся палеоген-неогеновых осадков.

Косвенно это подтверждается отсутствием четкой тенденции удревнения комплексов радиолярий от периферии к центру конкреций, а также нередко наблюдаемым совместным нахождением радиолярий, относящихся к разновозрастным комплексам.

Однако остается неясным вопрос о редкости или полном отсутствии в нерастворимом остатке конкреций достоверно четвертичных видов радиолярий. Одним из вариантов объяснения может быть полное растворение или замещение четвертичных форм гидроксидами марганца, на что указывалось выше. Возможно, что толстостенные древние формы, уже прошедшие определенные диагенетические изменения до своего переотложения, более устойчивы к растворению, чем попавшие в конкреции непосредственно в ходе биогенной седиментации. Замещены также диатомеи. Подтверждением сказанному может служить постоянное присутствие фрагментов радиолярий на фотографиях СЭМ. Но их определение в отличие от морфологически легко диагностируемых фрагментов этмодискусов затруднено так же, как и определение видов центрических форм диатомей.

Если наше предположение о четвертичном возрасте большинства диагенетических конкреций верно, то средние скорости их роста должны быть порядка первых десятков миллиметров в миллион лет. По палеомагнитным данным мы получили цифры 16-29 мм/млн лет. По сравнению с большинством радиометрических определений это довольно большие величины, но они не выходят за рамки известных максимальных значений для пелагических областей Тихого и Индийского океанов [3]. Крупные размеры диагенетических конкреций из восточной части рудной провинции Кларион-Клиппертон, приведенные палеомагнитные датировки и вывод о четвертичном возрасте не противоречат представлению о более высоких скоростях роста диагенетических конкреций по сравнению с седиментационными (гидрогенными) и рудными корками [3]. Подтверждается также тренд увеличения скорости роста в приэкваториальной зоне с запада на восток, т.е. по мере приближения к Восточно-Тихоокеанскому поднятию с его гидротермальными источниками, а одновременно - увеличения биопродуктивности вод, контролирующей биогенную салку металлов и органического вещества как источника энергии раннедиагенетической миграции марганца.

Проведенные комплексные палеомагнитные и биостратиграфические (в первую очередь диатомовый анализ) исследования позволяют предположить относительную молодость основной части диагенетических конкреций полигона 3833. Правомочность этого вывода подтверждается полученными для полигона скоростями роста рудных оболочек ст. 3833-4 и 23 порядка 16-29 мм/млн. лет и для конкреций 11 и 24, в ядрах которых отмечено скопление *Ethmodiscus*, порядка 30-35 мм/млн. лет. Исходя из этих данных конкреции размером 10-14 см могут формироваться, по-видимому, в течение плейстоцена. Что же касается наличия в рудном веществе конкреций древних эоцен-миоценовых радиолярий, определенных С.Б. Кругликовой, то это, по-видимому, связано с их переотложением, как и в подстилающих плейстоценовых илах, где широко распространены переотложенные радиолярии сходного возрастного диапазона.

### Список литературы

- Алексеева О.А. Радиолярии в железомарганцевых конкрециях и вмещающих их осадках поля Кларион-Клиппертон Северо-Восточной котловины Тихого океана // Геология и геохимия железомарганцевых конкреций Мирового океана. Л.: Изд. ПГО "Севморгеология", 1988. С. 68-73.
- Бараш М.С., Кругликова С.Б., Мухина В.В. О стратиграфии осадков и конкрециях провинции Кларион-Клиппертон (Тихий океан) // Современный и ископаемый микропланктон. М.: ИОАН, 1991. С. 46-60.
- 3. Батурин Г.Н., Савенко В.С. О скоростях роста глубоководных железомарганцевых конкреций // Океанология. 1989. Т. XXIX. Вып. 3. С. 442-452.
- Безруков П.Л. Стратиграфическое положение и возраст железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 82-90.
- 5. Беляева Т.В. Распределение и численность диатомей рода Ethmodiscus castr. В планктоне и осадках Тихого океана // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 1. С. 102–110.
- Жузе А.П. Олигоцен-миоценовые биостратиграфические зоны диатомей тропической области Тихого океана // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 34-48.
- 7. Линькова Т.И., Иванов Ю.Ю. К вопросу о возрасте и скорости роста железомарганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 1. С. 202-206.
- Линькова Т.И., Иванов Ю.Ю. Палеомагнитные исследования железомарганцевых образований Тихого океана. М., 1990. 10 с. – Деп. в ВИНИТИ № 3000-В90. 04.06.

- 9. Мухина В.В. Диатомен среднего и позднего олигоцена Центральной Пасифики. Тихий океан: геология, геоморфология, магматизм (тез. докл.). Владивосток: ИОАН ДВНЦ СССР, 1983. 18 с.
- 10. Семина Г.И. Распределение диатомовой водоросли Ethmodiscus rex (Wall.) Hendey в планктоне // Докл. АН СССР, 1959. Т. 124. № 6. С. 1309-1312.
- Скорнякова Н.С. Локальные вариации полей железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 109—184.
- Скорнякова Н.С., Успенская Т.Ю., Кожевникова Е.Г., Матвеенков В.В. Локальные вариации распределения, морфологии и состава конкреций восточной приэкваториальной части Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 3-8.
- Скорнякова Н.С., Мухина В.В., Иванов Ю.Ю. Палеомагнитное и биостратиграфическое исследование скоростей роста железомарганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 3. С. 695-698.
- 14. Стрельникова Н.И. Стратиграфия палеогеновых отложений северной половины Атлантического океана по диатомовым водорослям // Современный и ископаемый микропланктон. М.: ИОАН, 1991. С. 71-84.
- Barnes S.S., Dymond J.R. Rates of accumulation of ferromanganese // Nature. 1967. V. 213. N 5082. P. 1218-1219.
- Crecelius E.A., Carpenter R., Merrill R.T. Magnetism and magnetic reversals in ferromanganese nodules // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 17. P. 391-396.>
- 17. Finney B., Heath G.R., Lyle M. Growth rates of manganese-rich nodules at MANOP Site H (Eastern North Pacific) // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. N 5. P. 911-919.
- Hajos M. Lale Cretaceous archaemonadaceae, diatomaceae, and silicofragellata from the South Pacific Ocean, DSDP, Leg. 29, site 275 // Initial Reports of DSDP. Wash., 1974. V. 29. P. 1011-1031.
- Harada K., Nishida S. Biostratigraphy of some marine manganese nodules // Nature. 1976. V. 260. N 5554. P. 770-771.
- Harada K., Nishida S. Biochronology of some Pacific ferromanganese nodules and their growth mechanism // La genese de nodules de manganese. Paris: CNRS, 1979. N 289. P. 211-216.
- Janin M.C. Micropaleontology of manganese nodules from the equatorial north Pacific ocean. Area SO 25-3 and SO 25-3 // Geol. Jahrbuch reihe D. Hanover. 1987. V. 87. P. 315-375.
- 22. Krishnaswamy S., Cochran L.K. Uranium and thorium series nuclides in oriented ferromanganese nodules: growth rates, turnover times and nuclide behavior // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. N 1. P. 45.
- Krishnaswamy S., Cochran L.K., Turekian K.K., Sarin M.M. Time scales of deep-sea ferromanganese nodule growth // La genese de nodules de manganese. Paris: CNRS, 1979. N 289. P. 251-260.
- Ku T.L., Broecker W.S. Uranium, thorium and protactinium in a manganese nodule // Earth and Planet. Sci. Lett. 1967. V. 2. N 4. P. 317-320.
- 25. Lalou C., Brichet E., Poupeau G. e. a. Growth rates and possible age of a North Pacific manganese nodule province // Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N.Y.: Plenum Press, 1979. P. 815-834.
- Somayajulu B.L.K., Heath G.R., Moore T.C., Cronan D.S. Rates accumulation of manganese nodules and related sediment from the equatorial Pacific // Geochim. et cosmochim. acta. 1971.
   V. 35. N 6. P. 621-624.

Институт океанологии РАН, Москва Поступила в редакцию 30. V. 1991

### ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1992

УДК 550.4:551.352(261/264)

### © 1992 Емельянов Е.М.

### МЕДЬ, НИКЕЛЬ И КОБАЛЬТ В ДОННЫХ ОСАДКА́Х АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Составлены карты распределения Cu, Ni и Co в верхнем слое донных осадков бассейна Атлантического океана, а также карты скоростей накопления этих элементов на дне. Показано, что основным источником элементов является терригенный материал, а максимальные скорости их накопления наблюдаются в приконтинентальных областях. Высокие относительные содержания характерны для пелагических областей, и они формируются на фоне минимальных скоростей накопления элементов. Выявлено два поля высоких содержаний Cu, Ni и Co: северное и южное. Оба они расположены в аридных зонах. Детально освещено распределение элементов на отдельных полигонах (Рейкьянес, апвеллинг, Бразильская котловина), а также в выносах рек Амазонки и Нила.

Медь, никель и кобальт принадлежат к группе элементов, которые концентрируются в железо-марганцевых конкрециях (ЖМК), корках, в гидротермальных железорудных осадках и массивных сульфидах. В связи с этим процессы их поступления, осаждения и перераспределения в донных осадках представляют не только научный, но и практический интерес. Основными в рудной группе являются железо и марганец, рассмотренные нами в работах [12–14, 24, 35]. Основная задача данной статьи – освещение основных закономерностей геохимического поведения Сu, Ni и Со в донных осадках Атлантического океана (слой 0–3 см). Для сравнения нами используются также данные по Fe, Mn, Cr и Zn.

Первые схемы распределения Си, Ni и Со в донных осадках [41], а также некоторые сведения об их концентрациях на дне были опубликованы в работах [34, 38, 42]. Теоретическое обобщение результатов предыдущих исследований в области геохимии рудных элементов было выполнено Н.М. Страховым [31]. Упомянутые схемы и аналитические данные использованы нами при построении карт распределения элементов по площади дна Атлантического океана. При изучении геохимии элементов особое внимание уделялось полигонным исследованиям: полигон I – зона апвеллинга у Юго-Западной Африки ([11] и пробы НИС "Профессор Штокман", 14-й рейс); полигон II - хр. Рейкьянес (НИС "Академик Мстислав Келдыш", 4-й рейс); полигон III - Бразильская котловина (НИС "Академик Иоффе", 1-й рейс), хр. Горриндж, а также Балтийское [15], Черное [17] и Средиземное моря [21, 37]. Причем в Средиземноморском бассейне детальному исследованию подверглись принильский участок моря Леванта и Тирренское море. Из рек наиболее полно были изучены Амазонка [29], Нил [22] и реки бассейна Балтийского моря. Все анализы выполнены в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИО АН СССР (г. Калининград) методом атомной абсорбции. Результаты анализов введены в банк данных, сопоставлены с гранулометрическим составом и обработаны статистически. Всего при составлении карт, включая Балтийское, Черное и Средиземное моря, имелось около 2 тыс. станций. Все цифровые значения, приведенные в статье, пересчитаны на бескарбонатно-бескремнистое вещество (б. б. в.) (100% CaCO<sub>3</sub> - SiO<sub>2(au)</sub> - C<sub>onr</sub>).

Регион			Нат	уральный	осадок				Беска	рбонатно-	бескремн	истое веш	ество	
	Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Zn	Cr	Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Zn	Cr
Моря:		1		···	1	<b>T</b>	1	1	т	1	<b>T</b>	1	I	
Балтийское	10,50	3.20	100	110	110	270	252	10,50	3,20	100	110	110	270	252
Средиземное (в целом)	6,19	0,46	70	116	40	147	-	16,87	0,95	427	582	271	926	305
Тирренское	-	-	-	-	-	-	-	16,60	0,95	349	284	-	299	286
Авандельты:														
Нила (пелитовые илы)	7,20	0,10	57	74	15	-	90	7,44	0,10	59	77	16	-	93
Амазонки (илы)	5,49	0,10	42	51	35	112	106	7,80	0,41	44	52	37	112	106
Гора Горриндж	1,32	0,03	16	260	26	54	240	10,0	0,20	228	1948	455	877	783
Полигоны:														
I	7,60	0,15	158	350	50	200	252	23,27	0,15	297	1170	165	540	940
II	5,70	0,38	85	-	-	83	-	9,64	1,04	162		-	292	-
III	7,96	4,58	224	2000	172	150	90	9,01	10,32	381	3503	187	414	227
Океан без морей:														
северный максимум	10.88	0.91	200	174	98	640	980	12,36	1,56	640	622	337	1860	450
южный максимум	6,08	2,50	404	<b>39</b> 7	98	176	300	8,77	3,62	861	1656	527	2090	999
Бассейн океана (в целом)	10,88	4,58	224	2000	172	640	980	23,27	5,20	861	3503	556	2090	999
Речные илы, алевриты:														
р. Нил	9,15	0,17	60	70		80	140	9,88	0,18	70	80	-	90	150
р. Амазонка	6,70	0,41	30	100	33	267	71	7,40	0,45	33	110	37	294	78
Массивные сульфидные образования ("куриль- щики")	40,9	0,16	153000	160	1300	5000	85	40,9	0,16	153000	160	1300	5000	85

### Максимальное содержание элементов в верхнем слое донных осадков (0-3 см) бассейна Атлантического океана

Примечание. В этой и следующих таблицах содержания Fe и Mn приведены в процентах, остальных элементов – в 10<sup>-4</sup>% или чнм.

16

Среднее содержание элементов в донных осадках (	слой О	-5 ci
в морях бассейна Атлантического океан	Ia	

Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Cr						
Гданьский бассейн Балтийского моря											
Пески 1,65 0,03 10 30 12											
1,51	0,02	13	21	8	33						
Илы:											
3,17	0,03	26	37	8	60						
4,54	0,05	39	56	28	80						
5,01	0,07	43	82	33	89						
1	Балтийское	море									
1,34	0,04	17	<20	-	22						
1,96	0,03	19	18	-	45						
3,18	0,08	22	34	-	74						
4,25	0,05	46	35	. 🕳	95						
5,07	0,16	42	42	-	106						
	Черное мор	e [7]									
3,47	0,07	24	39	11	39						
3,84	0,07	33	58	13	82						
4,50	0,07	36	84	15	99						
Восточная	часть Среда	иземного м	оря								
е на бескар	бонатно-бес	кремнисто	е вещество	) [21]							
3,33	0,05	56	35	1	41						
3,60	0,07	32	47	2	38						
5,22	0,07	47	44	6	74						
5,33	0,17	37	73	9	65						
5,33	0,17	48	59	9	72						
	Fe Гданьский 1,65 1,51 3,17 4,54 5,01 1,34 1,96 3,18 4,25 5,07 3,47 3,84 4,50 Восточная е на бескар 3,33 3,60 5,22 5,33 5,33	Fe      Mn        Гданьский бассейн Бал      1,65      0,03        1,51      0,02        3,17      0,03        4,54      0,05        5,01      0,07        Балтийское      1,34        1,96      0,03        3,18      0,08        4,25      0,05        5,07      0,16        Черное мор      3,47        3,84      0,07        4,50      0,07        Восточная часть Средо      3,33        е на бескарбонатно-бес      3,33        3,60      0,07        5,22      0,07        5,33      0,17        5,33      0,17	Fe      Mn      Cu        Гданьский бассейн Балтийского л      1,65      0,03      10        1,65      0,02      13      3      10        1,51      0,02      13      3      3        3,17      0,03      26      4,54      0,05      39        5,01      0,07      43      5      5      17      1,34        Балтийское море      1,34      0,04      17      1,96      0,03      19        3,18      0,08      22      4,25      0,05      46      5,07      0,16      42        Черное море [7]      3,47      0,07      24      3,84      0,07      33        4,50      0,07      36      Восточная часть Средиземного ме е на бескарбонатно-бескремнисто      3,33      0,05      56        3,60      0,07      32      5,22      0,07      47        5,33      0,17      37      5,33      0,17      48	Fe      Mn      Cu      Ni        Гданьский бассейн Балтийского моря      1,65      0,03      10      30        1,65      0,03      10      30      1,51      0,02      13      21        3,17      0,03      26      37      4,54      0,05      39      56        5,01      0,07      43      82      Балтийское море      1,34      0,04      17      <20	Fe      Mn      Cu      Ni      Co        Гданьский бассейн Балтийского моря      1,65      0,03      10      30      12        1,51      0,02      13      21      8        3,17      0,03      26      37      8        4,54      0,05      39      56      28        5,01      0,07      43      82      33        Балтийское море      1,34      0,04      17      <20						

Если приводятся содержания в натуральном сухом осадке, то они оговариваются особо. Все макроэлементы (CaCO<sub>3</sub> – Fe – Mn) даны в процентах, микроэлементы (Cu – Ni – Co и др.) – в  $10^{-4}$ % (или в частях на миллион).

Распределение по типам осадков. Пределы содержаний элементов очень велики: максимальные значения (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество) превышают минимальные для Cu в 215 раз, для Ni в 570, для Co в 50 раз (табл. 1). В Гданьском бассейне Балтийского моря, который можно рассматривать как идеальный мелководный (глубины до 105 м) водоем с терригенным осадконакоплением, распределение элементов по гранулометрическим типам осадков обусловливается исключительно процессами механической сепарации терригенного материала [18]. Максимум содержаний практически всех трех малых рудных элементов, а также Fe, Mn и Cr приурочен к пелитовым илам (табл. 2), а следовательно, к центральным участкам бассейна. Если принять содержание элементов в терригенных песках за единицу, то пелитовые илы Гданьского бассейна обогащены по сравнению с песками для Сu в 4,3, для Ni в 3,7, для Со в 2,4 раза. Следовательно, в плане (на дне) максимумы содержаний этих элементов в донных осадках резко сдвинуты в пелагическом направлении, причем наиболее сильно у Си, наименее - у Со [18]. Примерно такое упорядоченное распределение, названное автором [16] распределением по правилу

Среднее содержание элементов в коренных породах и рудных гидротермальных осадках Атлантического океана

Район	Cu	Ni	Co	Zn	Cr	Fe	Mn			
Гидротермальные осадки										
Норвежское	440	208	338	525	31	12,92	17,36			
море Бразильская	308	314	124	320	-	9,99	2,31			
котловина Гора Марсили (Тирренское	42	115	66	54	10	32,40	2,59			
море) Лагуна Санто- рин (Эгейское море)	5-22	3-13	0-3	-	0-3	31,88	0,05			
Поле ТАГ	104	440	6	-	-	0,13	41,00			
Донные осадки (слой 0–5 см)										
Балтийское	47	42	16	149	114	4,61	0,09			
море Средиземное	91	104	-	156	136	5,28	0,20			
море Атлантиче- ский океан:										
натураль- ный сухой	60	88	28	-	77	-	-			
в пересчете на бескарбо- натно-бескре нистое веще- ство	131 эм-	201	70	-	174	4,88	0,19			
Содержание в										
породах [5]: Серпенти-	20	2000	210	30	2000	9,85	0,15			
Базальты	100	160	45	130	200	8,56	0,20			
Граниты	35	55	10	72	50	5,85	0,12			
Глины и сланцы	57	95	20	60	100	3,33	0,07			

пелитовой фракции (чем больше в осадках фракции < 0,01 мм, тем выше содержание элемента), характерно практически и для всех других впадин Балтийского моря, а также для всего Черного моря (см. табл. 2). По мере увеличения в терригенных осадках примеси биогенного или пирокластического материалов стройное распределение по гранулометрическому спектру осадков начинает нарушаться и часто становится неупорядоченным. Но в целом практически во всех изученных нами случаях резкий скачок возрастания содержаний элементов происходит либо при переходе от крупных алевритов к мелкоалевритовым илам, либо от мелкоалевритовых илов к алевритово-пелитовым. Отступление от этого правила наблюдается чаще всего в тех случаях, когда мы имеем дело с биогенными карбонатными песками подводных банок и вершин хребтов. В связи с тем что в этих песках часто содержатся продукты разрушения серпентинитов (обогащены Ni, Cr, Co) или базальтов (обогащены Cu, Ni, Cr, табл. 3), и после пересчета на бескарбонатно-бескремнистое вещество относительное количество элементов в таких песках, а иногда и в крупных алевритах, резко возрастает

### Среднее содержание элементов в верхнем слое (0-5 см) донных осадков Атлантического океана, 10<sup>-4</sup>%

Тип осадка	C	u	1	Ni	c	r	(	 Co
	н.о.	б.б.в.	н.о.	б.б.в.	н.о.	б.б.в.	н.о.	б.б.в.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
		1	< 10% (	CaCO <sub>3</sub>	1	1	1	1
Пески	168	175	74	78	93	100	24	25
Крупный алеврит	79	82	205	212	363	378	29	32
илы: мелкоалеври- товые	68	76	47	54	168	193	3	3
алевритово-пе- литовые	105	119	95	139	97	1 <b>42</b>	30	42
пелитовые	103	111	133	131	108	127	37	39
мелкоалеври- тово-пелито- вые	100	109	113	122	107	131	31	34
Обломочные рых- лые осадки	115	119	130	136	209	219	26	28.
Среднее	101	100	114	122	119	141	27	30
	(32)	(31)	(55)	(54)	(58)	(57)	(12)	(12)
			10-30%	CaCO <sub>3</sub>				
Пески	26	34	75	99	101	132	23	31
Крупный алеврит Илы:	15	19	69	88	91	119	24	31
мелкоалеври- товые	48	66	77	111	95	131	25	36
алевритово-пе- литовые	83	114	83	120	92	135	30	43
пелитовые	122	154	136~	175	94	125	14	36
мелковлеври- Тово-пелито- вые	100	130	110	140	32	125	20	50
Обломочные рых- лые осадки	22	28	73	96	98	128	24	31
Среднее	86	110	100	133	93	126	24	33
	(43)	(43)	(50)	(50)	(48)	(48)	(19)	(19)
			30-50%	CaCO <sub>3</sub>				
Пески	36	66	95	170	85	152	27	50
Крупный алеврит Илы:	20	35	88	152	94	167	24	42
мелкоалеври- товые	20	34	62	102	58	99	30	47
алевритово- пелитовые	54	101	132	247	92	171	29	55
пелитовые	80 70	135	74	125	54	92 116	41	75
мелкоалеври-	/0	121	92	101	00	110	52	57
Обломочные рых- лые осадки	31	55	93	164	88	157	26	47
Среднее	59	102	93	162	73	129	29	52
	(48)	(48)	(50)	(50)	(50)	(50)	(25)	(25)

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9		
		1	50-70%	CaCO,						
Пески	18	52	82	246	80	248	19	53		
Крупный	17	46	85	249	113	331	22	63		
алеврит										
Илы:										
мелкоалеври- товые	31	90	86	249	51	144	31	91		
алевритово- пелитовые	42	113	63	178	39	109	16	49		
пелитовые	68	186	80	236	57	170	44	139		
мелкоалеври- тово-пелито-	46	128	69	196	50	140	29	89		
Обломочные рых- лые осадки	17	50	83	247	89	271	20	57		
Спетнее	34	96	74	216	65	191	24	73		
Среднее	(56)	(56)	(66)	(66)	(64)	(64)	(40)	(40)		
(30) (30) (00) (07) (90) (40) > <b>78% (~^^</b>										
Пески	26	209	65	478	40	303	39	213		
Крупный	29	269	29	142	24	127	36	165		
алеврит Илы:			•		21			1,5		
мелкоалеври- товые	-	-	-	-	-	-	-	-		
алевритово- пелитовые	36	251	50	260	35	205	36	176		
пелитовые	42	198	70	348	107	545	-	-		
мелкоалеври- тово-пелито-	37	277	51	318	49	311	36	176		
Обломочные рьх- лые осадки	27	212	59	409	37	256	39	206		
Спетнее	32	245	56	370	42	280	38	194		
оредное	(43)	(43)	(51)	(51)	(51)	(51)	(12)	(12)		
	(,	()	Ree THINK		(00)	(0-)	()	()		
<b>-</b>	••	100	DUG TAHIR		- 4					
Пески	31	102	77	208	100	220	26	74		
алеврит Илы:	21	01	00	179	122	229	24	33		
мелкоалеври- товые	34	73	80	162	76	139	28	65		
алевритово- пелитовые	53	152	81	194	65	153	26	76		
пелитовые	<b>95</b> ,	144	112	167	86	151	38	81		
мелкоалеври- тово-пелито- вые	74	148	93	175	75	151	30	74		
Обломочные рых- лые осадки	30	98	79	254	83	221	25	67		
Средне <del>с</del>	60 (251)	131 (221)	88 (297)	201 (271)	77 (295)	174 (270)	28 (121)	70 (108)		

Примечание. В скобках указано число проанализированных проб.

(см., например, пески Атлантического океана с содержанием 50-70 и > 70% СаСО<sub>3</sub>, табл. 4).

Распределение по площади дна. Как вытекает из распределения элементов по гранулометрическим типам осадков, в Атлантическом океане практически у всех элементов наблюдаются пелагические максимумы. Однако в отличие от Балтийского и Черного морей, а также отдельных котловин Средиземного моря [37] эти максимумы приурочены обычно не к котловинам, а к Срединно-Атлантическому хребту (САХ) и к прилегающим областям котловин.

На карте распределения меди наблюдаются два основных максимума концентраций – северный и южный (фиг. 1). Особенно хорошо они выявляются в Южной Атлантике. В пределах максимумов имеются небольшие участки, в которых содержания Си превышают 500 чнм и на отдельных станциях составляют 640 и 861 чнм (см. табл. 1).

На полигоне I (сапропелевые и диатомовые осадки прибрежного апвеллинга), а также на полигоне II (вулканокластические осадки хр. Рейкьянес) медь в сколько-нибудь повышенных количествах не накапливается. На полигоне III (окисленные пелагические глины Бразильской котловины) содержания Си в 2 раза выше фоновых в океане и на четырех станциях и достигают 381 чнм (см. табл. 1). На полигоне горы Горриндж содержание меди достигает 228 чнм.

В Южной Атлантике максимум Си в принципе совпадает с максимумом Mn, а в Северной такого совпадения практически нет.

Обычное содержание Си в пелагических областях Атлантики находится за пределами упомянутых максимумов (100-200 чнм). Причем зона с такими содержаниями сдвинута в восточном направлении (она практически подходит к подножию материкового склона Африки и Европы). В западной же половине океана большие площади (в том числе и в котловинах) характеризуются содержаниями 500-100 чнм. Это вызвано общей асимметричностью Атлантического океана.

У никеля наблюдаются практически те же два пелагических максимума, что и у меди, но северный выражен значительно слабее и он тяготеет больше к САХ, чем к котловинам. Южный максимум, как и у меди, сдвинут к востоку, в Ангольскую котловину (фиг. 2). Сдвинута к востоку по отношению к САХ и зона повышенных (100-200 чнм) содержаний Ni. Причины сдвига те же, что и у Сu. Здесь, в Южной Атлантике, наблюдается хорошая или удовлетворительная парная корреляция между Ni и Mn и между Ni и Cu. В Северной же Атлантике эта корреляция выражена значительно слабее.

В вулканокластических осадках (районы хр. Рейкьянес, Исландии, Азорских островов) никель в повышенных количествах не накапливается. Среднее его содержание в этих осадках равно 52 чнм (табл. 5).

В диатомовых илах (полигон I) содержание Ni составляет менее 100 чнм, в осадках внешнего края шельфа Африки (в районе Намибии) – 100–200 чнм, а в отдельных пробах карбонатных осадков – до 250 чнм.

Пелагические илы (глины) полигона III содержат 200-500 чнм Ni, а в восьми пробах содержания превышают 500 и достигают 1140-2285 чнм (см. табл. 1).

В карбонатных осадках хр. Горриндж содержится Ni от 569 до 1948 чнм. Столь высокие его количества обусловлены преобладанием в абиогенной части осадков продуктов выветривания серпентинитов, содержащих до 1630-2000 чнм этого элемента (см. табл. 2, 5). Максимум Ni в районе возвышенности Сьерра-Леоне (впадина Романш) приурочен к высококарбонатным окисленным биогенным осадкам, содержащим некоторые примеси микроконкреций и, возможно, продуктов выветривания серпентинитов.

У кобальта сохраняются в принципе те же пелагические максимумы, что и у Mn, Cu, Ni, но выражены они значительно слабее (фиг. 3). Содержания более 160 чнм (максимум до 517 чнм) приурочены в основном к гребневой части САХ.



I. лиФ

Регион	Тип материала	Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Cr
Гора Горриндж:				-	• •		•
Ст. В-1534	Обломки сер- пентинитов	4,88	0,03	7	1020	60	770
Cr. B-1554	То же	7,88	0,04	12	1630	70	680
Разлом Чарли Гиббс [33]	Перидотиты	8,82	-	62	1066	65	2660
Впадина Романш [30]	>	-	0,09	-	1450	-	1940
Исландия [33]	Базальты	9,16	-	100	160	45	200
	Вулканиче- ские осадки	9,42	0,16	48	52	51	195

### Среднее содержание элементов в серпентивнах (перидотитах), базальтах и вулканокластических осадках Атлантического океана

В вулканокластических осадках содержание Со составляет 50-80 чнм (в среднем 51 чнм, см. табл. 5), т.е. несколько больше, чем в терригенных осадках аналогичного гранулометрического состава.

В диатомовых илах (полигон I) содержания Со составляют менее 50 чнм. Низкие содержания Со обнаружены в приконтинентальных (терригенных) осадках – песках, алевритах, илах (см. табл. 4). Количество этого элемента практически везде повышается по мере удаления от берега. Средний фон на полигоне III равен 100–150 чнм, что почти в 3 раза превышает его средние значения (34 чнм, см. табл. 3) в терригенных гемипелагических илах. В отдельных пробах пелагических илов этого полигона обнаружено до 187 чнм Со.

Поступление Со, Ni и Cu с гидротермальным веществом. В Мировой океан поступает 0,8 млн. т гидротермального Fe и 1,4 млн. т гидротермального Mn [43]. Количественных оценок для Cu, Zn, Ni и Co пока, к сожалению, нет. Можно допустить, что их содержится в 10–100 раз меньше, чем Mn и Fe. Бо́льшая часть гидротермального вещества рассеивается по большим площадям дна или скапливается в порах и трещинах базальтов и, таким образом, в осадочную толщу не попадает. Отсюда становится понятным, почему скопления рудных гидротермальных отложений в Атлантическом океане столь редки. Из наиболее известных можно отметить: поле ТАГ (преобладают гидротермальные марганцевые корки [25]), лагуна Санторин (преобладают железорудные отложения [3]), Снейк Пит (преобладают массивные сульфидные руды [27]) и некоторые другие.

В железорудных осадках лагуны Санторин содержания Cu, Ni и Co очень низкие (см. табл. 3). Значительно больше, особенно Ni и Co, в железистых гидротер-

Врезки: І — район апвеллинга (В — залив Уолфиш-Бей); ІІ — хр. Рейкьянес (экспедиция \*АМК-4"); ІІІ — Бразильская котловина (экспедиция "АИ-1"); ІV — Балтийское море (по [36], с дополнениями, натуральный сухой осадок); V — авандельта Нила [22, 37]; VI — аллювий р. Нил [22]; VII — аллювий р. Амазонка (экспедиция "ПШ-9", натуральный сухой осадок).

На врезке I условные обозначения те же, что и на основной карте; на врезке II:  $1 - \langle 75; 2 - 75 - 150; 3 - 150 - 300;$  на врезке III: 1 - 100 - 200; 2 - 200 - 250; 3 - 250 - 300; 4 - > 300; на врезках IV-V:  $1 - \langle 40; 2 - 40 - 60; 3 - \rangle 60$ 

Фиг. 1. Распределение Cu в верхнем слое (0-5 см) донных осадков бассейна Атлантического океана, 10<sup>-4</sup>% (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

<sup>1 - &</sup>lt; 50; 2 - 50 - 100; 3 - 100 - 200; 4 - 200 - 500; 5 - > 500; 6 - пробы, изученные автором иего сотрудниками; 7-9 - пробы, заимствованные из работы (7 - [34], 8 - [42], 9 - [38]);10 - участки широкого распространения железорудных гидротермальных осадков; 11 - рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 12 - контур ареалов содержания > 0,5% марганца (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество) в верхнем слое донных осадков. $Цифры на врезках VI и VII - содержание меди, <math>10^{-4}$ %.



Фиг. 2

мальных осадках вершины подводной вулканической горы Марсили в Тирренском море [19]. Однако в этих осадках много также и марганца. По-видимому, Си и Ni сорбируются гидроксидами марганца из морской воды.

Железистые осадки вулканической горы в Бразильской котловине [17], очевидно, являются гидротермально-гидрогенными. В связи с тем что в них много марганца, значительно повышены в них содержания Си и Ni.

Железисто-марганцовистые осадки Норвежского моря содержат большие количества всех трех элементов [20]. Они, очевидно, также имеют гидрогенногидротермальное происхождение. Микроэлементы могли быть адсорбированы гидроксидами Fe и Mn из придонной морской воды.

Очень высокие (рудные) концентрации Си и повышенные содержания Fe, Со и Zn (при низких концентрациях Mn и Ni) образуются при выходе на дне высокотемпературных гидротерм ("курильщиков"). Так, в массивных сульфидных образованиях поля TAГ (26° с.ш. в пределах CAX) обнаружено Fe до 40,9% (обычно 5-30%), Си до 15,3% (обычно 1-9%), Zn до 500 чнм (обычно 100-1000 чнм), Со до 1300 чнм (обычно 200-500 чнм) и Ni до 160 чнм (обычно 20-40 чнм) [27] (см. табл. 3).

Гидротермальные марганцевые корки поля ТАГ в Атлантическом океане, очевидно, представляют собой заметно удаленную от выходов гидротерм фацию, так как практически лишены железа, но они содержат заметные количества Cu и Ni [25]. Значительная их часть в корках могла быть адсорбирована гидроксидами марганца из морской воды.

Содержание элементов в железо-марганцевых корках и конкрециях. Разброс содержаний Cu, Ni и Co как в корках, так и в конкрециях очень велик: максимальные содержания превышают минимальные примерно на один-два порядка (табл. 6). Причем средние содержания Cu и Ni в корках значительно меньше, чем в конкрециях, в то время как средние содержания Co примерно равны.

Ниже приведены содержания элементов в железо-марганцевых корках Атлантического океана (в числителе – предел содержаний, в знаменателе – средние значения, в скобках – число проб):

Fe(37)	<u>40,7–8,96</u>
	20,32
Mn(37)	<u>24,6–0,54</u>
	12,04
Cu(49)	$\dots \underline{2400-10}$
	667
Ni(49)	$\dots 8500-44$
a (00)	1804
Co(39)	$\frac{6600-18}{0110}$
	2119

Фиг. 2. Распределение Ni в верхнем слое (0-5 см) донных осадков бассейна Атлантического океана, 10<sup>-4</sup> (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

1 - < 50; 2 - 50-100; 3 - 100-200; 4 - 200-500; 5 - > 500; 6 - пробы, изученные автором и его сотрудниками; 7 - данные [34]. Основная карта составлена с учетом ранее опубликованной схемы распределения Ni в осадках [41]; 8 - основные участки отложения гидротермальных осадков; 9 - ось Срединно-Атлантического хребта; 10 - изолиния 0,5% Mn (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

Врезки: І — район апвеллинга (В — залив Уолфиш-Бей); ІІІ — Бразильская котловина (экспедиция "АИ-1"); ІV — Балтийское море, натуральный сухой осалок; V — авандельта Нила [29, 37]; VI — аллювий р. Нил [22]; VII — аллювий р. Амазонка (экспедиция "ПШ-9"), натуральный сухой осадок. На врезках І, ІІІ, V — условные обозначения те же, что и на основной карте; на врезке IV: 1 — < 25; 2 — 25-30; 3 — > 50. Цифры на врезке VII — содержание Ni, 10<sup>-4</sup>%



Фиг. 3

Максимальные и наиболее высокие средние содержания Ni и Co обнаружены в конкрециях Бразильской котловины, Cu – в Ангольской, что, очевидно, обусловлено интенсивным проявлением вулканизма в первой из упомянутых котловин и активным накоплением остатков диатомового планктона – во второй. Минимальные средние содержания обнаружены в области Южно-Атлантического хребта, где накапливаются преимущественно бедные металлами фораминиферовые осадки.

Напомним, что именно в осадках Ангольской котловины обнаружены резко повышенные содержания Cu и Ni, а в осадках Бразильской котловины – повышенные содержания Ni и Co (см. фиг. 1–3).

В целом средние содержания Cu, Ni и Co в конкрециях Атлантического океана заметно ниже, чем в конкрециях всего Мирового океана, в то время как средние содержания Fe и Mn несколько выше, чем в Атлантическом океане. Причины этих различий объяснены в работах [1, 6, 25, 40].

Поступление микроэлементов и темпы их накопления на дне. Медь, никель и кобальт принадлежат к железо-марганцевой группе элементов, подразделяющейся в свою очередь на три подгруппы [32]: 1) Fe, Ge, V и Cr; 2) Mn, Ni, Co, Mo; 3) Pb, Zn, As, Cu. Все эти перечисленные элементы поступают в Атлантический океан преимущественно с материков: в виде терригенного материала (табл. 7) и растворов. На долю терригенных взвесей, поставляемых реками в океан, приходится, % [8]: Cu 96, Ni 94 и Co 97. Остальные 14: 6 и 3% соответственно поступают с материков в виде растворов. Твердый сток рек в Мировой океан равен 18 529 млн. т в год [26]. В Атлантический океан реки ежегодно выносят 2129 млн. т взвесей [23], что составляет около 12% от всех речных взвесей, поступающих в Мировой океан. В илах рек Нила, Амазонки (см. табл. 7), рек бассейнов Балтийского и Черного морей содержится примерно столько же Cu. Ni и Co, сколько в глинах и сланцах (см. табл. 1, 3 и фиг. 1–3). Следовательно, в бассейнах конечного стока (в заливах, морях и океане) у устьев рек за счет речных выносов не создаются ареалы сколько-нибудь повышенных содержаний этих элементов. Это подтверждается данными по приустьевым участкам – авандельтам Амазонки, Конго, Нила и многих других рек (см. фиг. 1-3). Вынесенный речной материал подвергается механической сепарации, в результате чего рудные элементы (Си. Ni, Co, Fe, Mn) распределяются по площади дна в соответствии с правилом пелитовой фракции (чем больше в осадке фракции < 0,01 мм, тем выше содержание элемента [16]): низкие содержания – на шельфе, более высокие – за его пределами.

С твердыми взвесями в Мировой океан поставляется, тыс. т: Cu 1480, Ni 1550 и Co 334 [18], а в Атлантический океан (с учетом вышеназванных 12%): Cu 178, Ni 186 и Co 40. Если же подсчет баланса производить не по средним содержаниям в речных взвесях земного шара, а исходя из наиболее часто встречающихся средних содержаний элементов в речных взвесях и аллювии рек Атлантическо-

Фиг. 3. Распределение Со в верхнем слое (0-5 см) донных осадков оассейна Атлантического океана, 10<sup>-4</sup>% (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

 $<sup>1 - \</sup>langle 20; 2 - 20 - 40; 3 - 40 - 80; 4 - 80 - 160; 5 - \rangle 160; 6 - пробы, изученные автором и его сотрудниками; 7-8 - пробы соответственно из работ [34] и [42]; 9 - ареалы распространения рудных гидротермальных осадков; 10 - рифтовая зона срединно-атлантического хребта; 11 - ареалы распространения Fe > 7% (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество)$ 

Врезки: І — район апвеллинга (В — залив Уолфиш-Бей); ІІІ — Бразильская котловина (экспедиция "АИ-1"); VII — аллювий р. Амазонка (экспедиция "ПШ-9"), натуральный осадок. На врезках І и ІІІ условные обозначения те же, что и на основной карте. Цифры на врезке VII — содержание Со, 10<sup>-4</sup>%. Карта составлена с учетом схемы распределения, приведенной в работе [41]

Географические провинции	Fe	Mn	Cu	Ni	Co
Котловины:		•			
Бразильская	$\frac{25,6-6,8}{18,08}$ (29)	$\frac{35,0-12,9}{23,77}$ (29)	$\frac{5600-440}{1789}$ (46)	$\frac{11100-700}{4239}$ (46)	$\frac{11200-500}{3162}$ (46)
Ангольская	$\frac{12,45-6,1}{9,19}$ (20)	$\frac{25,6-14,0}{20.85}$ (20)	$\frac{9300-170}{3517}$ (59)	<u>10200-360</u> (59)	<u>5300–52</u> (59)
Канарская	$\frac{29,0-5,15}{17,06}$ (18)	$\frac{25,0-8,13}{14,78}$ (18)	<u>3800-600</u> (18) 1549	$\frac{5400-1200}{2824}$ (18)	$\frac{3550-1200}{2357}(13)$
Агульярс	$\frac{22,0-6,8}{16,13}$ (12)	$\frac{24,7-18,7}{22,3}$ (12)	$\frac{4320-320}{1806}$ (19)	$\frac{10000-1200}{4701}(19)$	$\frac{5600-1160}{2484}$ (19)
Северо-Американская	$\frac{22,56-19,2}{20,88}$ (13)	$\frac{19,23-8,32}{13,79}$ (13)	$\frac{2200-850}{1469}$ (13)	$\frac{4400-2500}{3065}$ (13)	$\frac{3600-1800}{2800}$ (13)
Капская (по М.А. Леви- тану)	$\frac{9,64-3,24}{6,75}$ (5)	$\frac{22,82-14,97}{19,39}$ (5)	$\frac{5700-1330}{2986}$ (5)	$\frac{10700-2900}{6340}$ (5)	$\frac{2100-1306}{1740}$ (5)
Хребты:					
Южно-Атлантический	-	-	$\frac{2400-140}{1289}$ (9)	$\frac{3500-180}{1848}$ (9)	$\frac{3700-300}{1262}$ (9)
Северо-Атлантический	$\frac{27,55-8,82}{20,17}$ (12)	$\frac{14,40-9,68}{12,23}$ (11)	$\frac{1700-750}{1225}$ (12)	$\frac{3600-1200}{2687}$ (12)	$\frac{4700-1750}{3071}$ (12)
Южно-Атлантическая переходная зона	$\frac{28,4-19,9}{23,4}$ (11)	$\frac{18,9-6,42}{11,41}$ (11)	$\frac{1200-300}{686}$ (10)	$\frac{2900-100}{730}$ (10)	$\frac{3200-800}{1630}$ (10)
Океаны:					
Атлантический	$\frac{29,0-3,24}{16,74}$ (121)	$\frac{35,0-6,42}{18,38}$ (120)	$\frac{9300-140}{2203}$ (192)	$\frac{11100-100}{3908}$ (192)	$\frac{11200-300}{2253}$ (185)
Мировой	<u>0,3-50,0</u> 15,6; 13,6	<u>0,04-50,3</u> 16,02; 17,4	<u>19000—30</u> 2590; 3400	<u>24800800</u> 4800; 5500	<u>25300-10</u> 2840; 2700

Примечание. В числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе - средние значения, в скобках - проанализированных проб.

Таблица составлена по банку данных АО ИОАН, куда вошли как собственные, так и литературные данные. Пределы содержаний для Мирового океана приведены по [6], средние значения – первая величина – по [25], вторая – по [40].

Содержание химических элементов и компонентов в аллювии рек

Компоненты	Амазонка (37)	Нил (10)
CaCO <sub>3</sub>	4,3-0,0	<u>13,48-0,5</u>
SiO <sub>2(am)</sub>	<u>6,2-0,5</u> 2 03	-
C <sub>opr</sub>	<u>7,0-0,1</u> 1.95	<u>2,22-0,42</u>
Fe	<u>6,70-0,27</u> 1.86	<u>9,15-5,2</u> 6.73
Mn	<u>0,41-0,01</u> 0.06	<u>0,17-0,09</u> 0,11
Cu	$\frac{30-1}{14}$	$\frac{70-42}{52}$
Ni	<u>100-6</u> 40	<u>85-48</u> 67
Co	<u>33-5</u> 18	-
Zn	$\frac{267-10}{74}$	$\frac{142-67}{108}$
Cr	$\frac{71-6}{33}$	$\frac{148-114}{135}$

Примечание. В числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе — средние значения, в скобках — число проанализированных проб. CaCO<sub>3</sub> — Мп приведены в %, Cu — Cr в 10<sup>-4</sup>% или в частях на миллион.

Таблица 8

Тип материала	Млн. т/год [15]	Среднее	содержан	ие, 10 <sup>-4</sup> %	Накопление, т/год			
		Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co	
Терригенный:	2773	-	-	-	-	_	-	
речной	2129	40(80)*	50(84)*	20(18)*	85160	106450	42580	
абразионный	58	20	40	15	1160	2320	870	
золовый	100	40	50	27 ·	4000	5000	2700	
айсберговый	486	15	30	10	9290	14580	4860	
Биогенный	361	70	70	15	25270	25270	5415	
Вулканогенный	84							
Пирокластика	83	75	80	60	6225	6640	4980	
Гидротермальный	1	80	150	70	80	150	70	
Хемогенный**	≤3	(100)	(200)	(80)	≤300	≤600	≤240	
Космогенный	2,5	?	?	?	<500?	<500?	<500?	

### Накопление твердого осадочного материала и Си, Ni и Со на дне Атлантического океана

\*Среднее содержание в речных взвесях земного шара [8].

\*\*В скобках приведены ориентировочные данные.

го океана, то объемы Cu, Ni и Co, поступающие с речными взвесями и захороняющиеся с речным терригенным материалом на дне, будут несколько иными (табл. 8). Однако обе цифры различаются относительно мало, особенно для Co, что свидетельствует об удовлетворительной корректности расчетов.

В связи с тем, что Cu, Ni и Co, как и Fe и Mn, связаны с пелитовой фракцией и изменение их концентраций в осадках тесным образом зависит от их грануло-



Фиг. 4. Скорости накопления Cu, Ni и Co в осадках Атлантического океана,  $10^{-2}$  мг/см<sup>-2</sup> в 1000 лет: 1 - Cu < 0.25, Ni < 0.1, Co < 0.05; 2 - Cu 0.25 - 0.50, Ni 0.1-0.25; Co 0.05-0.1; 3 - Cu 0.50 - 1.00, Ni 0.25-0.50, Co 0.1-0.2; 4 - Cu 1.00 - 2.00, Ni 0.5-1.0, Co 0.2-0.5; 5 - Cu 2.0, Ni 1.0-2.0, Co > 0.5; 6 - Ni > 2.0

Содержание химических элементов и компонентов в планктоне и	<b>B3Bech</b>
Мирового оксана	

Район океана	CaCO <sub>3</sub>	SiO2	C <sub>opr</sub>	Cu	Ni	Co	Cr	Fe	Mn
	1	Фитоп	  ланктон	(слой (	 )—1 м)	Ι.	1	1	1
Балтийское море	2.66	-	37.26	30	60	23	30	0.30	0.07
	-	-	_	5	50	17	20	0,25	0,01
	0,52	-	38,39	27	60	30	20	0,46	0,14
	Ce	napayud	онная вз	весь (сл	юй 5—7 з	u)			
	4.25	_	42.64	60	50	10	-	0.60	0.32
	2,14	-	44,17	170	50	20	70	0,30	0,10
Тихий океан	_	-	-	90	70	10	207	0,70	0,03
	-	-	-	35	30	15	135	2,50	0,06
	1,34	-	1,50?	-	80	5	313	2,10	0,03
Атлантический	5,25	5,1	21,1	60	250	30	1420?	2,24	0,01
океан	35,8	6,0	11,9	50	22J	30	340	0,48	0,01
	25,7	2,0	16,6	40	100	30	280	0,32	<0,01
	26,7	1,3	17,8	40	120	20	240	0,54	<0,01
	42,2	2,3	10,8	40	80	20	152	0,72	<0,01
	-	1,6	-	20	50	30	128	0,30	<0,01
			Эоловая	взвесь					
	3,00	_	0,93	40	50	27	100	5,10	0,01

Определены CaCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2(am)</sub> и C<sub>орг</sub> в одной пробе общепринятыми в ИОАН методами. Данные по Cu, Ni, Co, Cr, Fe и Mn — среднее из двух-трех определений, выполненных методами атомной абсорбции и нейтронной активации.

метрического типа, роль механической лифференциации вещества наиболее явственно выходит на: первое место и является определяющей в распределении данной группы элементов по площади дна [14, 16]. Этим объясняется повсеместное увеличение содержаний элементов в ряду шельф – материковый склон – подножие материкового склона - окраинные (приконтинентальные) части котловин. Особенно четко определяющая роль терригенного вещества (речного, абразионного, ледово-айсбергового, золового) видна при выражении количеств элементов не в процентных содержаниях, а в абсолютных массах или в скоростях накопления элементов (фиг. 4, табл. 9). Абсолютные массы всех трех элементов тяготеют к окраинам океана, т.е. схема их распределения практически такая же, как и абсолютных масс валового осадочного вещества [2]. Причем ближе всего к континентам отлагаются повышенные массы железа, дальше всего – марганца. Три микроэлемента находятся в промежуточном положении (между Fe и Mn). Эта принципиальная картина распределения элементов в Мировом океане и механизм, приводящий к такому распределению, были рассмотрены в работах [31, 32]. Что касается Атлантики, здесь высокие абсолютные массы Си. Ni. Со приурочены в основном к материковому склону и его подножию, где скорости седиментации, прежде всего терригенного материала, в голоцене наиболее высоки. Минимальные абсолютные массы всех пяти элементов (Fe, Mn, Cu, Ni и Co) характерны для пелагических областей северной и южной аридных климатических зон Атлантического океана, т.е. для тех областей, где скорости осадконакопления минимальны и где в осадках содержатся максимальные относительные количества элементов.

Повышение содержаний Mn, Ni, Cu и Co в пелагических областях, особенно в Южной Атлантике, вызвано тем, что доля гидрогенных форм этих элементов сильно возрастает по сравнению с литогенной. Это было доказано и другими авторами [34]. В Северной же Атлантике доля гидрогенной части элементов несколько меньше, чем в Южной.

Из карт процентных содержаний (см. фиг. 1–3) мы видим, что повышенные содержания Cu, Ni и Co характерны для пелагических областей океана. Ареалы с высокими содержаниями микроэлементов формируются на фоне низких их абсолютных масс (см. фиг. 4).

С растворенным стоком рек в Мировой океан ежегодно поступает, тыс. т [8]: Си 250, Ni 89, Со 11: на долю Атлантического океана приходится приблизительно 1/5 этого количества, т.е. Cu 50, Ni 18 и Co 2. Растворенные (частично и взвешенные) формы микроэлементов, попав в океан, подвергаются биогеохимической переработке. Уже на барьере река-море, а затем в слое фотосинтеза за пределами этого барьера они вовлекаются в биологический круговорот, претерпевают ряд сложнейших биогеохимических и гидродинамических превращений. Cu, Ni и Со, а также Fe и Mn потребляются почти всеми морскими организмами [4]. Мель дает соединения с гуминовыми кислотами и с фульвокислотами, которые удерживаются в растворах. Кобальт играет большую физиологическую роль, концентрируется в телах морских организмов. Микроэлементы, а также Fe, Mn и другие элементы – неотъемлемая часть морских организмов. В планктоне, во взвеси и в пеллетах из седиментационных ловушек эти элементы содержатся в количествах, сравнимых с их концентрациями в верхнем слое донных осадков. Исключение составляет лишь Fe (см. табл. 9), которого во взвеси значительно меньше, чем в осадках из-за его разбавления биогенным материалом.

Кобальт, медь и, очевидно, никель адсорбируются из морской воды частичками взвеси, прежде всего органическим детритом [10]. При падении органического детрита на дно он частично растворяется. При этом захваченные фитопланктоном и органическим детритом микроэлементы высвобождаются. Наиболее интенсивное обратное поступление элементое в морскую воду в результате разложения клеток фитопланктона происходит через 16-17 дней [9]. Если за это время органический детрит успевает достичь дна, то придонные и поровые воды, а в конечном итоге - и донные осалки заметно обогашаются микроэлементами, а также Fe. Mn и другими элементами. Этому обогащению сильно способствует "пеллетный транспорт" биогенного вещества из верхнего (деятельного) слоя на дно. Так как "пеллетный транспорт" наиболее активен в высокопродуктивных восточных областях Атлантического океана, в осадках заметно повышены не только содержания остатков фитопланктона (SiO<sub>2(ам)</sub>, C<sub>опг</sub>) [16], но и Си. Ni. Co. Наиболее четко это проявляется в Ангольской котловине, куда биогенные компоненты выносятся отклоняющимися от берега Бэнгуэльским течением, а также придонными мутными ("нефелоидными") водами со стороны устья р. Конго. Причем важно отметить, что осадочный материал, даже попав на дно, может переотмучиваться и снова попадать в придонный мутный ("нефелоидный") слой и переноситься по горизонтали над дном на значительные расстояния. Этим процессом объясняется повышение содержаний Mn, V, Al, Ti, Mg, Ca, Sr. Си и других элементов во взвеси придонных слоев (18-118 м от дна) по сравнению с более удаленными от поверхности дна пробами взвеси [39]. Особенно четко такой горизонтальный снос в "нефелоидном" слое наблюдается над материковым склоном. Этим мы частично объясняем высокие содержания Мл. Cu, Ni в илах Ангольской котловины, начиная от подножия материкового склона до флангов САХ.

В распределении всех пяти элементов (Fe, Mn, Cu, Ni и Co) прослеживается асимметрия между Северной и Южной Атлантикой и между восточной и западной ее половинами. Первая из этих асимметрий обусловлена неравномерным положением материков: Северная Атлантика более плотно окружена сушей и, следо вательно, интенсивнее питается терригенным и пирокластическим материалами, чем Южная [23]. Поэтому здесь пелагический максимум у высокоподвижных элементов (Mn, Cu, Ni) выражен слабо, а у слабоподвижных – сильно (Ti, Cr, Fe). В Южной Атлантике – наоборот. Скорости седиментации в пелагиали меньше, здесь интенсивнее проявляется роль биогенного и гидрогенно-хемогенного процессов в мобилизации, поступлении и осаждении элементов. Поэтому здесь четко выражены максимумы у Mn, Cu, Ni, Co и почти отсутствуют у Ti, Cr, Fe.

Асимметрия в распределении подвижных элементов по отношению к САХ выражена в том, что пелагические максимумы сдвинуты в восточном направлении. Особенно четко это проявляется в Ангольской и Северо-Американской котловинах. Это преимущественно связано с большой продуктивностью верхнего слоя вод у берегов Африки и более интенсивным поступлением биогенного вещества в прилегающие к Африке котловины – Ангольскую, Капскую, Зеленого Мыса [16, 22, 28]. Отмеченная асимметрия при условии отсутствия осложняющего эту схему гидротермального процесса сказывается и на концентрациях Си и Ni в ЖМК: в конкрециях из котловин восточной половины океана они выше, чем из котловин западной его половины.

#### Список литературы

- 1. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
- Блажчишин А.И., Емельянов Е.М. Основные черты геохимии Балтийского моря // Геохимические исследования и поиски на территории Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977. С. 60-157.
- 3. Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969. 109 с.
- 4. Виноградов А:П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- 5. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
- 6. Волков И.И. Железо-марганцевые конкреции // Океанология. Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 415-467.
- Глаголева М.А. К геохимии осадков Черного моря // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 448-476.
- 8. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом // Докл. АН СССР, 1978. Т. 238. № 1. С. 225-228.
- 9. Громов В.В., Стародубцев Е.Г. Усвоение элементов группы железа фитопланктоном // Океанология. 1974. Т. 14. Вып. 6. С. 1006-1011.
- Громов В.В., Сурикса Б.В. Исследование состояния элементов группы железа в морской воде методом ультрафильтрации // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 106-110.
- 11. Емельянов Е.М. Распределение и состав илов шельфа Юго-Западной Африки // Тр. ИОАН. 1973. Т. 95. С. 211-238.
- 12. Емельянов Е.М. Марганец в осадках Атлантического океана // Докл. АН СССР, 1974. Т. 217. № 5. С. 1187-1190.
- 13. Емельянов Е.М. Марганец в водах и осадках Атлантического океана // IV симпозиум IAGOD (тез. докл.). Варна, 1974. С. 369-370.
- 14. Емельянов Е.М. Fe, Мп и Ті в осадках Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 3. С. 3-19.
- 15. Емельянов Е.М. Малые и рассеянные элементы в осадках // Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 288-306.
- 16. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 190 с.
- 17. Емельянов Е.М. Состав метаплоносных осадков Бразильской котловины // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 125-130.
- 18. Емельянов Е.М. Распределение химических элементов и компонентов в донных осадках и некоторые черты их диагенеза // Процессы осадконакопления в Гданьском бассейне (Балтийское море). М.: ИОАН СССР, 1987. С. 217-242.

- Емельянов Е.М. Гидротермальные железорудные отложения на горе Марсили (Тирренское море) // Геология морей и океанов (тез. докл. 8 всесоюз. школы морской геологии). М., 1988. Т. 3. С. 26-27.
- 20. Емельянов Е.М., Блажчишин А.И., Харин Г.С. О роли эндогенных источников в формировании химического состава осадков Северной Атлантики // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 5. С. 3-21.
- 21. Емельянов Е.М., Митропольский А.Ю., Шимкус К.М., Мусса А.А. Геохимия Средиземного моря. М.: Наук. думка, 1979. 132 с.
- 22. Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.
- 23. Емельянов Е.М., Тримонис Э.С. К вопросу о поставке речного осадочного материала в Атлантический океан // Океанология. 1977. Т. 17. Вып. 1. С. 92-98.
- 24. Емельянов Е.М., Шурко И.И. Железо в осадках Атлантического океана // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 3. С. 699-702.
- 25. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
- 26. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- 27. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др. Гидротермальные проявления Срединно-Атлантического хребта на 26° с.ш. (гидротермальное поле ТАГ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 12. С. 3-20.
- 28. Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н. Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнезем. М.: Наука, 1977. 256 с.
- 29. Монин А.С., Гордеев В.В. Амазония. М.: Наука, 1988. 216 с.
- 30. Плошко В.В., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М. и др. Петрохимия гипербазитов глубоководной впадины Романш // Океанология. 1969. Т. 9. Вып. 5. С. 807-822.
- 31. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- 32. Страхов Н.М. Механизм распределения и накопления элементов железо-марганцевой группы // Океанология. Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 131–171.
- Харин Г.С., Емельянов Е.М. Геология Атлантики в Исландском регионе. М.: Междуведомственный геофизический комитет, 1987. 223 с.
- 34. Chester R., Messiha-Hanna R.C. Trace element partition patterns in North Atlantic deep-sea sediments // Geochim. et cosmochim. acta. 1970. V. 34. N 10. P. 1121-1128.
- Emelyanov E.M. Mangenese in water and sediments of Atlantic ocean // Let. Commis. on Manganese (IAGOD). Acta Mineralogica-Petrographica. Szeged, 1974. XXI/2. P. 310-311.
- Emelyanov E.M. Biogenic Schimentation in the Baltic Sea and its consequences. The Baltic Sea.
  B. Winterhalter (ed.) // Geologian tutkimuskeskus. Espoo, 1988. P. 127-136.
- Emelyanov E.M., Shimkus K.M. Geochemistry and Sedimentology of the Mediterranean Sea. Dordrecht (Holland): D. Reidel Publ. Co., 1986. 553 p.
- Bricson D.B., Ewing M., Wollin G., Heezen B.C. Atlantic deepSea sediment cores // Bul. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. P. 193-286.
- 39. Gardner W.D., Southard J.B., Hollister C.D. Sedimentation and resuspension in the western North Atlantic // Marine Geol. 1985. V. 65. N 199. P. 242.
- 40. McKelvey V.E., Wright N.A., Bowen R.W. Analysis of the world distribution of metal-rich subsea manganese nodules // US Geol. Surv. Curv. 1983. N 886. 55 p.
- Turekian K.K., Imbrie J. The distribution of trace elements in deep-sea sediments of the Atlantic Ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 1966. N 1 (4). P. 161-168.
- 42. Weijden C.H., Schuiling R.D., Das H.A. Some geochemical characteristics of sediments from the North Atlantic Ocean // Marine Geol. 1970. V. 9. N 2. P. 81-99.
- Wolery T.J., Sleep N.H. Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges // J. Geol. 1976. V. 84. N 3. P. 249-278.

Атлантическое отделение ИОРАН, Калининград Поступила в редакцию 5. І. 1991

УДК 551.79:552.5(268.8)

### © 1992 Куприн П.Н., Лукша В.Л., Семенов Е.О.

### СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА И ЛИТОЛОГИЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАНГЫМЛАКСКОГО ПОРОГА В КАСПИЙСКОМ МОРЕ

По комплексам фауны, споры и пыльцы в разрезе скважины выделены отложения среднего плиоцена — аналог продуктивной свиты, акчагыльского, апшеронского, бакинского, хазарского, хвалынского и новокаспийского ярусов. Показано, что литологически разрез состоит из трех частей, отложения каждой из которых отличаются минеральным составом обломочных и глинистых компонентов, карбонатностью, составом и характером распределения рассеянного органического вещества. Установлено, что эти различия обусловлены изменявшимися условиями и темпами осадкообразования.

Мангышлакский порог представляет собой огромное аккумулятивное тело, приуроченное к границе между впадинами Северного и Среднего Каспия. С северной стороны порог ограничен небольшим уступом с наклоном на север; на большем своем протяжении он располагается вблизи изобаты 10 м. В непосредственном контакте с уступом находятся острова Морской, Кулалинский, Тюлений, банки Кулали, Большая Жемчужная, Сигнал, Тбилиси и ряд других более мелких возвышений морского дна. На юге порог почти доходит до изобаты 50 м, проходящей у подножия 5-6-метрового уступа. По форме Мангышлакский порог имеет вид слабовыпуклой к северу дуги, концы которой соединяют полуострова Тюб-Караган (на востоке) и Аграханский (на западе). Длина ее по центральной полосе достигает 270 км, ширина изменяется от 70 км на востоке до 120 км на западе. Поверхность морского дна на большем протяжении порога имеет очень слабый (около 1–1,2 м на 1 пог. км) наклон к югу. Ее рельеф осложнен двумя извилистыми промоинами, совпадающими с палеоруслами рек Волги и Урала и разделяющими порог на более или менее одинаковые по площали придагестанский, центральный и примангышлакский блоки (фиг. 1).

В конце 70-х – начале 80-х годов на площади Мангышлакского порога и во впадине Среднего Каспия трестом КНГГР (г. Баку) были выполнены сейсмические исследования методами НСП и МОВ-ОГТ. В результате интерпретации полученных данных по акватории порога в комплексах разновозрастных отложений были выявлены меридионально ориентированные долины палео-Волги и палео-Урала, причем долина палео-Волги прослежена во всех отложениях до меловых включительно [1, 2 и др.]. Сейсмоакустические исследования (НСП) позволили проследить палеодолины этих рек в плиоцен-четвертичных отложениях, показать сложное внутреннее строение аккумулятивного тела порога и по частому чередованию в нем косослоистых, пологоволнистых, горизонтальных и других серий слоев отнести их к осадочным образованиям дельтового и авандельтового происхождения [3].

Для проверки выявленных сейсморазведкой МОВ-ОГТ благоприятных показателей нефтегазоносности на южном окончании палєэдолины р. Волги в пределах Мангышлакского порога ГРК в море была пробурена параметрическая скважина ПРВ-1 глубиной 2132 м. Ее заложению предшествовало бурение двух


Фиг. 1. Структурная карта Мангышлакского порога по отражающему горизонту ОГ-5 (граница позднехвалынских — новокаспийских отложений)

1 — стратоизогипсы горизонта ОГ-5; 2 изобаты морского дна; 3 контуры палеодолины р. Волги по данным МОВ-ОГТ; 4 — банки и отмели в рельефе дна; 5 скважины (a — картировочного бурения, б параметрическая скв. ПРВ-1)

ജ

мелких скважин (ПР-1 и ПР-2) глубиной соответственно 27 и 42 м для изучения инженерно-геологических свойств верхнего слоя осадков. Расстояние до скважин по прямой от Махачкалы составляет 150 км, от восточной оконечности о-ва Чечень-94 и от Форт-Шевченко – 144 км (см. фиг. 1). Визуальное описание кернов и стратиграфическое расчленение разрезов скважин выполнены в ПО Каспморнефтегаз (А.А. Исаев, А.С. Самедова, А. Джавадова и др.). В процессе работы над темой по Среднему Каспию авторы имели возможность получить для дальнейшего изучения керн и электрокаротажную диаграмму разреза глубокой скважины. К сожалению, разрезы скважин керном охарактеризованы недостаточно полно и распределен он неравномерно (фиг 2). Имевшиеся в нашем распоряжении 52 образца керна вместе с электрокаротажной диаграммой использованы для характеристики строения разреза, структурно-текстурных особенностей отложений, минерального состава обломочных и глинистых компонентов, состава рассеянного органического вещества и в конечном итоге для расшифровки условий формирования осадков.

Структурное положение скважины в центре Каспийского моря и вскрытый ею разрез плиоцен-четвертичной толщи позволяет считать его уникальным и очень важным для выяснения многих сторон геологической истории впадины Каспийского моря.

Общая характеристика разреза. Изучение остатков макрофауны, проведенное А.С. Самедовой, А. Джавадовой и П.В. Федоровым, и спорово-пыльцевых комплексов [4] позволяет выделить следующие стратиграфические подразделения: новокаспийские (0-7 м) древнекаспийские (7-896 м), апшеронские (896-1184 м), акчагыльские (1184-1332 м) и среднеплиоценовые (1332-2132 м) отложения. Последние параллелизуются с продуктивной свитой Азербайджана и Южно-Каспийской впадины. Древнекаспийские отложения подразделены нами по косвенным данным (сопоставление разрезов скважин в Северном Каспии с профилями НСП) на хвалынский (7-84 м), хазарский (84-166 м) и бакинский (166-896 м) ярусы. В работе [10] предложено другое стратиграфическое расчленение вскрытого разреза отложений.

Вскрытая скважинами толша является терригенной, существенно глинистой. слабокарбонатной, слоистой, светло-серого и серого цвета, слабоуплотненной вверху (до 900 м) и более плотной внизу; осадки субаэрального происхождения не обнаружены; слоистость обусловлена чередованием песчано-алевритовых и глинистых слоев переменной мощности. По особенностям строения, проявляющимся в характере чередования слоев различного литологического и минерального состава, в физико-механических свойствах отложений (плотность, проницаемость и др.), отраженных изменениями амплитуды и формы кривых КС и ПС электрокаротажной диаграммы, рассматриваемый разрез расчленяется на три неравные части (см. фиг. 2). Нижняя часть соответствует слабоалевритовой глинистой пачке среднего плиоцена, а средняя - существенно алеврито-песчанистой и относительно более карбонатной пачке акчагыльского и большей половины апшеронского ярусов. Верхняя часть разреза включает верхи апшеронского яруса и древнекаспийские отложения. Последние по характеру дифференцированности кривых ПС и КС по их форме могут быть подразделены на пачку существенно песчано-глинистых отложений бакинского яруса (200-896 м). пачку слаболитифицированных известняков, ракушечников, песков со слойками маломощных глин верхнебакинского-нижнехазарского возраста (136-200 м) и вышележащую пачку песчано-алеврито-глинистых верхнехазарских, хвалынских и новокаспийских отложений (0-135 м). Кроме этих различий породы каждого из выделенных горизонтов существенно различаются составом рассеянного органического вещества. Границы между пачками достаточно отчетливые, особенно нижняя - между акчагылом и средним плиоценом.



### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Средний плиоцен. Аналоги продуктивной свиты вскрыты в инт. 1332-2132 м. По данным электрокаротажа, отложения продуктивной свиты расчлениются на нижнюю и верхнюю пачки. Нижняя пачка (1650–2132 м) сложена глинами с редкими и маломощными прослоями алевролитов. Глины тонкоотмученные, плотные, массивные, реже тонкогоризонтально-слоистые. Некоторые горизонты обогащены тонкоизмельченным растительным детритом. Все глины имеют зеленовато-, голубовато- или темно-серый цвет. В интервале 1886-1893 м в глинах обнаружены остатки хвощей хорошей сохранности. В интервале 1908-2005 м в ряде горизонтов встречаются глины с комковатой флюидальной текстурой. Микроскопически текстура глин равномерно-ориентированная, они микрослоистые за счет обогащения тончайших слойков мусковитом, биотитом, а чаще растительным детритом или битуминозным веществом. Терригенная примесь имеет размерность мелкого алеврита и составляет 5-10%. Представлена она кварцем с глауконитом (85-90%), слюдами (10%), полевыми шпатами (3-5%); из группы акцессориев отмечены: циркон, турмалин, эпидот, апатит (фиг. 3). Верхняя пачка (1332-1650 м) продуктивной свиты также глинистая, но содержит больше прослоев алевролитов. Это отражается в повышенных значениях кривых КС и ПС и большей их дифференцированности. Число и мощность песчано-алевролитовых прослоев возрастает снизу вверх по разрезу пачки. Глины из этой пачки светло- и темно-серого, а вблизи контакта с акчагылом (1381-1388 м) - желто-серого и табачного цвета. Они не очень плотные, хорошо размокают, обладают тонкой горизонтальной сплошной слоистостью, с редкими включениями растительного детрита, частицы которого по размеру достигают иногда 2 мм. В интервале 1580-1587 м глины комковатые, с неправильной микрогоризонтально-волнистой слоистостью, с флюидальными текстурами, обогащены органическим веществом, похожи на ископаемую почву, подвергшуюся оползанию в подводных условиях. В интервалах 1445-1455 и 1425-1430 м хорошо отмученные зеленовато-серые неслоистые алевритистые глины содержат многочисленные темно-серые нитевидные выделения, напоминающие ходы илоедов. Изучение в шлифах показало, что глины содержат 15-25% крупноалевритовой примеси. Основная масса представлена одинаково ориентированными глинистыми агрегатами с высоким показателем преломления с сильным двупреломлением (фиг. 4, а). Терригенная примесь состоит из кварца (75-80%), глауконита (5-7%), слюды (3-4%), полевых шпатов (1-2%) и небольшого количества акцессорных минералов, среди которых преобладают устойчивые к выветриванию циркон, турмалин, гранат, апатит.

Глины продуктивной свиты слабокарбонатные. Растворимая в соляной кислоте часть колеблется от 17 до 10%, причем среднее содержание ее в нижней пачке не превышает 13%, а в верхней – 15%.

Фиг. 2. Литологическая характеристика плиоцен-четвертичных отложений Мангышлакского порога по разрезу скв. ПРВ-1

1 — конгломераты и галечники; 2 — песчаники, пески; 3 — алевролиты, алевриты; 4 — глины и илы глинистые; 5 — известняки; 6 — углистые прослои; 7 — ракушняки и раковинный детрит; 8 — фораминиферы; 9 — остракоды; 10 — комковатая текстура; 11 — пологоволнистая слоистость; 12 — ритмическая сортировка; 13 — горизонтальная слоистость; 14 — линзовидная слоистость; 15 — складки оползания; 16 — мелкое озеро-море с выровненным дном; 17 — мелкое море с архипелагами островов, с расчлененным дном; 18 — заболачивающаяся дельта и авандельта; 19 — низменная аллювиальная равнина с развитой речной сетью; 20 — мелкое озеро-море с расчлененным дном; 21 — портоки дельты; 22 — мелкий открытый солоноватоводный бассейн; 23-26 — глинистые минералы фракции <0,001 мм (23 — смектиты, 24 — гидрослюды, 25 — каолинит, 26 — хлорит)



Фиг. 3. Диаграмма распределения минерального состава песчаников (по В.Д. Шутову) 1 – акчагыл; 2 – апшерон; 3 – бакинский ярус

Идентифицированные визуально или с помощью микроскопа частицы органического вещества имеют размеры от 0,01 до 2 мм, нередко образуют тончайшие коричневые или бурые слойки, насыщенные мелкими (0,1 мм) глобулями пирита (интервалы 1400-1405; 1771-1777; 1842-1847 м). Количество рассеянного органического вещества (РОВ), выраженное содержанием  $C_{opr}$ , в нижней пачке изменяется от 0,79 до 1,52% (медиана 1,05%), в ьерхней – от 0,24 до 1,82% (медиана 0,7%). Степень битуминизации РОВ крайне низкая: в нижней пачке от 0,3 до 0,6%, в верхней – от 0,2 до 0,9%. Значительно больше в РОВ гуминовых кислот – от 0,05 до 0,18% в каждой пачке. Повышенные (0,18%) их количества приурочены к глинам с высоким содержанием  $C_{opr}$  (интервалы 1886-1893 и 1580-1587 м); здесь же установлены наибольшие значения гуминового коэффициента (6,9-12,3%) и величины  $C_{opr}/N_{ofut}$  (15,0 и 19,0). По этим параметрам можно заключить, что в РОВ преобладает материал гумусовой природы. Как было отмечено выше, в интервалах с повышенным содержанием  $C_{opr}$  и гуминовых кислот залегают комковатые глины с флюидальной текстурой, похожие на ископаемые почвы.

Для выявления особенностей минерального состава глинистых компонентов плиоцен-четвертичных отложений методом рентгеновской дифрактометрии исследовали 38 проб фракции менее 1 мкм. Ориентированные препараты анализировались на аппарате ДРОН-1,5 в исходном виде, насыщенные глицерином, и после прокаливания при 550°С. Для определения параметра *b* проводилась съем-ка порошковых препаратов.

Во всех исследованных образцах основная доля глинистой фракции приходится на диоктаэдрические трехслойные минералы: гидрослюды и смектиты, в сумме составляющие 70–90% тонкопелитовых частиц. Степень кристалличности гидрослюд оценивалась по величине полуширины второго базального отражения ( $B_{002}$ ), а степень замещения катионов алюминия железом в октаэдрах учитывалась по отношению интенсивностей второго и первого базальных рефлексов ( $I_2/I_1$ ). Наряду со смектитами встречены как собственно монтмориллониты, так и смешанослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава с преобладанием в структуре монтмориллонитовых межслоев. Во фракции постоянно присутствуют также частицы каолинита и хлорита, но, как правило, в значи-



Фиг. 4. Состав и строение некоторых типов пород

а — верхняя часть продуктивной свиты (интервал 1381—1388 м), микроструктура гидрослюдистой глины с кристаллами диагенетического кальцита, увел. 3000; б — базальный горизонт акчагыльского яруса (интервал 1327—1322 м), конгломераты, галечники, гравелиты; е — алеврито-глинистый слой в кровле акчагыльского яруса (интервал 1190—1195 м), деформированная раковина фораминиферы в глинисто-карбонатной массе, увел. 2700; г — песчаноалевролитовые породы контакта с вышележащим известняком в кровле апшеронского яруса (интервал 900—905 м), диагенетические кристаллы кальцита в цементе, увел. 2500

тельно меньших количествах; лишь в ряде горизонтов содержание каолинита доходит до 20–25%. Доля триоктаэдрического, железисто-магниевого хлорита редко превышает 10% от суммы глинистых минералов.

Среднеплиоценовые глины по особенностям состава и распределения глинистых минералов можно разделить на три пачки: нижнюю (1900–2132 м), среднюю (1600–1900 м) и верхнюю (1332–1600 м). Тонкопелитовая фракция глинистых осадков нижней пачки выделяется высоким содержанием гидрослюд: в основании разреза (инт. 2050–2130 м) их количество достигает 65–68%, выше – не опускается ниже 60%. Гидрослюда самых нижних слоев железисто-алюминиевая ( $L_2/I_1 \approx 0.30$ ), слабокристаллизованная. Значения полуширины второго базального отражения  $B_{002}$  составляют 0,65–0,66 20, что по формуле Шерера соотносится с толщиной микрокристаллов 120–130 Å [8]. В вышележащих глинах данной пачки величина однородных блоков у гидрослюд возрастает до 170 Å, величина  $L_2/I_1$  увеличивается до 0,37, что отвечает составу октаэдрических катионов  $Al_{3,6-3,3}$  Fe<sub>0,4–0,7</sub> на элементарную ячейку.

Количество разбухающих минералов в этих отложениях невелико и уменьшается снизу вверх от 14 до 5%. Среди них различаются монтмориллониты с одно- и двухвалентными межслоевыми катионами и неупорядоченные смешанослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава с количеством монтмориллонитовых межслоев 75-90%. Отличительным признаком глинистых проб рассматриваемой пачки является также повышенное (20-25%) содержание хорошо окристаллизованного каолинита. Малораспространенный в этих породах хлорит (5-7%) характеризуется по дифрактометрическим данным несовершенством кристаллической решетки.

В средней пачке вскрытого разреза среднеплиоценовых отложений в составе глинистой фракции наблюдается снижение доли гидрослюд до 55-40%. Для ряда интервалов намечается тенденция роста дисперсности гидрослюд в образцах с более заметным присутствием смектитовых компонентов. Последние занимают 20-30% фракции. В обменном комплексе смектитов повышается роль одновалентных катионов (Na). По сравнению с породами нижней пачки в глинах снижается количество каолинита до 12%. Остается малым (7-8%) содержание хлорита, но структура его более термоустойчива.

Особенность ассоциации глинистых минералов отложений *верхней пачки* выражается в резко возросшем (до 50%) содержании в тонкопелитовой фракции разбухающих минералов, приобретающих к тому же большую однородность состава. Среди них преобладают преимущественно Na-монтмориллониты. Доля гидрослюдистых частиц сокращается в этих пробах до 35%, повышается их гидратированность и число катионов железа в октаэдрах. Количество каолинита уменьшается до 10%, примесь хлорита колеблется в пределах 5-6%. Микроструктура и микротекстура глин верхней пачки показана на фиг. 4, a.

Своеобразием состава выделяются желто-зеленые глины самых верхов среднеплиоценового разреза (1380–1390 м). Значение смектитов в них вновь понижается до 35%. Разбухающие минералы представлены в основном смешанослойными смектит-гидрослюдистыми образованиями; межслоевые комплексы смектитов заключают одно- и двухвалентные катионы. Роль гидрослюд во фракции соответственно поднимается до 47%. Примечательно значительное присутствие в октаэдрических позициях гидрослюд ионов железа, которые замещают четверть катионов алюминия на элементарную ячейку. Содержание каолинита и хлорита в этих осадках примерно равное (по 9–10%).

Таким образом, рассматривая распределение глинистых минералов по разрезу среднеплиоценовых осадков, можно отметить определенную направленность в изменении состава слоистых силикатов от преимущественно каолинит-гидрослюдистой ассоциации нижних горизонтов к каолинит-гидрослюдисто-смектитовому комплексу вышележащих отложений. При этом изменяются не только количественные соотношения между минералами, но и качественные характеристики гидрослюд и смектитов. Интересно, что верхняя пачка осадков отделяется и по ряду других литолого-минералогических показателей.

Верхний плиоцен. Акчагыльский ярус. Над глинами среднего плиоцена на размытой их поверхности залегают существенно обломочные отложения акчагыльского яруса. Разрез его начинается пачкой базальных конгломератов и галечников (1332–1322 м). Кверху конгломераты постепенно сменяются плохо сцементированными галечниками, рыхлыми песчаниками или слабоуплотненными песками с прослоями алевролитов и глин (1305–1184 м). Суммарная мощность яруса 148 м.

Базальные конгломераты мелко-, разногалечные, со слабо выраженной ритмичной отсортированностью, проявляющейся в чередовании прослоев средне- и мелкогалечного конгломерата (см. фиг. 4, б). Гальки размером более 1,5–2 см, хорошо окатанные, обладают уплощенной, лепешковидной формой. Как правило, они имеют следующую ориентировку: со слоистостью совпадает плоская сторона галек. Отмечена кулисообразная ориентировка галек, иногда слабонаклонная, с опорой на соседние гальки того же размера. Мелким галькам в большинстве случаев свойственна округлая сферичная форма; так же, как и крупные гальки, они хорошо окатаны. Реже встречаются удлиненные плохо окатанные обломки глинистых сланцев. Обломки встречены в прослоях как крупногалечного конгломерата, так и разделяющих их гравелитов, где они расположены без ориентировки как вкрест, так и наклонно к поверхности напластования в виде отдельных плавающих зерен в песчано-гравийном заполнителе базального типа. Крупные гальки сложены плотными биомикритовыми светло-серыми известняками, часто с пленкой (толщиной 1-2 мм) ожелезненного темного известняка с пленкой "пустынного загара", что свидетельствует о нахождении их в течение длительного времени на дневной поверхности в условиях жаркого климата и о переотложении. Гальки биомикритовых известняков составляют 35-40% от общего числа обломков крупней 1,5 см. В этих известняковых гальках Т.Н. Горбачик определила позднемеловые и палеогеновые фораминиферы [4]. Из других пород в гальках встречаются: кварциты (10-15%), полидетритовые известняки (7-10%); кремни и черные филлитизированные аргиллиты (10-15%), терригенные песчано-алевролитовые породы (5-7%), жильный кварц, мраморы, яшмы, хлоритизированные основные и средние эффузивы (3-5%). Заполнителем конгломератов является разнозернистый песчанистый гравелит. По количеству заполнитель составляет 40-45% породы; его структура гравийная или крупнопсаммитовая, мелкогравийная; сортировка обломков плохая; зерна крупнопесчаной и гравийной размерности, хорошо окатанные, сферичные. В обломочной части преобладают кварц и фрагменты биомикритовых известняков (30-35%); микрокварциты и глинисто-кремнистые сланцы (5-7%); обломки основной массы кислых эффузивов, фельзиты, оолиты (3-5%); заполнитель по составу относится к группе кварцевых граувакк. Цемент кальцитовый двух генераций: раннедиагенетический крустификационный мелкокристаллический и более поздний поровый микритовый.

Пачка базальных конгломератов акчагыла имеет резкий, по-видимому с размывом, контакт с подстилающими глинами продуктивной свиты, что фиксируется скачком значений кажущихся сопротивлений (КС) при переходе от глин с 0,5-0,8 Ом.м к конгломератам с 3,5-4 Ом.м.

Выше горизонта конгломератов отмечается постепенное уменьшение количества галечного материала и быстрый переход последних в разнозернистые рыхлые, реже слабосцементированные пески и песчаники (1205–1295 м). Пески желтовато-серые, средне- и крупнозернистые, плохо сортированные, часто с примесью гравийных зерен. По составу это кварцевые граувакки и кремнекласто-кварцевые песчаники, в которых определены: кварц (70–75%), обломки пород, включающие микрокварциты, кварц-мусковитовые сланцы, кислые эффузивы, биомикритовые известняки, оолиты (15–20%), полевые шпаты (5–10%). В слабосцементированных песчаниках отмечен начальный, неравномерный (цементация отдельных обломочных зерен) пелитоморфный кальцитовый (9–22%) цемент порово-пленочного типа.

В цементе встречены остатки однокамерных фораминифер и багряных водорослей. Гравийные зерна песчаников (2 мм) на 90-100% сложены крепкими, по-видимому, сильно катагенетически измененными фораминиферовыми биомикритовыми известняками позднего мела. В песчаниках верхнего интервала (1240-1205 м) наблюдается уменьшение размера зерен до мелко- и среднепесчаного и улучшение степени их сортировки; минеральный состав обломков меняется незначительно: уменьшается количество обломков пород до 10% и увеличивается содержание кварца до 80%. В верхней части разреза акчагыла (инт. 1190-1195 м) песчаники переходят в пачку тонкогоризонтально-слоистых песчанистых, местами глинистых алевролитов. Их текстура подчеркивается чередованием миллиметровых слойков темно- и светло-серых сильнокарбонатных алевролитов, среди которых встречаются такие же по мощности горизонты глин. Карбонатность обусловлена обогащением отдельных интервалов раковинами фораминифер, скелетов багряных водорослей, детрита мелких пелеципод, ос-



Фиг. 5. Распределение и состав рассеянного ОВ по разрезу плиоцен-четвертичных отложений 1-4 — химико-битуминологические типы хлороформенных битумоидов (1 — маслянистый, 2 — маслянисто-смолистый, 3 — смолистый, 4 — смолисто-асфальтеновый); 5 — местоположение исследованных проб. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

тракод (см. фиг. 4, в). В составе обломочной части алевролитов преобладает кварц (75-80%), далее идут глауконит (10-15%), мусковит, хлорит и полевые шпаты (5-10%). Цемент базального типа, глинисто-карбонатный.

Визуально определяемые фрагменты растительного детрита в породах акчагыльского яруса не наблюдались. Содержание С<sub>орг</sub> в глинистых и чистых слабосцементированных песчаниках колеблется от 0,12 до 0,3%, но в самом верхнем алевролитовом слое (1190–1195 м) достигает 3%. Степень битуминизации РОВ в этом слое равна 0,04%, а в более глубоких слоях – 0,1%. Величина С<sub>орг</sub>/N<sub>общ</sub> в верхнем горизонте равна 25-27, а в нижних – 4-8. Содержание гуминовых кислот в верхнем слое достаточно высокое (0,36%), а гуминовый коэффициент достигает 12,1%. По этим показателям РОВ в песчаных слоях можно отнести к планктоногенному, а в верхнем слое – к гумусовому типу (фиг. 5).

Минеральный состав глинистой фракции песчаников нижней половины акчагыльских отложений имеет сходные черты с глинистым комплексом осадков кровли среднего плиоцена. Для всех минералов характерна, как правило, невысокая степень окристаллизованности. Преобладают железисто-алюминиевые гидрослюды (до 50%) и разбухающие, преимущественно смешанослойные смектит-гидрослюдистые образования (37–39%). В межслоевых комплексах смектитов одновалентные катионы сменяются двухвалентными. Выше по разрезу акчагыльских пород постепенно сокращается доля смектитов и увеличивается содержание гидрослюд, возрастая в глинах интервала 1190–1195 м до 75%; частицы гидрослюд лучше окристаллизованы; уменьшается присутствие железа в октаэдрах ( $I_2/I_1 = 0,30$ ); заметно повышается (до 22%) роль более упорядоченного хлорита.

Апшеронский ярус. В низах разреза апшеронских отложений (1113-1184 м) залегают часто чередующиеся тонкослоистые (0,5-1 м) песчано-алевролитовые и глинистые породы. Глины зеленовато-серые, с параллельной и прерывистой горизонтально-волнистой слоистостью, часто обогащенные РОВ и мелким растительные детритом. Встречены тонкие (1-2 мм) слойки угля. В глинах обнаружены редкие мелкие раковины пелеципод. Песчаники светло-серые, карбонатные, с волнистой слоистостью, мелко- и тонкозернистые, плотные. При изучении минералого-петрографического состава установлено, что глины представлены микрогоризонтальным чередованием глинистых и кальцитовых слойков и нередко переходят в мергель. Глины неравномерно ориентированные, содержат мелкоалевритовую примесь (25-30%), в которой отмечены кварц (80-85%), глауконит (7-8%), мусковит и хлорит (5-7%). Из второстепенных минералов выделены: биотит, плагиоклазы, калиевый полевой шпат. Из остатков фауны преобладают фораминиферы, реже - остракоды и багряные водоросли. В верхней части апшеролского яруса (896-1113 м) в разрезе доминируют светло-серые, слабокарбонатные глины с редкими прослоями алевролитов, с комковатой, часто флюидальной текстурой, связанной с подводными оползаниями нелитифицированного глинистого осадка (см. фиг. 4, г). По составу глины идентичны глинам из нижнего интервала. В интервале 900-905 м вблизи границы апшеронского и бакинского ярусов залегают темно-серые, очень плотные глинистые известняки со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, подчеркнутой увеличением в отдельных прослоях алевритового материала. Известняки сложены мельчайшими (0,004 мм) глобулями кальцита. В основной микритовой массе выделяются участки начальной, точечной перекристаллизации с ромбоздрами аутигенного кальцита, размером до 0,1 мм.

Отложения апшеронского яруса обладают повышенной по сравнению с другими частями разреза карбонатностью, обусловленной присутствием в отдельных прослоях как раковинного детрита, так и диагенетического кальцита (см. фиг. 4, г). Карбонатность песчаников и алевролитов обычно не превышает 21%, в то время как в глинах она иногда достигает 42%.

Как уже отмечалось, в апшеронских отложениях часто встречаются растительные остатки. В интервалах 1190-1195 и 1108-1113 м отмечены частички ксилена размером до 3 мм, а также споринит, много диффузионно-рассеянного ОВ, сорбированного глинистыми минералами. Помимо остатков форменных элементов и слойкой угля апшеронские отложения содержат достаточно высокое количество рассеянного ОВ. В нижней части разреза (1113-1184 м) содержание Сорг изменяется в пределах 0,61-0,97%, причем карбонатные глины (мергели) отличаются повышенными его значениями. Значение  $C_{opr}/N_{ofut}$  также выше в карбонатных разностях (15–19) по сравнению с более чистыми глинами и алевролитами (10–14). Степень битуминизации РОВ исключительно низкая (0,03–0,1%); гуминовые кислоты в РОВ присутствуют в виде следов, что представляет собой загадку. По преобладающим характеристикам РОЗ нижней части разреза относится к гумусовому типу. В отложениях верхней его части содержание  $C_{opr}$  составляет 0,3–0,39%, величина  $C_{opr}/N_{ofut}$  изменяется от 4,9 до 8,0; степень битуминизации РОВ также низкая (0,1%); количество гуминовых кислот достигает 0,1%, а гуминовый коэффициент очень высокий (13–41%). Органическое вещество здесь имеет смешанную планктоногенно-гумусовую природу (см. фиг. 5).

По составу глинистых минералов разрез апшеронских отложений можно разделить также на двс пачки: нижнюю (1113–1184 м) и верхнюю (896–1113 м).

В отложениях нижней пачки содержание глинистых минералов в глинистой фракции колеблется от слоя к слою. Количество гидрослюд достигает 55%, они хорошо окристаллизованы, имеют сравнительно низкую железистость. Доля смектитов колеблется от 25 до 40%; в обменном комплексе здесь преимущественно двухвалентные катионы, а преобладающим видом являются смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистые неупорядоченные образования с 75–90%-ным количеством межслоевых промежутков монтмориллонитового типа. В целом можно наметить повышение содержания гидрослюд и сокращение разбухающих минералов в более карбонатных глинах. Доля хлоритовых минералов составляет 8–10%, структура их устойчива при прокаливании. Содержание каолинита не превышает 6–8%.

В глинистой фракции песчанистых глин верхней части разреза отмечается повышение (до 55%) доли смектитов. В основном это монтмориллониты с одно- и двухвалентными катионами в межслоях, но присутствуют и смешанослойные образования с 60–70%-ным количеством монтмориллонитовых межслоевых промежутков. Количество гидрослюд достигает 38–40% фракции. Они выделяются повышенным содержанием железа в октаэдрических позициях ( $I_2/I_1 \approx 0,22$ ) и довольно дисперсными кристаллитами ( $\approx 160-170$  Å). Плохо окристаллизованы также присутствующие в виде примеси хлорит и каолинит ( $\approx 105\%$ ).

Червертичные отложения. Выше глинистых известняков, залегающих в кровле апшеронского яруса, располагается: существенно терригенная толща сложного литологического состава. В интервале 166-896 м выделены отложения бакинского яруса. По данным электрического каротажа, его разрез сложен крупномасштабным (5-10 м) переслаиванием горизонтов слабопроницаемых и проницаемых пород, которые соответствуют в целом глинисто-алевритовым отложениям, обогащенным в интервалах с повышенной проницаемостью песчаным материалом. Из-за незначительного отбора керна (интервалы 395-400; 595-600; 695-700; 795-800 м) детально охарактеризовать отложения бакинского яруса не представляется возможным. Изученные нами образцы относятся к мелко- и крупнозернистым светло-серым, слабосцементированным алевролитам с пологой волнистой и линзовидно-волнистой слоистостью, подчеркнутой темными, обогашенными ОВ, глинистыми слойками. В алевролитах встречены переотложенные обломки раковин пелеципод, ходы илоедов, иногда - мелкие растительные остатки. По составу обломочной части алевролиты относятся к группе кремнекластито-кварцевых пород: кварц (78-80%), полевые шпаты (5-10%), глауконит (5-7%). Цемент базального типа, глинисто-карбонатный, неориентированный; в нем диагностированы частично растворенные и перекристаллизованные раковины фораминифер, мелкие (0,05-0,1 мм) обломки призматического слоя раковин пелеципод. Цемент алевролитов обогащен тонкорассеянным аллохтонным ОВ.

Верхняя часть разреза бакинского яруса (166-225 м) по составу отличается от

его нижней части. Начиная с глубины 225 и до 200 м залегают чередующиеся слои уплотненных детритовых песчаников, ракушечников, алевритовых глин с раковинным материалом, что нашло свое отражение в изменении амплитуды и формы кривой КС, значение которой в отдельных прослоях возросло до 11 Ом-м.

Вышележащая пачка (интервал 166-200 м) слагается, по-видимому, слаболитифицированными, плохопроницаемыми ракушечными известняками с прослоями детритовых песков и алевритовых глин. Амплитуда и форма кривой КС (10-12 Ом-м) типичны для интервалов разрезов, где залегают известняки.

Карбонатность бакинских отложений, установленная по образцам из указанных выше интервалов, невысокая (14–24%), причем наибольшая в глинах.

Очень мелкие фрагменты растений встречаются во всей толще бакинского яруса и обнаруживаются визуально и в шлифах. Рассеянное ОВ свойственно всем литологическим типам, его количество изменяется от 0,3 до 0,85%. Величина  $C_{opr}/N_{ofill}$  в алевролитах из интервала 795-800 м составляет 13, а в вышележащих алевролитах и глинах – 5-7. Степень битуминизации РОВ очень низкая – в нижнем слое всего 0,07%, а в верхнем – 0,1-0,2%. Содержание гуминовых кислот невелико (0,07-0,08%), гуминовый коэффициент колеблется от 8 до 23%. РОВ в нижнем интервале относится к гумусовому, в верхнем – к планктоногенному типу; в целом оно слабо преобразовано (см. фиг. 5).

Состав глинистых минералов по разрезу отложений бакинского яруса изменяется незначительно. В интервале 600-800 м в глинистой фракции разбухающие минералы составляют 42-43%. В межслоевых комплексах смектитов преобладают двухвалентные катионы (Ca, Mg). Количество гидрослюд достигает 46%; они обладают различной степенью окристаллизованности ( $B_{002}$  изменяется от 0,45 до 0,55), в октаэдрических пакетах степень замещения алюминия железом близка к апшеронским пробам ( $I_2/I_1 \approx 0,22-0,24$ ). В верхней половине бакинских осадков (300-600 м) во фракции возрастает (до 52%) доля смектитов, они более однородны по составу по сравнению с нижнебакинскими пробами. Содержание гидрослюд соответственно уменьшается до 35%. Количество каолинита и хлорита по всему бакинскому разрезу невелико (5-7%).

Отложения, отнесенные к хазарскому ярусу, керном не охарактеризованы. На электрокаротажной диаграмме в интервале 84–166 м они подразделяются на нижнюю пачку, в которой значительную роль играют слаболитифицированные ракушечники и опесчаненные глины (136–166 м), и верхнюю пачку, существенно песчано-глинистую с редкими прослоями ракушечников. Формы кривых IIC и КС свидетельствуют о том, что по составу нижняя пачка хазарского яруса похожа на самую верхнюю пачку бакинского яруса, в которой также выделяются слаболитифицированные ракушечники.

Мелкие скважины ПР-1 и ПР-2 вскрыли верхнюю часть (7-42 м) отложений, отнесенных по макрофауне к хвалынскому ярусу (7-84 м). Интервал 7-23 м слагается чередующимися слоями алевритового и глинистого ила с раковинным детритом, песком и алевритом. Илы серые и светло-серые, с массивной, микрогнездовидной и микролинзовидной, непараллельно-микрослоистой текстурой; терригенная часть представлена кварцем (до 70%), мусковитом, биотитом, карбонатом (до 20%), реже – минералами группы эпидота. Илы содержат многочисленные обломки раковин пелеципод, бурые и непрозрачные остатки растительного органического вещества. Пески серые и серовато-бурые, мелко- и тонкозернистые, с обильными включениями обломков (2-3 мм) раковин пелеципод. В интервале от 23 до 42 м по шламму и характеру буримости определен мелко- и тонкозернистый песок, поскольку керн не затирался, циркуляция пропадала и имело место прихватывание инструмента.

В глинистой фракции верхнеплейстоценовых осадков ведущее место остается

за смектитовыми компонентами (45–48%). Межслоевые комплексы монтмориллонитов содержат преимущественно одновалентные катионы (Na). Смешанослойные представлены монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями с 60-75%-ным количеством межслоев монтмориллонитового типа. Содержание гидрослюд составляет 38–40%; катионный состав их октаэдров выделяется наибольшей из четвертичных проб "очищеннсстью" от железа (Al<sub>3,5</sub>Fe<sub>0,5</sub>). Хлорит и каолинит присутствуют в небольших (по 6–8%) количествах.

Разрез голоценовых отложений (0–7 м) представлен глинами бурого и серого цвета, сильнопесчанистыми, с тонкими слойками песка, с раковинным детритом, неяснослоистыми, перемежающимися с серыми, мелкс - и тонкозернистыми, глинистыми песками, с большим количеством обломков (2–3 мм) раковин пелеципод, неслоистыми, с гнездами глинистого материала. Верхние 0,5 м слагаются хорошо промытым раковинным детритом, в котором встречаются и целые створки. В глинистой фракции песчано-ракушечняковых с глинистой примесью осадков (0,5–5 м) содержание гидрослюд составляет 44–45%. Это слабоокристаллизованные мусковитоподобные минералы, в октаздрических позициях которых заметная часть катионов алюминия замещена железом. Среди разбухающих минералов выделяются монтмориллониты с преобладанием одновалентных катионов (Na) в обменном комплексе, неупорядоченные смешанослойные образования с содержанием монтмориллонитовых межслоев от 60 до 90%. Общее количество смектитов во фракции достигает 41%. Содержание хлорита и каолинита невелико (по 7–8%).

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Приведенные выше литолого-минералогические и текстурные характеристики отложен й свидетельствуют о том, что они накапливались в мелководных бассейнах и в большинстве случает при активной динамике придонного слоя воды. Только осадки нижней части разреза продуктивной свиты накапливались, по-видимому, в относительно спокойном мелком водоеме, лишенном местных источников обломочного материала. Наличие в отдельных интервалах разреза глин с комковатой, флюидальной текстурой можно объяснить существованием на дне водоема подводных проток, через которые временами шла разгрузка терригенного материала и на бортах которых время от времени происходили подводные оползания ранее накопившихся осадков. Со временем режим осадконакопления изменился в результате как понижения уровня водоема, так и более интенсивных поступлений в него извне обломочного материала.

В предакчагыльский век обширный до этого и мелкий водоем мог превратиться в озеро, лиман, крупный залив, в конце концов осушиться полностью; об этом могут свидетельствовать изменения серой окраски осадков на желтоватозеленую, табачную, опесчанивание глин и появление обособленных слоев мелко- и тонкозернистых песчаников в самой верхней части свиты, а главным образом – резко несогласное с базальным конгломератом в основании залегание вышележащих акчагыльских отложений. К сожалению, нет возможности определить объем размытой верхней части продуктивной свиты, а также положение ее подошвы, поскольку она не пройдена полностью. Поэтому невозможно даже в общем виде определить темпы накопления слагающих ее отложений. Можно лишь отметить, что состав отложений и особенности строения их разреза делают непохожим ее на состав других литолого-фациальных типов продуктивной свиты, выделенных в Азербайджане и во впадине Южного Каспия [5-7]. Неизвестна также продолжительность перерыва в накоплении осадков и их размыва в предакчагыльское время. Если учесть, что время накопления всей продуктивной свиты составляет около 1,85 млн. лет (от 5,2 до 3,35 млн. лет), то длительность этого перерыва нельзя считать значительной.

На осушенной в конце века территории продуктивной свиты к началу акчагыла сформировалась аллювиальная равнина, прорезаемая руслами мощных рек, в частности р. Волги. Макрослой конгломератов и галечников (интервал 1332-1300 м) мог сформироваться в условиях мощных струйных потоков, приносивших в главную речную артерию палео-Волги огромное количество грубообломочного материала. Обнаруженные в базальном слое хорошо окатанные, с "пустынным загаром" позднемеловые и палеогеновые биомикритовые и фораминиферовые известняки и особенно кремни позволяют безошибочно определить, что эти обломки были принесены с Горного Мангышлака. Из близлежащих районов, ксторые можно отнести к таким источникам, только гряды из пород датского яруса и палеоцена Северного и Южного Актау, образующие крылья Западно-Каратауской мегантиклинали, состоят из таких известняков с прослоями кремневых конкреций [9]. Исходя из анализа территориального положения этих гряд и скв. ПРВ-1 можно уверенно судить о том, что поставшиком обломков известняков и кремней служил Северный Актау, западный конец которого упирается в зал. Сарыташ. Скорее всего эти обломки перемещались по протокам с северной стороны современного Мангышлакского порога.

Вышележащие акчагыльские, апшеронские и древнекаспийские отложения формировались в условиях трансгрессирующего моря-озера, уровень которого испытывал значительные колебания. Хотя следы осушения такого озера в рассматриваемом разрезе отсутствуют, по целому ряду признаков можно бо́льшую их часть связать с процессами, проявляющимися в затопленных долинах рек, авандельтовых и дельтовых акваториях. Темпы накопления осадков наращивались во времени: от 10 см/1000 лет в акчагыльском до 26 см/1000 лет в апшеронском и до 348 см/1000 лет. В бакинском веках. В последующее время они составили 33 см/1000 лет.

Позднеплейстоценовые и голоценовые осадки сформировались в условиях, свойственных современному положению акватории Мангышлакского порога (см. фиг. 2).

Постседиментационные преобразования в толще рассматриваемых отложений проявляются слабо. Они выражаются в появлении небольших количеств диагенетического кальшита и в очень незначительной геохимической преобразованности рассеянного ОВ. Преобладание в составе РОВ гумусового компонента является фактором, затормаживающим течение процесса битуминизации этого РОВ. Возможно, такой состав РОВ также является причиной замедленного темпа преобразования глинистых минералов. На малую выраженность постседиментационных изменений глинистых минералов указывают изложенные выше результаты рентгено- и петрографического анализов плиоцен-четвертичных отложений. По имеющимся данным, по мере погружения осадков не наблюдается заметного трансформационного перехода смектитовых компонентов в гидрослюдистые. По всему разрезу в глинистой фракции доминируют монтмориллониты различного типа, смешанослойные неупорядоченные образования с преобладанием монтмориллонитовых межслоев и значительно гидратированные слюды. Соотношения между ними варьируют, как правило, от слоя к слою и связаны прежде всего с эволюцией условий осадкообразования. Подобное распределение глинистых минералов вполне закономерно, учитывая небольшие глубины погружения осадков, их невысокий тепловой прогрев и преимущественно тонкодисперсный состав, замедляющий обмен катионами между слоистыми силикатами и окружающей средой.

- 1. Багир-заде Ф.М., Нариманов А.А., Бабаев Ф.Р. Геолого-геохимические особенности месторождений Каспийского моря. М.: Недра, 1988. 208 с.
- 2. Гаджиев А.Н., Попков В.И. Особенности строения осадочного чехла Среднего Каспия // Геотектоника. 1988. № 6. С. 116-128.
- 3. Куприн П.Н., Росляков А.Г. Геологическое строение Мангышлакского порога // Геотектоника. 1991. № 2. С. 28-40.
- 4. Куприн П.Н., Рыбакова Н.О., Семенов Е.О. Стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Мангышлакского порога // Океанология. 1991. Т. 36. № 6. С. 1022—1030.
- 5. Нариманов А.А. Геологические основы прогнозирования нефтегазоносности глубокозалегающих отложений (на примере Южно-Каспийской впадины): дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Баку: Ин-т геологии АН АзербССР, 1989. 36 с.
- 6. Путкарадзе А.А. Краткий геологический очерк // Тр. ГИН. 1965. Вып. 115. С. 9-28.
- 7. Пашалы Н.В. Гранулометрические типы и вещественный состав четвертичных отложений // Тр. ГИН. 1965: Вып. 115. С. 68-88.
- Рентгенография основных типов породообразующих минералов / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.; Недра, 1983. 359 с.
- 9. Трифонов Н.К., Василенко В.П. Стратиграфия верхнемеловых отложений Мангышлака // Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака. Л.: Гостоптехиздат, 1963. С. 342-379.
- 10. Холодов В.Н., Хеиров М.Б., Халилов Н.Ю. История развития Среднего Каспия в олигоцен-четвертичное время и перспективы его нефтегазоносности // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 14-27.

Московский государственный университет Поступила в редакцию 20. VI.1991

№ 5, 1992

УДК 551.351.2(265/266)

## © 1992 Деркачев А.Н., Николаева Н.А.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ОСАДКОВ Района островной дуги нансей (рюкю) и ее обрамления

Рассматривается минеральный состав поверхностного слоя осадков активной континентальной окраины, включающей шельф и материковый склон Восточно-Китайского моря, трог Окинава, островную дугу Нансей и прилегающие глубоководные впадины северо-западной части Филипнинского моря, поднятие Окино-Дайто. Выделены минералогические провинции этого региона. На основе корреляционного и факторного анализов определены парагенетические ассоциации минералов провинций и возможные источники их поступления. Установлено, что определяющее влияние на формирование облика минеральных ассоциаций осадков переходной зоны оказывает состав пород областей сноса и вулканизм.

Анализ минерального состава четвертичных отложений различных типов седиментационных бассейнов приобретает все большее значение при изучении эволюции процессов осадконакопления и реконструкции тектонических обстановок [2, 9, 19, 29, 33, 36–38 и др.]. В качестве одного из важных объектов по данной проблеме выступают переходные зоны между крупнейшими морфоструктурами Земли – континентами и океанами, в достаточной мере еще не изученные.

В данной работе нами рассматривается минеральный состав голоцен-верхнеплейстоценовых осадков переходной зоны с активным тектоническим режимом (активной континентальной окраины), включающей шельф и материковый склон Восточно-Китайского моря, трог Окинава, островную дугу Нансей, желоб Нансей, глубоководную впадину Филиппинского моря (северо-западную часть), поднятие Окино-Дайто.

В основу работы положены пробы осалков, собранные в 14-м и 17-м рейсах НИС "Первенец" (1971, 1973 гг.) и 12-м рейсе НИС "Академик М.А. Лаврентьев" (1988 г.). Минералогический анализ выполнен авторами иммерсионным методом: исследовали тяжелую подфракцию (плотность 2,89 г/см<sup>3</sup>) крупноалевритовой размерности. Всего было проанализировано 149 проб<sup>1</sup>; использовали также все доступные опубликованные материалы. Изучению минералогии осадков рассматриваемого региона посвящен ряд публикаций. В одних из них минеральный состав включен в виде комплексной характеристики отложений [10, 30], другие затрагивают всесторонние аспекты формирования минерального состава, в том числе распределение минералов и их связь с питающими провинциями, факторами среды осадконакопления [17, 18, 20, 24, 32, 35, 39, 40], а также выделение минеральных ассоциаций [5, 15, 18, 20, 24, 32]. В данных работах анализируется минеральный состав осадков отдельных районов переходной зоны континент-океан, не охватывая ее как епиное целое. Интересна в этом плане работа [29] по выявлению типоморфных ассоциаций тяжелых минералов-индикаторов эндогенных процессов, характеризующих различные геодинамические обстановки.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>23 анализа выполнено в минералогической лаборатории ПО Приморгеология.





1-4 — минералогические провинции (1 — Восточно-Китайская, 2 — Островодужная, 3 — Янцзы, 4 — трога Окинава — переходная); 5 — границы подпровинций; 6 — минеральные ассоциации с высоким содержанием группы устойчивых минералов. На врезке — положение минеральных ассоциаций на треугольнике ортопироксен (РП) — клинопироксен (МП) — амфиболы (РО); 7 — станции с возвышенности Окино-Дайто; 8 — местоположение минеральной ассоциации моря Амакуса [35]. Римские цифры, буквы — минералогические провинции, ассоциации

Основная задача проведенных нами работ заключалась в выяснении закономерностей пространственного распределения минералов на стыке глобальных структур континент- океан в районе островной дуги Нансей. Главным методическим подходом при выяснении закономерностей формирования минеральных ассоциаций наряду с традиционными методами сопоставления схем распределения являлся анализ парагенетических связей минералов [14]. При этом широко использовались методы многомерной статистики: корреляционный, кластерный, факторный анализы в *R*- и *Q*-модификациях [3].

В результате проведенных исследований нами выделены четыре минералогические провинции: две терригенные (Восточно-Китайская, Янцзы), одна вулканокластическая (Островодужная) и одна смешанная вулканогенно-терригенная (трога Окинава). Дополнительно (в зависимости от колебаний содержаний отдельных минералов) провинции подразделены на ряд подпровинций (фиг. 1).



Фиг. 2. Факторные нагрузки и положительные корреляционные связи тяжелых минералов осадков Восточно-Китайской (a) и Островодужной (б) минералогических провинций 1-3 - корреляционные связи: 1 - слабые (0,32-0,5), 2 - среднис (0,5-0,65), 3 - сильные (> 0,65); N - число анализов, r - значимые коэффициенты корреляции. Индексы минералов см. в табл. 2

Восточно-Китайская провинция охватывает обширные районы внешнего шельфа и материкового склона Восточно-Китайского моря. Состав терригенноминералогической ассоциации (ТМА) провинции определяется в основном эпидотом – до 54,6% (в среднем 27,75%) и амфиболами – до 40,1% (в среднем 28,52%), среди которых доминируют буро-зеленые (13,52%) и зеленые (14,7%) роговые обманки. Довольно высокие концентрации свойственны актинолиттремолиту – до 18,6% (в среднем 7,7%) и группе устойчивых минералов – до 62,5% (в среднем 23,6%).

В пределах провинции распределение большинства минералов отличается однородностью (V 23-87%), исключение составляют слюды, бурая и базальтическая роговые обманки, глаукофан, кальцит. Облик ТМА провинции определяют минералы, производные гранитно-метаморфических пород (табл. 1). Причем зеленым (голубовато-зеленым) роговым обманкам и гранату свойственны содержания, превышающие среднебассейновые в 2-2,4 раза.

Как следует из фиг. 2, а, факторная модель провинции отражает процесс минералогической дифференциации обломочного материала по гидравлической крупности: таблитчатые минералы с низкой плотностью (слюды, хлорит, актинолит, обломки карбонатов) обособляются от минералов с большей плотностью. Этот процесс выражает І фактор, на долю которого приходится максимальный вклад в суммарную дисперсию. К аналогичному результату пришли также китайские исследователи, установившие, что изменчивость содержаний тяжелых минералов более чем на 80% определяется не структурными параметрами осадков, а другими факторами, главным из которых является сортировка минералов по форме зерен, плотности и устойчивости к выветриванию [39, 40]. Последующие факторы отражают, вероятно, минеральный состав исходного петрофонда, представленного в основном гранитно-метаморфическим комплексом пород. Характерно, что буро-зеленые роговые обманки и эпидот индифферентны – не образуют значимых корреляционных связей ни с одним из минералов. Роговообманковый фактор наиболее проявлен на внешнем шельфе южнее о-ва Чечжудо (фиг. 3). Следует отметить, что зона современного осадконакопления, выявленная в этом районе по структурным параметрам осадков [1, 25, 41], по минеральному составу отличается от подобной зоны внутреннего шельфа. Прежде всего это выражается более высокой концентрацией слюд в области современного осадконакопления внутреннего шельфа Восточно-Китайского моря.

Присутствие вулканокластического материала в осадках некоторых участков шельфа можно предположить по парагенезам моноклинный пироксен – ромбический пироксен (фактор III) и моноклинный пироксен – базальтическая роговая обманка (фактор IV), которым противопоставляются амфиболы, эпидот, сфен.

Ассоциация устойчивых минералов, включающая темные рудные минералы, гранат и циркон, в осадках шельфа Восточно-Китайского моря проявлена локально. Она прослежена на внешнем шельфе в районе островов Дандзё и у 28° с.ш. и приурочена к реликтовой фации подводного берегового склона, осадки которой в дальнейшем подверглись эрозионному воздействию придонных течений [25, 31, 40, 41].

Островодужная провинция представляет собой типичную вулканокластическую ассоциацию. В ее состав входят северо-восточная часть трога Окинава, северная часть (до о-ва Окинава) островной дуги Нансей и прилегающие районы Филиппинской глубоководной котловины с желобом Нансей. ТМА провинции резко отличается от состава осадков Восточно-Китайского моря, особенно по соотношению амфиболов и пироксенов (см. фиг. 1). Здесь преобладают моноклинные и ромбические пироксены с содержанием соответственно до 73,29 (в среднем 33,01%) и 60,7% (в среднем 43,57%). Характерный минерал провинции

Таблица 1

Средний минеральный состав осадков провинций Восточно-Китайского моря и района островной дуги Нансей

Минерал	Восточно-Ки провинция (	тайская 26)	Провинция	Янцзы (17)	Провинция : ва (переходн	грога Окина- ная)* (13)	Островодужная провин- ция)** (38)		
	x	v	x	v	Ī	v	x	v	
Роговая обманка:	1		1		1		1		
буро-зеленая	13,52	.48	23,91	21	5,90	49	8,14	88	
бурая	0,20	145	0,06	233	0,03	333	0.11	236	
зеленая	14,70	50 ·	3,31	90	7,44	66	1,86	144	
базальтическая	0,10	190	0,23	230	0,18	167	0,92	208	
Актинолит-тремолит	6,14	65	8,02	28	4,87	88	1.08	132	
Щелочной амфибол	0,03	300	0,09	244	-	-	0.02	400	
Ортопироксен	5,07	63	- 4,50	32	18,26	36	43.57	26	
Клинопироксен	7,69	56	6.59	34	16.33	24	33.01	35	
Щелочной пироксен	0,03	530		_	-		<b>—</b> .	-	
Группа эпидота	27,75	32	19,02	16	23,51	53	4,23	90	
Слюда:									
зеленая	3,55	99	12.87	39	1.37	102	1.49	161	
коричневая	0,17	176	0.20	130	1.36	285	0.21	238	
бесцветная	0,70	114	1,99	59	0,38	139	0,36	153	
Хлорит	3,30	77	4.85	43	8.39	101	1.16	152	
Циркон	3,04	87	1,61	149	1,54	118	0.77	196	
Апатит	2,37	55	2,62	39	2,03	54	0.93	91	
Сфен	3,06	70	2,53	45	2.27	72	0.31	181	
Турмалин '	0,84	62	1,25	54	0.38	116	0.23	200	
Анатаз, брукит, рутил	0,59	112	0.33	97	1.57	152	0.44	207	
Андалузит, силлиманит, ставро-	6,38	97	0,45	107	0.14	157	0.06	300	
лит, корунд	,		·		•		•		
Гранат	5,87	78	2,53	66	3.35	89	1.00	193	
Оливан	-	-	_	_	_	-	0,02	500	
Кальцит обломочный	0,90	156	2,99	87.	0,68	335	0,07	357	

Примечание.  $\bar{x}$  — среднее содержание минерала, % (исключены рудные и аутигенные минералы, обломки пород), V — коэффициент вариации. В скобках — число учтенных анализов.

\*За исключением станций с высоким (аномальным) содержанием группы устойчивых минералов.

\*\*За исключением станций, входящих в ассоциацию Пб (см. фиг. 1 и табл. 2).



Фиг. 3. Распределение факторных нагрузок (фактор I) минералов тяжелой подфракции, выделенных на основе *Q*-модификации факторного анализа Факторные нагрузки: 1 - 0,8-1,0; 2 - 0,5-0,8; 3 - 0,3-0,5; 4 -

0,1-0,3; 5 - < 0,1; 6 - местоположение станций; 7 - станции с максимальными значениями факторных нагрузок (эталоны)

также базальтическая роговая обманка ( $K_{\rm K}^{2}$ 1,29), количество которой достигает 10,62% (в среднем 0,92%). Содержание роговых обманок низкое – от следов до 36,2%. Причем резкое увеличение их концентраций прослеживается в осадках возвышенности Окино-Дайто и прилегающей котловины Филиппинского моря (ассоциация *II6*, см. фиг. 1). Здесь же отмечается повышенный фон содержаний базальтической и бурой роговых обманок, биотита. Как правило, они заключены в "рубашку" из вулканического стекла либо сохранились ее реликты. По данным Т. Судзуки [35], относительное увеличение концентраций бурых роговых обманок наблюдается также в осадках зал. Яцусиро и моря Амакуса (югозападное побережье о-ва Кюсю).

Факторная модель показывает на обособление пироксенов от остальных минералов, с которыми они имеют устойчивые отрицательные корреляционные связи, что свидетельствует о резко отличных источниках поступления этих двух групп минералов (см. фиг. 2, б). Максимальный вклад в образование мине-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Коэффициент концентрирования по С.Л. Шиманович [16].

ральной ассоциации провинции вносят пироксены, основным источником которых являются вулканы о-ва Кюсю и внутренней зоны островной дуги Нансей (архипелаги Токара, Осуми). Значительные поставки пирокластического материала кислого состава происходили также в позднем плейстоцене, связанные с образованием крупных кальдер (Аира, Асо, Ата и др.) [21, 26–28]. В составе пирокластического материала вулканов этого региона доминирует ильменитдвупироксеновая ассоциация с преобладанием гиперстена над авгитом. Роговая обманка присутствует в резко подчиненном количестве [21, 28]. О пирокластической природе большинства пироксенов свидетельствует также их парагенез с кислым вулканическим стеклом и морфология зерен: свежие угловато-оскольчатые обломки и кристаллы, часто с оболочками из вулканического стекла.

Вулканокластическая двупироксеновая ассоциация максимально проявлена в северо-восточных районах островной дуги Нансей, включая прилегающие котловины Филиппинского моря и трога Окинава. Данная ассоциация прослежена в осадках к югу вплоть до архипелага Сакисима.

Как видно из фиг. 2, б, остальные минералы, производные гранитно-метаморфических пород, взаимно коррелируют друг с другом, но, как правило, эти связи слабые. Исключение составляет группа устойчивых и умеренно устойчивых минералов (циркон, гранат, сфен, эпидот) и актинолит с хлоритом. Слабые корреляционные связи между большинством минералов с различной плотностью являются следствием относительно равномерного их разноса. Причем увеличение концентраций минералов, входящих в данную ассоциацию, отмечается в западных районах провинции, где сказывается в какой-то мере влияние континентальных источников сноса обломочных минералов.

Своей значимостью выделяется парагенез эпидот-актинолит-хлорит (вклад 13,5% от общей дисперсии), проявленный в осадках островного шельфа и океанического склона в районе островов Амамиосима, Окинава и депрессии Мияко, разделяющей южную (архипелаг Сакисима) и северную группу островов Нансей. Вероятный источник этой группы минералов – мел-эоценовые породы, выделяемые в супергруппу Симанто, метаморфизованные в фации зеленых сланцев [22, 23]. Однако влияние этих пород на формирование минерального состава голоцен-верхнеплейстоценовых осадков островной дуги Нансей второстепенно: в минеральном комплексе доминирует двупироксеновая вулканокластическая ассоциация.

Как отмечалось выше, специфичен минеральный состав осадков района возвышенности Окино-Дайто, в котором одно из ведущих мест занимает роговая обманка. Морфология минералов и парагенез с кислым вулканическим стеклом не вызывают сомнения в вулканокластическом генезисе данной минеральной ассоциации. Однако по сравнению с северными районами провинции, для которых характерна двупироксеновая минеральная ассоциация, источник пирокластики здесь иной. Наиболее вероятным поставщиком могут выступать вулканы пролива Баши и северной группы Филиппинских островов [8]. Так, ареал высоких концентраций роговых обманок прослежен в Филиппинском море к востоку от этого региона [2, 11], что также подтверждается нашими данными по возвышенностям Бенхам и Урданета [12].

**Провинция Янцзы** приурочена к устьевой области р. Янцзы. По своему положению она совпадает с областью современного осадконакопления, выделенной на основе структурных параметров осадков [25, 31, 41]. В составе ТМА провинции доминируют слюды – до 42,05% (в среднем 18,85%) и роговые обманки – до 41,03% (в среднем 27,73%). Содержание эпидота (16,83%) и особенно группы устойчивых минералов (11,86%) резко снижается по сравнению с шельфом Восточно-Китайского моря. Распределение большинства минералов по площади относительно равномерное (V 20–90%). Облик ТМА провинции определяют прежде всего мусковит, зеленые слюды и обломки кальцита (K<sub>к</sub> 2,5-3,19) –



Фиг. 4. Факторные нагрузки и положительные корреляционные связи тяжелых минералов осадков провинций Янцзы (a) и трога Окинава (б) 1-3 - корреляционные связи: 1 - слабые (0,43-0,5), 2 - средние (0,5-0,65), 3 - сильные (> 0,65). Индексы минералов см. табл. 2

минералы, характерные для лёссовых отложений Китая [34]. Ряду минералов (турмалину, группе метаморфических минералов, сфену, актинолиту, хлориту, апатиту, эпидоту, буро-зеленой роговой обманке) свойственны содержания выше среднебассейновых, что сближает данную провинцию с минеральными ассоциациями внешнего шельфа Восточно-Китайского моря (см. табл. 1 и табл. 2).

Близкий состав с преобладанием слюд характерен также ряду станций южной части островной дуги Нансей (архипелаг Сакисима), однако здесь повышается роль вулканокластического материала (парагенез с бурой и базальтической роговой обманкой, гиперстеном и авгитом).

Факторная модель осадков провинции показывает на слабую выраженность корреляционных связей между минералами (фиг. 4, *a*). Кроме того, как следует

Таблица 2

Провин- ция, ассо- циация	Индексы ассоциаций	Коэффи- циент ус- тойчивос- ти, К <sub>у</sub>								
Восточно-		1 43,57								
(1)	Хл Ка Рбз [Рз Гр] Э Сф Ме Акт А Ту									
(-)	Слб Ан Слз ЩА; Рб Слк МП РП Рба									
Ia	[Ту Рз Рб Ме Гр Ц РО] Э Ан Слб									
	А Сф Рбз Слк; Рба Акт МП РП Хл Слз									
Б	ЭЦ [Рб Рз Тн РО Ме], Гр Рбз РП А Сф Акт Слб Хл МП Рба Слз Ан									
	{ል። ርመር የዓ ዓ] ርሐ ርስ ርስሃ የር ል ፒሃ ል።									
Ie	II PG3									
	то ща, мп тп ля год сяк									
T.	г. [Слб Слк Акт Ан] Ту Рбз Сф А Э РО									
1¢	Рз Ц; МП Рба РП Рб Хл Слэ									
ы	РО РБ [Слб Акт Слк Ан ЩА Рба] Ту Рбз А									
	Э Сф Рэ; МП РП Слэ Ц Гр Хл									
Острово-		32,84								
дужная	PTI MT PS.									
(11)	Рбз АН А; ЩА Слк Слб Хл Ту Гр Ц Рб Рз Э Слз Акт Сф Ка									
i.	<i>i</i> 1									
IIa	Слб Рба									
	Рбз А РО Ту Акт Э Рз Гр Ц Сф Рб Хл Слк Слз									
116	[Рб Слб] Ан РП Рба МП Рбз РО									
	Акт ЩА Рэ А; Ц Ме Ту Слк Э Гр Сф Слэ									
-	[P6+ P6 P6+ Cr6 P() Ty MIL A									
lle	РП Рз Акт Ц; Ка Слз Гр Э									

Индексы минералогических ассопнаций осадков района островной дуги Нансей и се обрамления

Тровинция, ассоциация	Индексы ассоциаций	Коэффи- циент ус- тойчивос- ти, К <sub>у</sub>
Янцзы (111)	[Ка Слэ Слб Сл ЩА Акт] Ме Рбз Ту Хл Сф А РО Э Гр Ц Рз; Ан Слк МП Рба РП Рб	40,67
Трог Оки- нава (пе- реходная) (IV)	[Слк Хл Ан] Э Сф Акт Рз А Гр МП РП Ка РО Ц Ме Ту; Слб Рбз Слз Рба Рб	40,76
IVa	РО <u>[Ан Сф Гр] Рз Э Ц А Слб</u> МП РП Ту Рбз; Акт-Рба Хл Слк Слз	
IV6	РП МП РЗ А [Хл Акт Ка] Э Слз Сф Ан; РО Гр Ту Рбз Ме Слк Слб Ц	
<i>Примечание</i> ным	е. I−IV — провинции; a−∂ — подпровинции, ассоциации, выделен дендрограммам. Индексы провинций; в числителе — минералы	ные по кластер- с содержанием

ным дендограммам. Индексы провинций; в числителе – минералы с содержанием выше среднебассейновых ( $K_{\rm K} > 1,1$ , в квадратных скобках  $K_{\rm K} > 2,0$ ), в знаменателе – минералы с содержанием ниже среднебассейновых ( $K_{\rm K} < 0,9$ , точка с запятой выделяет значения  $K_{\rm K}$  0,5-0,9). Минералы, стоящие перед дробью, имеют значения  $K_{\rm K}$  0,9-1,1.

Сокращенные обозначения минералов: РО – группа роговых обманок, Рбз – роговая обманка буро-зеленая, Рз – роговая обманка зеленая и голубовато-зеленая, Рб – роговая обманка бурая, Рба – роговая обманка базальтическая, МП – моноклинный пироксен, РП – ромбический пироксен, ШП – щелочной пироксен, Э – группа эпидота, Гр – гранат, Ц – циркон, Сф – сфен, А – апатит, Ту – турмалин, Ан – анатаз, ругил, брукит, Ме – группа метаморфических минералов (ставролит, андалузит, дистен и др.), Хл – хлорит, Ол – оливин, Акт – актинолит, Сл – группа слюд, Слб – слюда бесцветная, Слз – слюда зеленая, Слк – слюда бурая, Ка – карбонаты, Ща – щелочной амфибол-

из данной модели, существенной дифференциации минералов по гидравлической крупности не происходит. Наибольшим весом отличаются I и V факторы (с вкладом в суммарную дисперсию соответственно 18,9 и 17,9%), в которых в первом случае циркон противопоставляется анатазу, группе метаморфических минералов, роговым обманкам и сфену, а в другом – актинолит отрицательно связан с минеральным парагенезом хлорит-гранат-гиперстен-сфен-апатит-эпидот. Слюды, являющиеся индикатором обстановок с пониженной гидродинамикой придонных вод, в приустьевой части р. Янцзы образуют парагенез с бурозелеными роговыми обманками, к которым примыкает щелочной пироксен.

Анализ приведенной модели показывает, что наибольший вклад в изменение пространственного распределения минералов вносят компоненты гранитнометаморфических пород (см. табл. 1, 2, фиг. 4, *a*). Учитывая, что р. Янцзы дренирует огромные участки суши с пестрым петрографическим составом пород, в устьевую область реки выносится довольно усредненная минеральная ассоциация. Своеобразный "свал" обломочного материала при низкой его механической дифференциации способствовал сохранению в осадках этой усредненной ассоциации. Подтверждением тому является также отсутствие значимых отрицательных корреляционных связей слюд с минералами, имеющими большую плотность.

Провинция трога Окинава (переходная) включает подножие материкового склона и днище трога Окинава. К этой же провинции отнесены южные районы островной дуги Нансей (архипелаг Сакисима). Минеральный комплекс провинции определяется, с одной стороны, роговыми обманками и эпидотом, типичными минералами континентальных питающих провинций, а с другой – группой пироксенов, характерных для островодужных вулканокластических ассоциаций (см. табл. 1, 2). По средним содержаниям эпидота (23,51%) провинция сопоставима с ассоциацией шельфа Восточно-Китайского моря, но содержание амфиболов снижается в 2 раза, составляя 13,55%. Ромбические и моноклинные пироксены находятся примерно в равных количествах, соответственно 18,26 и 16,33%. Характерными минералами провинции, содержание которых выше среднебассейновых, являются биотит, хлорит, анатаз, эпидот, сфен, актинолит, апатит, зеленые амфиболы и гранат (см. табл. 2). Относительное увеличение содержаний актинолит-хлорит-эпидотовой ассоциации наблюдается в районе островов Окинава и Сакисима. Здесь же в количестве от единичных знаков до 1% встречаются щелочные амфиболы (глаукофан). Основным поставщиком этой группы минералов являются палеозой-мезозойские метаморфические породы Яэяма, среди которых встречаются также глаукофансодержащие сланцы и конгломераты формации Томура [23]. Пестрым минеральным составом отличаются осадки в районе островов Яэяма (архипелаг Сакисима). Здесь наряду с ассоциацией, характерной для переходной провинции, встречаются осадки, обогащенные пироксенами и базальтической роговой обманкой, содержание которой достигает 10%, слюдами (до 44%), группой устойчивых минералов (цирконом – до 32,6%, сфеном – до 13,3%, турмалином – до 8,6%, анатазом, рутилом – до 12,7%). Причем увеличение концентраций устойчивых минералов отмечено в реликтовых нижне- и среднеплейстоценовых осадках на шельфе о-ва Ириомоте [10]. Характерно, что устойчивая минеральная ассоциация сопровождается высокими концентрациями гипроксидов железа. Обломочные минералы также часто покрыты бурой пленкой гидроксидов железа. Все это дает основание говорить о формировании данной ТМА в результате разрушения кор выветривания, развитых на гранитно-метаморфических породах близлежащих островов, л юб размывания их, вероятно, на островном шельфе.

Как след, ет из факторной модели, наибольший вклад в формирование минерального состава провинции вносят минералы гранитно-метаморфических пород (см. фиг. 4, б). Прежде всего выделяется парагенез гранат – сфен-циркон-апатит-роговая обманка и тяготеющая к нему ассоциация метаморфические минералы – кальцит – турмалин (фактор II). Этой ассоциации резко противопоставляется парагенез хлорит-актинолит, наиболее проявленный в районе о-ва Окинава. Вклад вулканокластических минералов меньше: двупироксеновая ассоциация проявлена в V факторе. Характерно, что пироксены не образуют значимых отрицательных корреляционных связей с другими минералами (кроме эпидота) в отличие от Островодужной провинции. Подобное поведение пироксенов, вероятно, является следствием относительно равномерного их рассеивания в осадках трога Окинава и смешивания с минералами, поступающими с шельфа Восточно-Китайского моря.

\* \*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Наши данные подтверждают ранее высказанное заключение о решающей роли состава пород областей сноса и вулканизма на формирование облика минеральных ассоциаций осадков изученного района переходной зоны [5, 7, 11, 13]. 2. Осадки шельфа Восточно-Китайского моря сформированы в основном выносами рек Янцзы, Хуанхэ и характеризуются близким минеральным составом, который мало зависит от структурных характеристик осадков и определяется главным образом дифференциацией вещества по форме частиц, плотности и устойчивости к выветриванию, а также дальностью транзита материала. По данным корреляционного анализа, большинство минералов положительно связано с мелкопесчаной фракцией, в том числе и слюды, которые отрицательно коррелируют с алевритово-пелитовыми фракциями. Совершенно другая картина в распределении слюд наблюдается в морях котловинного типа с узким шельфом, типичным представителем которого является Японское море [4]. Здесь отчетливо проявлена высокая корреляционная зависимость содержания слюд с алевритово-пелитовым материалом и глубиной бассейна. Максимальные концентрации наблюдаются у подножия материкового склона, пространственно совпадая с областями повышенных скоростей осадконакопления.

 Полученные результаты подтверждают вывод китайских геологов [39, 40] о выделении в пределах шельфа Восточно-Китайского моря трех седиментационных зон: а) прибрежной (приустьевой) современного осадконакопления с высоким содержанием минералов пластинчатой формы (особенно слюд); б) внешней части шельфа с явно выраженными процессами разделения минералов по гидравлической крупности; в) эрозионной, прослеживающейся локально на внешнем шельфе и приуроченной к реликтовым осадкам фании подводного берегового склона, зрелость минеральной ассоциации осадков которой резко возрастает (K<sub>v</sub><sup>3</sup> до 76,7). Отсутствие на шельфе Восточно-Китайского моря линейно вытянутых поясов осадков с высокой концентрацией устойчивых минералов, фиксирующих положение древних береговых линий, весьма характерных для шельфа открытых заливов Японского моря [4], обусловлено влиянием на процесс седиментации речных систем Янцзы и Хуанхэ. Вероятно, плейстоценовая миграция речных русел, дельт этих рек, характеризующихся неустойчивым режимом осадконакопления, не способствовала глубокой дифференциации поступающего в большом количестве обломочного вещества.

4. Островная дуга Нансей является главным барьером для обломочного материала, поступающего с Азиатского континента. Основная его масса накапливается в приустьевых частях рек и троге Окинава. Судя по минеральному составу алевритовой и пелитовой [7] фракций, нобольшое его количество проходит транзитом в прилегающие районы Филиппинского моря с водами Куросио.

5. Мощным фактором формирования минерального состава осадков в пределах переходной зоны является вулканизм. Пирокластический материал (стекло, пироксены) доминирует в осадках островной дуги Нансей (северная и центральная части) и прилегающих глубоководных районов Восточно-Китайского и Филиппинского морей, в том числе и желобе Нансей. Причем ареал разноса пирокластики в восточном направлении более значителен, чем в западном. Пирокластика поступает в осадки из двух источников: вулканов северной части дуги Нансей, о-ва Кюсю (ильменит-двупироксеновая ассоциация) и вулканов пролива Баши и Филиппинского архипелага (пироксен-роговообманковая ассоциация, в том числе базальтическая роговая обманка).

6. Влияние пород фундамента дуги Нансей слабо и выражено наиболее отчетливо в южной части дуги (архипелаг Сакисима, Окинава, парагенез актинолит – эпидот – хлорит, частично в ассоциации со щелочным амфиболом). Зрелость минерального состава осадков переходной зоны, выявленная по значениям коэффициентов устойчивости, возрастает в следующей последовательности ассоциаций: Островодужная – Янцзы – трог Окинава – Восточно-Китайская (см. табл. 2).

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>К<sub>у</sub> – коэффициент устойчивости тяжелой подфракции по А.М. Короткому [6].

#### Список литературы

- 1. Васильев Б.И., Деркачев А.Н. Осадки района остревной дуги Нансей (Рюкю) // Геология дна дальневосточных морей. Владивосток: ДВО АН СССР, 1977. С. 130-150.
- 2. Геосинклинальный литогенез на границе кончинент-океан. М.: Наука, 1987. 176 с.
- 3. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 571 с.
- 4. Деркачев А.Н. Минералогическая специализация окраинно-морского седиментогенеза (на примере Японского моря): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: АН СССР, 1989. 16 с.
- 5. Забелин В.В., Васильев Б.И. Минералогический состав данных осадков Восточно-Китайского и Филиппинского морей. М., 1975. 10 с. – Деп. в ВИНИТИ, № 2038.
- Короткий А.М. Анализ коррелятных отложений и реконструкции рельефа горных стран. М.: Наука, 1985. 188 с.
- Курносов В.Б. Распределение глинистых минералов в осадках Восточно-Китайского и северо-западной части Филиппинского моря // Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1975. С. 144—153.
- Леликов Е.П., Остапенко В.Ф. Вулканиты подводного вулкана пролива Баши (Южно-Китайское море) // Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВО АН СССР, 1978. С. 50-58.
- 9. Маркевич П.В. Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое (на примере Сихотэ-Алиня и Камчатки). М.: Наука, 1985. 117 с.
- Марков Ю.Д., Дударев О.В., Ткалич О.А. О четвертичных отложениях архипелага Сакисима (Восточно-Китайское и Филиппинское моря) // Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВО АН СССР, 1979. С. 72-85.
- 11. Мурдмаа И.О., Гречин В.И., Музылев Н.М. и др. Осадки и осадочные породы // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 38—106.
- 12. Нечаев В.П., Деркачев А.Н. Особенности осадконакопления // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 50-66.
- Ратеев М.А. Современные представления о закономерностях распределения глинистых минералов в осадках Мирового океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 220-236.
- 14. Формации и седиментогенез материковой окраины. Л.: Недра, 1981. 196 с.
- Чень Л., Сюй В., Шень Ш. Минеральные ассоциации и их распространение в осадках морей Китая // 27-й Междунар. геол. конгр. Москва, 4-14 авг., 1984. Тез. Т. 3. Секц. 06.07.1984. С. 20.
- Шиманович С.Л. Минералогия аллювиальных отложений Белорусского Понеманья. Минск: Наука и техника, 1982. 199 с.
- 17. Chen L., Fan S., Mao Y. The statistical analysis of the heavy mineral assemblage in the sediments of the East China Sea // Studia Mar. Sinica. 1984. V. 21. No. 2. P. 291-296.
- Chen L., Xu M., Shen S., Li A. A study of marine sediment mineral assemblages, their sources and the property of proto magma of Okinawa trough // Ocean. et Limnol. Sinica. 1986. V. 17. No. 1. P. 3-12.
- Dickinson W.R., Valloni R. Plate settings and provenance of sand in modern ocean basins // Geology. 1980. V. 8. P. 82-86.
- 20. Geology of the East China Sea / Ed. by Qin Y., Chen L., Zhao Y., Zhao S. Peking: Sci. Press, 1987. 290 p.
- Furuta T., Fujioka K., Arai F. Widespread submarine tephras around Japan petrographic and chemical properties // Marine Geol. 1986. V. 72. No. 1-2. P. 125-142.
- 22. Hashimoto M. Greenstones from the islands between Amami Oshima and Kerama Islands // Geol. Study Ryukyu Isl., Assoc. Okinawa Geologists. Nauka, 1978. V. 3. P. 19-22.
- Kizaki K. Geology and tectonics of the Ryukyu Islands // Tectonophysics. 1986. V. 125. P. 193-207.
- Lee H.I., Jeong K.S., Han S.I., Bahk K.S. Heavy minerals indicative of holocene transgression in the southeastern Yellow See // Continental Shelf Res. 1988. V. 8. N 3. P. 255-266.
- Li C., Zhang F., Wang X. Preliminary study on genetic environment of sediments of the East China Sea // Acta oceanol. Sinica. 1985. V. 4. N 2. P. 254-265.
- Machida H., Arai F. The widespread tephra the Aira-Tn ash // Kagaku. 1976. V. 46. P. 339-347.
- Machida H., Arai F. Akahoya ash a widespread tephra erupted from the Kikai caldera, southern Kushu, Japan // Quat. Res. Jap. 1978. V. 17. P. 143-163.

- 28. Miyashi M., Miyashi M. Heavy minerals of the pyroclastic flow deposits in southern Kyushu, Japan // Кюсю дайгаку кёёбу мигаку кэнкю хококу. 1988. Р. 5—15.
- Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Marine Geol. 1991. V. 97. P. 167-190.
- Ohshima K., Inoue E., Onodera K. et al. Sediments of the Tsushima Strait and Goto-nada Sea, northwestern Kyushu // Bull. Surv. Japan. 1982. V. 33. N 7. P. 321-350.
- Shen H. A model of genesis of the relict sediments on the East China Sea shelf // Acta oceanol. Sinica. 1986. V. 5. N 3. P. 437-446.
- 32. Shen S., Chen L., Xu W. Mineral composition and peculiarities of its distribution in the Yellow Sea sediments (China) // Oceanol. et Limnol. Sinica. 1984. V. 15. N 3. P. 240-250.
- Schwab F.L. Framework mineralogy and chemical composition of continental margin type sandstones // Geology. 1975. V. 3. No. 9. P. 487-490.
- 34. Sun B. Characteristics of mineral composition of modern deltaic deposits from the Huanghe River // Marine Geol. and Quatern, Geol. 1987. V. 7. P. 113-122.
- 35. Suzuki T. Heavy mineral composition of the marine sediments on the continental shelf, western offshore arcas of Kyushu, Japan // Geol. Surv. Jap. 1975. N 255. P. 1-17.
- 36. Thornburg T., Kulm L. Sedimentation in the Chile Trench: petrofacies and provenance // J. Sediment. Petrol. 1987. V. 57. No. 1. P. 55-74.
- 37. Valloni R. Reading provenance from modern marine sands // Provenance of arenites: NATO ASI Series. 1985. Ser. C. V. 148. P. 309-332.
- Valloni R., Maynard J.B. Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation // Sedimentology. 1981. V. 28. P. 75-83.
- Wang X., Liang J. Study of the factors controlling heavy mineral distribution on the East China Sea continental shelf by using statistical analysis // Acta oceanol. Sinica. 1982. V. 4. N 1. P. 65-77.
- Wang X.. Ma K., Chen J., Li Z. Clastic minerals in surface sediments from the East China Sea shelf and their geological significance // Marine Geol. and Quatern. Geol. 1984. V. 4. N 3. P. 43-55.
- Zhu E., Wang Q. Sedimentation on the north shelf of the East China Sea // Marine Geol. 1988.
  V. 81. P. 123-136.

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток Поступила в редакцию 17. IV. 1991

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1992

УДК 553.313:553.085

## © 1992 Ципурский С.И., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Дриц В.А.

# О ПРИРОДЕ СОСУЩЕСТВОВАНИЯ ГЛАУКОНИТА, Fe-ИЛЛИТА И ИЛЛИТА В ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛЮДИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗНОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ТИПА И ВОЗРАСТА

Приведены данные по образцам глобулярных слоистых силикатов из нижнего кембрия Северной Эстонии и Восточной Сибири, а также нижнего рифея Северной Сибири. Показано, что изученные глобули состоят из двух слюдистых фаз. Преобладающей фазой является Fe-слюда (глауконит, Fe-иллит), а в качестве второстепенной выступает Al-слюда (иллит). Рассчитаны соотношения этих фаз и их кристаллохимические формулы. Сделана попытка расшифровать возможные причины сосуществования слюд разного состава в едином зерне.

Структурная и кристаллохимическая неоднородность глобулярных слоистых силикатов из морских отложений разного литологического типа и возраста, в определенной степени отображающая условия их образования, отличается исключительно широким разнообразием [2, 3, 7, 8, 14]. Известно, что в ряде случаев образны глауконитов представляют механическую смесь глобуль разной плотности, образующих непрерывный ряд от нонтронита через серию смешанослойных фаз глауконит-нонтронит до собственно глауконита [14]. Установлены также ряды твердых растворов от железистых иллитов через глаукониты до селадонитов [2, 6, 13]. Более того, сочетание микродифракции электронов с локальным энергодисперсионным анализом позволило выявить значительную гетерогенность химического состава микрочастии, слагающих инпивилуальные микроглобули [15]. При этом оказалось, что характер этой гетерогенности не является случайным, а подчиняется определенным закономерностям, отображающим, в частности, температуру образования глауконитовых образцов [19]. Однако в описанных выше случаях вариации химического состава индивидуальных частиц, слагающих глауконитовые глобули, подчинялись одномодальному распределению.

Авторы данной работы при изучении глауконитсодержащих пород нижнего кембрия Северной Эстонии и Восточной Сибири (р. Алдан) и нижнего рифея Северной Сибири (р. Котуйкан) обнаружили образцы, глобули которых сложены двумя слюдистыми фазами, резко отличающимися по степени железистости (глауконит, Fe-иллит, иллит). Цель работы – с помощью комплекса современных физических методов (рентгеновская дифрактометрия, электронография косых текстур, рентгеновский микрозондовый анализ, микродифракция электронов и энергодисперсионный анализ) в сочетании со структурным моделированием и расчетом дифракционных кривых установить кристаллохимическую природу сосуществующих фаз, форму их проявления и обсудить возможные причины их образования.

Стратиграфическое положение изученных образцов, степень вторичных изменений вмещающих их отложений, а также основные минералого-кристаллохимические особенности описываемых глобулярных слоистых силикатов подробно рассмотрены в работах [3-5]<sup>1</sup>. Здесь приводится лишь краткая характеристика изученных глобуль из пород разного возраста, литологического типа и степени катагенетических преобразований.

Нижний кембрий Северной Эстонии (разрезы Утрия, Мутсаметса). Глауконитовые породы в пограничных слоях люкатиской и тискреской свит (обр. 2, 3, 5, MM-11) представлены переслаивающимися слабосцементированными алевролитами и размокающими глинами, претерпевшими очень незначительные вторичные преобразования. Зерна глауконита в них слегка деформированы вследствие сдавливания еще в пластичном состоянии окружающими терригенными зернами, а также незначительно окислены. Цвет глобуль – зеленый, форма – глобулярная и неправильная, преобладающая размерная фракция – 0,3–0,2 мм, плотностная – 2,7–2,75 г/см<sup>3</sup>.

Дифракционные (рентгеновские и электронографические) исследования образцов показали, что основным компонентом является гидрослюда (10-20% разбухающих слоев) политипа 1*Md*, по составу отвечающая глаукониту (параметр элементарной ячейки *b* 9,08-9,09 Å). Другая фаза (до 20%) представлена иллитом (*b* = 9,00 Å) политипа 1*Md*.

Нижний кембрий Восточной Сибири (р. Алдан, разрезы Дворцы, Бюктелээх, Улахан-Сулугур). Глауконитовые глобули приурочены к известнякам нижней части пестроцветной свиты (обр. 515, 606, 541, 99/9, 99/2 и др.), отличающимся ограниченными катагенетическими преобразованиями, и к верхним горизонтам нижележащих обломочных доломитов усть-юдомской свиты (разрез Улахан-Сулугур, обр. 536, 530), степень вторичных преобразований которых более высокая. Зерна усть-юдомского глауконита, интенсивно перемытые в условиях мелководья, в значительной степени замещены апатитом, кальцитом, доломитом и рудными минералами. В пестроцветной свите эти процессы проявлены слабее.

Окраска зерен в каждом сбразце колеблется от более темно- (плотность 2,75-2,85 г/см<sup>3</sup>) до более светло-зеленой (плотность 2,55-2,65 г/см<sup>3</sup>) с разными оттенками. Для глобуль из верхов усть-юдомской свиты характерен менее интенсивный тон окрашивания и большая степень неоднородности (пятна, жилки, включения и др.). Кроме того, им свойственнее угловатая и полуугловатая формы зерен при подчиненном содержании округлой и почковидной; последние наиболее характерны для зерен основания пестроцветной свиты.

Несмотря на разную сохранность зерен на р. Алдан, глауконитоподобный минерал, судя по дифракционным данным десяти изученных образцов, характеризуется относительно высокой степенью совершенства структуры (политип 1Md) и переменным химическим составом (b 9,05–9,10 Å). Глобули изученных образцов содержат небольшие концентрации иллита (b = 9,00 Å) политипа 1Md(см. [3] и табл. 1).

Нижний рифей Северной Сибири (р. Котуйкан). Глауконитовые породы залегают в основании и в средней части усть-ильинской свиты, где представлены соответственно гравелитопесчаниками (обр. 400/3), песчано-алевролитовыми разностями (обр. 402/2) и сильноглинистыми алевролитами (обр. 402/1). В целом породы преобразованы на уровне глубинного катагенеза и содержат глобули хорошей сохранности, на что указывают их форма, размеры, плотность, присутствие иногда нескольких крустификационных каемок [4]. Вторичные изменения, выразившиеся в изученных образцах в незначительной деформации зерен и замещении их различными минералами (глинистыми, карбонатными,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Как показали последние данные [9] по изучению реальной структуры глобулярных слюдистых минералов разного состава, все они содержат дефекты упаковки и, следовательно, их структуры соответствуют политипу 1*Md*.

# Дифракционные особенности нижнексмбрийских глобуль

Таблица 1

Регион	Ярус	Свита	Номер	Номер	Размерные фракции, мм	Плотност-		Рентгеновские данные				Электронографические данные				
			слоя	образца		ные фрак- ции, г/см <sup>3</sup>	d (060), A		d (001), Å		хающие слои, % (глауко-	параметр b, А иллита	параметры элементарных ячеек глауконитов			
							иллит	глауко- нит	природный образец	образец, насылден- ный эти- ленгли- колем	нит)		a, À	b, Å	c, Å	β, градус
Эстония	Атдабан- ский	Люка- тиская / тискрес- кая		2 3 5 MM-11	0,315-0,2 0,315-0,2 0,315-0,2 0,315-0,2	2,7-2,75 2,7-2,75 2,7-2,75 2,7-2,75 2,7-2,75	1,499 1,500 1,499 1,497	1,514 1,514 1,514 1,514 1,514	10,30 10,30 10,28 10,45	9,82 9,82 9,82 9,82 9,82	15-20 15-20 15-20 15-20	9,00 9,00	_ 5,25 5,25 _	9,09 9,09 9,09	_ 10,13 10,13 _	_ 101,0 101,0 _
р. Алдан	Томмот- ский	Пестро- цветная	12 9 8	510 515 606 544 543 99/2 99/9 541 530 536	$\begin{array}{c} 0,1-0,063\\ 0,16-0,1\\ 0,16-0,1\\ 0,1-0,063\\ 0,16-0,1\\ 0,2-0,1\\ 0,4-0,2\\ 0,4-0,2\\ 0,4-0,2\\ 0,4-0,2\\ 0,1-0,05\end{array}$	2,6-2,7 2,75-2,8 2,75-2,8 2,75-2,85 2,75-2,85 2,7-2,8 2,65-2,75 2,7-2,8 -	 1,497 1,496  1,496 1,496 1,495 1,496 1,496	- 1,514 1,511 1,512 1,511 1,509 1,509 1,508 1,509 1,509	10,09 10,05 10,05 10,00 10,00 10,13 10,13 10,13 - 9,96	9,91 9,94 9,94 9,90 9,90 10,02 10,02 10,02 - 9,92	5-10 5-10 5-10 5-10 5-10 < 5 < 5 < 5 < 5 - < 5	- 9,00 - 9,00 9,00 9,00 9,00 9,00 9,00	- 5,24 5,24 5,23 - 5,26 5,26 5,26 5,22 5,22	- 9,08 9,07 - 9,10 9,09 9,06 9,05 9,05	10,15 10,12 10,15 10,09 10,18 10,14 10,20 10,18	

ي \*

67

Таблица 2

Номер образца	Размер глобуль, мм	Плотность гло- буль, г/см	Параметры элементарной ячейки									
			иллита, b, Å	глауконита, Fe-иллита (Аl-глауконита)								
				a, A	b, Å	ć, A	В, град					
402/1	0,63-0,4	2,75-2,8	9.00	5,23	9,06	10,13	100,9					
402/1	0.63-0.4	2.8-2.85	9.01	5.24	9,08	10,18	101.0					
402/1	0.4-0.315	2,7-2,75	9,00	5,23	9.06	10.13	100,9					
402/1	0.4-0.315	2.75-2.8	9.00	5.24	9.07	10.12	100.9					
402/1	0.4-0.315	2.8-2.85	-	5,24	9.08	10.16	100,8					
402/1	0,315-0.2	2.75-2.8	9.00	5.24	9.07	10,13	101.0					
402/1	0,315-0,2	2.8-2.85	9.00	5,24	9,07	10,18	101,0					
402/2	0.4-0.2	2.75-2.8	9.00	5.24	9.07	10,17	101,0					
402/2	0,4-0,2	2,8-2,85	9.00	5,25	9,09	10,18	101,0					
400/3	0.63-0.4	2.75-2.8	9.00	5,24	9.07	10,13	101,0					
400/3	0.4-0.315	2.75-2.8	9.00	5.23	9.06	10,13	101,0					
400/3	0.63-0.315	2.8-2.85	9.00	5.25	9.10	10,17	101,0					

#### Валовые кристаллохимические формулы двухфазных образцов, составы в соотношения нидивидуальных фаз

Таблица З

Номер образца	Катионы, %		Межсл	юевые		Октаэдрические				Тетраздрические				
	образца		к	Na	Ca	Mg	A1	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Si	A1	<sub><sup>b</sup>эксп</sub> , Å	<sup>b</sup> расч, Å
400/3	1 100	0.75	l 0.02	0.03	ا _	I 1.08	l 0.31	1 0.24	0.39	l 3.71	l n 29	-	_	
Fe-фаза	75	0,75	0.02	0.03	-	0.95	0.34	0.32	0.42	3.79	0.21	9,080	9.076±0.013	
Al-фаза	25	0,75	0,02	0.03	-	1.48	0.22		0.30	3.47	0.53	9.014	9.015±0.013	
99/9	100	0,82	_	0,02	0,08	0,86	0,55	0,28	0.31	3,59	0,41	_	_	
Fe-фаза	65	0,82	-	0,02	0,08	0,60	0,67	0,43	0,30	3,74	0,26	9,086	9,096±0,013	
Al-фasa	35	0,82	-	0,02	0,08	1,35	0,33	_	0,32	3,30	0,70	9,008	9,019±0,013	

Примечание. Формулы рассчитаны на анионный состав О<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>; использовалась величина Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>3+</sup>, полученная О.В. Яковлевой (обр. 400/3) и Л.Г. Дайняк (обр. 99/9) методом мессбауэровской спектроскопии.

8

железистыми), наиболее проявлены в глобулях из гравелитопесчаников (обр. 400/3).

Цвет зерен голубовато-зеленый различной интенсивности; более светлые тона свойственны обр. 400/3, форма – глобулярная, реже – неправильная; преобладают глобули с плотностью в интервале 2,75–2,8 г/см<sup>3</sup>.

Как и в предыдущих образцах, в изученных зернах содержалась смесь двух слюдистых минералов политипной модификации 1*Md*, отличающихся параметрами *b* ячеек (табл. 2). Максимальное (до 40%) содержание Al-фазы характерно для одной из плотностных фракций обр. 400/3, а минимальное (<10%) – для плотностных фракций (2,7–2,75; 2,75–2,8 г/см<sup>3</sup>) обр. 402/1. В наиболее тяжелой плотностной фракции (2,8–2,85 г/см<sup>3</sup>) примесь иллита практически отсутствует.

Полученные дифракционные данные могут свидетельствовать о нескольких возможных проявлениях двухфазного состояния вещества, связанных с: а) раздельной кристаллизацией слюд разного состава в макромасштабе, проявляющейся в различных глобулях или в пределах индивидуальных глобулей в области, соизмеримой с диаметром рентгеновского микрозонда, размером в десятки микрон; б) механической смесью частиц разного состава в пределах каждой глобули; в) доменным строением микрокристаллов, в пределах которых существуют достаточно крупные области когерентного рассеяния, дифракционно проявляющиеся как индивидуальные фазы.

Рентгеновский микрозондовый анализ, выполненный на микроанализаторе "Камебакс", показал однородное распределение элементов Al и Fe по объему зерен в различных двухфазных образцах. Эти данные, с одной стороны, позволяют отвергнуть предположение о макропроявлениях слюдистых фаз разной степени железистости, а с другой – позволяют рассматривать их как свидетельство в пользу диагенетического формирования этих слюд. С этим выводом согласуется и тот факт, что на Rb-Sr-эволюционной диаграмме точки, соответствующие образцам с разным количеством Al-слюды (от следов до 40%), расположились на одной изохроне, наклон которой отвечает стратиграфическому возрасту данных образцов [1].

Аналитическая электронная микроскоция позволяет проводить изучение вещества на уровне индивидуальных частиц. С помощью электронного микроскопа JEM-100C, оснащенного энергодисперсионным анализатором Kevex-1500, исследовались отдельные зерна следующих образцов: 3 (0,315–0,2 мм; 2,7– 2,75 г/см<sup>3</sup>), 99/9 (0,4–0,2 мм; 2,65–2,75 г/см<sup>3</sup>), 400/3 (0,4–0,315 мм; 2,75–2,8 г/см<sup>3</sup>) и 402/2 (0,4–0,2 мм; 2,75–2,8 г/см<sup>3</sup>)<sup>2</sup>. Было выяснено, что морфологически данные зерна сложены в основном планкообразными частицами размером до 5– 8 мкм; в резко подчиненном количестве встречены изометричные чешуйки. Микродифракционные картины от планкообразных частиц, как правило, точечные (фиг. 1) и, следовательно, сами частицы являются монокристаллами. Точечные электронограммы с расщепленными hk0 рефлексами не наблюдались. Следовательно, в пределах частиц отсутствуют относительно крупные домены, обогащенные и обедненные катионами железа.

Энергодисперсионные спектры микрокристаллов свидетельствовали о том, что в каждом отдельно взятом зерне присутствуют частицы, как резко отличающиеся по степени железистости, так и характеризующиеся промежуточными составами. В качестве примера можно привести результаты, полученные для обр. 400/3. На фиг. 2 приведены энергодисперсионные спектры частиц этого

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Исследования проводились в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР (аналитик Н.В. Трубкин).



Фиг. 1. Микродифракционная картина индивидуальной частицы



Фиг. 2. Энергодисперсионные спектры индивидуальных частиц различных составов (обр. 400/3)

образца, а также усредненные аналитические данные по 40 частицам разного состава (фиг. 3). Из этих данных видно, что по соотношению Fe и Al слюдистые частицы в целом можно разделить на две группы, причем в частицах каждой группы наблюдаются вариации состава. Так, в группе Al-слюд встречены разности как чисто алюминиевые, так и Fe-,Al-состава. Аналогично среди Fe-слюд наблюдались значительные вариации в концентрации разных катионов. В целом отличительной особенностью гетерогенности состава изученных образцов является двухмодовый характер вариаций содержаний Al и Fe.

Таким образом, данные микродифракции электронов и энергодисперсионного анализа свидетельствуют о том, что разделение составов в двухфазных слюдистых образцах происходит на уровне индивидуальных микрокристаллов. В единой глобуле эти частицы по составу образуют изоморфный ряд слюдистых минералов разной степени железистости, но среди них статистически преобладают частицы преимущественно железистого и преимущественно алюминие-



Фиг. 3. Гистограммы атомных отношений. Усредненные составы железистой (а) и алюминиевой (б) фаз (обр. 400/3)

вого состава, параметры *b* которых по электронографическим данным соответственно близки 9,06 и 9,00 Å (обр. 400/3).

Рентгеновские порошковые дифрактограммы двухфазных образцов, полученных на Си $K_{\alpha}$ -излучении, по внешнему виду практически не отличаются от соответствующих дифракционных картин однофазных глауконитов, за исключением области рефлексов 061, 331, расположенной в интервале углов от 30,0 до 31,5°0. В этой области как для одних, так и для других образцов наблюдается интенсивный дифракционный максимум с d, равным 1,510–1,517 Å асимметричной формы с плечом, расположенным со стороны больших углов  $\theta$  (фиг. 4). Соотношение интенсивностей максимума и плеча для двухфазных образцов меняется в пределах от 3:2 до 2:1, а для однофазных примерно равно 4:1. В случае смеси двух слюдистых минералов разного состава рассматриваемый максимум соответствует сумме двух отражений 060 и 331 Fe-фазы, а плечо обусловлено наложением рефлексов 060, 331 от Al-фазы и 061, 330 и 332 от Fe-фазы. Таким образом, анализ рентгеновских дифракционных картин глобулярных слюдистых минералов позволяет на качественном уровне достаточно легко отличать двухфазные образцы от однофазных.

Однако наша задача состояла также в том, чтобы определить количественное соотношение и составы Fe- и Al-фаз в анализируемых образцах, для которых известен общий химический состав по данным микрозондового анализа<sup>3</sup>. Для этого авторы использовали метод последовательных приближений, основанный на расчете дифракционных картин от модельных структур и зависимости параметра b слюд от катионного состава. Суть данного подхода заключается в следующем. Поскольку основным компонентом в двухфазных образцах является более Fe-слюда, то параметры ее элементарной ячейки можно оценить, измерив на порошкограмме положение рефлексов 001, 060, 112 и 112 [9]. Для Al-фазы значение параметров в ячейки первоначально заимствуется из данных электронографического исследования. Зная общий химический состав образца и используя регрессионное уравнение, связывающее параметр b диоктаздрических

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Аналитик Г.В. Карпова.


Фиг. 4. Фрагменты экспериментальных профилей (точечные кривые) в области 061, 331 отражений для однофазного (а) и двухфазных образцов: 400/3 (б), 99/9 (в). Сплошные линии соответствуют дифракционным кривым, рассчитанным для моделей двухфазных образцов, состав, соотношение фаз и параметры которых приведены в табл. 3

слюд с катионным составом [12], можно подобрать составы каждой из фаз и соотношение между ними так, чтобы вычисленные значения параметров b соответствовали измеренным экспериментально. При этом в соответствии с данными энергодисперсионного анализа отдельных частиц состав межслоевых катионов для Fe- и Al-фаз принимался одинаковым.

Используя полученные кристаллохимические формулы для каждой фазы, а также параметры их элементарных ячеек, с помощью метода структурного моделирования [18] рассчитывались их атомные координаты. Этих данных достаточно, чтобы построить структурные модели Fe- и Al-фазы, а затем с помощью метода, описанного в работе [10], рассчитать при заданном их соотношении суммарный дифракционный профиль в области рефлексов 061, 331 и сравнить его с экспериментальным. В качестве примера на фиг. 4 приведены экспериментальные и расчетные дифракционные кривые для двухфазных образцов 400/3 и 99/9, для которых получено близкое соответствие их профилей. Валовые кристаллохимические формулы, а также соотношения и составы Fe- и Al-фаз приведены в табл. 3. В обр. 400/3 Fe-фаза по составу соответствует Al-глаукониту (Feиллиту), а в обр. 99/9 – глаукониту. Al-фазы в обоих образцах могут быть отнесены к иллиту.

Остановимся кратко на возможных механизмах образования слюд разного состава в индивидуальных зернах. На первый взгляд наиболее правдоподобным является механизм, согласно которому появление двух фаз является результатом действия кинетических факторов. Действительно, согласно данным равновесной термодинамики и природным наблюдениям, высокожелезистые слюды могут синтезироваться при очень низких температурах (порядка первых градусов по Цельсию), если среда кристаллизации содержит наряду с другими строительными элементами достаточно высокие концентрации ионов  $Fe^{2*}$ , т.е. характеризуется зоной редукции. Образование высокоалюминиевых слюд требует более высоких температур и чем ниже температура, тем длительнее прсцесс кристаллизации этих фаз [16]. В свете этих данных в диагенетическую стадию раскристаллизации геля сложного состава следует ожидать первоначально образования железосодержащей слюдистой фазы. Затем, когда основная часть Fe будет израсходована на построение микрокристаллов слюды, обогащенной железом, может за более длительный период сформироваться иллитовая фаза. В какой-то степени эта гипотеза соответствует экспериментам Г. Хардера [17] по низкотемпературному синтезу (3-20°С) глауконитоподобных минералов. Несмотря на то что этому автору не удалось получить совершенные слюды глауконитового состава, тем не менее дифракционные исследования продуктов синтеза фиксировали структурно разупорядоченные слюдоподобные фазы. Согласно данным Г. Хардера, синтез глауконитоподобных слюд происходит в восстановительных условиях при рН 8,5, когда в растворе в достаточно высоких концентрациях постоянно присутствуют ионы Fe<sup>2+</sup>. Ниже определенной концентрации катионов Fe<sup>2+</sup> происходит кристаллизация преимущественно алюминийсодержащих фаз. Слабым местом изложенной выше в целом весьма привлекательной гипотезы является то, что с ее помощью невозможно объяснить факт существования глобулярных однофазных слюдистых минералов такого же состава и такого же возраста, как двухфазные образцы.

В этих условиях можно рассмотреть еще один возможный механизм образования двухфазных глобулярных образцов, связанный с неоднородным локальным распределением окислительно-восстановительного потенциала в объеме исходного гелевого вещества. Если вследствие неоднородного распределения органического вещества, разной бактериальной активности или под влиянием еще каких-либо пока неизвестных факторов в исходном геле будут существовать локальные участки, в которых преобладает либо восстановительный, либо окислительный потенциал, то результат кристаллизации слюдистых фаз должен быть разным: в первом случае будут образовываться фазы, богатые железом, тогда как во втором случае должны формироваться высокоалюминиевые фазы, поскольку ионы железа будут связаны в окисные формы и в значительной степени исключены из процессов силикатообразования. При этом прочие условия для роста фаз разного состава сохраняются весьма сходными, что приводит к близкому морфологическому облику микрокристаллов. Последнее следует из анализа данных, полученных с помощью просвечивающей и растровой электронной микроскопии.

Высказанное предположение не противоречит наблюдающейся зависимости содержания Al-фазы от степени зернистости вмещающих осадков. В частности, в разрезе на р. Котуйкан наибольшие концентрации Al-слюды фиксируются в глобулях из более грубых осадков. Грубые осадки представлены гравелитопесчаниками (обр. 400/3), а тонкие – в разной степени глицистыми песчаноалевролитовыми породами (обр. 402/1, 402/2). Возможно, что в рассматриваемом разрезе в более грубозернистых осадках выше вероятность проявления локальной неоднородности в распределении окислительно-восстановительного потенциала.

Наконец, отметим, что двух- и однофазность глобуль сама по себе не влияет на устойчивость их K-Ar- и Rb-Sr-изотопных систем – и по тем, и по другим глобулям могут быть получены как стратиграфически значимые (обр. из района р. Котуйкан), так и омоложенные (обр. из Северной Эстонии и р. Алдан) изотопные датировки [1,11].

• • •

Комплексом методов установлено, что в нижнем кемории Северной Эстонии и Восточной Сибири (р. Алдан), а также в нижнем рифее Северной Сибири (р. Котуйкан) образцы глобулярных слоистых силикатов сложены двумя слюдистыми фазами разной степени железистости. Разделение составов в двухфазных образцах происходит не на уровне доменов в пределах индивидуальных микрокристаллов, а на уровне отдельных микрочастиц одинаковой морфологии, слагающих каждую глобулю.

Спюдистые минералы в единой глобуле по составу образуют изоморфный ряд, но среди них статистически преобладают частицы, обогащенные и обедненные железом и алюминием соответственно. При этом в глобулях практически всех изученных образцов преобладает фаза с более высоким содержанием Fe, которая по кристаллохимическим характеристикам может быть отнесена либо к собственно глаукониту, либо к Al-глаукониту (Fe-иллиту). Вторая фаза, характеризующаяся высокой концентрацией Al в октаэдрах и тетраэдрах, очень близка по составу к типичным иллитам.

Сосуществование слюд разного состава в различных частицах единого зерна, очевидно, не является результатом катагенетических преобразований одной слюды (Fe-фазы) в другую (Al-фазу). Оно обусловлено раскристаллизацией геля сложного состава в диагенетическую стадию, по-видимому из-за локальной гетерогенности в распределении окислительно-восстановительного потенциала в исходном гелевидном веществе.

В качестве тенденции наблюдается повышенное содержание Al-фазы в глобулях из более грубозернистых осадков.

#### Список литературы

- 1. Горохов И.М., Семихагов М.А., Друбецкой Е.Р. и др. Rb-Si- и К-Ai-возраст осадочных геохронометров нижнего рифея, Анабарский массив // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17-32.
- 2. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 19-33.
- 3. Ивановская Т.А., Ципурский С.И. Особенности глауконита из нижнекембрийских отложений разреза Улахан-Сулугур // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4, С. 79-86.
- 4. Ивановская Т.А., Ципурский С.И. Первая находка глобулярного глауконита в нижнем рифее (Анабарское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. С. 110-121.
- 5. Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В. Глобулярные слоистые силикаты нижнего кембрия Северной Эстонии // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 4. С. 120-127.
- 6. Коссовская А.Г., Петрова В.В., Каледа К.Г. Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407) // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 63-84.
- 7. Лисицина Н.А., Градусов Б.П., Бутузова Г.Ю., Чижикова Н.П. Глауконит как диагенетическое образование рудуцированной зоны океанических осадков // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 3-20.
- 8. Лисицина Н.А., Бугузова Г.Ю. К вопросу о генезисе океанических глауконитов // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 91-97.
- 9. Сахаров Б.А., Бессон Ж., Дриц В.А. и др. Изучение природы дефектов упаковки в структуре глауконитов методом дифракционного профильного анализа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 12. С. 97-109.
- 10. Сахаров Б.А., Наумов А.С., Дриц В.А. Рассеяние рентгеновских лучей дефектными слоистыми структурами // Кристаллография. 1983. Т. 28. № 5. С. 951-958.
- 11. Семихатов М.А., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др. Rb-Sr- и К-Аг-возраст глобулярных слоистых силикатов рифея и кембрия СССР: Материалы к оценке геохронометра // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 5. С. 78-96.
- 12. Смоляр Б.Б., Дриц В.А. Зависимость параметра в элементарной ячейки диоктаэдрических слюд от химического состава // Минерал. журн. 1988. Т. 10. № 6. С. 10–16.
- Ципурский С.И., Ивановская Т.А. Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1. С. 41-49.
- 14. Шутов В.Д., Кац М.Я., Дриц В.А. и др. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 74-81.
- 15. Duplay J. Geochemie des argiles et geothermometrie des populations monominerales de particules // These pour obtenir le grade de docteur le sciences. Inst. de geologie. Strasburg, France, 1988. P. 222.

- 16. Eberl D., Hower J. Kinetics of illite formation // Bull. Geol. Soc. America. 1976. V. 87. P. 1326-1330.
- 17. Harder H. Synthesis of glauconite at surface temperatures // Clay and Clay Minerals. 1980. V. 28. N 3. P. 217-222.
- 18. Sakharov B.A., Besson G., Drits V.A. et al. X-ray study of the nature of stacking faults in the structure of glauconites // Clay Minerals. 1990. V. 25. P. 419-435.
- Tardy Y., Duplay J., Fritz B. Stability fields of smectites and illites as a function of temperature and chemical composition // Geochemical and mineral formation in the earth surface.
  R. Rodriguez-Clemente and Y. Tardy eds. Proceed. Internat. Meeting, Centre National de la Recherche scientifique. Granada, Spain, 1986. P. 461-494.

٠

Геологический институт РАН, Москва

.

Поступила в редакцию 18.11.1991

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1992

УДК 552.54:550.4:551.72(470.2+477.5)

## © 1992 Прилуцкий Р.Е., Суслова С.Н., Наливкина Э.Б.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ЩИТОВ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучен изотопный состав кислорода и углерода нижнепротерозойских карбонатных отложений Украинского и Балтийского щитов. Получены дометаморфические величины  $\delta^{18}O \ge 30\%$  и  $\delta^{13}C \ge 20\%$ . Делается заключение об образовании изученных пород в условиях морского осадконакопления и содержания в атмосфере углекислоты с "утяжеленным" значением  $\delta^{13}C$  за счет относительно высокой концентрации углеводородной составляющей в летучих, поступавших в периоды тектономагматических активизаций.

Условия формирования карбонатных отложений Украинского и Балтийского щитов, изученные в том числе и изотопными методами, описаны в работах [4, 6, 13]. Исследователи пришли к выводу о хемогенном характере осадконакопления в морском бассейне [13], либо проходившем на фоне активной вулканической деятельности [8], либо несущем следы записи метаморфических процессов [4]. Обнаруженные к настоящему времени аномально высокие значения  $\delta^{13}$ С в нижнепротерозойских карбонатах объясняют также микробиологическими процессами [10, 14, 20]. В работе описаны карбонатные породы печенгского комплекса Балтийского щита, а также отложения криворожской и ингуло-ингулецкой серий Украинского щита.

#### УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Геологическая обстановка. На территории Украинского щита в составе криворожской серии карбонатные породы (сланцы, мраморизованные известняки, доломиты, песчанистые разновидности) встречаются в глееватской и широко развиты в гданцевской свитах, образующих верхнюю часть разреза супракрустальных образований, слагающих Криворожский бассейн (фиг. 1). В составе ингуло-ингулецкой серии карбонатные породы, представленные кальцифирами, мраморами, скарнированными разновидностями, карбонатными сланцами, развиты в составе родионовской свиты. Отложения криворожской серии претерпели метаморфизм от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций, причем степень метаморфизма возрастает в направлении с юга на север. Для толщ ингуло-ингулецкой серии характерен метаморфизм преимущественно амфиболитовой фации, достигающий в отдельных участках гранулитовой фации. Большинство исследователей в настоящее время параллелизуют их с образованиями криворожской серии [3]. В более ранних стратиграфических 🕚 схемах толщи ингуло-ингулецкой серии относились к более древним отложениям, чем криворожская серия.

Криворожский железорудный бассейн прослеживается в виде прерывистой узкой полосы, вытянутой вдоль Криворожско-Кременчугского разлома на



Породы криворожской серии нижнепротерозойского возраста: 1 — метаконгломераты, метапесчаники, кристаллические сланцы глееватской свиты; 2 — метапесчаники, метаалевролитовые сланцы, кварц-графитовые и кварц-карбонатные породы, железистые кварциты гданцевской свиты; 3 — железистые кварциты, джеспилиты, сланцы саксаганской свиты; 4 железистые кварциты; 5 — метаконгломераты, метапесчаники, аркозы, филлитовые сланцы скелеватской свиты; 6 — аподиабазы, спиллиты, различные сланцы, кварциты новокри-

ворожской свиты; 7 — гранитоиды днепровского комплекса архейского возраста; 8 — контакты пород; 9 — региональный разлом; 10 — тектонические нарушения; 11 — линия разреза и место заложения сверхглубокой скважины Криворожская; максимальные значения  $\delta^{18}$ О, ‰: 12-24-26; 13-22-24; 14-15-17 (а) и 14-16 (б)

протяжении 250 км. Криворожско-Кременчугская зона рассматривается как крупная шовная рифтогенная структура [3]. В составе криворожской серии выделено пять свит (снизу вверх): новокриворожская (метабазитовая), скелеватская (метаконгломерато-аркозо-филлитовая с ультраосновными метавулканитами), саксаганская (джеспилитовая), гданцевская (карбонатно-углистотерригенная с прослоями железистых кварцитов), глееватская (терригенная: метаконгломераты, метапсаммиты, метаалевролиты, метапелиты).

Карбонатные породы глееватской и гданцевской свит изучались по материалам, полученным при бурении Криворожской сверхглубокой скважины (СГС) и ряда скважин в районе ее заложения (см. фиг. 1). Маломощные редкие слои карбонатных пород (карбонат-тремолитовые сланцы) по разрезу СГС-8 были встречены в нижней подсвите глееватской свиты, сложенной полимиктовыми метаконгломератами, ритмично переслаивающимися с метапесчаниками и метаалевролитами. Глееватская свита завершает разрез супракрустальных



Фиг. 2. Изменение изотопного состава кислорода и углерода карбонатов вдоль керна скв. 20282

1 — карбонатные породы; 2 — карбонатные породы с примесью псаммитового материала; 3 — метапесчаники; 4 — метаалевролиты; 5 — графитсодержащие сланцы; 6 — пелитовые метаалевролиты; 7 — железистые кварциты; 8 — кварциты с прослоями куммингтонитовых сланцев; 9 — метапесчаники с магнетитом; 10 — сульфиды

образований в Кривбассе и развита лишь в приосевой части Криворожской структуры.

Карбонатные породы гданцевской свиты были изучены как по разрезу СГС-8, так и по ряду других скважин. Гданцевская свита с перерывом и структурным несогласием ложится на породы саксаганской свиты (железорудная толща), на которой участками сохранилась метаморфизованная кора выветривания [5], имеющая сложное строение. Характерной чертой для свиты является большое разнообразие литологического состава пород и их фациальная изменчивость по простиранию. В нижней части разреза встречаются магнетитовые метапесчаники, кварциты, кварцито-песчаники с прослоями мраморов, седиментогенные брекчии, магнетит-хлоритовые сланцы, железистые кварциты. В верхней части разреза развиты метаалевролиты, карбонатные метапесчаники, кварц-слюдянографитовые сланцы, доломитовые мраморы. Для этой части разреза ведущая роль принадлежит породам алевролитовой и пелит-алевролитовой размерности. О строении гданцевской свиты можно судить на примере ее разреза по скв. 20282 (фиг. 2).

В районе Правобережных магнитных аномалий происходит сочленение Западно-Ингулецкой и Криворожско-Кременчугской структур. Однако характер сочленения структур и причины отличия степени метаморфизма образований двух серий не вполне ясны. Согласно данным одних исследователей, образования двух серий сочленяются по разлому, другие [1] доказывают плавный переход между ними постепенным увеличением степени метаморфизма пород криворожской серии от зеленосланцє вой до амфиболитовой фации.

Породы ингуло-ингулецкой серии развиты к западу от Криворожского бассейна в Западно-Ингулецкой зоне. Для пород серии характерен полифациальный метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций. Нижнепротерозойский возраст ингуло-ингулецкой серии определяется на основании ее залегания на метаморфизованной коре выветривания архейских гранитоидов. В составе серии выделяются три свиты (снизу вверх): зеленоречинская (гнейсы, амфиболиты); артемовская (силикатно-магнетитовые и магнетитовые кварциты, гнейсы, скарноиды); родионовская (кварциты, метапесчаники, графитсодержащие сланцы, карбонатные породы, представленные кальцифирами, офиокальцитом, диопсидитом). Карбонаты родионовской свиты изучались по скв. 17186, расположенной в 4,5 км к юго-западу от с. Родионовка.

Методика анализа. Карбонаты разлагали обезвоженной ортофосфорной кислотой для выделения CO<sub>2</sub>. При температуре 25°C кальциты обрабатывали в течение 6 ч, доломиты – 72 ч. Измерения изотопного состава кислорода и углерода выполняли на масс-спектрометре МИ 1330 с погрешностью ±0,3‰. Результаты анализов приводятся относительно стандартов SMOW – кислорода, РДВ – углерода. В тех случаях, когда нельзя было выделить мономинеральные фракции калицита и доломита, варьировали длительность реакции разложения карбоната, чтобы получить результат раздельно для калыцитовой и доломитовой фракций [2].

Результаты. Результаты анализов изотопного состава кислорода и углерода карбонатов приведены в табл. 1. Обрашает на себя внимание в значительной мере синхронное изменение значений  $\delta^{18}$ О и  $\delta^{13}$ С вдоль керна скважин (фиг. 2), что является следствием метаморфизма и флюидной проработки пород [21], приводящих к "облегчению" изотопного состава. В этой связи наименее измененными следует считать отложения, которые характеризуются наивысшими значениями  $\delta^{18}$ О и  $\delta^{13}$ С. Для карбонатных пород из гданцевской свиты, расположенных к югу от Криворожской СГС примерно в 6–7 км (скв. 20282, 20539, 20632), такие значения укладываются в диапазон 24–26‰; в скв. 17791 значения  $\delta^{16}$ О достигают 23–24‰. В районе СГС-8 и к северу от нее наблюдается "облегчение" изотопного состава кислорода и угдерода карбонатов, причем этот процесс возрастает к северу. В этом же направлении, как было отмечено, повышается степень метаморфизма.

Представляется возможным ориентировочно оценить дометаморфические значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta^{13}$ С для пород, характеризующихся наилучшей сохранностью изотопного состава, если допустить, что метаморфизм таких пород проходил в условиях, приближенных к системе с дозированным отводом летучих [21]. Для этих условий справедливо

 $\delta_{\rm H}^{18}$ O -  $\delta_{\rm K}^{18}$ O = (1 - F) 10<sup>3</sup>lnα<sup>18</sup> O<sub>CO<sub>2</sub></sub>- ποροда,

где  $\delta_{\rm H}^{18}$ О,  $\delta_{\rm K}^{18}$  – соответственно начальное и конечное значение изотопного состава кислорода в процессе метаморфизма; *F* – соотношение между количеством кислорода до и посте метаморфизма;  $\alpha^{18}$ ОСО<sub>2 -порода</sub> – коэффициент фракционирования изотопов кислорода между СО<sub>2</sub> и породой. Выбор параметров  $\alpha$  и *F* ба-

Таблица 1

# Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород из кериа Криворожской СГС и сопутствующих скважии

Номер	Результат а	нализа, ‰	Характеристика образца			
ооразца	δ <sup>18</sup> Ο	δ <sup>13</sup> C				
20500/992	13,0	-5,7	325 м. Глееватская свита, карбонат-тремо-			
20500/1190-1	16,6	-2,3	литовый сланец, голомит 370 м. Глееватская свита, карбонат-тремо-			
20500/2574	11,4	-4,4	литовыи сланец, доломит 642,3 м. Глееватская свита, карбонат-тре-			
8426	15,7	-6,3	1800 м. Гданцевская свита, кварц-хлорит- карбонатный сланец			
8552	16,1	-6,7	1813 м. Гданцевская свита, кварц-карбо- натный сланец			
8589	17,0	-5,6	1817 м. Гданцевская свита, кварц-карбонат- ный сланец			
9386	12,4	-11,0	2016 м. Скелеватская свита, карбонат-био- титовый сланец, вторичная порода			
9912	10,7	-8,2	2207 м. Скелеватская свита, карбонат-био- титовый сланец, вторичная порода			
20926/22	11,6	8,4	390 м. Гданцевская свита (нижняя часть) или артемовская свита, кварц-карбонатный спанец			
20926/23	12,3	-9,9	424 м. Гданцевская св. (нижняя часть) или архемовская свита квари-карбонатный сланен			
20926/31	16,1	-7,8	580 м. Гданцевская свита (нижняя часть) или артемовская свита, кварц-карбонатный			
20926/32	14,9	-7,2	сланец 619 м. Гданцевская свита (нижняя часть) или артемовская свита, кварц-карбонатный			
20282/1	20,3	0,1	сланец 1135 м. Гданцевская свита (средняя часть, карбанатная порода			
20282/2	26.5	1.0	Квари-карбонатный сланец, поломит			
20282/12	18,0	-2,8	1545 м. Гданцевская свита (средняя часть), карбонатная порода			
20282/13	24,5	-1,0	Карбонатная порода, доломит			
20282/14	18,9	-4,7	Карбонат-графитовый сланец, кальцит			
20282/25	24,8	2,3	1802 м. Гданцевская свита (средняя часть), карбонатная порода			
20282/26A	.⁄21,3	-3,3	1819 м. Гданцевская свита (средняя часть), карбонатная порода			
20282/26Б	17,5	-1,7	Карбонатная порода, доломит			
20282/31	23,5	1,5	Карбонатный метапесчаник, доломит			
20282/32	24,0	2,6	Карбонатсодержащий песчаник, доломит			
20282/33	25,6	3,0	1867 м. Гданцевская свита (нижняя часть), карбонатный песчаник			
20282/42	19,5	-7,9	Полосчатый песчаник, кальцит			
20282/43	22,6	4,1	2021 м. Гданцевская свита (нижняя часть), карбонатный сланец			
20282/73	19,6	-0,5	Карбонатная порода, кальцит			
20282/73	19,6	-1,3	Карбонатная порода, доломит			
20282/75	13,3	-2,9	Алевролит с сульфидами, доломит			
20282/76	18,0	-3,6	Карбонатная порода, доломит			
20539/2	24,1	8,6	Гданцевская или глееватская свита (се- верная часть м-ния "Фрунзе"), доломит			

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4
20539/3	24,8	1,6	' Гданцевская или глееватская свита (север- ная часть м-ния "Фрунзе"), поломит
20539/4	22.7	1.6	Поломит с прослоями пелита, поломит
20539/5	20,9	-0,7	Доломит с сульфидами, поломит
20539/17	16,4	-13,4	Гданцевская или глееватская свита (се- верная часть м-ния "Фрунзе"), карбонатный метапесчаник
20539/19	13,3	-9,6	Карбонатная порода с сульфидами, до- ломит
20539/21	21,1	0	Гданцевская или глееватская свита (се- верная часть м-ния "Фрунзе"), карбонатный сланец с амфиболом
20539/27	14,4	-6,3	Карбонатный метапесчаник, доломит
20632/3	25,7	-2,9	Гданцевская свита (нижняя часть), карбо- натная порода
20632/5	24,7	-15,8	Доломит с сульфидами, доломит
17791/13	17,6	-6,9	"Пелитоморфный" известняк, доломит
17791/14	22,1	5,5	1863,3 м. Рудник Р. Люксембург, гданцев- ская свита (нижняя часть), доломитовый мра- мор. доломит
17791/30	22,6	1,3	1950 м. Рудник Р. Люксембург, гданцев- ская свита (нижняя часть), доломитовый мра- мор. поломит
17791/31	15,3	-7,1	Кварц-карбонат-биотитовый сланец, доло- мит
17791/34	18.7	-0.2	Поломит
17791/36	22,4	1,7	
17186/7	17,3	0,9	149 м. Родионовская свита, доломитовый мрамор с тремолитом, доломит
17186/8	18,5	2,1	152 м. Родионовская свита, тремолит-кар- бонатная порода с флогопитом, доломит
17186/9	19,3	2,9	170 м. Родионовская свита, карбонатная порода с тремолитом и флогопитом, доломит

Примечание. Анализы выполнены в отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ.

зируется на следующих соображениях [21]. Значение  $\alpha$  в зависимости от температурных условий метаморфизма лежит в пределах 1,012–1,006. Для рассматриваемых пород гданцевской свиты, подвергшихся метаморфизму в зеленосланцевой фации (температура 450°С), может быть выбрано значение  $\alpha = 1,008$ . Коэффициент *F*, как правило, варьирует в пределах 1,0–0,6. Для ориентировочных оценок выбираем F = 0.8, тогда  $\delta_{\rm H}^{10}$  O = 1,6 %; при  $\delta_{\rm K}^{16}$  O = 26,5 % (обр. 20282/2, табл. 1) получим  $\delta_{\rm H}^{10}$  O = 28,1%.

Отметим, что данную величину следует отнести к минимально возможной, так как, с одной стороны, были приняты практически идеальные условия "закрытой" системы, а с другой – не учитывалась флюидная проработка пород, эффект от которой, как правило, значительно выше. Все это дает основание предположить, что для изученных отложений дометаморфические значения составляли  $\delta_{\rm H}^{10}O \ge 30\%$ .

Для реконструкции дометаморфических значений  $\delta^{13}$ С обратимся к полученному фактическому материалу (см. табл. 1) в системе координат  $\delta^{13}$ С –  $\delta^{18}$ О (фиг. 3), дополненному опубликованными данными по Казанковской зоне ро-



Фиг. 3. Изотопный состав кислорода и углерода кар бонатных пород из керна Криворожской СГС и сопутствующих скважин

 1 – родионовская свита, Ингуло-ингулецкая зона; 2 – родионовская свита, Казанковская зона [8];
3 – карбонатные и карбонатно-терригенные породы гданцевской и глееватской свит; 4 – карбонатные породы гданцевской свиты; I-III – группы пород, выделенные по величине изотопного состава углерода, равной соответственно ~ 13; 6 и 3,5 ‰

дионовской свиты [8]. Опираясь на достаточные в статистическом отношении сведения по варьированию изотопного состава метаморфических карбонатов в рассматриваемой системе координат [21], можно в первом приближении считать характер этих вариаций линейным. На этой основе в изученных отложениях Украинского щита по дометаморфической величине изотопного состава углерода можно выделить две группы пород. При  $\delta_{\rm H}^{16}$  О = 30% первая группа имеет  $\delta_{\rm H}^{13}$ С ~ 13%, вторая –  $\delta_{\rm H}^{13}$ С ~ 6,0%. Можно предполагать существование и третьей менее выраженной группы с  $\delta_{\rm H}^{13}$ С ~ 3,5%. В первую группу попали все образцы карбонатных пород родионовской свиты как из Ингуло-Ингульской, так и Казанковской зон. Наиболее многочисленную вторую группу образуют карбонатно-терригенные и карбонатно-глинистые породы гданцевской свиты, третья группа представлена в основном известняками и доломитами этой же свиты.

Проведенные реконструкции, как можно было полагать, обусловливают значительную неопределенность получаемых значений  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О, однако их цель заключается в нахождении порядка величин и ориентировочных соотношений между ними.

#### БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Геологическая обстановка. Осадочно-вулканогенные толщи печенгского комплекса слагают приразломный прогиб, приуроченный к палеорифтовой зоне. Породы печенгского комплекса претерпели региональный метаморфизм преимущественно зеленосланцевой фации, усиливающийся в нижней части разреза и на периферии структуры до эпидот-амфиболитовой фации. В составе комплекса выделяется четыре макроритма, каждый из которых начинается осалконакоплением и завершается мошными вулканическими излияниями. Осадочные породы имеют резко подчиненное значение. В основании печенгской структуры залегает первая осадочная толща (телевинская свита) песчано-конгломератового состава. Вторая осадочная толща (кувернеринйокская свита), мощностью 100-150 м, сложена в нижней части разреза (пачка А на фиг. 4) зрелыми осадочными породами - кварцитами и кварцито-песчаниками, сменяющимися выше по разрезу (пачка Б) доломитами и доломитизированными известняками. В верхней части разреза присутствуют маломощные пачки туффитов и алевритов. Третья туфогенно-осадочная толща (лучломпольская свита) с угловым несогласием залегает на вторых метавулканитах. В нижней части разреза



Фиг. 4. Изменение изотопного состава кислорода и углерода карбонатов вдоль керна Кольской СГС в пределах кувернеринойкской свиты

1 — мрамора; 2 — сланцы с кварцитами и песчаниками; а, б — различные фракции обр. 19240 (см. табл. 2)



Фиг. 5. Изменение изотопного состава кислорода и углерода карбонатов вдоль керна Кольской СГС в пределах лучломпольской свиты

Фиг. 6. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород из керна Кольской СГС

1 — кувернеринойкская свита; 2 — лучломпольская свита; Н—точка реконструированных значений δ<sub>H</sub><sup>18</sup> O и δ<sub>H</sub><sup>13</sup> C; Δ<sup>13</sup>C<sub>K-Π</sub> — различие в изотопном составе углерода пород кувернеринойкской и лучломпольской свит

толща сложена песчаниками (граувакками, аркозами), в меньшей степени алевролитами. Выше по разрезу развиты доломитизированные известняки, сменяющиеся в самой верхней части разреза осадочной толщи туффитами. Четвертая наиболее мощная осадочная толща (ждановская свита) представлена филлитами, алевролитами и песчаниками (низ разреза). Первая и вторая вулканогенные толщи сложены метадиабазами, метаандезитами, метапорфиритами, встречаются метатрахиандезиты. Третья и четвертая образованы метавулканитами основного и ультраосновного состава (диабазы, пикритобазальты, коматииты).

Таким образом, карбонатные породы наиболее развиты в составе второй и третьей осадочных толщ и изучались по материалам Кольской сверхглубокой скважины, разрезы их представлены на фиг. 4 и 5. Породы лучломпольской свиты по СГС-3 метаморфизованы в зеленосланцевой фации, ниже залегающей кувернеринйокской свиты – в условиях эпидот-амфиболитовой фации [10, 11].

Результаты. Результаты анализа изотопного состава кислорода и углерода карбонатных пород этих свит представлены в табл. 2. Изменение значений  $\delta^{18}$ Ои  $\delta^{13}$ С вдоль керна СГС (см. фиг. 4 и 5) свидетельствует о различном характере изотопно-обменных процессов между породами и флюидами в лучломпольской и кувернеринйокской свитах. В частности, в последней наблюдается прямая корреляция между величинами  $\delta^{18}$ О и  $\delta^{13}$ С, в то время как в первой – обратная. Отмеченное различие хорошо видно в координатах  $\delta^{13}$ С –  $\delta^{18}$ О (фиг. 6).

В нижнепротерозойских строматолитовых карбонатах Балтийского щита отмечены значения  $\delta^{18}$  О до +26,6‰ [14]. Если это значение изотопного состава кислорода отражает условия седиментации в нижнепротерозойском бассейне и предполагает линейный характер фракционирования в системе  $\delta^{13}$ С –  $\delta^{18}$ О, то для карбонатов кувернеринйокской свиты можно получить дометаморфическое значение  $\delta^{13}$ С ~ 23‰ (см. фиг. 6), которое по порядку величины соответствует

Таблица 2

Номер образца	Глубина, м	Кальцито- вая фрак- ция		Доломито- вая фрак- ция		Примечание
		δ <sup>18</sup> 0,	δ <sup>13</sup> C,	δ <sup>16</sup> 0,	δ <sup>13</sup> C,	
18133-A	4795	-	-	15.5	-1.4)	
18141	4796	-	_	16.6	-3.6	
18149	4797,4	18,4	-2,8	15,5	-1,8	Лучломпольская
18152	4798	_	_	14,9	-1,3	СВИТА
18162	4803	_	-	13.0	-0.5	
18171	4808,5	-	-	14.2	1.0	
18218	4816	-	-	15,0	-1,0	
19201	5647	11,1	-1.0	10,6	-0.5	
19204	5659,2	13,5	1,3	12,8	2,0	
19205	5659,2-5663,9	12,6	1,6	12,8	3.6	
19206	5659,2-5663,9	13,0	0,8	12,9	3,2	
19208	5659,2-5663,9	12,9	3,2	13,6	5,0	Тремолитовая
19212	5663,9	12,8	0,7	_	_	порода
19240-a	5678	_	_	14,9	2,4	без скаполита
19240-б	5678	16,2	7,9	14,9	7,5 (	с скаполитом
19245	5680,8	15,2	5,1	16,0	6,9	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •
19251	5682,1	15,4	6,5	15,8	7,7	Кувернеринйок-
19258	5684,9	15,7	6,0	15,8	7,0	ская свита
19273	5685,4-5688,3	14,6	6,0	14,5	7,0	
19281	5688,7	14,0	3,8	12,5	3,8	
19290	5688,7-5691,4	13,4	5,1	_	J	
-						

#### Результаты анализа изотопного состава кислорода и углерода карбонатных пород Балтийского щита (%)

Примечание. Анализы выполнены в отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ.

реально наблюдаемому изотопному составу углерода этих строматолитов ~ 18‰ [14]. Изотопный состав углерода карбонатов лучломпольской свиты с относительно лучшей сохранностью меньше на 12-14 ‰, чем карбонатов кувернеринйокской свиты с аналогичной сохранностью (см. фиг. 6).

#### Обсуждение результатов

Распределение изотопного состава кислорода и углерода изученных карбонатных отложений подтверждает имевшие место метаморфические процессы и флюидную проработку пород и отражает определенные различия их протекания. Можно полагать, что породы Украинского щита обрабатывались флюидами, содержащими кислород и углерод с "облегченными" значениями  $\delta^{18}$  О и  $\delta^{13}$  С, в то время как карбонаты лучломпольской свиты (Балтийский щит) подверглись воздействию флюидов с "легким" изотопным составом кислорода и "тяжелым" изотопным составом углерода за счет насыщения углекислотой, явившейся, по-видимому, продуктом метаморфических реакций с участием карбонатных пород нижележащей кувернеринйокской свиты.

Значения изотопного состава кислорода карбонатов, равное приблизительно 30‰, свидетельствуют о морских условиях седиментации изученных пород Украинского и Балтийского щитов.

Весьма информативны на наш взгляд, данные об изотопном составе углерода. В этом плане отметим, что карбонатные породы, вскрытые Криворожской СГС в верхней части разреза, скорее могут быть отнесены к криворожской серии, а не к ингуло-ингулецкой, как предлагается ряды исследователей [3]. Учитывая наблюдающийся эффект повышения значений  $\delta^{13}$ С докембрийских карбонатов в период тектономагматической активности [4], можно предположить, что породы родионовской свиты сформировались ранее пород гданцевской свиты. Для Балтийского щита также более молодыми могут считаться породы лучломпольской свиты по отношению к породам кувернеринйокской свиты, что вполне согласуется с геологической обстановкой. Высокие значения  $\delta^{13}$ С карбонатов родионовской и кувернеринйокской свит позволяют относить их образование к наиболее активному этапу Карельского тектономагматического цикла, для которого максимальные значения изотопного состава карбонатного утлерода составляли, вероятно, не менее 20‰.

Полученную для нижнепротерозойских карбонатов величину  $\delta^{13}$ С объяснить достаточно трудно, например, только участием метаморфической углекислоты [4] или эффектами эвапоритизации [7].

В рассматриваемом случае метаморфическая углекислота, насытившая атмосферу, должна была иметь значение  $\delta^{13}$ С ~ 10% при поверхностной температуре 25°С. Если принять, что в процессе метаморфизма морских карбонатов изменяются значения  $\delta^{13}$ С в среднем от 0 до – 10%, и учесть, что существенная доля этого диапазона обусловлена флюидной проработкой пород [21], то трудно заключить, что усредненный изотопный состав углерода метаморфической углекислоты мог достигнуть 10%. Вероятность преобладающего характера этого фактора также снижается при возможно более высоких поверхностных нижнепротерозойских температурах. Процессы эвапоритизации, характеризуясь относительно небольшими масштабами изотопного фракционирования, как следует полагать, не могли привести к наблюдаемым эффектам.

Экстремально высокие значения  $\delta^{13}$ С рассматривают также как результат микробиологической деятельности при диагенезе осадков [14, 16, 20]. Однако, с одной стороны, в карбонатах, относящихся к периодам предшествующих тектономагматических циклов, также обнаруживается тенденция к возрастанию изотопного состава углерода, с другой – обращает на себя внимание довольно жесткая корреляция подобного возрастания и тектономагматической активности в докембрийской истории планеты [4]. Кроме того, сторонники такой точки зрения объясняют "облегчение" изотопного состава углерода, например, на Балтийском щите к началу шунгитовой эпохи появлением свободного кислорода и образованием углекислоты за счет окисления микробиологического метана [14]. Однако подобные представления трудно согласуются с хорошо наблюдающейся тенденцией "синхронного" изменения значений  $\delta^{18}$ О и  $\delta^{13}$ С.

Можно было бы предполагать насыщение бассейнов седиментации глубинной углекислотой с "утяжеленным" изотопным составом углерода за счет вклада преобразованных более древних осадочных пород [9]. Если допустить, что в преобразование вовлекались только карбонатные осадочные породы, имеющие в среднем значение  $\delta^{13}$ С ~ 0‰, и углерод этих карбонатов без фракционирования вошел в углекислоту, то в изотопно-равновесных условиях с такой углекислотой при температуре 25°С вновь образованный карбонат приобретает значение  $\delta^{13}$ С ~ 10‰. Далее следует предположить, что в таких идеальных условиях осуществились два цикла подобных преобразований. Совокупность сделанных предположений вызывает сомнение в реальности обсуждаемого механизма для объяснения аномально высоких значений изотопного состава карбонатного углерода.

Возможное объяснение наблюдаемых эффектов может состоять в том, что в качестве преобладающего фактора рассматривается насыщение атмосферы глубинной углекислотой с повышенным содержанием изотопа <sup>13</sup>С, обусловленным достаточно высокой концентрацией в летучих углеводородных компонентов (в основном CH<sub>4</sub>), находившихся в изотопно-равновесных условиях с углекислотой. Такая углекислота, как отмечалось, должна была иметь  $\delta^{13}$ С ~ 10%. Принимая значение  $\delta^{13}$ С источника углерода равным – 5‰ [18], нетрудно установить [19] зависимость молярного отношения CO<sub>2</sub>CH<sub>4</sub> от температурных условий, соответствующих моменту прекращения изотопно-обменного взаимодействия между этими компонентами:

<i>т,</i> •С	500	450	400	350	300	250
CO₂/CH₄	0	0,13	0,3	0,47	0,67	0,93

Углеродонакопление, наблюдающееся на всех докембрийских щитах и хорошо синхронизирующееся с эпохами тектомагматических активизаций [11], может служить определенным аргументом в пользу высказанного предложения.

Однако предлагаемое объяснение вступает в противоречие с тем фактом, что седиментогенные карбонаты с высокими значениями  $\delta^{13}$ С обнаруживаются относительно редко. Эти экземпляры представляют собой, по-видимому, реликты докембрийских отложений с исключительно высокой сохранностью. Зависимость получаемых данных от степени сохранности изотопных систем кислорода и углерода убедительно продемонстрирована на примере карбонатов морского цемента пермского возраста [17]. Участки проб с хорошей сохранностью выявлялись путем изучения катодолюминесценции карбонатных минералов, причем отмечалась связь между степенью "облегчения" изотопного состава и интенсивностью люминесценции. Наилучшая сохранность соответствовала отсутствию люминесценции.

Если принять во внимание, что люминесценция минералов обусловливается дефектами кристаллической решетки, в том числе и элементами-примесями, и в синтетических минералах она отсутствует [12], то все это может свидетельствовать об определенной роли дефектности кристаллической структуры минерала в характере протекания постседиментационных изотопно-обменных процессов. Это находит свое подтверждение на примере карбонатных пород Украинского щита (табл. 3) и в результатах экспериментов по изотопно-обмен-

#### Изотопный состав кислорода, углерода и концентрация элементов-примесей в образцах из керна скв. 20282

Номер образца	Конц	Концентрация примесей, г/т				δ <sup>13</sup> C,	Содержание
	As	As Zr Rb Sr		%	<b>†</b> ).	терригенного и глинистого ма- териала, %	
20282/2	20-24	35	4	78-144	26,5	1,0	< 10
20282/33	16	23	15	72	25,6	3,0	25-30
20282/73	20	19-105	5-42	100	19,6	-0,5	> 40
20282/75	13,3	169	144	77-87	13,3	-2,9	> 40

Примечание: анализы выполнены в лаборатории ПГО "Невское" и отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ.

ному взаимодействию [15]. Лучшая сохранность изотопных систем наблюдается у проб с меньшим содержанием примесей.

Интерпретацию аномальных значений  $\delta^{13}$ С, изложенную выше, следует считать предварительной. Несмотря на то, что к настоящему времени обнаружены первые десятки докембрийских карбонатов в различных регионах планеты с весьма "тяжелым" изотопным составом углерода (см. сводку в [14]). этот материал не может претендовать на достаточную представительность. Следует надеяться, что дальнейшие исследования позволят получить дополнительные аргументы в пользу высказанных соображений.

#### Список литературы

- 1. Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев.: Наук. думка, 1975. 219 с.
- Гаврилові Л.М. Изучение δ<sup>18</sup>О кальцит-доломитовых смесей // Методические проблемы ядерной гє элогии. Л.: Недра, 1982. С. 117-120.
- Галецкий Л.С., Решетняк В.В., Курлов Н.С., Байсарович М.Н. Глубинное строение Криворожского железорудного бассейна // Глубинное исследование недр в СССР. Л.: Недра. С. 94-103.
- 4. Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли // Геохимия. 1975. № 3. С. 323-342.
- 5. Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита масштаба 1:50000 (объяснительная записка). Киев.: Мин-во геологии УССР, 1983. 100 с.
- 6. Донцова Е.И., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. К вопросу о причинах изменения изотопного состава кислорода в карбонатных толщах осадочной оболочки // Геохимия. 1972. № 11. С. 1317-1324.

7. Загнитко В.Н. О причинах аномальных значений δ<sup>13</sup>С в докембрийских карбонатах (на примере Украинского щита) // XII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии (тез. докл., апрель 1989). М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. С. 335-336.

- 8. Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989. 316 с.
- 9. Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986. 125 с.
- Розен О.М., Элобин В.Л. Карбонаты (б<sup>13</sup>С −2‰ и +11‰) в архее Анабарского щита: фации открытого моря и отшнурованных лагун? // XII Всесоюз. симозиум по стабильным изотопам в геохимии (тез. докл., апр. 1989). М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. С. 93-94.
- 11. Сидоренко Св.А., Теняков В.А. О глобальных "эпохах" накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 1. С. 172–175.
- Спир Дж.А. Кристаллохимия и фазовые соотношения ромбических карбонатов // Карбонаты. М.: Мир, 1987. С. 185-239.

- 13. Шербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. Киев: Наук. думка, 1981. 248 с.
- 14. Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В. Изотопные аномалии углегода в карбонатах Карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972-978.
- 15. Anderson T.E. Self-diffusion of carbon and oxygen in calcite by isotope exchange with carbon dioxide // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. N 15. P. 3918-3932. 16. Baker A.J., Fallick A.E. High ô<sup>13</sup>C marbles from Lofoten-VesterLlen, Norway and implications
- for the precambrian carbon cycle // Chem. Geol. 1988. V. 70. N 1/2. P. 140.
- 17. Given R.K., Lohmann K.C. Derivation of the original isotopic composition of permian marine cements // J. Sediment and Petrol. 1985. V. 55. N 3. P. 430-439.
- 18. Kyser T.K. Stable isotope variations in the mantle // Rev. Mineral. 1986. V. 16. P. 141-164.
- 19. Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // Rev. Mineral. 1986. V. 16. P. 491-559.
- 20. Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates; carbon isotope geochemistry and implications for the terrestrial budget // Precamb. Res. 1975. V. 2. N 1. P. 1-70.
- 21. Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev. mineralogy. 1986. V. 16, P. 445-490.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 20.VI.1990 УДК 551.83(571.56)

## © 1992 Устинов В.Н., Салтыков О.Г.

## ФАЦИИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ АЛМАЗНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Предложена схема фациального расчленения верхнепалеозойских коллекторов алмазов Западной Якутии (Мало-Ботуобинский и Моркокинский алмазоносные районы). Установлено, что строение разреза верхнепалеозойских отложений, представляющего собой толщу чередования континентальных и бассейновых фаций, обусловлено периодической повторяемостью регрессивных и трансгрессивных этапов развития эпиконтинентального солоновато-водного бассейна. Показано, что ореолы рассеяния кимберлитовых минералов, связанные с полифациальными подошвенными слоями верхнепалеозойской толщи, заключены в фациях как континентального (аллювиального и делювиального), так и бассейнового (пляжевого) генезиса.

Западная Якутия в пределах восточного борта позднепалеозойской Тунгусской синеклизы является одним из основных алмазодобывающих регионов страны. В его состав входят Мало-Ботуобинский и Моркокинский алмазоносные районы. На рассматриваемой территории расположено Мирнинское кимберлитовое поле, включающее ряд промышленных алмазоносных трубок. Кимберлитовые трубки, датируемые большинством исследователей позднедевонским – раннекаменноугольным временем [3, 12], прорывают терригенно-карбонатную нижнепалеозойскую толщу. На размытой поверхности кимберлитвмещающего цоколя залегают верхнепалеозойские образования, содержащие в своем составе ряд алмазоносных горизонтов.

Отложения позднего палеозоя представлены циклично построенной толщей (до 150-200 м) чередования песчаников и алевролитов с подчиненной ролью конгломератов и гравелитов, образующих шиклиты I-IV порядков, которые соответствуют пакетам, пачкам, свитам и сериям [16, 19]. Верхнепалеозойская толща состоит из двух серий - вилюйской и бахчинской (циклитов IV повялка). Первая включает в себя лапчанскую ( $C_2^1$ ), ботуобинскую ( $C_2^2 - P_1^1$ ) свиты, переходную толщу (P<sub>1</sub><sup>2</sup>), вторая – боруллойскую (P<sub>1</sub><sup>2</sup>) и дегалинскую (P<sub>2</sub><sup>2</sup>) свиты (фиг. 1), являющиеся циклитами II-III порядков. Подразделения меньшего ранга, циклиты II и I порядков (пачки и пакеты), входят в состав свит и обозначаются буквенно-цифровыми индексами. Так, лапчанская свита (пачка Б) состоит из циклитов Б-1 и Б-2; ботуобинская (пачки В, Г) включают циклиты В-1, В-2, Г-1, Г-2; переходная толща образована двумя циклитами I порядка – Д-1 и Д-2. Отложения боруллойской свиты (пачки Е, Ж) представлены пакетами Е-1, Е-2, Ж-1, Ж-2, а дегалинская (пачка 3) – пакетами 3-1 и 3-2. Верхние части циклитов, состоящие преимущественно из алевролитов и аргиллитов, среди которых встречаются маломощные (0,5-1,0 м) линзы бурых углей, образуют следящиеся по простиранию маркирующие горизонты. К низам циклитов, характеризующимся постепенным погрубением зернистости вниз по разрезу, нередко приурочены линзы гравелитов и конгломератов. Именно с ними связаны наиболее интересные в практическом отношении алмазоносные ореолы рассеяния кимберлитовых минералов (КМ). Ореолы представляют собой маломощные (0,5-3,0 м)



Фиг. 1. Сводный литолого-стратиграфический разрез верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы (Западная Якутия)

1-2 — фации верхнепалеозойских отложений (1 — континентальные, 2 бассейновые); 3-4 — литологический состав верхнепалеозойских отложений (3 — алевролиты, 4 — песчаники, конгломераты); 5 — нижнепалеозойские мергели, известняки

геологические тела, содержащие кимберлитовые минералы (пироп, пикроильменит, хромшпинелид, алмаз) и приуроченные главным образом к разновозрастным подошвенным слоям верхнепалеозойской толщи. Отложения верхнего палеозоя в возрастном отношении являются наиболее приближенными ко времени образования среднепалеозойских кимберлитов. Именно поэтому восстановление палеогеографических условий формирования промежуточных коллекторов алмазов широко применяется при прогнозно-поисковых работах в комплексе с другими методами. Одним из основных направлений в подобного рода исследованиях является выяснение фациальной природы продуктивных образований.

До последних лет среди исследователей нет единого мнения об условиях формирования этих важных в практическом отношении горизонтов. Часть исследователей полагают, что в позднем палеозое осадконакопление происходило в континентальных обстановках [2], другие – признают возможность затопления 90



Фиг. 2. Схема фациального расчленения верхнепалеозойской алмазоносной толщи Западной Якутии



Фиг. 3. Эмпирические полигоны распределения (ЭПР) песчаных фракций из различных фаций верхнепалеозойских отложений (см. табл. 1)

рассматриваемой территории в отдельные периоды ее позднепалеозойского этапа развития водами крупного солоновато-водного [1, 4, 5, 8] или морского [11, 13] бассейна. При этом в качестве бассейновых обычно рассматриваются тонкозернистые слои, практически не содержащие продуктов размыва кимберлитов, а наиболее грубые осадки, вмещающие ореолы рассеяния КМ, трактуются как сугубо континентальные образования. Накопленный за последние годы материал по условиям формирования верхнепалеозойских отложений позволяет предложить иную схему фациального расчленения коллекторов алмазов Западной Якутии, а также сделать ряд выводов по условиям формирования собственно продуктивных горизонтов.

Под фациями авторы понимают обстановки осадконакопления (современные или древние), овеществленные в осадке или горной породе. При фациальном расчленении верхнепалеозойской алмазоносной толщи восточного борта Тунгусской синеклизы, изученной по керну скважин, пробуренных экспедициями объединения "Якутсктеология", изучался комплекс признаков, главными из которых являлись: структура и гранулометрический состав отложений, которые оценивались с использованием 19-фракционного гранулометрического анализа в литологической лаборатории ВСЕГЕИ с последующей обработкой данных на ЭВМ ЕС 1033 по программе "Статистический анализ структурных признаков

Фациальный состав		Гранулометрические характеристики песчаных фракций						
группа макрофаций	макрофа ных про	ция, фация проанализирован- б	характер кривых распреде- ления (номер см. на фиг. 3)		медиана, мм	стандарт (сор- тировка), в Ф-шкалы	асимметрия, в ед. Ф-шкалы	эксцесс, в ед. Ф-шкалы
Континен- тальная	' Делювиальная (14) Аллю- Русловая крупных рек (29) виаль-		і Би-и полим Бимодальні	иодальные (1) ые (2-1)	0,09-0,39 0,1-1,06	0,7-1,23 0,75-1,46	(-0,43)-0,27 (-0,07)-0,5 иногда до 0,63	0,65-1,1 0,69-1,76
	Ная	Русловая малых рек (19)	Би-, реже п ные (2-2)	Би-, реже полимодаль- ные (2-2)		0,98-1,02	(-0,22)-0,52	0,7-0,72
		Пойменная (14)	Преобладав ные, иногда слабо выра нительным нием (2-3)	от одномодаль- а бимодальные со женным допол- субраспределе-	0,07-0,17	0,35—0,66	(-0,13)-0,27	0,77—1,35
		Старичная (15)	Одномодальные, иногда с "хвостом" грубых фракций (2-4)		0,06-0,07	0,27-0,48	(-0,462)-(0,43)	0,96-1,17
	Озерно-б	болотная (5)	Одномодал	ьные (3)	0,06-0,09	0,2-0,57	(-0,5)-(-0,25)	0,85-1,2
Бассейновая	Дельтовая (24)		Преобладают би- и поли-, реже опномопальные (4-1, 4-2)		0,12-0,26	0,44-0,74	(-0,33)-0,18	1,0-1,76
	Баровая (10)		Бимодальные (5-1)		0,2-0,53	0,66-0,98 0 33-0 34	(-0,42)-0,23	0,79-2,36
	Пляжевая (15)		Преобладают одномодаль- ные (6-1, 6-2)		0,07-0,3	0,28-0,63	(-0,09)-0,37	1,0-1,67
	Эстуариевая (10)		Одно-, би-и полимодальные (7-1, 7-2)		0,07-0,48	0,61-1,67	(-0,69)-0,6	0,67-1,73
	Лагун и зали-	Подвижного мелководья дагун и заливов (11)	(7-1, 7-2) Преобладают одномодаль- ные (8-1) Одномодальные (8-2)		0,07-0,23	0,35-0,68	(-0,37)-0,29	0,9-1,48
	BOB	Застойного мелководья лагун и заливов (20)			0,06-0,09	0,22-0,65	(-0,5)-(-0,14)	0,68-1,85
	Откры- того	Подвижного мелководья открытого бассейна (34)	*	(9-1)	0,08-0,2	0,27-0,75	(-0,53)-0,16	0,9-1,38
	бассей- на	Малоподвижного мелко- водья открытого бассей- на (10)	• (9-2)		0,06—0,08	0,16-0,51	(-0,65)-0,17	1,0-1,67

Примечание. 19-фракционный гранулометрический анализ проведен во ВСЕГЕИ с последующей обработкой данных на ЭВМ ЕС 1033 по программе "Статистический анализ структурных признаков обломочных пород", разработанной Д.С. Кашиной и др. в 1975 г.

.

обломочных пород", разработанный в 1975 г. Д.С. Кашиком, А.Е. Рыбалко, Г.М. Ромм и др.; текстурные особенности пород (типы и характер слоистости и слоеватости, наблюдаемые в керне при полевом литолого-фациальном анализе отложений; особенности внутреннего строения разрезов; степень насыщенности разреза углефицированным растительным детритом (УРД); частота встречаемости, состав и сохранность фаунистических остатков; взаимоотношение с другими фациями в разрезах и на площади; положение в палеорельефе; сходство с аналогичными современными осадками, фациальная принадлежность которых четко установлена.

Детальный литолого-фациальный анализ позволил выделить в составе верхнепалеозойской толщи две группы макрофаций (континентальную и бассейновую), которые в свою очередь подразделяются на более дробные единицы – макрофации и фации (фиг. 2). Ниже приводится их краткая характеристика.

Континентальные отложения. Делювиальные образования представлены песчаниками разнозернистыми с глинисто-алевритовой связующей массой (7-35%), или песчанистыми алевритами. Нередко в них встречается крупнообломочный хаотически распределенный материал различной размерности (от гравийных зерен до мелких валунов). Окатанность разнообразная: наряду с щебнем и дресвой отмечаются гальки, достигающие III-IV балла окатанности (по шкале В.А. Хабакова). Гранулометрический анализ песчаной составляющей делювиальных пород показал, что средние значения стандарта близки к единице (таблица), что соответствует слабой и плохой степени сортировки осадка в градации Р. Фолка [6]. Эмпирические полигоны распределения (ЭПР) [9] песчаной составляющей облацают характерной полимодальной структурой (фиг. 3). В отложениях встречаются редкие пологокосые (до 8°) слойки мощностью 1,0-2,0 см, сложенные песчано-гравийным плохо сортированным материалом. Делювиальные образования встречаются фрагментарно, преимущественно на пологих склонах денудационных останцов, речных долин и более крупных форм рельефа. По простиранию они замещаются отгожениями руслового аллювия. Мошность отложений составляет в среднем 2-5 м. Делювиальные отложения прослеживаются обычно в нижних и средних частях разнопорядковых циклитов.

Аллювиальные отложения сложены мелкоцикличнопостроенными пачками песчаников разнозернистых с прослоями конгломератов и гравелитов. В строении элементарных циклитов (1-5 м), часто срезающих друг друга или перекрывающих со следами четкого размыва, отчетливо проявлено уменьшение зернистости вверх по разрезу. Цикличное строение отложений обусловлено частой фациальной изменчивостью слагающих аллювиальные разрезы осадков. Среди разнообразных типов слоистости доминирует грубая косая (до 25-30°), проявляемая обычно в низах элементарных циклитов, вверх по разрезу она сменяется пологой косой, пологоволнистой, реже горизонтальной слоистостью. Среди ЭПР преобладают бимодальные структуры (см. фиг. 3), квантильные характеристики сильно варьируют. Аллювий выполняет днища позднепалеозойских речных долин, а местами перекрывает площадки осложняющих их террас. В зависимости от протяженности долин изменяется литологический и фациальный состав отложений. В составе аллювия крупных рек (протяженность которых измеряется первыми десятками километров) выделяется весь комплекс речных отложений: русловая, пойменная и старичная фации (см. таблицу). Аллювиальные отложения малых рек, имеющих протяженность первые километры, включают только русловую и пойменную фации. Если пойменные отложения крупных и малых рек обладают значительным сходством, то русловые характеризуются рядом отличительных признаков. Последнее позволило выделить среди них две фации: русловую крупных рек и русловую малых рек. Мощность аллю-



Фиг. 4. Литолого-фациальный обобщенный профиль верхнепалеозойских алмазоносных отложеччи восточного борта Тунгусской синеклизы (Западная Якутия)

1-2 – литологический состав верхнепалеозойских отложений (1-2) – алевролиты: 1 – мелкозернистые, 2 – крупнозернистые); 3-6 – песчаники (3 – тонкозернистые, 4 – мелкозернистые; 5 – среднезернистые, 6 – крупно- и грубозернистые); 7 – гравелиты и конгломераты; 8-18 – фациальный состав верхнепалеозойских отложений (8 – континентальные отложения, 9 – бассейновые, 10 – аллювиальные, 11 – делювиальные, 12 – озерно-болотные, 13 – дельтовые, 14 – баровые, 15 – пляжевые, 16 – эстуариевые, 17 – лагун и заливов, 18 – открытого бассейна); 19 – терригенно-карбонатные породы нижнепалеозойского кимберлитовмещающего цоколя; 20 – несогласное с размывом (a) и согласное (б) залегание пород; 21 – ореолы КМ; 22 – скважины колонкового бурения

вия сильно варьирует, составляя чаще всего от 4 до 8 м. Наибольших (до 10– 34 м) значений она достигает в низах циклитов IV порядка (серий). Вверх по разрезам серий происходит отчетливое сокращение мощностей аллювия вследствие увеличения роли бассейновых фаций. В разрезах и по простиранию они сменяются отложениями дельт и лагун, пространственно тесно связаны также с озерно-болотными образованиями и делювием (фиг. 4). Аллювиальные отложения встречаются в разрезах всех свит верхнего палеозоя.

Озерно-болотные отложения на восточном борту Тунгусской синеклизы развиты ограниченно. К этой фациальной разновидности отнесены тонкогоризонтальнослоистые породы песчано-алевритового состава, вмещающие линзы бурых углей (до 0,9 м). Чаще всего это алевролиты песчано-глинистые, нередко углистые, тонкозернистые песчаники с глинисто-алевритовой связующей массой. Цвет пород изменяется от желтовато-серого и зеленовато-серого до темно-серого и даже черного. Темная окраска обусловлена обычно более значительной примесью пелитоморфного обугленного растительного детрита. Нижняя граница озерно-болотных отложений постепенная, верхняя - с размывом. Породы хорошо отсортированы, ЭПР песков одномодальны с открытым распределением в сторону тонкозернистых фракций, что сближает их со структурой старичных осадков. Асимметрия отрицательная, а значения эксцесса заключены в интервале 0,8-1,2. Мощность озерно-болотных отложений, распространенных на прибрежно-бассейновой равнине, составляет 3-5 м. Залегая на полифациальных континентальных отложениях, они замещаются по латерали и сменяются вверх по разрезу пляжевыми, реже аллювиальными, образованиями. Озерноболотные отложения характерны для ботуобинской, боруллойской свит и переходной толщи.

Бассейновые отложения. Дельтовые отложения представлены мелкоцикличнопостроенными слоями средне- и хорошосортированных песчаников, постепенно сменяющими друг друга в разрезах элементарных циклитов (0,5-3,0 м). На нижних контактах дельтовых отложений с подстилающими образованиями часто фиксируются следы слабых размывов. Верхняя граница постепенная или ровная, без следов размыва. В низах элементарных циклитов залегают песчаники разнозернистые, от крупно- до мелкозернистых, светло-серого цвета, сцементированные глинисто-алевритовым материалом. Иногда встречаются включения гравийных зерен, а также мелкой умеренно и хорошо окатанной гальки. Вверх по разрезу циклитов породы постеленно утонышаются и сменяются менее грубыми тонко- и мелкозернистыми песчаниками. Среди текстурных особенностей выделяются косая параллельная (до 25-30°), косая клиновидная опнонаправленная, а также пологоволнистая линзовипная тонкая слоистость. ЭПР дельтовых фаций преимущественно бимодальны, реже встречаются одномодальные распределения (см. фиг. 3). Значения асимметрии сильно варыруют (см. таблицу), но чаще встречаются отрицательные величины, преобладают крутовершинные и очень крутовершинные кривые – градации, предложенной Р. Фолком [6]. Цельтовые отложения слагают подводные конусы выноса рек авандельты. Парагенетически они связаны с аллювиальными фациями и с бассейновыми образованиями различной фациальной природы. Мощность дельтовых отложений, вхолящих в состав бахчинской серии, несколько выше, чем в вилюйской. В составе первой их мощность постигает 30 м, а в отложениях вилюйской серии она составляет приблизительно 3-10 м.

Баровые отложения состоят из мелкоцикличнопостроенных песчаников, постепенно грубеющих вверх по разрезу каждого элементарного циклита. Контакты между такими циклитами четкие, но без следов размыва. В их нижних и средних частях залегают хорошо отсортированные разнозернистые пески, преимущественно мелко- и тонкозернистые алевритистые. Повсеместно развита прерывистая горизонтальная и пологоволнистая слоистость, образованная частым (через 0,1-0,2 см) повторением слойков (0,05-0,5 см), сложенных мелкомерным УРЛ. В верхних частях шиклитов породы постепенно грубеют и сменяются разнозернистыми, преимущественно мелко- и среднезернистыми песками, а затем и более грубыми разностями (средне- и крупнозернистыми) с включениями гравия и мелкой гальки (до 1-3%). По сравнению с нижними и средними частями циклитов сортировка материала ухудшается до средней и слабой. ЭПР песков бимодальны, тогда как в низах элементарных циклитов доминируют одномодальные распределения. Для верхних частей баровых циклитов характерна косая (5–15°), более крутая в верхах, слоистость, обусловленная изменением гранулометрического состава слойков мощностью 0,1-5,0 см. По плоскостям напластования часто встречаются скопления мелкомерного УРД. Местами проявлена косая слоеватость, создаваемая упорядоченным расположением гравийного и мелкогалечного материала. Баровые отложения слагают прибереговые валы, ограничивающие область лагун от открытых частей бассейна. В разрезах они заключены обычно в толще лагунных фаций, а также взаимосвязаны с дельтовыми образованиями. Фации баров, распространенные в верхних частях вилюйской и бахчинской серий, имеют мощность 5-8 м.

Пляжевые отложения представлены чаще всего хорошо отсортированными песчаными породами. Нижний контакт с вмещающими образованиями неровный, с размывом, верхний – постепенный. В нижних частях пляжевых отложений иногда залегает маломощный (0,1–0,3 м) прослой гравелитов с галькой, реже конгломератов с включениями гравийного материала. Конгломераты

состоят преимущественно из мелкой разноокатанной гальки. В отличие от аллювия они обладают лучшей сортировкой материала. Цвет пород серый, светло-серый, зеленовато-серый. Связующая масса состоит из алевритистых песков. Вверх по разрезу грубообломочные образования сменяются разнозернистыми песчаниками, в основном мелко- и тонкозернистыми. Цвет пород обычно светло-серый, иногда с желтоватым или зеленоватым оттенками. Среди ЭПР преобладают одновершинные кривые, в некоторых случаях намечается дополнительное субраспределение. Мода меняется от 0,08 до 0,5 мм. Для пляжевых фаций характерна пологскосая (3-5°) или косая (10-12°), реже горизонтальная или пологоволнистая слоистость. Спорадически отмечаются текстуры знаков ряби. Слоистость обусловлена незначительными изменениями гранулометрического состава слойков и подчеркивается скоплениями УРД на плоскостях напластования. Мощность слойков изменяется чаще всего от 0,5 до 2,0 см. В отложениях найдены плохо сохранившиеся остатки фауны пелеципод, фораминифер и чешуя рыб. Накопление пляжевых отложений происходило в прибереговой зоне бассейна, в области действия прибойного потока. В разрезах и по простиранию они замещаются преимущественно фациями лагун, мелковолья открытого бассейна, реже озерно-болотными образованиями. Отложения пляжа, имеющие незначительную (2-4 м) мощность, выявлены во всех свитах и пачках верхнего палеозоя. Более широко они развиты в верхних частях циклитов II порядка (имеющих индекс 2) восточной части региона, реже встречаются в нижних их частях на западной части территории.

Эстуариевые отложения состоят из чередующихся слоев (1-5 м) алевролитов песчанистых и разнозернистых песчаников, преимущественно тонкозернистых. Имеют четкие, ясно выраженные контакты, верхний – часто неровный, эрозионный. Цвет отложений серый, зеленовато-серый или голубовато-серый. Иногда в отложениях эстуариев встречаются единичные зерна мелкого гравия. Реже в тонких прослоях прослеживаются существенно гравийные образования (до 30%), состоящие из окатышей алевролитов. Характерны также крошка углей и обравки крупномерного растительного детрита. Отмечаются конкрешии сидеритизигованных пород мощностью 0,1-0,3 м. Эстуариевые фации отличаются разнообразными степенями отсортированности песчаных фракций (от средней до плохой) и значительными вариациями структуры ЭПР. Среди последних встречаются одно, би- и полимодальные разновидности. Среднепологовершинные и крутовершинные кривые распределения часто открыты в сторону тонких фракций. Значения асимметрии изменяются в широких пределах (см. таблицу). В отложениях развита различная микрослоистость. Наиболее широко прослежены параллельная горизонтальная и пологоволнистая слоистость, реже выявляется пологая косая (3-5°) и линзовидная слоистость. Она образована чередованием тонких (0,5-3,0 мм) слойков различного гранулометрического состава и цвета. По плоскостям напластования иногда отмечаются скопления мелкомерного растительного петрита. В отпельных частях разреза в фациях эстуариев изучена скрытая горизонтальная слоистость, представленная тонкоплитчатой, реже листоватой отдельностью пород. Осадки содержат остатки морской и солоновато-водной фауны рыб [7] и фораминифер. Отложения эстуариев выполняют нижние части выраженных в палеорельефе речных долин, подтопленные водами эпиконтинентального бассейна. В разрезах они постоянно сменяют аллювиальные фации, часто вмещают дельтовые прослои, а по простиранию замещаются осадками мелководья открытого бассейна. Отложения эстуариев, мощность которых изменяется от 14 до 18 м, выделяются только в составе лапчанской свиты (циклит Б-2). Широкое развитие эстуариев в начале среднекаменноугольного времени объясняется сильной эрозионной расчлененностью рельефа, частично затопленного в этот период солоновато-водным бассейном.

Отложения лагун и заливов представляют собой толщу переслаивания отсортированных песчано-алевритовых, часто насыщенных УРД, пород, вмешающих иногда прослои бурых углей и скопления углефицированных растительных остатков хорошей сохранности. Нижняя граница отложений постепенная, верхняя - четкая, ровная, иногда эрозионная. Фации лагун и заливов содержат комплексы фаунистических остатков, состоящие из фораминифер, пелеципод, реже остатков ихтиофауны. В отложениях развита отчетливая горизонтальная и пологоволнистая слоистость, преобладают одномодальные ЭПР, открытые на тонких фракциях (см. фиг. 3). Рассматриваемые отложения, взаимосвязанные с разнообразными фациями континентальной и бассейновой групп, нередко вмещают прослои баровых осадков. Рации лагун и заливов выпеляются в разрезах, выполняющих формы палеорельефа тектонического происхождения, а также речные палеодолины, заложенные в предшествующие осадконакоплению этапы развития и не полностью компенсированные осадками. Рассматриваемые отложения встречаются в прибереговых частях бассейна, отшнурованных баровыми валами. Мошность их изменяется в среднем от 15 до 25 м. Чаше всего они отмечаются в составе циклитов В-2, Г-2, Д-2, Е-2 и Ж-2. В составе макрофаций лагун и заливов выделяются фации подвижного и застойного мелководья лагун и заливов (см. таблицу).

Отложения открытого бассейна представлены на восточном борту Тунгусской синеклизы толщей переслаивания тонко- и мелкозернистых песчаников и песчано-глинистых алевролитов. Границы толщи четкие, ровные, нижняя – иногда постепенная, верхняя – нередко с размывом. Отложения содержат разнообразные фаунистические остатки, среди которых обнаружены брахиопопы, пелециподы, фораминиферы и рыбы. Наряду, с фауной в разрезах отмечается мелкомерный УРД и редкие отпечатки растительных остатков. Из текстурных особенностей отмечаются ясновыраженная тонкая горизонтальная, линзовидная и пологоволнистая слоистость, образованная незначительными изменениями гранулометрического состава слойков. Среди ЭПР встречаются одномодальные структуры, сходные с распределением как пляжевых, так и лагунных отложений. В разрезах отложения открытого бассейна постепенно сменяют подстилаюшие пляжевые фации или имеют с ними четкий контакт без видимых следов размыва, по простиранию замещают лагунные и баровые фации и в некоторых случаях переслаиваются с дельтовыми образованиями. Накопление этих осадков происходило в области преимущественно аккумуляции в пределах открытых частей солоновато-водного бассейна. Макрофация открытого бассейна, в составе которой выделяются фации подвижного и малоподвижного мелководья открытого бассейна, приурочена к средним и верхним частям свит и пачек и входит в состав циклитов Б-2, В-2, Г-2, Д-2, Е-2.

Полученные данные о фациальной природе верхнепалеозойских осадков с определенностью свидетельствуют о том, что накопление алмазоносных отложений восточного борта Тунгусской синеклизы происходило на периферии крупного эпиконтинентального солоновато-водного бассейна, который, судя по выявленным органическим остаткам, в определенные периоды своего развития имел связь с омывавшими Ангарский континент морями Севера Сибири и Верхоянья [10, 18]. Чередование малоамплитудных регрессивных и трансгрессивных этапов развития этого бассейна обусловило полицикличное строение верхнепалеозойской толщи, разнообразие фаций слагающих осадков, образующих закономерно построенные вертикальные и латеральные последовательности, что в значительной степени предопределило полифациальный состав разновозрастного алмазоносного базального горизонта. Так, на западе территории по мере приближения к центральной части Тунгусской синеклизы доминирующую в разрезе роль играют бассейновые отложения. На большей же части рассматриваемой территории, в ее восточной половине, присутствуют уже как бассейновые, так и континентальные образования (см. фиг. 4). Причем циклиты I порядка (пакеты), приуроченные к низам циклитов II порядка (пачек), состоят из отложений континентального ряда, а верхние звенья циклитов II порядка представлены здесь бассейновыми образованиями. Разрез верхнего палеозоя большей части территории Западной Якутии представляет собой чередование циклитов I порядка, сформированных в континентальных и бассейновых обстановках (см. фиг. 1, 4).

Установленные в районе ореолы КМ, приуроченные к подошвенным слоям верхнепалеозойской толщи, залегающей на расчлененном палеорельефе, связаны с отложениями как континентальной, так и бассейновой групп [14, 17]. Наиболее крупные ореолы выделяются в составе лапчанской, ботуобинской и боруллойской свит. Незначительные скопления продуктов размыва кимберлитов устанавливаются практически во всех фациальных типах осадков. Широко развиты россыпи алмазов континентальной группы. К ним относятся прежде всего аллювиальные отложения, представленные песчано-гравийно-галечными русловыми фациями крупных и малых рек, прослеживаемые в днищах палеодолин. Как правило, повышенные содержания КМ характерны для руслового аллювия малых рек, вниз по течению которых на расстоянии первых километров происходят их постепенное разубоживание и рассеяние. Русловые отложения крупных рек характеризуются менее высокими концентрациями КМ. С аллювиальными россыпями пространственно связан алмазоносный делювий, сложенный маломощными песчано-глинистыми образованиями, развитыми на пологих склонах денудационных останцов и речных долин. Континентальные ореолы КМ встречаются в низах циклитов I порядка: Б-1, В-1 и Е-1. Среди ореолов бассейнового генезиса наиболее высокие содержания КМ отличают пляжевые образования, сложенные песчано-гравийно-галечным материалом. Наиболее благоприятные условия для концентрации КМ в прибереговой зоне бассейна создавались в пределах локальных положительных форм рельефа [15, 17]. Пляжевые ореолы выделяются в составе циклитов Б-2 и Г-2. Следовательно, фациальный состав ореолов КМ определяется как их стратиграфической позицией в разрезе верхнего палеозоя, так и положением в палеорельефе.

Таким образом, предложенная схема фациального расчленения позволяет по-новому представить условия формирования верхнепалеозойских коллекторов алмазов. В результате проведенного исследования установлено, что разрез отложений верхнего палеозоя представляет собой толщу чередования фаций континентального и бассейнового генезиса. Она образована сложнопостроенными полифациальными циклитами, нижние звенья которых, соответствующие по объему циклитам I порядка, на большей части территории представлены фациями континентального ряда, а верхние их части – разнообразными бассейновыми образованиями. Такое строение разреза верхнепалеозойских отложений было обусловлено, очевидно, чередованием регрессивных и трансгрессивных этапов развития эпиконтинентального солоновато-водного бассейна. периодически заливавшего восточный борт Тунгусской синеклизы. В регрессивные этапы шло формирование алмазоносного рулового аллювия в пределах древних долин, меньшие по масштабам ореолы КМ связаны с сохранившимися на локальных участках делювиальными фациями, развитыми на склонах древних поверхностей выравнивания и палеодолин. В период транстрессий солоновато-водного бассейна в активных гидродинамических обстановках приберегового мелководья, главным образом в пределах локальных положительных палеоструктур, накапливались обнаруживаемые в разрезах верхнего палеозоя пляжевые ореолы КМ.

98

#### Список литературы

- 1. Акульшина Е.П., Бетехтина О.А., Ващенко Е.М. и др. Геология алмазоносных отложений верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1986. 192 с.
- Борис А.И., Иванив И.Н. Палеогеографические особенности формирования верхнепалеозойских продуктивных отложений Мало-Ботуобинского алмазоносного района // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибИИГГиМС, 1974. С. 163—165.
- 3. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Якутск. фил. СО АН СССР, 1984. 128 с.
- 4. Васильева М.Н., Прокопчук Б.И. О находках морских моллюсков в верхнем палеозое северо-востока Тунгусской синеклизы // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223. № 2. С. 425-426.
- 5. Вербицкая Н.Г., Ильюхина Н.П. Основные подразделения верхнего палеозоя Сибирской платформы // Сов. геология. 1979. № 9. С. 18-33.
- 6. Гроссгейм В.А., Бескровная О.В., Геращенко И.А. и др. Методы палеогеографических реконструкций. Л.: Недра, 1984. 271 с.
- 7. Есин Д.Н., Устинов В.Н., Шаталов В.И., Салтыков О.Г. Первые находки ихтиофауны в среднекаменноугольных отложениях Тунгусской синеклизы // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 2. С. 472-474.
- Ильюхина Н.П., Вербицкая Н.Г. Условия образования и стратиграфия угленосных отложений карбона Сибирской платформы // Сов. геология. 1976. № 5. С. 45-59.
- 9. Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков. Гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения. Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. 132 с.
- Куликов М.В., Ильюхина Н.П., Лобанова О.В. Новые данные о палеогеографии поздней перми Сибири // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 4. С. 888-890.
- Куликов М.В., Коробков Г.В., Липатова В.А. и др. Пермские морские отложения в быссейне р. Вилюй (Сибирская платформа) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 935-938.
- 12. Михайлов М.В., Гридасов Н.В. К вопросу о возрасте кимберлитовой трубки Мир // Матер. по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 11. Якутск, 1963. С. 64-70.
- 13. Пселов С.Ф., Ломоносова Т.К., Акулов Н.И. Угленосная формация юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1990. 152 с.
- 14. Салтыков О.Г., Устинов В.Н., Эринчек Ю.М. Современные представления о генезисе позднепалеозойских терригенных коллекторов алмазов Восточно-Тунгусской структурно-фациальной зоны // Одинцовские чтения (тез. докл.). Иркутск, 1991. С. 11-13.
- 15. Салтыков О.Г., Эринчек Ю.М. Механизм образования погребенных высококонтрастных ореолов минералов-спутников алмаза на локальных палеовозвышенностях // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 169–173.
- 16. Салтыков О.Г., Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Устинов В.Н. Цетальное литолого-стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы (Мало-Ботуобинский и Моркокинский районы) // Стратиграфия и литологофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. С. 44-55.
- 17. Устинов В.Н., Калмыков Б.А. Верхнепалеозойские россыпепроявления алмазов центральной части Сибирской платформы // Матер. IV конф. молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири. Иркутск, 1990. С. 45-46.
- 18. Устинов В.Н., Салтыков О.Г. Палеогеографические условия формирования пермских коллекторов алмазов центральной Сибири // Пермская система земного шара. Международный конгресс (тез. докл.). Свердловск, 1991. С. 185.
- 19. Эринчек Ю.М., Салтыков О.Г., Бардина Е.И. и др. Расчленение и корреляция верхней части разреза Мало-Ботуобинского района // Сов. геология. 1988. № 7. С. 68-80.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 4.111.1992

99

4\*

УДК 551.762.22:551.86(575.4)

## © 1992 Мазаева Г.Н., Овезбердыев Г.К.

# УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ТУРКМЕНИСТАНА

Впервые охарактеризована история палеогеографического развития региона с применением метода детального литолого-фациального анализа. Из соспоставления пяти схематических карт литофаций и мощностей установлено закономерное их изменение как во времени, так и в пространстве, приведена характеристика распределения суммарных мощностей келловей-оксфордских отложений и составляющих их литолого-стратиграфических комплексов.

Келловей-оксфордский карбонатный комплекс пород Восточного Туркменистана – важнейший целевой объект, с которым связывается дальнейший прирост запасов углеводородного сырья. Карбонатная юра сравнительно слабо изучена в рассматриваемом регионе и назрела необходимость всестороннего обоснования путей эффективного поиска залежей в карбонатной формации.

Ранее выполненные исследования были связаны с расчленением и корреляцией верхнеюрских отложений на стратиграфической основе. Недостаточно полные сборы и нередко отсутствие остатков фауны имели следствием схематичность и даже условность стратиграфического расчленения. Литологические исследования верхнеюрских отложений, включая выяснение условий их образования, ранее были в ссновном сосредоточены на открытых разрезах юго-западных отрогов Гиссара (Гаурдак-Кугитангский район).

На закрытой, равнинной территории Восточного Туркменистана в силу ряда объективных причин комплексные литолого-фациальные, минералого-петрографические исследования верхнеюрских отложений и реконструкции изменения палеогеографических обстановок на разных этапах эволюции этого бассейна не проводились, что послужило основанием для постановки настоящих работ в этом, продуктивном в нефтегазоносном отношении, регионе. Так, в работе H.A. Крылова и А.К. Мальцевой [14] рассматривались в целом литофации келловей-оксфордских и кимеридж-титонских отложений без разграничений и соответствующие палеогеографические обстановки их накопления на территории запада Средней Азии. Несколько позднее, только для района Бадхыз-Карабильской ступени в работах [1, 11] был сделан более подробный анализ этих отложений с выделением фациальных обстановок. К.Н. Аманниязов [3] впервые для карбонатных отложений Восточного Туркменистана выделил фациальные зоны, установил районы распространения зарифовых, рифовых и предрифовых фаций.

Существующие палеогеографические схемы строились для отдельных веков и формации в целом [2, 4–6] и только в работе [1] для Бадхыз-Карабильской ступени даны современные сведения по литостратиграфии, тектонике, литофациям юрских отложений и приведены карты литофаций для раннего келловея и карбонатной формации юры, где рассмотрены основные ландшафтные зоны с фациями прибрежно-морских отложений и открытого мелководья.

Некоторые данные по палеогеографии эпохи формирования позднеюрских формаций Туркменистана приведены в статье [15].



Таким образом, в связи с планируемым существенным увеличением глубины поискового бурения наиболее актуальными проблемами остаются: изучение генезиса отложений, их вещественно-петрографический состав и палеогеографические реконструкции, а также детальная корреляция разрезов и анализ распределения мощностей в тесной увязке с тектонической эволюцией юрского этапа активизации южной части Туранской платформы.

В общей сложности нами были использованы материалы геолого-геофизических исследований более чем 120 скважин (включая изучение керна, шлифов и т.д.) и 70 разведочных площадей Восточного Туркменистана.

Как известно, одним из первоочередных этапов при геолого-геофизических исследованиях по материалам бурения являются локальная и региональная корреляция разрезов, позволяющие проследить последовательность залегания литолого-стратиграфических комплексов, характер изменения по латерали к



вертикали состава и генетического типа пород, слагающих их, мощности и глубины по региону. Поскольку в настоящее время имеются различия в подходе к лиотолого-стратиграфическому расчленению и типизации номенклатуры продуктивных газоносных горизонтов верхнеюрских карбонатных отложений Восточного Туркменистана, при корреляции верхнеюрских разрезов, по материалам ГИС, нами была использована схема стратиграфии, предложенная К.Н. Аманниязовым, Л.Е. Невмирич [6] в 1985 г.

Закономерности распределения мощностей. На основе проведенной корреляции разрезов (15 региональных схем сопоставления) были построены схематические карты мощностей по нижнему, средне- и верхнекелловейскому подъярусам, нижнему, среднему и верхнему оксфорду (фигура). Они позволили охарак-



теризовать распределение суммарных мощностей келловей-оксфордских отложений и составляющих их литолого-стратиграфических комплексов.

Нижнекелловейские отложения на территории Восточного Туркменистана вскрыты на разведочных площадях, расположенных в прибортовых частях верхнеюрского бассейна на севере Туркмении, юго-восточном склоне Центрально-Каракумского свода (ЦКС), Бухарской, Чарджоуской ступенях, в Предгиссарье и на юге территории, в прибортовой части Сандыкачинской зоны прогибов и на Карабиль-Бадхызской ступени. В центральной части Мургабской впадины отложения нижнего келловея не вскрыты бурением, и мощность его прогнозируется в пределах 120–150 м. На схематической карте мощностей (см. фигуру, *а*) нижнекелловейского подъяруса выделяется зона с максимальной мощностью отложений (до 120 м) в районе пл. Гагарина. На территории Бешкентского прогиба отмечается равномерное увеличение мощностей от Репетек-



Чешминской зоны дислокаций на юго-восток с 80 до 140 м (пл. Аккумулям).

На карте мощностей средне- и верхнекелловейских отложений (см. фигуру, б, е) выделяются две зоны с максимальными мощностями. Это зона центральной части бассейна (Шатлык-Малайская) с мощностями от 167 на Малае до 172 м (вскрытая) в скв. 18 пл. Восточного Учаджи. Вторая зона приурочена к Кирпичлинскому валу и площадям Гагарина, Бабаарап, Кервен и др. Средние мощности в этой зоне составляют 122 (пл. Северный Балкуи), 156 (пл. Кирпичли), 167 м (пл. Бабаарап). Выделяется и третья зона на Даулетабадском валу (скв. 1), не столь выраженная, как две первые – 78 м. Последние две зоны выпадают из регионального плана изменения мощностей. Сгущение изолиний мощностей наблюдается в районе Беурдешкинской площади на юго-восточном склоне ЦКС, в Приамударьинском районе и в прибортовой части Сандыкачинской зоны прогибов. По направлению к Предгиссарью происходит плавное наращивание



Схематическая карта литофаций и мощностей для раннего (a), среднего и позднего (б) келловея, раннего (в), среднего (г) и позднего (д) оксфорда

1 -расчлененные области денудации; 2 -изопахиты; 3 -линии фациальных зон; 4 -направление сноса; 5 -гочки наблюдения; 6 -баровые отложения фации МПБ; 7 -терригенные отложения макрофации МП (прибрежно-морское мелководье); 8 -карбонатно-терригенные отложения макрофации МП; 9 -терригенные отложения макрофации ММ (морское мелководье); 10 -карбонатно-терригенные отложения макрофации ММ; 11 -терригенные отложения макрофации МУ (зона удаленных частей бассейна); 12 -карбонатные отложения макрофации МУ; 13 - направления трансгрессий; 14 -сульфатно-терригенные отложения макрофации МА (изолированное и полуизолированное мелководье); 15 -сульфатно-карбонатные отложения макрофации МА; 16 -сульфатные отложения погруженных частей бассейна – макрофация МА; 17 -сульфатные отложения относительно приподнятых участков бассейна - макрофация МА; 18 -выровненные области денудации; 19 -временные источники сноса

i,

105

мощностей комплекса до 160 м и фациальное изменение состава с увеличением песчано-глинистой составляющей отложений.

На схематической карте мощностей нижнеоксфордского (см. фигуру, в) подъяруса с северо-северо-запада на юго-юго-восток протягивается цепочка зон с максимальными мощностями отложений с центрами в районе площадей Стихийная, Южный Мерген – Кервен, Иски, Учаджи – Восточный Учаджи. Максимальные мощности в этих депрессионных зонах в том же направлении увеличиваются от 70 до 130 м. В региональном глане наблюдается равномерное наращивание мощностей от периферии к центру бассейна, который приходится на зону Западный Шатлык – Восточный Учаджи – Кулач. Аномальные мощности нижнеоксфордского подъяруса наблюдаются и на севере Даулетабадского месторождения в районе скв. 24 (пл. Бирлешик) и скв. 1 (пл. Донмез). Если сравнить расположение зон с максимальными мощностями средневерхнекелловейского и нижнеоксфордского подъярусов, то можно отметить, что нижнеоксфордские отложения располагаются примерно параллельно первым и смещаются к центру карбонатного бассейна.

Для среднеоксфордских отложений (фиг. г) характерны максимальные мощности в разрезе карбонатной формации верхней юры Восточного Туркменистана. Центр осадконакопления приходится на Учаджи-Кулачский вал. По замкнутой изогипсе 300 м зон охватывает площади Сейраб, Учаджи, Восточный Учаджи, Кулач. Закономерное увеличение мощностей от периферии к зоне максимальных прогибаний нарушается в районах площадей Гагарина, Таллы, Кервен и Кабаклы-Эльджик. Здесь мощности среднего оксфорда увеличиваются по сравнению с прилегающими районами. Аналогичная картина наблюдается на Даулетабадской площади. В прибортовых частях Сандыкачинской зоны прогибов ощущается влияние на осадконакопление регионального разлома, отмечаемое по сгущению изолиний мощностей. На Карабиль-Бадхызской ступени мощности отложений составили 105 м (пл. Арнаклыч, скв. 1), 167 м (пл. Даулетабад, скв. 1) до полного выклинивания комплекса.

Верхнеоксфордские карбонатно-сульфатные отложения (см. фигуру, авершают сталию карбонатообразования. Они накапливались на границе стабильной и регрессивной стадий крупного юрского цикла осадконакопления. Центр осадконакопления пород переходной пачки приходится на зону Учаджи -Восточный Учаджи -Яшлар, несколько смещаясь к югу. На севере территории, где на осадконакопление влияла береговая линия, мощность ее составила от 25 (пл. Ачак) до 35 м (пл. Наип). К центру осалконакопления наблюдается плавное наращивание мощностей до 190 м на площадях Яшлар, Восточный Учаджи. На юге территории в районе Бадхыз-Карабильской ступени, где осалконакопление контролировалось региональным разломом, отмечается резкий перепад мощностей пачки от 103–152 м (пл. Донмез, скв. 1; пл. Каракель, скв. 3) до 27-65 м (пл. Даулетабад, скв. 1; пл. Арнаклыч, скв. 1) и до полного ее срезания в скв. 2 (пл. Арнаклыч), скв. 1 (пл. Шоргель), скв. 1 (пл. Ширтепе) и пр. На площадях Арнаклыч (скв. 1), Даулетабад (скв. 1) пачка представлена толщей плотных чистых ангидритов, тогда как на других площадях, расположенных севернее регионального разлома, - карбонатно-сульфатными породами. Аномальные мощности верхнеоксфордского литолого-стратиграфического комплекса наблюдаются на территории Бешкентского прогиба и в Меана-Чаачинском районе. В Предгиссарье разрез пачки переслаивания представлен гипсово-ангидритовой толщей с маломошными пластами сульфатизированных известняков. Характерно, что на некоторых площадях и в этой зоне изменение мощностей происходит скачкообразно. Например, на пл. Гирсан (скв. 5 и 7) - от 108 до 202. В Меана-Чаачинской зоне разрезы пачки формировались вблизи регионального Бадхыз-Карабильского глубинного разлома и обогащены карбонатным материалом вследствие влияния морских вод, поступавших со стороны Предкопетдагского прогиба.

Таким образом, келловей-оксфордский морской бассейн Восточного Туркменистана представляет собой обширную субширотную область прогибания, занимая почти всю территорию Амударьинской синеклизы и сопредельные территории. Отложения келловея — оксфорда повсеместно залегают на нижне- и среднеюрских терригенных образованиях, кроме территории северо-западной части Бухарской ступени, где они накапливались на породах фундамента, и Бадхызской ступени, северной части Майманинского поднятия [10] — на верхнепалеозойско-триасовых отложениях. Область осадконакопления захватывает и ЦКС.

В зависимости от геотектонического положения территории претерпевают изменения и суммарные мощности келловей-оксфордских отложений. Изолинии суммарных мощностей имеют в основном плавные очертания, замыкаясь в центральной зоне осадконакопления в Шатлык-Учаджи-Кулачском районе. На юго-запад и запад линии раскрываются в сторону Предкопетдагского прогиба и Бахардокской моноклинали, огибая ЦКС. В юго-восточном направлении, в сторону Афгано-Таджикской области прогибания, вновь происходит нарастание мощностей. На юге естественным рубежом осадконакопления явился региональный широтный Карабиль-Бадхызский глубинный разлом, где мощности скачкообразно уменьшаются до полного отсутствия отложений. В восточном направлении мощности уменьшаются и на Гугуртлинском поднятии составляют 100 м, а на Чарджоуской ступени – не более 300 м [10].

Зона максимальных мощностей келловей-оксфордских отложений протягивается от Западного Шатлыка – Восточного Учаджи до Кулача. Центры осадконакопления для нижнего, средневерхнекелловейского, нижнего, средневерхнеоксфордского литолого-стратиграфических комплексов также находятся в этом районе, но осевые зоны максимальных мощностей их разворачиваются относительно друг друга по часовой стрелке соответственно на 30, 35, 20 и 35°. В региональном плане конфигурация изолиний мощностей литолого-стратиграфических комплексов пород келловей-оксфорда немногим отличается от картины, характерной для суммарных мощностей, однако в некоторых районах плавное наращивание их по периферии к центру бассейна нарушается и выделяются зоны с аномальными мощностями отложений.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучаемый регион в поздней юре представлял собой часть крупного эпиконтинентального морского бассейна, субширотно ориентированного от современных сооружений Копетдага до восточного обрамления Афгано-Таджикской депрессии, представляя северную окраину древнего океана Мезотетис. Возникновение основных ландшафтных зон определялось регрессивно-трансгрессивной деятельностью, тектоническими подвижками и сменой климатических условий.

В раннем келловее (см. фигуру, *a*) основные ландшафты во многом были унаследованы от предшествующего этапа. В это время трансгрессия морского бассейна покрывает своими водами большую часть региона, палеосуша значительно сократилась в своих размерах. На востоке море уходит за пределы юго-западных отрогов Гиссара в Афгано-Таджикскую депрессию, а на юге, в пределах Бадхыз-Майманинской группы поднятий, выше уровня седиментации остается небольшой участок Бадхызского, часть Майманинского поднятий и Карабильское поднятие. В береговую зону с палеоподнятий выносился обломочный материал, который перерабатывался волнами и формировал выровненные пляжи и бары. Он осаждался в условиях сложного взаимодействия грану-
лометрического состава осадков, особенностей дна и гидродинамического режима водной среды. На периферийной зоне мелководья (пл. Кырккуи) осаждались средне- и мелкозернистые осадки. Более тонкозернистый материал (мелкозернистые пески, алевриты и глины) осаждался в той же периферийной, но достаточно спокойной зоне. Отложения этой фации отмечены на севере (пл. Беурдешик, Ачак, Наип, Дарганата) и на юге (на линии площадей Ширтепе – Гумбезли – Сарыязы) эпиконтинентального морского бассейна́. Палеографические построения для Северного Афганистана [7] не противоречат полученным данным.

В келловее основными областями сноса являлись Кызылкумские палеомассивы, горная система Султануиздага, на юге – Бадхыз-Майманинская группа палеоподнятий, палеозойские массивы Северного Ирана и Северного Афганистана. Отсутствие в северной и южной прибрежно-мелководной зонах бассейна юрских отложений свидетельствует о существовании здесь низких островов: Султансанджар, Арнаклыч (скв. 3–5), Гельчешме, Леккер и др., которые в поздней юре также служили областями денудации.

Прибрежная мелководная зона нами подразделена на внешнюю подзону с терригенными осадками и внутреннюю, где резко уменьшается содержание аллотигенных компонентов и увеличивается роль детритуса и карбонатного материала. Попобные представления развивались ранее Ю.В. Макаровым [16]. В раннем келловее основное развитие получили осадки внешней прибрежной зоны. Среди них на северо-востоке отмечаются баровые песчаники (пл. Северный Наип). С удалением от береговой линии все меньше поступало в морской бассейн обломочного материала и на состав осадка влияли в большей степени уменьшение гидродинамического режима водной среды, биологические, гидрохимические и другие факторы. В осадках открытого мелководья наибольшее развитие получили карбонатные и алевритово-глинистые разности. Известковистые осадки, не содержащие в большом количестве терригенного материала, насыщаются органическим детритусом и обрывками водорослей. Мелководность открытой части бассейна и его активную динамику доказывают оолитовые, комковатые и органогенно-детритовые известняки. Зона относительно глубоководных частей морского бассейна также попразделяется на внешнюю. имеющую в своем составе участки с терригенными осадками мелководных фаций (Восточно-Заунгузская ступень и Кирпичлинский вал, а также Чарлжоуский выступ), и внутреннюю (карбонатных осапков) подзоны. Здесь осапки бедны детритусом; тонкий шлам, содержащийся в известняках, вилимо, поступал из мелководных участков и по пути дробился [9]. Отложения последней характерны для пл. Южный Унгуз, Восточный Учаджи и др. В этой зоне имеются также районы с мелководными осадками (пл. Малай). Нужно отметить, что терригенный материал, поступавший в бассейн в раннем келловее в больших количествах, угнетающе действовал на морские растительные и животные организмы, поэтому здесь получают развитие только аммониты и пвустворки, а в прибрежных осадках изредка встречаются обрывки водорослей.

С наступлением среднекелловейского времени мелководные условия уступают более глубоководным. Площадь распространения моря увеличивается по сравнению с ранним келловеем.

В позднем келловее (см. фигуру, б) отмечается дальнейшая трансгрессия моря, а начало аридизации привело к сокращению водосборных площадей и ослаблению деятельности рек. Все это подтверждается отсутствием терригенных осадков и увеличением доли карбонатных. В это время не удалось установить отложения внешней подзоны удаленных частей морского бассейна и внешней прибрежной зоны. Карбонатные осадки внутренней прибрежной зоны с примесью алеврито-глинистого и песчанистого материала осаждались на юговосточном склоне и на линии площадей Ачак – Дарганата и др. В этой зоне формировались отдельные локальные депрессионные участки, где накапливались алеврито-глинистые отложения (пл. Кырккуи).

В пределах Восточного Туркменистана существовали отмели с биогермами, которые располагались в зоне открытого мелковолья с активным гипролинамическим режимом (пл. Северный Балкуи, Кирпичли, Гагарина, Шархи, Бабаарап, Кабаклы, Наразым и др.). В различных участках дна морского бассейна этой зоны захоронялись остатки пелеципод, брахиопод, губок, гастропод, фораминифер, мшанок, морских ежей, лилий, водорослей и кораллов, в основном в виде обломков. Вероятно, они дробились при волновом воздействии. В прижизненном положении они формировали многочисленные банки, небольшие органогенные постройки (биогермы и биостромы), сложенные в основном водорослевыми организмами, которые возникали на положительных формах морского дна. Органогенные постройки выполняли роль барьера, отделявшего мелководную зону от влияния волн, с образованием зарифовых зон с относительно спокойной динамикой. Наиболее характерная черта их осадков – повышенная мегнезиальность, которая была отмечена на многих площалях Восточного Туркменистана (пл. Фараб и др.). Расселение и расцвет рифообразующих организмов происходят в теплом море с нормальной соленостью вод, богатом питательной средой для его обитателей и характерным ограниченным поступлением терригенного материала. Только эти условия способствовали пышному развитию водорослей и организмов-рифолюбов.

По направлению к центральным частям морского бассейна отмечается его некоторое углубление. Здесь, во внутренней подзоне удаленных частей моря, появляются темноцветные, глинистые, с пиритом, осадки, несколько обедненные фауной. К северу и югу происходит постепенное фациальное замещение этих отложений карбонатными.

В южной части морского бассейна в позднем келловее накапливались осадки открытого мелководья с подвижной гидродинамикой и типично морские отложения внутренней прибрежной зоны, т.е. наблюдается симметричное расположение основных его зон. Палеогеографические построения для Северного Афганистана [7] также подтверждают результаты, полученные авторами. Отсутствие юрских отложений на пл. Арнаклыч (скв. 3–5), Леккер (скв. 2) свидетельствует о расчлененности прибрежной части морского бассейна в позднем келловее.

Таким образом, для позднего келловея характерно некоторое изменение ландшафтных зон, снижение поступления терригенного материала, благоприятные гидрохимические и гидродинамические условия среды для развития животных и растительных организмов, образующих органогенные постройки, а также некоторое прогибание дна морского бассейна.

В раннеоксфордское время (см. фигуру, в) в связи с широкой трансгрессией почти повсеместно откладывались относительно глубоководные темно-серые и черные известковые илы. Биогермные постройки полностью исчезают, но все же на структуре Западный Шатлык (скв. 42) К.Н. Аманниязов [5] отмечает их наличие и относит эти отложения к низам оксфорда. Однако их присутствие не подтверждается другими исследователями.

Исчезли острова как временные источники сноса, но основные области денудации в оксфорде остаются такими же, как в келловее.

Среди внутренней зоны прибрежного мелководья и в открытом море в это время существовали бары (пл. Кырккуи и др.) и отмели (пл. Шархи), сложенные карбонатно-терригенными осадками, образованными в условиях активной гидродинамики. В затишных (более спокойных) участках (пл. Ачак, Беурдешик) осаждались глинисто-карбонатные илы.

Центральная (удаленная и относительно глубоководная) часть морского

бассейна значительно увеличивает свои размеры за счет зоны открытого мелководья.

Таким образом, можно утверждать, что своего максимума морская трансгрессия достигла в раннем оксфорде, когда происходит погружение почти всей территории. С большой площади зеркала вод в условиях постепенно усиливающейся аридизации климата и, следовательно, увеличения испарения на дне водоема осаждались коллоидные взвеси карбонатных и магнезиальных осадков и тонкотерригенный материал. Море было благоприятным для развития двустворок, морских лилий и ежей, губок и аммонитов.

В конце раннего оксфорда на этой территории произошли регрессия, обмеление моря и отступление морских вод на юг, появились многочисленные изолированные участки, снова возникли благоприятные условия для роста органогенных построек.

Средний оксфорд (см. фигуру, г) – время активизации тектонических движений, которые привели к сокращению площади осадконакопления, образованию островов и крупномасштабному проседанию региона по разломам. Многие исследователи [10, 12, 17] отмечают интенсивную перестройку структурных планов в пределах всего эпиконтинентального морского бассейна и образование крупных отрицательных структур. Изменение центральной части морского бассейна сопровождается обмелением периферийных областей. Терригенный материал в виде песчаных и алевритовых зерен сносится с Кызылкумских палеоподнятий, Султансанджар-Кошабулакских островов и Султануиздага, а также, возможно, и с ЦКС.

Среди обширной открытой части морского бассейна широкое развитие получили органогенные постройки. В отложениях среднего оксфорда были обнаружены обломки каркасных организмов и рифолюбов (пл. Уртабулак, Метеджан, Наразым, Багаджа, Кабаклы, Бабаарап, Северный Балкуи и др.). В Кугитангтау и Гаурдакской антиклинали они формировались до нижнего кимериджа включительно. М.Х. Арифджанов [8], А.Г. Ибрагимов [13] и др. предполагают широкое развитие рифов, другие же исследователи считают, что они реально существовали только на отдельных площадях.

Биогермные образования к центру бассейна фациально замещаются темносерыми глинистыми известняками, обогащенными органическим веществом. Это известняки внутренней подзоны удаленных частей морского бассейна, которая значительно сократилась в результате регрессии.

К северу от Бадхызского поднятия, на обширной территории Мургабской впадины и в районе Предкопетдагского прогиба, развивались органогенные известняки, формировавшиеся в открытом море. К востоку, перед Карабильским поднятием, шло накопление магнезиального вещества с морской фауной. По мнению Э.Х. Абдыллаева, А. Алланова, Т. Аширова и др. [1], фациальное различие обусловлено наличием меридионального порога по личии Карабиль – Сандыкачи – Байрамали, затрудняющего водообмен.

К концу среднеоксфордского времени и к началу позднеоксфордского (см. фигуру, д) обстановка на территории Восточного Туркменистана меняется, значительно изменяются глубина и соленость вод бассейна при усиливающейся аридизации климата, которая вызвала сильное испарение с поверхности водоемов и привела к увеличению концентрации растворенных солей в придонном слое. Рост органогенных построек в основном прекратился. Образовавшиеся рассолы стекали в изолированные углубления морского дна, что приводило к смене карбонатного осадконакопления карбонатно-сульфатным, с осаждением доломитов, ангидритов и гипсов. Переход к этому времени характеризовался усилением тектонических движений, сменой опусканий поднятиями, региональной регрессией моря. Это коренным образом изменили палеогеографические условия и характер осадконакопления. Юго-восточная периферия ЦКС вышла из области накопления осадков и начала поставлять в мелководное море с повышенной соленостью вод тонкий терригенный материал. На юге региона областью сноса стали Карабильское и Бадхыз-Майманинское поднятия, которые поставляли в осадочный бассейн тонкую пелитовую фракцию. По-прежнему основными источниками сноса на юге являются Северо-Афганское и Центрально-Иранское поднятия.

Площадь накопления песчано-глинистого материала изолированного и полуизолированного мелководья несколько увеличилась из-за расширения зоны временных областей сноса. По ее периферии на севере [13] и юге происходило фациальное замещение карбонатными отложениями, обогащенными песчаным и глинистым материалом, а также включающими гипс и ангидрит.

В периферийных (относительно приподнятых) участках морского бассейна накапливались карбонатно-сульфатные осадки с преобладанием последних. В восточной части бассейна (в центральных, относительно опущенных, участках) в условиях продолжающегося поступления морских вод шло накопление в основном сульфатных осадков.

Таким образом, латеральная смена основных ландшафтных зон и их изменение во времени свидетельствуют об эволюции осадочного бассейна от выровненного мелководно-морского до эвапоритового, для которого характерны постепенное расширение области осадконакопления и уменьшение областей денудации. Максимум трансгрессии приходится на ранний оксфорд, когда и область осадконакопления, и акватория морского бассейна достигли наибольшего размера. Собственно менялся и фациальный облик верхнеюрских отложений. Их образование происходило в завершающую фазу одного крупного цикла, в пределах которого в нижней юре накапливались континентальные отложения, в средней – континентальные и морские, в верхней – морские терригенно-карбонатные и сульфатно-галогенные. Основной областью сноса на протяжении верхней юры являлись Кызылкумский палеомассив и группа Северо-Афганских поднятий.

\* \*

Анализируя эволюцию осадочного бассейна Восточного Туркменистана в позднеюрское время, можно прийти к следующему заключению.

На основании существующей точки зрения о блоковом строении фундамента в строении осадочного чехла совершенно отчетливо проявляется влияние двух систем разломов в их разном соотношении. Так, на палеогеографических картах для келловей-оксфордского времени широтная ориентировка осадочного бассейна и соответствующая фациальная зональность в основном определяются системой широтных разломов. Но в это время на этом фоне наблюдается заметное влияние и системы меридиональных нарушений. Это начинает сказываться на положении структурно-фациальных зон с резким поворотом их границ на север в Восточном Заунгузье, а для оксфорда еще и на Багаджинской ступени и в Карабекаульском прогибе.

Начиная с позднего келловея и в основном в среднем оксфорде возникали благоприятные условия для роста органогенных построек. В среднем оксфорде сформировались два рифогенных пояса небарьерного типа, сложенных в основном каркасными организмами, по краю шельфа. Они отличаются пониженной мощностью по сравнению с изохронными барьерными постройками Юго-Западного Узбекистана [13], представлены кораллово-водорослевым комплексом и являются основным объектом для поисков углеводородов.

Касаясь позднеоксфордского этапа эвапоритонакопления, следует отметить один момент. Резкая западная граница соотношения бассейнов эвапорито- и

карбонатонакопления свидетельствует о возросшей роли активизации в зоне разломов меридионального Урало-Оманского линеамента, который, по-видимому, сформировал уступ в рельефе дна указанных бассейнов и тем самым – резкую фациальную границу.

### Список литературы

- 1. Абдыллаев Э.Х., Алланов А., Аширов Т. и др. Новое в геологическом строении Бадхыз-Карабильской газоносной области и прогноз нефтегазоносности на юге Амударьинской ГНП. Ашхабад: ТуркменНИИНТИ, 1989, 98 с.
- 2. Алланов А., Жмуд М.С., Панасенко О.М. и др. Формации, палеотектоника и нефтегазоносность палеозоя и мезозоя Туркменистана. М.: Недра, 1976. 131 с.
- Аманниязов К.Н. Палеогеография келловей-оксфорда запада Средней Азии // Вопросы физической географии Туркменистана. Вып. 2. 1976. С. 18-45.
- 4. Аманниязов К.Н. Мургабская область перспективный газоносный регион Средней Азии // Проблемы освоения пустынь. Вып. 1. 1981. С. 55-60.
- 5. Аманниязов К.Н. Палеогеография и полезные ископаемые верхней юры западных районов Средней Азии. Ашхабад: Ылым, 1989. 117 с.
- Аманниязов К.Н., Невмирич Л.Е. Рифогенные комплексы верхней юры Восточного Туркменистана и перспективы их нефтегазоносности. Ашхабад: Ылым, 1985. С. 109–117.
- 7. Андросов В.Н., Колчанов В.П., Кулаков В.В. Угленосность северных предгорий Гиндукуша. М.: Наука, 1977. 134 с.
- Арифджанов М.Х. Рифовые комплексы верхней юры и их связь с циклами карбонатного седиментогенеза // Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975. С. 168—173.
- 9. Бабаев А.Г. Состав, строение и нефтегазовая продуктивность верхней юры Западного Узбекистана. Вып. 14. Ташкент: САИГИМС, 1975. 175 с.
- Бабаев А.Г., Гаврильчева Л.Г. Соляно-ангидритовая формация верхней юры и нефтегазоносность нижележащей карбонатной толщи Средней Азии. Ташкент: Фан, 1986. 107 с.
- Балкулиев Ч.К., Кабулов Х. Литолого-фациальные особенности келловей-оксфордских отложений Бадхыз-Карабильского района // Изв. АН ТССР. Сер. ФТХиГН. 1983. № 4. С. 20-26.
- 12. Жарков М.А. Благовидов В.В., Жаркова Т.М. и др. К вопросу о строении позднеюрских соленосных стложений Средней Азии // Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука, 1982. С. 3-19.
- Ибрагимов А.Г. Основные типы верхнеоксфордских рифов Западного Узбекистана и методика определения зон их распространения // Узбекский геол. журн. 1980. № 4. С. 53-59.
- 14. Крылов Н.А., Мальцева А.К. Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1967. 164 с.
- 15. Кулиев К.Б., Абдуллаева К.З. Рыхлые "рухляковые" образования особый тип высокоемких карбонатных коллекторов верхней юры Восточного Туркменистана // Коллекторы нефти и газа и флюидоупоры. Новосибирск: Наука, 1983. 155 с.
- 16. Макаров Ю.В. Литология верхнеюрских отложений Таджикской депрессии: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1986. 21 с.
- 17. Фортунатова Н.К. Генетические типы и седиментационные модели карбонатных отложений // Сов. геология. 1985. № 1. С. 32-45.

Институт геологии АН Туркменистана, Ашхабад Поступила в редакцию 20.VI.1991

,

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1992

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.55:551.79(262.5)

© 1992 Сорокин В.М., Лукша В.Л., Пирумова Л.Г., Соколов В.Н.

## О ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДИАТОМОВЫХ ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Среди различных типов позднечетвертичных отложений Черного моря диатомовые илы являются экзотическими образованиями. В многочисленных публикациях [1-4], посвящен ных глубоководным осадкам бассейна, имеются единичные упоминания о диатомитах. Согласно этим данным, позднечетвертичные диатомовые илы вскрыты небольшим числом грунтовых трубок в пределах северо-западного и западного участков континентального склона и приурочены к поздненовозвксинскому и(или) голоценовому интервалам разреза. В них определены видовой состав диатомовых водорослей, содержание аморфного кремнезема. Однако редкая встречаемость диатомовых осадков не позволила ранее подробно охарактеризовать условия залегания и механизм формирования рассматриваемого типа отложений.

Во время экспедиционных работ в '986 и 1990 гг. на научно-исследовательских суднах "Академик Петровский" и "Московский университет" сотрудниками лаборатории морской геологии МГУ впервые установлено довольно широкое развитие диатомовых отложений в восточной, прикрымской части континентального склона западной половины бассейна. Диатомовые осадки вскрыты в пределах верховьев каньонной системы, начинающейся у бровки шельфа к югу от п-ова Тарханкут и прорезающей континентальный склон Западного Крыма (фиг. 1), в интервале глубин от 240 до 620 м. В рельефе дна в верхней части склона наблюдается ветвящаяся система подводных долин, сливающихся на глубине около 1000 м в узкую извилистую V-образную долину с отчетливым правым прирусловым валом и притоками со стороны континентального склона Крыма. Разрезы осадков расчленены на ново-, древнечерноморские и новозвксинские слои в соответствии с принятыми для Черного моря принципами [1].

Новочерноморские слои (кокколитовый горизонт) выделяются по наличию многочисленных прослоев, состоящих из кокколитофорид вида Emiliania huxlei, раковин морского вида пелиципод Modiola phaseolina. Согласно датировкам абсолютного возраста по <sup>14</sup>С длительность их накопления составляет около 3000 лет.

Древнечерноморские слои (сапропелевый горизонт) отличаются по максимальному обогащению органическим веществом, отсутствию массовых кокколитовых прослоев, содержат пелициподы морского вида Mytilus galloprovincialis. Длительность их накопления составляет около 5000 лет.

Новозвксинские слои содержат солоноватоводный комплекс моллюсков из представителей родов Dreissena и Monodacna и диатомовых (преимущественно Stephanodiscus astrea). Верхняя возрастная граница их накопления находится на уровне около 8000 лет.

Колонки осадков с диатомитами отобраны в русловых (ст. 12, 13, 20, 21, 303) и бортовых (ст. 18, 302, 14) участках каньонов. Вскрытые разрезы отличаются по набору генетических типов отложений, степени насыщенности диатомовым материалом и их мощностям (фиг. 2).

В правом ответвлении каньона диатомовые илы обнаружены на ст. 12. Здесь в толще новочерноморских осадков под гемипелагическими тонкослоистыми кокколитово-глинистыми илами лежит 10-сантиметровая пачка изумрудного, однородного в естественном виде, диатомового ила с небольшой примесью глинистого материала. В сухом виде он приобретает



Фиг. 1. Схема района работ 1 — колонки с диатомитами (а) и без них (б); 2 — изобаты, м; 3 — оси каньонов

 светло-зеленую окраску, очень легок и имеет неясно слоистую текстуру. В диатомите определено, %: С<sub>орг</sub> 5,2, СаСО<sub>3</sub> 8 и SiO<sub>2</sub> (аморф) 6,3<sup>1</sup>.

Под диатомитом вскрыта сложно построенная толща, представляющая собой сочетание оползневых отложений и отложений пастообразных гравитационных потоков. В интервале 88-140 см в сапропелеподобном иле отмечены многочисленные тонкие (до 2 мм) слойки диатомита желтовато-белого цвета. Здесь количество С<sub>орт</sub> колеблется в пределах 3,7-7,4%, CaCO<sub>3</sub> - 12,1-14,9%, SiO<sub>2</sub> (аморф) - 7,5-7,6%. Изучение на поляризационном микроскопе и СЭМ показало, что основа диатомовых илов в интервале 22-32 см слагается целыми остатками центрических видов диатомей и их многочисленными фрагментами (фиг. 3, *a*); в интервале 88-140 см – преимущественно целыми диатомеями.

Различная степень обогащения диатомовыми илами свойственна главному каньону. В его верхней части (глубины около 250 м) и в русле и на борту дитомиты в виде тонких прослоев мощностью до 1–2 мм вскрыты преимущественно в толще древнечерноморских сапропелеподобных илов, причем количество их больше в колонке ст. 21 ( $C_{opr}$  до 3,7%, CaCO<sub>3</sub> до 13,7%). Один прослой отмечен в новочерноморском горизонте. По составу эти илы аналогичны описанным выше на ст. 12.

Гипсометрически ниже упомянутых станций (ст. 13, 20 и 303) вскрыты мощные пачки диатомитов сходного строения. Под кокколитово-глинистыми йлами с тонкими прослоями диатомитов разной мощности лежит слоистая толща, в которой чередуются чистые диатомовые илы и илы, обогащенные органическим веществом. Количество С<sub>орг</sub> в диатомовой пачке изменяется от 4 до 15,7%, CaCO<sub>3</sub> — от 10 до 20,6%, аморфного кремнезема — достигает 15,5%.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Следует отметить, что здесь и далее аналитически определенное содержание кремнезема не соответствует его реальному количеству из-за систематической ошибки метода анализа.



Фиг. 2. Разрезы позднечетвертичных осадков

1-6 – илы (1 – кокколитово-глинистые, 2 – сапропелевые, 3 – глинистые, 4 – алевритово-глинистые, 5 – алевритовые, 6 – гидропропилитовые); 7 – диатомиты; 8 – пески; 9 – ракуша и детрит. Слои: 10 – QH4 (новочерноморские); 11 – QH4 (древнечерноморские); 12 – IV

Q<sup>нэ</sup> (новозвксинские)

В колонке ст. 13 мощность прослоев диатомового ила достигает 1-3 см, на ст. 20 - 10-14 см, на ст. 303 - 10-20 см. В части разреза, максимально обогащенной диатомовыми водорослями, терригенные прослои имеют подчиненное значение. Однако к основанию горизонта мощность диатомитов сокращается, и здесь уже преобладает терригенный материал. Среди описанных илов на ст. 20 и 303 отмечается присутствие редких слойков кокколитового ила, что позволяет отнести их к новочерноморскому горизонту.

Циатомовые илы характеризуются своеобразными текстурными особенностями. В верхней части горизонта им свойственна творожистая консистенция. Вниз по разрезу в результате уплотнения они приобретают тонколистоватую текстуру, похожую на размокший картон. При высыхании ил превращается в массу, аналогичную бумажной трухе.

Интересной представляется ситуация на ст. 20. Придонная вода над осадком эдесь насыщена концентрированной взвесью почти черного цвета, состоящей из остатков диатомовых водорослей, сгустков органо-кокколитово-глинистого вещества. Мощность слоя взвеси достигает нескольких десятков сантиметров. В этой же колонке под горизонтом диатомового ила с редкими прослоями тонкого песка лежит толща обогащенного органическим веществом глинистого ила с тонкими слойками диатомитов, кусками сапропелевого и глинистого слоев размером до 3 см, а также примесью песка и фрагментов раковин; наблюдаются деформации и разрывы слоев. Все это указывает на ее оползневое или потоковое происхождение. Мощность описанной диатомовой пачки весьма значительна и на ст. 303 превышает 360 см, т.е. скорость ее накопления составляет более 100 см/тыс. лет, что на порядок выше скоростей для новочерноморских илов северо-западного района Черного моря.

Сокращенный разрез диатомовых илов вскрыт на ст. 18, расположенной в нижней части борта каньона. В верхних 40 см здесь лежит тонкослоистый кокколито-глинистый ил с тремя слойками листоватого диатомита. Под ним залегает примерно той же мощности пачка слоистого ила, включающая большое число прослоев диатомита разной мощности, аналогич-

5\*



ного описанному выше и образованного теми же видами диатомовых. Еще ниже в иле с меньшей долей диатомита отмечены кокколитовые прослои. Весь описанный интервал отнесен к новочерноморскому горизонту. Древнечерноморский сапропелевый ил имеет сокращенную мощность и несет в себе следы нарушения нормальной осадочной текстуры. В нем найдено большое количество целых и битых диатомей. В новозвксинской части разреза, представленной известково-глинистыми разностями осадков, также отмечены прослои, сложенные почти исключительно солоноватоводным видом диатомовых Stephanodiscus astrea (см. рис. 3, ж). Подобные же прослои мощностью до нескольких сантиметров описаны в других колонках за пределами каньона (ст. 15), у подножия континентального склона. Скорость накопления диатомовой пачки на ст. 18 сокращается до менее 40 см/тыс. лет, оставаясь довольно высокой.

В шести образцах диатомитов из колонок ст. 13, 18 и 20 изучен видовой состав диатомовой флоры. В целом выделенная диатомовая флора содержит значительное разнообразие представителей морских родов диатомовых водорослей и большое количество (но небольшое разнообразие) кремневых жгутиковых морских планктонных водорослей — Silicoflagellatae, которые в некоторых образцах являются доминантами. Соотношение кремневых жгутиковых и диатомовых водорослей, равно как и различных родов диатомей, в опробованных разрезах и на разных глубинах не одинаково.

Так, очень похожими оказались диатомовые комплексы из разреза ст. 20 с глубин 85-136 и 140 см и из разреза ст. 18 с глубин 57-101 см. В этих трех образцах доминируют планктонные морские виды рода Chaetoceros, а представители кремневых жгутиковых водорослей являются субдоминантами. Набор центрических морских форм представлен планктонными видами родов Coscinodiscus, Thalassiosira (T. oestrupii), Actinocyclus. Имеются также пресноводные планктонные диатомем (Cyclotella, Stephanodiscus).

Два образца из разреза ст. 20 с глубин 160 и 230 см идентичны и отличаются преобладанием кремневых жгутиковых, а диатомеи из рода *Chaetoceros* — субдоминанты. Набор центрических морских форм такой же, как и в предыдущем комплексе, но заметно преобладание вида *Actinocyclus ehrenberglii*, широко распространенного преимущественно в прибрежных опресненных участках морей. Имеются также единичные створки пресноводных видов родов *Cyclotella*, Stephanodiscus, а также пыльца. По-видимому, можно говорить о некотором опреснении вод.

Морфология осадкообразующих видов диатомей объясняет особенности строения диатомовых илов, отмеченные выше. На снимках СЭМ гидна ажурная ватообразная текстура осадков, состоящих из нитевидных представителей родг Chaetoceros (см. фиг. 3,  $\delta-\varepsilon$ ). Подобные илы можно именовать xeroцеровыми.

Диатомовый комплекс с глубины 200 см ст. 13 отличается от всех предыдущих преобладанием центрических морских форм, аналогичных вышеописанным, которые доминируют, а представители рода *Chaetoceros* и кремневые жгутиковые представлены единично (см. фиг. 3, *д, е*). Пресноводные формы отсутствуют, имеется небольшое количество пыльцевых зерен.

Из анализа представленного материала устанавливаются следующие факты:

1. Максимум накопления диатомовых илов приходится на начало новочерноморского и вторую половину древнечерноморского времени.

2. Диатомовые илы накапливались в верхней части каньона на глубинах менее 1000 м в голоцене и повсеместно — в новозвксине.

3. Нормальные слоистые текстуры диатомовых осадков указывают на условия пелагической седиментации, лишь изредка прерываемые процессами, действовавшими в каньонах, что вело к переотложению диатомитов (ст. 12).

4. Аномально высокие скорости накопления диатомитов предполагают исключительно высокую продуктивность диатомового фитопланктона, определяемую малым числом видов, во много раз большую, чем в настоящее время.

Подобные факты позволяют предполагать создание локальных условий, благоприятствовавших формированию диатомитов, так как в противном случае они накапливались бы повсеместно, как, например, в новозвксинское время. Единственным приемлемым механиз-

### Фиг. 3. Микрофотографии диатомовых илов

a - ct. 13 инт. 22–32 см, новочерноморский горизонт; 6 - ct. 18 инт. 70–80 см, новочерноморский горизонт, хетоцеровые илы; e - to жe, деталь; e - ct. 20 инт. 130–150 см, новочерноморский горизонт;  $\partial - ct. 13$  инт. 125 см, древнечерноморский горизонт; e - to жe, деталь;<math>w - ct. 4 инт. 170–175 см, новозвксинский горизонт, стефанодискоусовые илы мом, объясняющим образование диатомитов в изученном районе, известным в Мировом океане и приводящим к накоплению диатомитов, является апвеллинг. По-видимому, вдоль каньонов осуществлялся подъем глубинных вод в фотическую зону внешнего шельфа, где он вызывал цветение планктона. Нисходящие потоки воды, в том числе и мутьевые, способствовали переносу и осаждению его на дно в верхней части каньонной системы, неактивной в голоцене, в местах, являвшихся своеобразными отстойниками осадочного материала. Такими местами являются участки слияния отвершков каньона.

## Список литературы

- 1. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
- Сорокин В.М., Шевченко А.Я. Карбонато- и кремненакопление на континентальной террасе в позднечетвертичное время // Геолого-географические исследования болгарского сектора Черного моря. София: Изд-во БАН, 1980. С. 266—275.
- Сорокин В.М., Куприн П.Н., Лукша В.Л., Шлыков В.Г. Состав и условия формирования позднечетвертичных осадков западной части Черного моря // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Киев: Наук. думка, 1984. Ч. 1. С. 89-95.
- 4. Шимкус К.М., Мухина В.В., Тримонис Э.С. О роли диатомей в позднечетвертичном осадкообразовании Черного моря // Океанология. 1973. Т. XIV. Вып. 6. С. 1066-1071.

Московский государственный университет Поступила в редакцию 14.XI.1991 УДК 553.435:551.71/72(571.56)

## © 1992 Кудрявцев Д.И., Николаев В.Г. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТАХ АКАДЕМИЧЕСКОГО ХРЕБТА (03. БАЙКАЛ)

Фундамент кайнозойских отложений Байкальской впадины сложен в основном докембрийскими породами. Наиболее древние образования с возрастом 2,7-3,0 млрд. лет объединены в шарыжалгайский комплекс, слагающий северный борт южной части впадины [2]. В Приольхонье и на острове Ольхон выходят образования метаморфического комплекса архейраннепротерозойского возраста. Среди них широко распространены мезо- и меланократовые кристаллические сланцы, амфиболиты, метаморфизованные базиты и ультрабазиты, мраморы. Этот же комплекс слагает побережье северной части озера Байкал и скорее Всего образует фундамент кайнозойских отложений впадины. Породы комплекса в пределах Байкальской горной области образуют очень сложную структуру (купола, линейные зоны и т.д.), детально разобранную В.С. Федоровским [6]. Архейско-протерозойские комплексы метаморфизованных пород прорваны амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и двуслюдяными гранитами (хамардабанская серия) и пегматитами, возраст которых по свинцовому и уран-свинцовому методам составляет 500±50 млн. лет [2].

В котловине Байкала архейско-протерозойские образования известны преимущественно по крутым бортам впадины. Они представлены теми же породами, которые обнажаются по берегам озера. По данным непрерывного сейсмопрофилирования, выходы докайнозойских образований расположены по южному склону Академического хребта [3], представляющего собой линейный подводный горст, протягивающийся от острова Ольхон к северо-востоку. Глубина воды до его свода колеблется от 100 до 300 м. На северо-восточном окончании хребта отдельные участки приподняты и иногда выведены над уровнем озера, как, например, Ушканьи острова. Падение южного склона Академического хребта меняется от 10-15 до 30-40°, а иногда имеются субвертикальные стенки.

При драгировании, проводившемся ступенчатым методом, на южном склоне Академического хребта примерно в 5-6 км к югу от Большого Ушканьего острова были подняты докембрийские образования, а также перекрывающие их кайнозойские осадочные породы (фиг. 1). Основное внимание в этой статье будет уделено минералогическим последствиям гидротермальной деятельности, проявившейся в докембрийских гранитах, поднятых драгами с глубин 700-600 и 400-300 м.

С нижнего уровня драгой подняты угловатые, неокатанные обломки гранита светло-серого, розового цвета, размером 15-20 см по длинной оси, представляющие собой материал свежей подводной осыпи или, возможно, свежеоторванные от обнаженного выхода гранитов на поверхность дна.

На верхнем уровне отобраны обломки выбеленных гранитов, полужидкие пески, сложенные обломками гранитообразующих минералов, с глинистым цементом. Здесь же встречен обломок цеолитолита, сложенный в основном ломонтитом.

Гранит, драгированный с нижнего уровня и наименее измененный вторичными процессами, сложен плагиоклазами (альбит-олигоклаз), кварцем, хлоритизированной слюдой. Первые два минерала находятся в породе в примерно равных соотношениях, последний слагает не более 5—10% породы. В качестве акцессория присутствует амфибол. Структура породы равномернозернистая, массивная. Наблюдается присутствие аутигенных минералов эпидота, развивающегося по слюде вместе с хлоритом, и смектита, выполняющего мелкие трещинки в плагиоклазах. Содержание новообразований в породе не более 5%.

Обломки выбеленного гранита с верхнего уровня, при схожести их породообразующих минералов с уже описанной свежей разностью, характеризуются активным развитием эпидота — по трещинам, по плагиоклазам. Здесь же широко распространен смектит, замещающий плагиоклазы, выполняющий поры и трещины. Отмечается альбитизация плагиоклазов. В отдельных полостях и трещинах встречаются агрегаты ломонтита.



Фиг. 1. Геологический разрез через южный склон Академического хребта

1 — граниты и гранитогнейсы; 2 — трещиноватые граниты; 3 — каолиновая кора выветривания; 4 — базальный горизонт кайнозойских отложений; 5 — глинисто-алевритовая толща; 6 — железомарганцевые корки

Из этой породы выделена фракция < 0,001 мм, дифрактограмма которой представлена на фиг. 2. Порода рассечена серией параллельных трещин, выполненных гидроксидами железа. Их состав, исследованный с помощью микрозонда, приведен в таблице.

Таким образом, этот образец получен из зоны активного гидротермального преобразования гранитного массива, где наблюдаются мобилизация и перераспределение вещества, причем совместное нахождение среди новообразований эпидота и ломонтита дает возможность установить температурные характеристики процесса. Поскольку поля устойчивости этих минералов перекрываются только в зоне 200-210°C, температура гидротермальных преобразований находилась примерно в этом интервале.

Выше по склону хребта были подняты пески, сложенные обломками минералов гранита (кварцем, плагиоклазом), сцементированных водонасыщенным текучим смектитом. Следует отметить, что плагиоклазы, входящие в состав этого осадка, альбитизированы, но практически не затронуты новообразованиями смектита.

Аркозовый песок со смектит-каолинитовым цементом был получен в драге вместе с осадочными породами мезозойско(?)-кайнозойского возраста и обломком ломонтитовой жилы. Он представляет собой текучую массу без признаков расслоения. Из наименее деформированной части этого образования после высушивания был сделан шлиф, в котором видна равномернозернистая структура крупнозернистого, хорошо сортированного песка с базальным глинистым цементом, структура цемента мелкочешуйчатая. Обломочные компоненты породы неокатаны и представлены в равных долях кварцем и плагиоклазом. Необходимо отметить, что по плагиоклазу наблюдается развитие альбита путем замещения отдельных неделимых, но полностью отсутствует развитие смектита.

На валовой дифрактограмме этого образца кроме рефлексов кварца и альбита обнаруживаются базальные рефлексы смектита (фиг. 3). Кроме того, на дифрактограммах природного и насыщенного глицерином образцов присутствует рефлекс, соответствующий межплоскостным расстояниям 7,24 и 7,28 Å, который отсутствует на дифрактограмме прокаленного образца, что свидетельствует о наличии каолинита. Следует отметить, что базальные рефлексы смектита расплывчаты, не образуют целочисленных серий, межплоскостные расстояния несколько выше, чем обычно отмечается у смектитов, что может свидетельствовать о тонкодисперсном состоянии минерала и позволяет предположить, что данный смектит мог быть образован в результате разрушения смектита, аналогичного описанному выше в выбеленных гранитах.



Фиг. 2. Дифрактограмма фіакция < 0,001 мм, выделенной из пропилитизированного гранита (а – природный; б – насыщенный глицерином, в – прикаленный при 550°С)

Компонент	Оксид железа		Цеолитолит
	обр. 1	рбр. 2	
			T
SiO,	-	-	51,56
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,095	0,32
A1203	0,11	0,156	21,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	_	-	0,53
FeO	-	-	0,14
FeO*	80,053	82,829	-
CaO	-	-	11,86
MgO	0,318	0,143	0
MnO	0,092	0,059	0,01
Na <sub>2</sub> O			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	<b>—</b> '	10,84
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-		2,03
CO,	-	-	0,6
CrO	0,01	Û	-
NiO	0	0	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,325	0,156	-
Сумма	80,996	83,502	100,25

## Результаты химических анализов образцов (Академический хребет)

*Примечание.* FeO<sup>\*</sup> – сумма окислов Fe, рассчитанная как FeO.

В этой же драге обнаружен обломок гидротермальной жилы, сложенной ломонтитом (до 90%), альбитом, кварцем, эпидотом. Дифрактограмма и электронно-микроскопические фотографии породы приведены на фиг. 4, 5. Химический анализ породы свидетельствует о присутствии в ней кальццевого, высокоалюминиевого цеолита (см. таблицу).

Таким образом, драгированный материал дает возможность составить представление об обнажающихся в свежих эскарпах Академического хребта гранитах, преобразованных в результате воздействия гидротермальной системы. Наблюдаемый парагенез новообразованных минералов соответствует тем, которые часто наблюдаются в гидротермально-активных зонах с повышенным геотермическим градиентом [5]. Парагеяез "ломонтыт — альбит — эпидот", развивающийся по основным компонентам породы, описанный нами для гранита с нижних уровней драгирования, сформировался под воздействием гидротермы при 200-210°С на относительно глубоких уровнях разреза, в то время как жильное тело ломонтита могло образоваться и выше, чуть ли не в приповерхностных условиях. Такое распределение жильных и метасоматических парагенезов характерно для геотермальных полей Паужетки [4], Исландии [7] и других активных районов. На каком возрастном уровне происходил этот процесс на Байкале, пока не совсем ясно. Однако, учитывая, что недалеко (на Большом Ушканьем острове) известна юрская дайка базитовых пород [1], можно предполагать связь глубинного гидротермального процесса с проявлением юрской магматической активизации этого района.

Особый интерес вызывает описанный нами аркозовый песок с глинистым цементом. Представляется противоречием то, что в его составе одновременно присутствуют смектит и каолинит. Условия образования этих двух минералов в значительной мере различаются. Если для смектита характерна слабощелочная среда, то формирование каолинита протекает в кислой среде. Исходя из этого, можно предположить, что формирование изучаемой породы происходило в результате смешения тонкого кластического материала из двух независимых и различных по истории образования источников, однако структура породы и состав крупнообломочной ее части не позволяют сделать такое заключение.

Известно также, что кислые воды образуются в зонах поверхностной разгрузки гидротерм при их фильтрации сквозь горные породы и взаимодействии сульфат-иона с метеорным кислородом. В то же время гидротермальные растворы, поступающие на поверхность по хорошо проводящим каналам (например, зонам разломов), имеют щелочную реакцию и могут нести



Фиг. 3. Валовая дифрактограмма цемента аркозового песчаника (а – природный; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный при 550°С)



Фиг. 4. Электронно-микроскопические фотографии помонтита

*а*, б – разные участки сканирования; *в*, *г* – более детальные фрагменты структуры. Масштаб (в мк) указан на фотографиях

взвесь микродисперсных смектитовых частиц. Таким образом, сочетание этих двух минералов может быть получено в результате размыва поверхности сольфатарного поля, где на ограниченном пространстве встречаются новообразованные минеральные ассоциации, содержащие и каолинит, и смектит. Этому предположению противоречит нахождение в исследуемой породе свежих обломков плагиоклаза, который обычно в поверхностных зонах разгрузки гидротерм нацело замещается аутигенными минералами.

На наш взгляд, для разрешения этих противоречий следует сделать вывод о по крайней мере двукратной активизации гидротермального процесса, происходившей совместно со структурной перестройкой Академического хребта. Эти два этапа отразились в минеральных ассоциациях новообразований, образцы которых были подняты драгой 8 с глубины 250-200 м.

В течение первого была сформирована эпидот-альбит-ломонтитовая ассоциация, сходная с той, которую мы наблюдали в образцах выбеленного гранита из драги 9 с глубины 400—300 м. Затем в результате тектонических подвижек, сопровождавшихся дизъюнктивными нарушениями, эта часть разреза была выведена на поверхность, где происходила разгрузка гидротерм, приводившая к быстрому преобразованию смектитового матрикса и разрушению, а затем переотложению породы поверхностными водами. Именно в результате частичного преобразования смектита в каолинит и быстрого переотложения могла сформироваться полученная нами кластическая порода. В этом случае легко объясняется и сонахождение с ней обломка ломонтитовой жилы с включениями альбита и эпидота.

Если первый этап, как говорилось, можно отнести к юрской активизации региона, то с возрастной привязкой второго этапа дело обстоит сложнее. Казалось, наиболее оптимальной являлась бы увязка этого процесса с вулканической деятельностью неоген-четвертичного этапа. Однако вблизи Академического хребта неизвестны проявления молодой вулканической активности, а совсем молодые гидротермальные источники на дне и по берегам в силу кратковременности не способны к такого рода гидротермальным преобразованиям. Скорее всего, гидротермальная активность в этом районе проявилась в позднем мезозое — раннем кайнозое, в эпоху формирования на больших площадях каолиновых кор выветривания. Об этом же свидетельствует отсутствие гидротермальных образований в перекрывающих отложениях, датируемых неогеном.

Породы от свежего гранита до поверхностно-переотложенных гидротермальных образований экспонируются на поверхности склона Академического хребта в результате тектони-



Фиг. 5. Порошковая дифрактограмма ломонтита

ческих движений, проходивших в антропогеновое время и создавших современную структуру Байкальской впадины.

Таким образом, при рассмотрении гидротермальных преобразований в районе Академического хребта выделяются как минимум два этапа гидротермальной активности: юрский, приведший к изменению докембрийских образований, и мел-палеоценовый (?), наложившийся на ранее гидротермально измененные породы.

### Список литературы

- 1. Базаров Д.Б., Багдасарьян Г.П. Основные этапы проявления кайнозойского вулканизма Забайкалья и Прибайкалья // Геология, палеовулканология и рельеф Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во Бурят. ун-та, 1986. С. 91-101.
- 2. Васильев Е.П., Мельников Ф.И., Николаев В.Г. Строение и развитие Байкальской зоны // Geologica Balcanica. 1989. Т. 9. № 5. С. 15-24.
- 3. Вонг Х.К., Николаев В.Г. Новые данные о строении осадочного чехла Байкальской впадины // Геотектоника. 1991. № 4. С. 117-120.
- Набоко С.И. Закономерности формирования цеолитовых пород в областях разгрузки гидротермальных систем // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. 210 с.
- 5. Сендеров Э.Э., Петрова В.В. Современное состояние проблемы природных цеолитов. М.: ВИНИТИ, 1990. 120 с.

6. Феодоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 400. 1985. 196 с.

 Steiner A. Hidrothermal alteretion at Wairakei, New Zeland. // Rept from Econ. Geol. 1953. P. 1-13.

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 9.XII.1991

# © 1992 Мкольник Э.Л., Жегалло Б.А., Еганов Э.А.

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ ФОСФАТНЫХ ЗЕРЕН (ПЕЛЛЕТ) ФОСФОРИТОВ ФОРМАЦИИ ФОСФОРИЯ, СМА

Область распространения формации Фосфория в Скалистых горах США — одно из наиболее крупных (если не самое крупное) скоплений зернистых (пеллетных) фосфоритов в мире. Это гигантское фосфоритоносное поле, протяженностью в несколько сотен тысяч квадратных километров, детально изучалось в 50—60-е годы геологами США [4, 6 и др.]. Достаточно полная характеристика, включая описание фосфоритов, на русском языке дана в широко известной специалистам работе Г.И. Бушинского [1].

Фосфориты Фосфории, согласно принятой в России номенклатуре, в основном зернистые, скорее даже микрозернистые. Геологи США такие фосфориты определяют как пеллетные — термин достаточно неопределенный генетически, отчетливо морфоструктурный, отвечающий понятию агрегационная частица, комочек, обломок, фекальная частица и т.п. Такие фосфориты обычно ассоциируются с черными глинистыми сланцами, пластовыми кремниями, реже с доломитами, песчаниками.

Другими видами фосфатных составляющих фосфоритов являются (в последовательности уменьшения распространения): оолиты (концентрические фосфатные оболочки, часто вокруг пеллет), биокласты (с изначальным фосфатным скелетом — раковины лингулид, кости, зубы позвоночных и т.п.), желваки (нодули), фосфатизированные карбонатные скелеты беспозвоночных.

Понимание генезиса преобладающих компонентов — пеллет и оолитов, как отмечается всеми исследователями, поможет определить происхождение фосфоритов в целом.

Выдвигавшиеся ранее гипотезы приведены в обзоре [1]. Пеллеты рассматривались как бактериально-химические образования, возникшие на дне мелкого моря (Бергер), микроконкреции (Мансфилд, Гульбрандсен), псевдоморфозы замещения известковых частиц (Эми), фосфатизированные копролиты мелких морских организмов [1, 4].

Фосфатные пеллеты Фосфории Г.И. Бушинский делит на три генетических типа: фосфатизированные копролиты, микроконкреции и псевдоморфозы замещения известковых частиц. Первый тип считается преобладающим. Однако следует отметить, что убедительных доказательств фекального происхождения пеллет не приводится, а указывается лишь на их внешнее сходство с современными копролитами, как известно, не фосфатными. Возможно (хотя на это прямо не указывается), основанием для такого предположения служит часто встречающаяся несколько удлиненная, округлая форма пеллет. Не вызывает сомнения третий тип – псевдоморфозы замещения карбонатных скелетов (иглокожих, фораминифер и т.п.), но вопрос о том, являются ли они фрагментами карбонатных органогенных пород 1 ли отдельными скелетными остатками, остается невыясненным.

Что касается микроконкреций, то обоснование их природы определяется только ссылкой на наблюдения Р.А. Гульбрандсена [5], отметившего, что некоторые пеллеты несут следы сдавливания как результат роста в ограниченном пространстве. Неоднозначность гакой интерпретации, однако, очевидна. В частности, хотя бы из замечения Г.И. Бушинского, который, опираясь на большой личный опыт изучения разных конкреций на Русской платформе, резонно указывает, что они не несут следов сдавливания и этот признак не может служить критерием отличия микроконкреций от фекальных пеллет.

Обычное строение оолитов Фосфории: некоторый центр — ядро и несколько (от одной до восьми) облекающих его тонких концентрических оболочек. Центром служат фосфатная пеллета, зерна кварца, зубы и другие, часто окатанные обломки органических остатков, сами оолиты и их обломки. Оболочки различаются по окраске — от более светлой до относительно темной. О происхождении этих форм высказано мнение [1], что они образовались химическим или коллоидно-химическим путем на илистом дне фосфорийского моря, причем, судь! по наблюдениям, в мелководной его зоне, поскольку сопровождаются окатанными песчинками и галькой фосфорита, иногда кварцевыми песками.

Рассмотрение состояния вопроса свидетельствует о необходимости дальнейших исследований для уточнения отдельных моментов.

В нашем распоряжении имелась относительно представительная коллекция образцов фосфоритов и вмещающих пород формации Фосфория, собранная и любезно переданная нам Э.А. Егановым и Ю.Н. Заниным. Ее изучение одним из авторов [3] прежде всего показало, что обособление фосфатов, несомненно находящихся in situ, не в форме пеллет,



Фиг. 1. Неполностью фосфатизированный спонголит. Черное — неправильные инситные фосфатные обособления; светлое — микросклеры. Галька из карбонатно-фосфатного конгломерата. Формация. Фосфория, член Риторт, Хобак-крик. Прозрачный шлиф, оптический микроскоп, ник. \*, увел. 50

зерен, характерны, видимо, только для части кремнистых пород формации. В карбонатных и глинистых породах встречены только пеллеты. Следует отметить, что инситные фосфоритовые слойки-линзы имеются и в пеллетных фосфоритах, но интерпретация их пока неоднозначна и выходит за рамки настоящего сообщения.

Те кремнистые породы, в которых имеются инситные фосфатные выделения, несомненно, являются спонголитами и состоят из скоплений макро-, но большей частью микросклер (фиг. 1), с некоторой ориентировкой по длинным осям, что говорит об определенном перемещении под действиями течений. То, что кремни Фосфории существенно спонголиты, известно давно. Так, Р. Шелдон [6] указывает, что в части (до 20%) образцов кремней некоторых пачек Фосфории спикулы наблюдаются визуально. Е.Р. Крессман и Р.В. Свенсон [4] отмечают, что преобладающая часть (до 2/3) кремней является спонголитами, сложенными губками класса Demospongiae.

Однако структура невидимой в микроскоп части объема кремней и их некоторых слоев остается невыясненной. Логично мнение М.У. де Лобенфельза [4], которой предположил, что в таких случаях кремни состоят либо из микросклер, либо из остатков кремнистого планктона. Как считает этот исследователь, указанные губки являются мелководными формами и широко развиваются только в пределах светового слоя (до изобаты 50 м), хотя имеются и отклонения. Обычно отмечается определенная ориентировка склер, при преобладании часто крупных форм, достаточно однородных по размерам, но все же обычно присутствуют и микросклеры. Общей оценкой палеоусловий для кремней являются: глубины менее 50 м, нормальная солеңость, умеренная скорость течения [4]. Поэтому следует с достаточной степенью достоверности признать, что в определенные интервалы формирования формации Фосфория существовали громадные губковые колонии — "луга", местами сменявшиеся накоплением более глубоководных глин или других осадков.

Эти губковые накопления и могли быть как источником, так и местом, где формировались отмеченные инситные, начальные фосфатные обособления. Фосфор накапливался при деструкции мягких тканей этих и иных организмов, с последующим диагенетическим фосфатным осаждением (замещением) в многочисленных локальных участках слоев спонголитов (см. фиг. 1). В участках развития такого фосфата спикулы уже почти не различимы, они полностью замещаются с утратой индивидуальных признаков. Эти обособления имеют неправильную форму и размеры, достигающие 3 мм в поперечнике. Их хаотическое распределение в спонголите, сравнительно широкие вариации размеров, отчетливая нерезкость границ, редкие видимые реликты незамещенных спикул, продолжение спикул из этой фосфатной массы в спонголит не оставляют сомнений в высказанном предположении об их инситном характере, реннедиагенетическом образовании. Мы считаем их начальными (первичными) фосфатными концентрациями, имевшими место в слоях спонголита, в тех его



Фиг. 2, а, б

участках, где сохранились остатки, фрагменты мягких тканей губок. Соответствующий механизм намечен в работе [3].

Далее, естественно предположить, что перемыв таких частично фосфатизированных спонголитов является именно тем процессом, который привел к образованию фосфатных зерен (пеллет) по механизму, сформулированному в той же работе [3]. Действительно, фосфатные фрагменты спонгиевого ила, будучи продуктом ранней литофикации, должны быть более сцементированными, относительно твердыми уже на ранней стадии формирования осадков. При эрозионных перемывах, до общей литофикации, они уже должны вести себя



Фиг. 2. Фосфатные пеллеты — фосфатизированный спонголит. СЭМ, прозрачный шлиф (после обработки). Пеллетный фосфорит, формация Фосфория, Мид-Пик. Каньон Перис

а – довольно хаотическое расположение микросклер; б – в одной пеллете видны остатки фосфатизированного беспозвоночного; е – большое увеличение части фосфатной пеллеты – фосфатного спонголита

как обычные твердые частицы, хорошо окатываться и т.д. При этом более легкие и меньшие по размеру нефосфатизированные склеры должны легко уноситься, что в конечном счете должно было привести к накоплению собственно фосфатных фрагментов — того, что мы называем фосфатными пеллетами (зернами), если, конечно, не было значительного привноса другого обломочного материала (кварца и т.п.). Тогда следовало бы ожидать, что по крайней мере часть фосфатных пеллет должна была представлять фосфатизированный спонголит. Следует заметить, что при внимательном изучении многих пеллет обычных фосфоритов Фосфории в них удается наблюдать в оптический микроскоп одно-два косых или поперечных незамещенных сечения спикул, что, конечно, недостаточно для уверенных утверждений, но тем не менее внушает определенный оптимизм. И все же 95–98% объема пеллет сложены однородным фосфатом, который, хотя и часто содержит много распыленного органического вещества (средние содержания С<sub>Орг</sub> в фосфоритах Фосфории 2—4%, иногда до 15%), не проявляет даже признаков сложения из фосфатных спикул при наблюдениях в оптическом микроскопе.

Для более детального дальнейшего анализа по особой методике из случайной выборки образцов пеллетных и оолитовых фосфоритов были изготовлены до десятка прозрачных шлифов, которые изучали на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Sam Scan-4 в ПИНе РАН. Были получены следующие результаты.

Большая часть пеллет действительно оказалась состоящей из фрагментов фосфатизированных спонголитов, представляющих массу замещенных фосфатом микросклер кремниевых губок (фиг. 2, d). Расположение последних большей частью от хаотичного до слабо ориентированного. Редко пеллеты включают и макросклеры таких же губок, а также содержат детрит скелетов беспозвоночных фиг. 2, б). Хорошая сохранность в некоторых случаях позволила А.Ю. Журавлеву определить присутствие представителей отряда Tetractinomorpha класса Demospongiae (фиг. 3). У некоторых микросклер центральный канал полый, в других замещен фосфатом, но не ясно, обусловлено ли это в последнем случае замещением органической матрицы. Не видно признаков растворения микросклер и других скелетных остатков (см. фиг. 2, е), признаков механического раздробления, что как-то могло бы сви-



Фиг. 3. Часть фосфатной пеллеты с остатком спикулы — микросклеры ("микрастер") класса Demospongiae, отряда Tetractinomorpha. СЭМ, прозрачный шлиф (после обработки). Пеллетный фосфорит, формация Фосфория, Мид-Пик, каньон Перис



Фиг. 4. Фосфатная пеллета — фрагмент фосфатизированного водорослевого мата. СЭМ, прозрачный шлиф (после обработки). Пеллетный фосфорит, формация Фосфория, пачка Риторт, каньон Хобак



Фиг. 5. Фосфатный оолит-онколит типа Osagia. СЭМ, прозрачный шлиф (после обработки). Оолитовозернистый фосфорит, формация Фосфория, Мид-Пик, каньон Брезер

детельствовать о пропуске через пищеварительный тракт организмов. Цемент пеллет в общем достаточно резко отличается строением, структурой и даже отражательной способностью от внутреннего наполнения пеллет. Видимо, его следует считать вторичным.

Некоторая, меньшая часть пеллет имеет, как установлено, имой характер. Они образованы не очень резко ограниченными фрагментами ячеистой структуры, представляющими неравномерную сеть, переплетение фосфатных трубочек, которые можно предположительно считать чехлами водорослей (фиг. 4). При этом устанавливается, что аналогичные образования присутствуют и в цементном заполнении между такими пеллетами.

Оолитовые обособления при изучении в СЭМ оказались исключительно похожими на онколиты типа Osagia (фиг. 5), причем слагающих их фосфат по отражательным свойствам близок к фосфату спонголитовых пеллет, но не цемента, что позволяет предполагать его формирование по органической матрице — строматолитовым образованиям типа SS. Интересно, что рядом с онколитовыми формами присутствуют и пеллеты с аналогичной отражательной способностью, но без четко видимого концентрического строения (даже в случае массивных пеллет). Не фрагменты ли это фосфатизированного водорослевого мата массивного сложения?

Изредка в некоторых пеллетах хорошо видны скопления шарообразных обособлений двух размеров (~ 4-5 и ~ 1 мкм), которые могут определяться как бактериальные формы (фиг. 6). Такие формы в фосфоритах обнаруживаются очень часто и свидетельствуют о раннедиагенетическом механизме фосфатного осаждения (замещения) по органическим компонентам, включавшим мягкие ткани [3].

Итак, результаты проведенных анализов независимо подтверждают гипотезу о том, что определенная, возможно преобладающая, часть пеллет формации Фосфория представлена фрагментами фосфатизированных спонголитов, а также отчасти фрагментами фосфатизированного водорослевого мата. "Оолитовые" же разности представляют собой фосфатизированные онколиты. Конечно, имевшийся в нашем распоряжении каменный материал не может считаться адекватным полному разрезу формации Фосфория, с латеральными неоднородностями этого гигантского фосфатного поля. Однако случайный характер материала и почти полное отсутствие (по крайней мере, визуально в оптическом микроскопе) в пеллетах органогенных компонентов исключает подозрение в какой-либо субъективной из-



Фиг. 6. Бактериальные формы фосфатные. СЭМ, прозрачный шлиф (после обработки). Пеллетный фосфорит, формация Фосфория, член Риторт. каньон Хобак

бирательности. Если геологические организации США представят соответствующие полные коллекции, то целесообразно изучить их по разработанной методике.

Остается несколько вопросов, требующих обсуждения. Являются ли пеллеты фекальными образованиями, как предполагал Г.И. Бушинский? Как известно [2], у кремниевых губок сравнительно немного врагов. Их прекрасной защитой служит минеральный скелет состоящий из тонких игл, а также неприятный запах и выделения. Некоторые моллюски, голотурии, ракообразные паразитируют на губках или внутри их, но существенного вреда им не приносят, несмотря на то что Demospongiae являются преимущественно колониальными формами. Поэтому очень трудно предположить возникновение большого числа протяженных слоев фекальных комков мощностью в несколько метров в результате выедания губковых "лугов". Вместе с тем если идея о фекальных пеллетах верна, то остается неопределенным вопрос о фосфатизации таких пеллет. В то же время изучение в СЭМ не свидетельствует о пропуске спонгиевого ила через пишеварительный тракт. Поэтому представляется, что идея о фекальных пеллетах должна быть оставлена, тем более что современные фекальные комки не фосфатны сколько-нибудь значительно. Что касается пеллет из предположительных комков трубчатых водорослей, то, хотя признаки воздействия на них пищеварительных процессов также отсутствуют, остается некоторая неопределенность в этом отношении, поскольку водоросли обычно являются достаточно привлекательной пищей для морских организмов. Однако и здесь требуются достаточно прямые доказательства, в частности подходящий механизм фосфатизации.

Итак, имел место процесс накопления существенно губковых отложений, а также, видимо изредка, водорослевых матов. Он протекал участками, в сравнительно ограниченных покальных (но очень многочисленных) центрах, где сохранялись фрагменты мягких тканей. Именно здесь происходила раннедиагенетическая фосфатизация. Собственно говоря, возникали макро- и микроконкреции в массе органогенного ила, и в этом смысле представления Р.А. Гульбрандсена [5] наиболее близки, возможно, к реальности, хотя и не все они совпадают с предполагаемой гипотезой. Перемыв этих не полностью литифицированых отложений формировал уже пласты пеллетных, а точнее зернистых, фосфоритов. Таким образом, именно пласты фосфорита и спонголитового кремян Фосфории, а не глинистого сланца, как считается, наиболее генетически близки и связаны друг с другом. Если справедливо мнение, что фосфорийские губки очень мелководны, то апвеллинг не играет даже косвенной роли в формировании фосфоритов Фосфории (с учетом того, что выше 50-метровой изобаты его действие не проявляется). К тому же явные признаки накопления планктонных форм, которые должны быть связаны с воздействием апвеллинга, пока не установлены.

В заключение следует отметить, что сам процесс фосфатизации губковых отложений широко распространен — примеры известны в меловых отложениях Русской платформы, силуре Дальнего Востока и других местах, но нигде этот процесс, видимо, не был столь грандиозно продуктивным. Видимо, в этом уникальность пермского фосфатогенеза Фосфории.

Авторы искренне благодарны А.Ю. Розанову за помощь в выполнении работы и участие в ее обсуждении на разных стадиях.

#### Список литературы

1. Бушинский Г.И. Формация Фосфория // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 201. 110 с.

- 2. Колтун В.М. Тип губки. Беспозвоночные // Жизнь животных. Т.1. 1968. С. 182-222.
- 3. Школьник Э.Л. Факторы морского фосфатогенеза и оценка перспектив фосфатоносности Дальнего Востока СССР: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1989. 35 с.
- 4. Cressman E.R., Swanson R.W. Stratigraphy and petrology of Permian rocks of southeastern Montana // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1964. V. 313-C. P. 275-569.
- 5. Gulbrandsen R.A. Petrology of the Mead Peak phosphatic shale member of the Phosphoria formation at Coal Canyon, Wyoming // Bull. U.S. Geol. Surv. 1960. V. 1111-C, D. P. 71-146.
- Sheldon R.P. Physical stratigraphy of the Phosphoria formation in Northwestern Wyoming // Bull. U.S. Geol. Surv. 1957. V. 1042-E. P. 105-185.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток Поступила в редакцию 10.VI.1991

УДК 551.762:551.8(517)

## © 1992 Полянский Б.В., Бадамгарав Ж. ФЭНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮРСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

В настоящее время в мировой геологической литературе продолжает оставаться актуальной проблема реконструкции процессов формирования морских и континентальных осадочных терригенных комплексов и бассейнов осадконакопления. В разных геодинамических обстановках они являются вместилищами повышенных концентраций органического вещества различной природы, в том числе резервуаров углеводородного сырья. Среди этих комплексов особое место занимают дельтовые или фэновые<sup>1</sup>, которые тяготеют к резким перегибам древнего рельефа: материк — океан, горные области — равнины или долины. Из-за быстрого спада динамики потока здесь происходит разгрузка и лавинное накопление огромных масс кластогенного и органического материала. Несмотря на достаточную изученность в целом континентального терригенного осадконакопления, большой интерес представляют реконструкции процессов образования внутриконтинентальных осадочных, в том числе угленосных, комплексов фэновой природы в пределах рифтогенных конседиментационных структур и соответствующих палеобассейнов. С этими комплексами связаны значительные объемы газогенерирующей растительной органики различной природы, как концентрированной в виде угольных пластов, так и рассеянной в виде углистого детрита.

Существующие точки зерния на процессы формирования внутриплатформенных бассейнов осадконакопления и углеобразования, преимущественно мезозойского возраста, зало-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Фэновые (fan) — мощные кластогенные плохо сортированные отложения конусов выноса и дельт в местах лавинной разгрузки осадков узкими потоками на контрастных перегибах рельефа при выходе на плоские поверхности [9].



Фиг. 1. Расположение изученных разрезов 1 — Хяргаснуур; 2 — Дээрэг; 3 — Ихэснуур; 4 — Бахар-Ула; 5 — Цээйль-Булаг, 6 — Баян-Тээг; 7 — Тарагт; 8 — Увур-Хангай; 9 — Сайхан-Обоо; 10 —Боговуур; 11 — Чандаган

женных на палеозоидах Центральной Азии, в том числе Монголии, ограничивались общими представлениями об их аллювиальном генезисе в изолированных по площади грабенообразных межгорных структурах [3, 5, 7, 8]. Исключение составляет монография П.П. Тимофеева [6] с детальными реконструкциями накопления в соседнем Тувинском прогибе полифациальной юрской угленосной формации. Бо́льшая часть публикаций по Монголии была направлена в основном на стратиграфические исследования и историю тектонического развития. В осадочных толщах выделялись многочисленные свиты, датированные остатками наземной флоры и пресноводной фауны. Однако надежная корреляция и представления о генезисе отложений юры, разобщенных в современных структурах [5], отсутствуют.

На территории Монголии широко распространены юрские угленосные отложения, выполняющие целый ряд наложенных прогибов грабенообразного строения, ориентированных дугообразно с юга в границах центральномонгольских каледонид. Циклично построенные нижне- и среднеюрские угленосные отложения слагают в этих структурах аномально высокие по объему для платформ осадочные формации мощностью до 5000 м, представленные в стратиграфической последовательности полифациальными кластогенными отложениями с прогрессивной направленностью строения: от делювиально-пролювиальных грубообломочных до озерно-болотных глинистых угленосных.

В данной статье сделана попытка по-новому реконструировать процессы осадконакопления нижне- и среднеюрских осадочных формаций и особенности вмещающих конседиментационных структур и обосновать формационную модель фэновой кластогенной седиментации. Эти отложения были описаны нами в 1990-1991 гг. в структурах Сайхан-Обоо, Хяргаснуур, Дзэрэг, Ихэснуур, Бахар-Ула, Цээйль-Булаг и угольных карьерах Баян-Тээг и др., где были изучены мощные пласты каменных углей как составные элементы рассматриваемых формаций (фиг. 1). Каждая из формаций обычно сложена несколькими фациальными комплексами или макрофациями, отражающими различные типы фонового осадконакопления: от подгорно-веерного грубообломочного до равнивного тонкотерригенного (фиг. 2).

1. Подгорно-веерный фэновый делювиально-пролювиальный комплекс представлен повсеместно в упомянутых структурах в основании формации мощными валунными конгломератами слабой сортировки, невыдержанной (от 100 до 800 м) мощности (см. фиг. 2). Нечетко выраженное цикличное строение этих отложений обусловлено ливзовидным чередованием конгломератов и крупнозернистых песчаников, выше переходящих даже в аргиллит в пределах мощных элементарных циклов деловиально-проловиального типа, которые характеризуют активную и неустойчивую динамику формирования подгорновеерных фэновых комплексов. Подобный фациальный облик и строение сохраняют практически все базальные толщи рассматриваемых разрезов. Эта циклическая закономерность менее четко выражена в разрезах Дзэрэгской и Ихэснуурской впадин, где грубость отложений новышается, но особенно характерны валунные массивные конгломераты северо-западного разреза Сайхан-Обоо (Тарагт) без признаков ритмичности (фиг. 3.) Этим отложениям свойственно обилие крупнофрагментарной растительной органики и линзовидых прослоев



Фиг. 2. Схема сопоставления основных разрезов нижне- и среднеюрских отложений Западной Монголии (номера и названия разрезов — см. на фиг. 1)

1 — конгломерат; 2 — то же вулканомиктовый; 3 — 4 — песчаник (3 — грубозернистый, 4 — мелкозернистый); 5 — частое переслаивание песчаника и алевролита; 6 — алевролит; 7 пласты углей и прослои углистых пород; 8 — карбонатность и углистый детрит; 9 — прослои известняков; 10—12 — отложения палеозойского фундамента (10 — дайки эффузивов в карбонатных породах, 11 — эффузивы, 12 — гранитоиды). І—ІІІ — номера макроциклов. Фациальные комплексы: 13 — подгорно-веерный делювиально-пролювиальный грубообломочный; 14 — пролювиально-плосколопастной грубопесчано-алевритовый; 15 — пролювиально-фэновый болотный плосколопастной песчано-алевритовый угленосный; 16 — пролювиально-озерный фэновый песчано-алеврито-глинистый

углистых аргиллитов, что подчеркивает гумидные условия седиментации. Они формировались в виде коротких прибортовых делювиально-пролювиальных конусов выноса. Из-за фрагментарности обнажений эти грубообломочные отложения невозможно непосредственно проследить на большие расстояния, но в границах отдельных структур при ширине 15-60 км и длине до 200 км, несомненно как их фациальное родство, так и приуроченность к бортам структур. Их повсеместное положение в основании формации делает их типичными практически для всех мезозойских структур Западной Монголии, имеющих, вероятно, рифтогенную природу на начальном этапе активизации эпиплатформенных блоков Монголии.

II. Пролювнально-плосколопастной фэновый фациальный комплекс сложен часто ритмично чередующимися грубыми делювиально-пролюзиальными базальными и тонкими осадками фаций плоскостного сноса, с разной степенью их преобладания, составляющими циклы пролювиально-плосколопастного типа. Они распространены в центральных частях разрезов джаргалантской и бахарской свит [5] Ихэснуурской и Цээйльбулагской впадин, значительной части разреза Сайханобинского прогиба и в меньшей степени других структур (см. фиг. 2, 3). Каждый такой цикл с эрозионным контактом в основании представлен крупнозернистыми гравийными песчаниками, часто с примесью галечного материала в почве, фаций мелких мигрирующих русел межгорной долины. Выше они быстро сменяются плосколопастными глинисто-песчаными отложениями, обогащенными тонким углистым детритом и нередко в кровле переходящими в углистые или слабоуглистые аргиллиты с си-



Фиг. 3. Схема строения и основные типы разрезов прогиба Сайхан-Обоо (с карты мезозойской и кайнозойской тектоники МНР, Москва, 1979). Разрезы: 7 — Тарагт, 8 — Увур-Хангай, 9 — Сайхан-Обоо; 1-2 — площади соответственно юрских и меловых отложений; 3 — границы прогиба; 4 — разрывы; 5 — кремнистые породы. Остальные условные обозначения см. фиг. 2

деритовыми конкрециями. Мощность циклов составляет 5-10 м, редко – до первых десятков метров. Этот элементарный набор фаций характеризует обстановки более широких, чем предыдущий тип, плосколопастных фэновых выносов, слагающих периферическую часть межгорных палеодолин, с относительно спокойной миграцией второстепенных русел или притоков основных русел предгорных частей долины.

III. Пролювиально-фэновый болотный плосколопастной фациальный ксмплекс представляет собой разновидность предыдущего, так как обнаруживает набор фаций от грубопесчаных пролювиально-фэновых через алевритопесчаные к алевритоглинистым плосколопастным фэновым и, наконец, - к завершающим углистым болотным. Реже, при завершенном профиле цикла (завершающий в разрезе Дзэрэг) последовательность отложений следует в обратном порядке (см. фиг. 2). Эти комплексы слагают угленосные части разрезов джаргалантской свиты Дзэрэгской впадины и Баянтээгского угольного карьера. Здесь циклы мощностью 30-60 м, начинаясь русловыми крупнозернистыми песчаниками, часто с гравием и галькой в почве, с постепенными переходами, заканчиваются пластами угля сложного строения мощностью 1-18 м (разрез Бахар-Ула). Угольные пласты имеют двухтрехпачечное строение, отличаются малой (до 5%) зольностью и относятся к стадиям метаморфизма Д-Г. По петроврафическому составу они коллинитовые или гелинит-коллинитовые, однородной хлопьевидной структуры, с включением обильной пыльцы хвойных, покрытосеменных, смоляных тел, а также кутикул и аллохтонных фюзинитовых тканей. Болота, продуцировавшие такие пласты, представляли собой торфяники на месте зарастающих мелководных водоемов дистальных частей плосколопастных выносов. Слабая выдержанность угольных пластов этого типа в пределах первых километров ограничивает площадь их распространения границами межконусных затишных участков пролювиально-дельтовых межгорных долин.

IV. Пролювиально-озерный фэновый фациальный комплекс представлен в разрезах цикличным набором фаций генетической принадлежности к обширным выровченным ландшафтам конечных водоемов стока и разгрузки тонкотерригенных осадков центральных, наиболее удаленных от бортов, частей межгорных долин. Примером подобных комплексов могут служить циклы неполного и полного, завершенного, типов. Они составляют основной объем 11 и 111 макроциклов разрезов Ихэснуур, Цээйль-Булаг и Сайхан-Обоо (см. фиг. 2), различаясь деталями фациального состава и строения. Однако их роднит преобладающий озерный тип осадконакопления. В основании циклов, при общей мощности 10-50 м, со слабым эрозионным контактом или согласно, без размыва, прослеживаются маломощные (обычно до 1 м) прослои мелко- и крупнозернистых карбонатных песчаников фаций небольших мигрирующих потоков, впадающих в обширные мелководные водоемы. В них имеются включения отдельной «плавающей» гальки, тонкие прослои гравелитов, крупный растительный детрит и сидеритовые стяжения. Выше основной объем цикла сложен относительно хорошо сортированными неравномерно чередующимися песчано-алевритовыми отложениями фаций мелководных обширных озер, слабопроточных с включением углистого детрита.

Подобный фациальный комплекс более характерен для основной части разреза Сайхан-Обоо (II и III макроциклы). Он содержит мощные (до 500 м) толщи преобладающих неслоистых глинисто-алевритовых отложений с частыми или единичными прослоями мелкозернистых песчаников с тонкой косой слоистостью потокового типа, мощностью до 2 м. Эти прослои с четким нижним контактом подчеркивают элемечтарные циклы.

К верхним частям III макроцикла состав озерных отложений меняется. В них исчезает углистый детрит, появляется обильный карбонатный цемент, желваки известняка и отдельные прослои комковатых розоватых озерных известняков мощностью до 8 м (Ихэснуур). Эти алевриго-глинистые отложения сопровождаются появлением красноцветных окрасок внизу пятнистых, выше — бурых, с прослоями известняка. Красноцветность и карбонатность — следствие аридизации климата к концу средней юры и осушения озер. В рассматриваемом фациальном типе изредка появляются прослои серых песчанистых органогенных известняков-ракушечников с остатками тонкостенных пресноводных двустворок и гастропод (разрез Сайхан-Обоо). Ранее они были определены Г.Г. Мартинсоном [5]. Такие известняки явление достаточно распространенное при повышенной жесткости озерных вод, откуда известь извлекается и концентрируется микро- и макроорганизмами.

Рассмотрев литолого-фациальное содержание нижне- и среднеюрских осадочных формаций, перейдем к анализу истории их развития в зависимости от типа вмещающих конседиментационных структур. Выше высказывалась точка зрения на приуроченность основных мезозойских осадочных бассейнов Западной Монголии к грабенам или прогибам, сформировавшихся в этап активизации платформенного основания палеозойской консолидации [3, 7,8]. Однако приведенный анализ трех макроциклов, составляющих формацию, и их фациального содержания, позволяет не только скоррелировать разобщенные в современных структурах разрезы, но и расшифровать тектоническую природу и историю развития конседиментационных структур и бассейнов осадконакопления. Для решения этой проблемы рассмотрим разрезы нижне- и среднеюрских отложений различных частей прогиба Сайхан-Обоо, представляющего собой субширотно ориентированную отрицательную структуру, разорванную на отдельные блоки крупными разрывами сбросово-сдвигового типа (см. фиг. 3). Были составлены три послойных литолого-стратиграфических разреза, характеризующих северную (Тарагт), центральную (Увур-Хангай) и южную части прогиба Сайхан-Обоо. В основании всех разрезов (І макроцикл) четко выделяется толща крупногалечных валунных плохо сортированных конгломератов мощностью 200-500 м. Выше они переходят в циклично построенную толщу с быстрыми фациальными переходами от базальных делювиальных брекчий к частому переслаиванию песчано-алевритовых, часто углистых, отложений (см. фиг. 3). Такая быстрая смена осадков указывает на неустойчивую и активную динамику осадконакопления в проксимальных частях делювиально-пролювиальных прибортовых конусов выноса. В межконусных участках преобладали обстановки небольших мелководных проточных, нередко заболачиваемых, водоемов на некотором удалении от бортов палеоструктуры, с частым пульсационным выносом песчаного материала мелкими мигрирующими потоками (фиг. 4). Таким образом, І макроцикл характеризует первый этап заложения и инициального развития конседиментационных прогибов при контрастном пульсационном подъеме бортов его и соответственном прогибании центральных частей.

Центральная и южная части рассматриваемого прогиба наиболее полно представлены в paspesax 8 и 9 (см. фиг. 3), где II и III макроциклы характеризуют последующие этапы расширения и развития конседиментационной структуры. Базальные грубообломочные фэновые подгорно-веерные отложения I макроцикла здесь выше сменяются мощными (до 3000 м) алевропесчано-глинистыми отложениями, насыщенными углистой органикой, которые определяют обстановки лопастного и плоскостного пролювиально-озерного осадконакопле-



Рис. 4. Палеоландшафтная модель конседиментационной структуры и бассейна осадконакопления

ния на значительном удалении от бортов прогиба. По нашему мнению, отложение этих тонких осадков с примесью грубого песчаного и щебневого материала происходило лавинным путем в обширных мелководных открытых водоемах в центральной части межгорной долины с постоянным плоскостным сносом. Конседиментационное интенсивное прогибание этих частей межгорного бассейна тут же компенсировалось отложением массы тонких мелководноозерных осадков при субаквальных гумидных условиях седиментации. Практическое от сутствие тонкой ритмичности и горизонтальной слоистости осадков подчеркивает пролювиально-озерный фэновый характер седиментации. В современной литологической литературе такие мелководные бассейны с мощной садкой тонкотерригенных отложений относят к озерам ≪пролювиального плейна≫ или ≪плейновым озерам≫ [1]. Они разительно отличаются от озер аллювиальных долин, парагенетически тесно связанных с русловыми и пойменными фациями [4, 6], стсутствием подобных связей, своеобразными текстурами без горизонтальной слоистости, неравномерной сортировкой осадков, их гитантскими мощностями.

Завершающий этап развития прогиба (III макроцикл) характерен повышенными концентрациями карбонатного материала, вплоть до образования пластов озерных известняков, местами слабой угленосностью, что, наряду с тонкотерригенным составом вмещающих отложений, свидетельствует о расширении и компенсации прогибов при одновременной значительной денудации бортов впадин.

Перекрытие с размывом этих тонких отложений новой базальной толщей грубообломочных отложений проблематично позднеюрского возраста подчеркивает начало следующей осадочной формации и нового этапа развития и активизации рассмотренных конседиментационных прогибов (см. фиг. 2, 3).

Описанные этапы развития прогибов в ранне- и среднеюрское время (от начала их заложения в фазу активизации, раскола и раздвижения платформенных блоков палеозоид Западной Монголии, вплоть до завершающей их компенсации) позволяет рассматривать их как рифтогенные грабенообразные структуры. Вопрос об их развитии в мезозое в какой-то мере может быть решен на примере разрезов Сайхан-обооинского прогиба как раннемезозойского. Сокращенные в мощности разрезы Тарагт и Увур-Хангай, сложенные в основном делювиально-пролювиальными грубообломочными отложениями подгорных шлейфов, однозначно указывают на их формирование у подножия крутых бортов палеоструктуры рифтогенного типа, ограниченной системой активных конседиментационных разрывных нарушений. Приуроченность этих разрезов (собенно разреза Тарагт) к северо-западному окончанию современного Сайхан-обооинского прогиба позволяет сделать вывод об унаследованности с раннеюрского времени этого замыкания прогиба в виде сравнительно узкой рифтогенной впадины. Основной разрез Сайхан-Обоо в центральной части современного прогиба благодаря огромным мощностям и преобладающему тонкотерригенному составу осадков с известной полей условности можно отнести к отложениям центральной части одноименной палеоструктуры рифтогенной природы. Однако отсутствие сплошных обнажений и пока недостаточная изученность юрских отложений не дают возможности с полной уверенностью оконтурить границы палеоструктуры и дать ей однозначную тектоническую диагностику (дву- или односторонний грабен, тип рифтогенной структуры, авлакоген и др.). Тем не менее уже настоящий пэрвый этап изучения проблемы развития продуктивных платформенных структур, базирующийся на детальном литолого-фациальном анализе и анализе цикличности юрских терригенных угленосных формаций, дает возможность положительно ответить на вопрос об унаследованном развитии конседиментационных прогибов на месте сформировавшихся рифтогенных структур с раннеюрского времени вплоть до мела. Анализ раннемеловых угленосных отложений Восточной Монголии, особенно в угольных карьерах Богонуур и Чандаган, косвенно подтверждает высказанную точку зрения. Здесь мощные угольные пласты вскрыты ближе к центральным частям современных грабенообразных прогибов, где они залегают на небольшой глубине и с пологими углами наклона. Их выклинивание и расщепление происходят к прибортовым зонам этих прогибов при одновременном замещении грубыми пролювиальными осадками, что также подтверждает унаследованное развитие с мезозоя конседиментационных структур местами, возможно, до настоящего времени. При получении новых дополнительных данных о составе и строении вертикального ряда угленосных формаций большего возрастного интервала (от позднего палеозоя в Южном Гоби до раннего мела в Восточной и Центральной Монголии) и их обобщении в пределах всего осадочного чехла можно будет увереннее датировать этап унаследованного развития конседиментационных структур и бассейнов и судить об их тектонических особенностях, деталях строения и генезиса.

Проблема унаследованности продуктивных угленосных и газоносных структур имеет большое прикладное значение в связи с постановкой более широких и научно обоснованных работ по выявлению новых энергетических источников в Монголии.

Таким образом, детальный литолого-фациальный анализ циклично построенных нижнеи среднеюрских терригенных угленосных формаций Западной Монголии, мощностью до 5000 м, с выделением фациальных комплексов и корреляционно-способных макроциклов, позволил прийти к однозначному выводу о преимущественно лавинном фэновом делювиально-пролювиальном механизме накопления осадков этих угленосных формаций и выделении соответствующей типовой формационной модели в рассматриваемом регионе. Подобные осадочные формации были приурочены в своем развитии к наложенным конседиментационным рифтогенным прогибам и соответствующим межгорным бассейнам осадконакопления, которые в мезозое развивались унаследованно на активизированном зпипалеозойском платформенном основании. Угленосные формации описанного типа в дальнейшем должны выдеместо в существующих классификациях [2, 7].

### Список литературы

- 1. Аллен Ф.А., Коллинсон Дж.Д. Озера // Обстановки осадконакопления и фации. Т. І. М.: Мир, 1990. С. 85-122.
- 2. Иванов Н.В. Типизация угленосных формаций Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Угольные бассейны и условия их формирования. М.: Наука, 1983. С. 65-72.
- 3. Иванов Н.В., Череповский В.Ф. Зональность угленакопления на территории Монгольской Народной Республики // Сов. геология. 1971. № 6. С. 153-157.
- 4. Лувсанданзан Б. Новые данные о юрских отложениях в Монгольском Алтае // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. (Тр. Сов.-Монг. геол. эксп. Вып. 2). М.: Наука, 1970. С. 28-30.
- 5. Стратиграфия мезозойских отложений Монголии // Л.: Наука, 1975. С. 25-96.
- 6. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 94. 1964. 260 с.
- Череповский В.Ф. Мезозойские угленосные формации Монголо-Охотского пояса и их особенность // Угольные бассейны и условия их формирования. М.: Наука, 1983. С. 229-235.
- 8. Череповский В.Ф., Портнов А.Г. Зоны и узлы углеобразования восточной части Урало-Монгольского складчатого пояса // Сов. геол. 1982. № 12. С. 58-63.
- 9. Dictionary of geological terms, Amer. geol. Inst. N.Y.: Dolphin books Edition, 1962. P. 175.

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 12.XII.1991

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1992

## методика

УДК 552.12

# © 1992 Зыков Д.С. ОБ ОДНОМ ИЗ ВЕРОЯТНЫХ ПУТЕЙ ОБРАЗОВАНИЯ УЗЛОВАТОЙ ТЕКСТУРЫ В ОСАДКЕ

Существует много общепризнанных объяснений появлению узловатой текстуры в осадке: биотурбации, гравитационное перемещение осадка, диагенетические преобразования и т.д. В статье предлагается иной вероятный механизм появления этой текстуры в терригенном осадке на основании проведенных экспериментов над песком, взятым из дюн о-ва Тексел (Нидерланды). Основной идеей эксперимента является моделирование осаждения песка, переносимого сильным ветром, в неглубоких изолированных и полуизолированных бассейнах как солоноводных, так и пресных. Подразумеваются бассейны на стадии отмирания, когда вполне вероятны благоприятные условия сохранения первичных текстур осадка.

Для проведения эксперимента (фигура) был взят аквариум с дном 30 × 30 см, заполненный морской водой на глубину 25 см. Первоначально сухой песок разбрасывали по поверхности спокойной воды. Наблюдалось интересное явление — песок не тонул, а образовывал на поверхности воды слой мощностью до нескольких миллиметров. Песок в этом слое местами оставался совершенно сухим на поверхности. Затем после накопления определенного количества песка поверхность его начинала прогьбаться и в одном или нескольких местах, видимо наибольшей мощности, образовывалось подобие песчаной воронки. Изрядная порция песчаного слоя, сворачиваясь, резко уходила на дно, отрываясь от основной массы слоя. При одновременном оседании больших порций остатки песчаного слоя на поверхности воды образовывали изометричные с утолщением в центре ≪лепешки≫.

Погружающиеся на дно порции песка принимали определенные формы. Обычно это форма неправильных «лепешек» с утолщением в центре. Иногда встречались червеобразные формы, с раздувами и утолщениями. Падая на дно, они не смешивались друг с другом, а, толкая друг друга, изменяли собственную форму, затекая в свободные промежутки между предыдущими порциями. Создавалась некоторая аналогия поведения подушечных лав, по которому ныне определяют перевернутое или нормальное залегание древних слоев. Диаметр «лепешек» при спокойной воде обычно составлял первые сантиметры. В аквариуме моделировали шторм. В этом случае нарушение поверхностного слоя песка происходило очень быстро и при сохранении всей последовательности процесса образовывались мелкие (миллиметры, реже первые сантиметры) «лепешки». Такой же эффект наблюдается и при неравномерном рассыпании песка по поверхности воды. В местах накопления песка происходит его быстрое поружение.

Волнение конечно же влияет на сохранность песчаных «лепешек», находящихся на дне, однако это влияние сильно зависит от мощности выпавшего слоя и силы волн у дна. Обычно разрушались верхние первые 1-3 см осадка, остальное сохранялось. Необходимо отметить, что песчаные «лепешки» все же обладают достаточной прочностью сами по себе. При перебалтывании осадка в течение нескольких минут некоторые из них сохраняются, правда, в сильно измельченном состоянии. Аналог этого процесса можно наблюдать и в природе. Небольшие песчаные шарики, перекатываемые слабым волнением, можно изредка встретить в прибойной зоне у дюн о-ва Тексел после прилива.

Механическое разрушение осадка показывает, что сухой песок сохраняется внутри «лепешек» в течение по крайней мере нескольких часов. Узловатая текстура сырого осадка заметна в оставленном в покое аквариуме и через несколько месяцев, затем она становится внешне уже неразличима. Высушенный песок восстанавливает свои свойства. Все стадии эксперимента были повторены с пресной водой, и получены те же результаты.



Схема эксперимента по образованию узловатой текстуры в гумусированных песках

Способность песков с о-ва Тексел образовывать узловатую текстуру, видимо, зависит от их водоотталкивающих свойств. Эти свойства нидерландские ученые связывают с наличием органического вещества на поверхности песчаных зерен, обнаруженного в дюнах на побережье Нидерландов<sup>1</sup>.

В заключение можно подвести следующий итог: в областях с активным ветропереносом, при наличии отмирающих бассейнов с благоприятными для сохранения осадка условиями возможно образование узловатсй текстуры вследствие водоотталкивающих свойств гумусированных песков. Полученные результаты можно использовать для палеогеографических реконструкций и, вероятно, для определения нормального и перевернутого залегания слоя.

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 14.1.1992

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Jungerius P.D., Jong J.H. de. Variability of water repellence in the dunes along the dutch coast // Catena. 1989. 16, N 4-5. P. 491-497.



### ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ ПОПОВ

22 ноября 1991 г. в Ташкенте на 85-м году жизни скончался академик АН Республики Узбекистан, доктор геолого-минералогических наук, профессор Владимир Иванович Попов.

Ушел из жизни крупнейший ученый-энциклопедист, один из основоположников учения о геологических формациях, основатель и бессменный руководитель среднеазиатской литологической школы. Его имя хорошо известно среди геологов и ученых по активным выступлениям на многих совещаниях и съездах, по многочисленным трудам, освещающим различные практические и теоретические вопросы геология.

Широко известные монографии акад. Попова «История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня», «Литология кайнозойских моласс Средней Азии», «Ядерная теория развития земной коры», «Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования», «Опыт классификации и описания геологических формаций», «Генетическое учение о геологических формациях» по праву вошли в зологой фонд научной геологической литературы.

Большая часть жизни ученого была связана со Средней Азией. Он получил образование в САГУ и прошел великолепную школу у преподававших там в начале 20-х годов Д.В. Наливкина, Д.И. Мушкетова, Д.И. Щербакова, Д.В. Никитина, Б.Н. Наследова, А.К. Болдырева, В.В. Доливо-Добровольского. Еще студентом, в 1926 г., Владимир Иванович открыл крупные ртутные месторождения Охна и Хайдаркан. Затем участие в геологической съемке Памирской экспедиции Геолкома и многочисленные открытия послужили основой его первой монографии «Полезные ископаемые Южного Таджикистана (Памир, Бадахшан, Дарваз, Каратегин)».

Памир и Дарваз изучались далее В.И. Поповым в многолетних экспедициях, в ходе которых он неоднократно пересскал эти труднодоступные регионы, проникая первым в неизученные и неизвестные районы. Собранные данные легли позднее в разработанную ученым классификацию и теорию образования золотоносных россыпей Средней Азии.

С именем В.И. Попова связан также предложенный им ритмостратиграфический метод корреляции осадочных полифациальных толщ, основанный на изучении кайнозойских моласс Дарваза и Средней Азии. В 1937 г. Владимир Иванович по совокупности работ получил звание старшего научного сотрудника и без защиты диссертации стал кандидатом геологоминералогических наук. В этом же году им открыта первая в регионе литологическая лаборатория при Комитете наук СНК УзССР, ставшая школой для многих специалистов. Позднее, в 1939 г., В.И. Попов возглавил организованный им отдел осадочных формаций, первый в отечественной и мировой науке.

На базе этих структур впоследствии развилась оригинальная среднеазиатская школа литологов. На основе написанной в 1939 г. монографии «История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня» ученый защищает в 1940 г. первым среди геологов Средней Азии докторскую диссертацию. Изложенные в этой работе идеи по геологическому районированию региона сохранили свое значение до сих пор.

В.И. Попов стал автором многих фундаментальных трудов по литологии Средней Азии, где были даны блестящие и полностью оправдавшиеся прогнозы залегания полезных ископаемых. В целой серии работ им обоснован новый принцип стадийного динамического развития осадочных фаций и фациально-палеогеографического анализа, наиболее полно освещенный в коллективной работе «Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования» (1963 г.). Этот труд получил положительные отзывы многих ученых и стал настольной книгой для среднеазиатских литологов.

В.И. Попов первый предложил палеомагнитный метод расчленения и корреляции эффузивных толщ, в дальнейшем с успехом примененный во всем мире и для разновозрастных осадочных отложений, дав возможность решения ряда проблем дрейфа континентов и особенностей вращения земного шара. Владимир Иванович предложил и новое направление в изучении эпигенетических процессов в осадочных формациях, основанное на идее связи артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии с образованием месторождений осадочных полезных ископаемых. Им также разработан кларковый метод поисков осадочных руд с использованием подсчета геохимического баланса отдельных элементов в земной коре и установлении коэффициента геохимической вероятности образования осадочных рудных месторождений.

За свою большую жизнь Владимир Иванович Попов написал много трудов, большинство из которых, сохранив научную актуальность, заняли достойное место на полках, стали необходимыми для нескольких поколений исследователей Средней Азии.

Заслуги В.И. Попова в деле развития минерально-сырьевой базы Средней Азии, его фундаментальные труды по геологии региона и педагогическая деятельность были отмечены несколькими наградами, последней из которых оказалась Государственная премия Узбекской ССР имени Абу Рейхана Бируни (1987 г.).

Сплотив вокруг себя большой коллектив, ученый воспитал целую плеяду докторов и кандидатов наук, продолжающих его дело, развивая идеи и положения, которыми обильно насыщены его труды. Имя его неразрывно связано с геологией Средней Азии и надолго сохранится в памяти современников.

Редколлегия журнала ≪Литология и полезные ископаемые≫ Межведомственный литологический комитет РАН

Ташкентский государственный университет
### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

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

### EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor), MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor), BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N., KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O., SEDLETSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F., YAPASKURT O.V.

> Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН телефон 230-81-77

> > Зав. редакцией Т.А. Шелепина

Технический редактор Л.В. Кожина

Сдано в набор 30.07.92. Подписано к печати 07.09.92. Формат бумаги 70×100 1/16 Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7. Усл.кр.-отт. 7,6 тыс. Уч.-изд.л. 14,0. Бум.л. 4,5 Тираж 640 экз. Зак. 3112. Цена 2 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

2р. 70 к. Индекс 70493

# МАГАЗИН «АКАДЕМКНИГА»

высылает наложенным платежом книги издательства «Наука»:

## ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ФОСФОРИТОВ. 1991. 184 с. 2 р. 60 к.

В книге рассмотрены основные проблемы геологии и закономерности размещения и образования фосфоритов, глобальные закономерности эволюции фосфогенеза, фосфоритообразование в древние эпохи, освещены вещественный состав и геохимические особенности фосфоритов различных литогенетических типов и месторождений, современных океанских фосфоритов. Существенное внимание уделено биогенным факторам в образовании фосфоритов, особенностям изотопного состава, кристаллохимии, изучению свойств, структурных особенностей и изоморфных замещений в фосфатах кальция фосфоритов и апатитов.

Для геологов-поисковиков, литологов.

### ТУРМАЛИН. (РЕНТГЕНОГРАФИЯ И ТИПОМОРФИЗМ). 1990. 143 с. 2 р.

В монографии обобщены результаты изучения турмалина различных месторождений. Описаны методы рентгенографического исследования, позволяющие идентифицировать минерал (определить минеральный состав), рассчитать параметры элементарной ячейки, упорядоченность структуры и размеры ее октаэдров. Рассмотрены вопросы систематики турмалина с учетом рентгенографических данных, предложены варианты структурных формул минерала на основе химического состава и размеров его октаэдров.

Для минералогов, геохимиков.

Адрес магазина: 117393, г. Москва, ул. Академика Пилюгина, дом 14, корп. 2.

v.