

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

журнал основан в 1963 году выходит 6 раз в год москва 3 МАЙ — ИЮНЬ

1979

СОДЕРЖАНИЕ

ŧ	Скорнякова Н. С., Безруков П. Л., Базилевская Е. С., Гордеев В. В. Железо-мар-	
	ганцевые конкреции восточной части Индийского океана (зональная и ло-	
	кальная изменчивость)	3
6	Бойко Т. Ф., Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Сотсков Ю. П., Зайцев Е. И. Ред-	
	кие элементы-гидролизаты в осадках на профиле через Тихий океан	19
	Харин Г. С., Зангалис К. П. Глинистые минералы красноцветной толщи Фареро-	
	Исландского порога (Северная Атлантика)	31
¥	Рекшинская Л. Г., Феофилова А. П. Изменения ископаемых почв каменноуголь-	
	ного возраста Донбасса в катагенезе — начальном метагенезе 4	40
ŧ	Холодов В. Н., Недимов Р. И. К проблеме геохимии среднемиоценовых отложе-	
	ний Восточного Предкавказья	59
۶	Ильин А. В., Волков Р. И., Выдрин В. Н., Забродин В. Е. Западно-Африканская	
	позднедокембрийская — кембрийская фосфатоносная провинция	35
	Хотин М. Ю. Вероятный источник кремнезема геосинклинальных кремнистых фор-	
	маший	ю

Краткие сообщения

1	Клекль Л. В. Закономерности размещения шамозитов в бокситах Белгородского	
	района КМА	123
ł	Азими Н., Довгаль Ю. М., Матвеев П. С., Морозов Г. В., Чальян М. А., Шелко-	
	пляс В. Н. Корреляция мезозойских карбонатных отложений юга нагорья	
	Хазараджат (Афганистан) по данным термолюминесцентного метода	129

Критика и дискуссии

1	Логвиненко Н.	В.,	Николаева	И.	В.,	Волков	И.	И.	0	соотнош	ении	ođ	блом	ючн	ого	И		
	аутигенног	о гл	ауконита в	cc	вреі	менных	oca	дка	X	океана	•	•	•	•	•	•	1	36

Хроника

9	Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Карнюшина Е. Е. О Всесоюзном семинаре «Оса-	
	_ дочные формации и их нефтегазоносность»	142
L	Левитан М. А. III Всесоюзная школа по модской геологии	143

34

[©] Издательство «Наука», «Литология и полезные ископаемые», 1979 г.



3 MAY — JUNE 1979

CONTENTS

Skornyakova N. S., Bezrukov P. L., Bazilevskaya E. S., Gordeev V. V. Ferroman- ganese concretions of the eastern part of the Indian Ocean (zonal and local changeability)	3
 Boiko T. F., Lisitsina N. A., Butuzova G. Yu., Sotskov Yu. P., Zaitsev E. I. Rare elements-hydrolysates in sediments on the profile across the Pacific Ocean Kharin G. S., Zangalis K. P. Clay minerals of the red beds of the Fareroes-Iceland threshold (North Atlantic) Rekshinskaya L. G., Feofilova A. P. Changes of Carboniferous fossil soils of the Donbas in katagenesis — metagenesis-initial Kholodov V. N., Nedumov R. I. On problem of geochemistry of Middle Miocene deposits of the East Ciscaucasus Il'in A. V., Volkov R. I., Vydrin V. N., Zabrodin V. E. West-African Late Precambrian-Cambrian phosphate-bearing province Khotin M. Yu. A probable silica source of geosynclinal cherty formations 	3 19 31 40 59 85 100
Brief communications	
 Klekl' L. V. Regularities of chamosite distribution in bauxites of the Belgorod region, Kursk Magnetic Anomaly (KMA) Azimi N., Dovgal' Yu. M., Matveev P. S., Morozov G. V., Chal'yan M. A., Shelkoplyas V. N. Correlation of Mesozoic carbonate deposits in the south of the Khazaradzhat upland (Afghanistan) according to the data of the thermo-luminiscent method 	123 129
Criticism and discussion	
Logvinenko N. V., Nikolaeva I. V., Volkov I. I. On ratio between clastic and authi- genic glauconite in recent sediments of the ocean	136
Chronicle	

Vassoevich N. B., Burlin Yu. K., Karnyushina E. E. On All-Union	Se	mina	ar	«Sed	i-	
mentary formations and their gas — and oil reserves» .	•			•	•	142
Levitan M. A. III All-Union School on Marine Geology .	•	•	•	•	•	143

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3. 1979 г.

УДК 551.352:553(31+32):(267)

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ Восточной части индийского океана (Зональная и локальная изменчивость)

Н. С. СКОРНЯКОВА, П. Л. БЕЗРУКОВ, Е. С. БАЗИЛЕВСКАЯ, В. В. ГОРДЕЕВ

Региональные изменения концентраций, морфологии и химического состава Fe — Мп-конкреций имеют зональный характер. Вследствие циркумконтинентальной зональности терригенного осадконакопления основная масса конкреций приурочена к пелагической области океана, районам минимальных скоростей седиментации. В пространственном изменении морфологии и химического состава конкреций отчетливо выступает широтная зональность, связанная с широтной сменой фациальной обстановки осадкообразования. Повышенные значения Mn, Ni, Cu и отношения Mn/Fe приурочены к конкрециям радиоляриевого пояса. Подтверждены изменения химического состава конкреций с глубиной (вертикальная зональность рудообразования). Локальные вариации количественного распределения, морфологии и химического состава конкреций обусловлены расчлененность рудообразования. Покальные вариации количественного распределения, морфологии и химического состава конкреций обусловлены расчлененностьи рельефа дна и колебаниями глубин, изменениями скорости седиментации, возрастом рудных образований, интенсивностью диагенетического перераспределения металлов.

Вопросы распространения, морфологии, внутреннего строения и региональной изменчивости химического состава Fe—Мп-конкреций в Индийском океане были ранее освещены по материалам советских и зарубежных экспедиций в статьях П. Л. Безрукова и П. Ф. Андрущенко (1972, 1973). В 1973 и 1976 гг. в восточной части океана было проведено два геолого-геофизических рейса (54-й и 58-й) НИС «Витязь». Собранные в рейсах, особенно на полигонах, материалы существенно дополняют представления о размещении и химическом составе конкреций в этой части океана.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ КОНКРЕЦИЙ

Железо-марганцевые конкреции приурочены в основном к пелагической области океана. По его периферии, на континентальных и островных склонах, на аккумулятивной равнине Бенгальского залива, в Яванском глубоководном желобе и на смежных участках ложа океана, в районах распространения гемипелагических осадков конкреции практически отсутствуют. Они найдены здесь только на отдельных поднятиях дна, где темпы седиментации резко падают.

В пелагической области океана конкреции и рудные корки распространены как на дне глубоких котловин, так и на склонах и вершинах подводных хребтов и гор. Основная масса их приурочена к осадкам котловин ниже критической глубины карбонатонакопления — пелагическим глинам и диатомово-радиоляриевым илам. В относительно быстро отлагающихся этмодискусовых илах они отсутствуют. В карбонатных осадках конкреции залегают преимущественно на участках дна с расчлененным рельефом. На выровненной поверхности Восточно-Индийского хребта, покрытой карбонатными осадками, конкреции не встречены.

Концентрация Fe—Mn-конкреций даже в пределах основных рудных полей резко меняется, часто на коротких расстояниях, от почти сплошного покрытия ими поверхности абиссальных холмов до единичных мелких стяжений в разделяющих их депрессиях. Весовое количество конкреций по данным дночерпательных проб колеблется от нескольких десятков граммов до 43 $\kappa z/m^2$, а возможно и более (Безруков, 1962). На поверхности выступов твердых пород и их крупных обломков (глыб), покрытых рудными корками, весовое количество рудного вещества может превышать 100 $\kappa z/m^2$.

Закономерности распространения Fe—Mn-конкреций тесно связаны с темпами седиментации. На дне котловин восточной части Индийского океана между 5 и 14—15° ю. ш. в поясе отложения диатомово-радиоляриевых илов скорости осадконакопления колеблются от долей миллиметра до 10 мм в 1000 лет (Свальнов и др., 1976). Еще большие скорости (до 20 мм/1000 лет) отмечены для этмодискусовых илов. Столь резкие колебания скоростей осадконакопления связаны с большой расчлененностью рельефа и переотложением диатомей и радиолярий придонными течениями. Южнее 14—15° ю. ш. в пелагических глинах скорости седиментации составляют 1—3 мм/1000 лет и менее.

Значительная изменчивость темпов осадконакопления определяет неравномерный характер распространения конкреций. На участках их образования скорости седиментации по данным диатомового анализа и палеомагнитных измерений (на конкретных станциях) не превышают 1 *мм*/ /1000 лет, обычно же это доли *мм*/1000 лет, т. е. конкреции формируются по существу в условиях перерыва в осадконакоплении.

Железо-марганцевые конкреции восточной части Индийского океана характеризуются большим разнообразием формы и размеров. Встречаются лепешковидные, плитчатые, гроздьевидные, сростковые и сферические конкреции. Размеры их колеблются от менее 1 см до 10 см (чаще от 2 до 7 см), а глыбовых конкреций — до 1 м. Форма и размеры конкреций изменяются на небольших участках дна. Так, в радиоляриевом поясе лепешковидные конкреции депрессий сменяются на склонах подводных поднятий округло-угловатыми, а на вершинах — нередко шаровидными конкрециями. При всем разнообразии форм конкреций в их пространственном распределении наблюдаются некоторые общие закономерности. В широтном поясе диатомово-радиоляриевых илов, как и в Тихом океане, преобладают лепешковидные, а в пелагических глинах шаровидные и эллипсоидальные конкреции.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КОНКРЕЦИЙ

Региональные изменения состава конкреций хорошо видны на схемах содержания рудных компонентов (фиг. 1—4). Схемы составлены по данным химических анализов конкреций, собранных в рейсах НИС «Витязь» на 39 станциях, в том числе на 5 полигонах (всего 80 анализов) и на 8 станциях зарубежных экспедиций (Cronan, Tooms, 1969).

Анализировались средние пробы рудных оболочек конкреций или внешняя и внутренняя части грубослоистых конкреций, а в глыбовых конкрециях — верхняя и нижняя рудные корки (на схемах при этом дан состав верхних корок). Результаты анализов приведены в табл. 1. Анализы на Fe и Mn выполнены химическими методами, на Ni, Cu и Co в основном методом атомной абсорбции.

Анализы конкреций по полигонам подтвердили ранее установленную для Тихого океана (Скорнякова, 1976) изменчивость химического состава конкреций в зависимости от глубины и фациальной обстановки осадконакопления. Существенные колебания химического состава отмечены



Фиг. 1. Содержание Мп в конкрециях, % 1 — 10—20, 2 — 15—25, 3 — 20—30, 4 — граница пелагических осадков, 5 — положение полигонов, 6 — станции НИС «Витязь», 7 — станции зарубежных экспедиций

также для конкреций различных морфогенетических типов или размеров в пределах одной станции (см. табл. 1). Корковые конкреционные образования, всегда более железисты, чем конкреции с полностью оруденелыми ядрами. Железом обогащены и внутренние части грубослоистых конкреций. В глыбовых конкрециях маломощная нижняя рудная корка относительно обогащена Mn, Ni и Cu, а более мощная верхняя — Fe, Ti и Co.

На схемах оконтурены площади с характерными пределами колебания содержания элементов. Границы между ними проведены по верхнему пределу содержания с учетом фациальной обстановки рудообразования. Цифрами на схемах даны конкретные значения (или пределы колебания) металлов по станциям. Проведена также граница распространения пелагических осадков.

Содержание Мп в конкрециях пелагической области восточной части океана колеблется от 5,6 до 29,3%. В его распределении по площади дна отчетливо проявляется широтная зональность (см. фиг. 1). Величины порядка 15—25% Мп встречены преимущественно в широтной зоне к югу от экватора (между 5—6 и 15° ю. ш.) на глубинах более 4700 м, в области распространения диатомово-радиоляриевых илов и пелагических глин, обогащенных кремнистыми остатками. Максимальные значения Мп (20—30%) более локализованы и приурочены к радиоляриевым илам Центральной и Западно-Австралийской котловин между 78 и 95° з. д.

Значительный разброс содержаний Mn (от 5 до 29%), так же как Fe, Mn, Cu, в этой зоне связан с изменениями глубин и фациальной обстановки осадко- и рудообразования.

На остальной площади в пелагических глинах и карбонатных илах содержание Мп обычно колеблется от 10 до 20%. Исключение составля-



Фиг. 2. Содержание Fe в конкрециях, % 1 — менее 5, 2 — 5 — 15, 3 — 10 — 20, 4 — более 20, 5 — граница пелагических осадков

ют конкреции из карбонатных осадков отдельных подводных гор, с глубин менее 1500 м. Здесь, как в конкрециях подводных гор Тихого океана (Piper, Williamson, 1977), отмечено некоторое увеличение содержания Mn (до 23%).

Содержание Fe в конкрециях колеблется от 4,5 до 22,07% и в плане дает картину, противоположную Mn (см. фиг. 2). Низкие содержания Fe (4,5—15%) обнаружены в широтной зоне между 5 и 14—15° ю. ш.— в конкрециях из диатомово-радиоляриевых илов. Величины менее 10% Fe (4—10%) здесь встречены в конкрециях из диатомово-радиоляриевых илов, более 10% — в кремнисто-мергелистых и карбонатных илах.

В конкрециях из пелагических глин южнее 14—15° ю. ш. содержание железа колеблется в пределах 10—20%, чаще менее 15%. Повышенные значения Fe (более 15%) встречены в конкрециях подводных гор и хребтов (например, Центрально-Индийского) и по периферии пелагической области.

Зональная картина распределения характерна и для Ni и Cu. Повышенные содержания этих элементов, так же как и в конкрециях Тихого океана, приурочены к широтному поясу распространения радиоляриевых илов (см. фиг. 3—4).

Содержание Ni в конкрециях восточной части Индийского океана колеблется от 0,18 до 1,55%. План распределения Ni (см. фиг. 3) почти повторяет схему Mn (см. фиг. 1). В конкрециях радиоляриевой зоны его содержание обычно более 0,5% (0,3—1,5%, в среднем 0,78%). В кремнисто-мергелистых и карбонатных илах этой зоны содержание Ni обычно не превышает 0,5% Ni. Максимальные величины Ni (>1%), так же как и Mn, встречены в радиоляриевых илах к западу и востоку от Восточно-Индийского хребта. На остальной площади — в пелагических глинах и карбонатных илах — содержание Ni в конкрециях колеблется в пределах 0,25—0,75%, обычно более 0,4%.



Фиг. 3. Содержание Ni в конкрециях, % 1 — менее 0,25, 2 — 0,25—0,75, 3 — 0,35—1,0, 4 — 0,5—1,5, 5 — граница пелагических осадков

Аналогичная картина наблюдается и в пространственном распределении в конкрециях меди (см. фиг. 4). Разница состоит в несколько более низких значениях Си в конкрециях котловин и резком падении его содержания на подводных горах. В радиоляриевых илах содержание Си колеблется в пределах от 0,21 до 1,37 (в среднем 0,66%) в кремнисто-мергелистых илах от 0,2 до 0,37% (в среднем 0,23%), в пелагических глинах от 0,1 до 0,5% (в среднем 0,25%; табл. 2). Минимальные величины Си встречены в конкрециях подводных гор на глубинах менее 1500 *м* (0,06— 0,10%).

Величины содержания Mn и Cu в конкрециях из радиоляриевых илов восточной части Индийского океана в общем более низкие, чем в конкрециях из радиоляриевых илов Тихого океана, а площади повышенных содержаний этих элементов здесь гораздо меньше.

Содержание Со в конкрециях восточной части Индийского океана колеблется от 0,06 до 0,68%. В его пространственном распределении на первый план выступает связь с глубиной образования конкреций, что затрудняет составление схемы.

В конкрециях со дна котловин отчетливо видна связь Со с Fe. Минимальные величины Со (0,06—0,18%) встречены в конкрециях радиоляриевого пояса с низким содержанием Fe (<10%). В конкрециях из пелагических глин с относительно повышенным содержанием Fe конценграция Со увеличивается (0,2—0,33%). Максимальные величины Со в конкрециях Индийского океана (0,5—0,68%), так же как и в Тихом океане, приурочены к подводным горам. При этом увеличение содержания Со здесь идет вне зависимости от железа. Так, при сходных величинах Fe (10,6 и 10,9%) в конкрециях на глубинах 4860 м (ст. 6757) и 1500 м (ст. 6749—1) содержание Со возрастает с 0,1 до 0,56%.



Фиг. 4. Содержание Си в конкрециях, % 1 — 0,25, 2 — 0,1—0,5, 3 — 0,25—0,75, 4 — 0,50—1,50, 5 — граница пелагических осадков

Таким образом, наряду с широтным планом отчетливо проявляется вертикальная зональность изменения состава конкреций. В конкрециях подводных гор увеличивается содержание Со, а с глубин 1500 *м* и менее — также и Мп и уменьшается содержание Cu.

Вертикальная зональность изменения химического состава конкреций отмечена не только для Индийского (Безруков, Андрущенко, 1973), но и для Тихого океана (Cronan, Tooms, 1969; Скорнякова и др., 1975; Piper, Williamson, 1977).

Вариации химического состава конкреций определяются фациальной обстановкой осадкообразования. Это, в частности, подтверждается изменением состава конкреций по литолого-фациальным типам осадков (см. табл. 2). Как видно из табл. 2, от диатомово-радиоляриевых илов к пелагическим глинам, мергелисто-кремнистым и карбонатным илам в конкрециях уменьшается содержание Mn, Ni и Cu и возрастает содержание Fe и Co. Еще более четко эти изменения проявляются в уменьшении почти в два раза отношения Mn/Fe.

Изменение величины Mn/Fe в конкрециях по площади дна также имеет зональный характер (фиг. 5). На бо́льшей части площади восточной части Индийского океана отношение Mn/Fe колеблется от 1 до 2, обычно менее 1,5. По периферии пелагической области и на склонах подводных хребтов эта величина обычно менее 1. На этом фоне южнее экватора, в зоне распространения диатомово-радиоляриевых илов, Mn/Fe-отношение колеблется от 1 до 6,52. Максимальные величины Mn/Fe (более 3) в пелагической области локализованы в радиоляриевых илах к западу и востоку от Восточно-Индийского хребта. Значительные колебания отношения Mn/Fe, так же как содержания Mn, Fe и малых элементов, в конкрециях связаны с локальными изменениями условий осадконакопления, которые будут рассмотрены ниже, на примере полигонов.

Таблица 1

Содержание Mn, Fe, Ni, Cu и Со в конкрециях и корках восточной части Индийского океана, вес. %

.

~

№ станции	Координаты ю.ш., в.д.	Глубина, м	Орудие сбора	Характер пробы	Вмещающие осадки	Mn	Fe	NI	Cu	Co	Mn/Fe
6729-1 6731-5	09°08′ 104°40′ 10°50′	5330 3200—4500	Дн. ¹ » Тр.	Средняя проба конкреции Рудная корка с базальта Рудная корка ²	Гемипелагическая глина —	18,50 15,24 10,62	10,15 11,76 14,28	0,55 0,58 0,18	0,23 0,26 0,12	0,08 0,09 0,27	1,82 1,30 0,75
6731-6 6732-1	104°38′ » 11°08′ 104°32′	4940 1560—1610	ПТ Др.	Средняя проба конкреций Внешняя рудная корка в глыбовой конкреции	Диатомово-радиоляриевый ил Фораминиферовый, песчано- алевритовый ил	20,9 19,09	7,09 13,09	0,59 0,33	0,35 0,055	0,09 0,37	2,96 1,45
6734	11°49′ 102°54′	50255130	» Тр.	Внутренняя часть той же корки Рудная оболочка с плитчатых кон- креций	» Диатомово-радиоляриевый ил	10,94 15,75	7,49 12,77	0,18	0,035	0,26 0,11	1,40
6736-1	11°35′	5220	Дн.	Средняя проба шаровидных конкре- ций Средняя проба конкреций	»	21,79 17,77	9,83 12,61	0,80	0,30	0,12	1,41
6737	99°49′ 11°25′ 97°54′	4860	Дн.	Средняя проба рудных оболочек	Мергелистый диатомово-ра- диоляриевый ил	15,86	10,64	0,64	0,37	0,10	1,49
		I	Полигон	н ст. 6742 (13°01'ю.ш., 91°15'в.	д.)					0.00	
6742-2		4400	Дн.	Средняя проба рудных оболочек	Фораминиферово-кокколито- вый ил	13,81	12,46	0,34	0,18	0,24	1,11
6742-4 6742-6 6742-8 6742-9 6742-11 6742-13 6742-15		$\begin{array}{r} 4260 \\ 4800 \\ 5660 \\ 4700 \\ 5500 \\ 5560 \\ 5200 \\ -5300 \end{array}$	» Дн. Др. Тр. Дн. Тр.	Корки Рудные корки ² Средняя проба конкреций Рудные корки ² Средняя проба рудных корок Средняя проба конкреций Рудная корка с глыбовой конкреции Средняя проба конкреции (0,7— 1 см в диаметре)	» Диатомово-радиоляриевый ил Диатомово-радиоляриевый ил » » »	19,1119,9720,422,6622,4626,2619,4828,23	$\begin{array}{c} 12,60\\ 11,90\\ 6,61\\ 9,90\\ 8,46\\ 5,04\\ 10,57\\ 6,00\\ \end{array}$	0,47 0,52 0,72 0,62 0,52 1,01 0,78 1,47	0,17 0,35 0,88 0,50 0,64 1,01 0,44 0,98	0,24 0,11 0,14 0,15 0,18 0,17 0,18 0,17	1,51 1,68 3,1 2,3 2,7 5,26 1,85 4,7
6742-21 6742-22		4760 4400—4600	Др.	Корки Рудная корка с верхней поверхнос-	Скалистое дно	$18,85 \\ 19,48$	$\substack{15,22\\13,16}$	0,50 0,48	0,09 0,16	0,27 0,25	1,22 1,48
				ти глыбы Рудная корка с нижней части той же глыбы		20,75	10,29	0,78	0,23	0,21	2,0

№ станции	Координаты ю.ш.,в.д.	Глубина, м	Орудие сбора	Характер пробы	Вмещающие осадки	Mn	Fe	NI	Cu	Co	Mn/Fe
	·				-)						
			Полиго	он ст. 6/44 (12°46' ю. Ш., 88°54' в	. д.)	40.0	7 10	0.10	0.90	0.40	0 50
6744-1 6744-2 6744-8 6744-37		5090 5180 4480 4750	Дн. ПТ Др. Дн.	Средняя прооа конкреции Тонкие рудные корочки Рудные корки ² »	диатомово-радиоляриевыи ил Обломки пород Мергелистый диатомово-ра-	18,0 5,6 14,3 15,19	6,2 10,6 10,6	0,46 0,18 0,35 0,58	0,30 0,12 0,19 0,23	$0,10 \\ 0,05 \\ 0,17 \\ 0,20$	2,55 0,90 1,35 1,44
6744-39 6746-1	11°07′	4830 5000	Дн. Тр.	» Средняя проба конкреций	диоляриевый ил Обломки пород —	19,3 24,75	8,55 7,9	1,01 0,64	0,48 0,75	0,14 0,15	2,21 3,12
6749-1	89°22′ 12°35′	1500	Дн.	Мощные рудные корки	Фораминиферовый песок	21,77	10,94	0,56	0,10	0,56	1,99
6751-1	95°24' 14°18'	4660	Дн.	Средняя проба конкреции (4—5 см	Мергелистый диатомово-ра-	15,23	10,55	0,32	0,18	0,30	1,59
	90 90			Средняя проба мелких конкреций (0.5—1 см)	*	23,99	10,17	0,37	0,23	0,27	2,40
6753-1	14°22' 98°31'	4430	Др.	Средняя проба шаровидных кон-	Обломки пород	15,31	10,30	0,34	0,22	0,28	1,48
	55 51			Рудная корка плитчатых конкре-	-	14,40	14,42	0,34	0,19	0,30	0,98
	•		Полиго	н ст. 6754 (15°46' ю. ш., 99°54' в.	д.)						
6754-1	15°46' 99°54'	4780	Дн.	Средняя проба конкреций	Мергельный диатомово-радио- ляриевый ил	18,46	7,84	0,86	0,53	0,14	2,36
6754-4 6754-5	<i>33</i> 04	5000 4850	ПТ Дн.	Корки Средняя проба конкреции	Мергелистый диатомово-ра-	18,56 16,57	12,54 11,40	0,36 0,54	0,13 0,33	0,26 0,24	1,46 1,46
6754-6 6754-7 6754-10		4840 4800 5600	ПТ Дн. Дн.	Средняя проба рудных оболочек Рудная корка с глыбовой конкреции »	Анолярнсыя ил — Диатомово-радиоляриевый ил	16,92 16,75 13,55	9,82 12,50 11,83	0,50 0,46 0,52	0,38 0,20 0,36	0,23 0,24 0,14	1,73 1,34 1,14
6754-11 6754-12		5720 4820—5120	ПТ Тр.	Средняя проса плитчатых конкреции Средняя проба конкреций Верхняя корка глыбовой конкреции То же с нижией насти глыбы	» * 	9,89 18,46 14,52 21,39	10,25 11,40 10,53	0,70 0,44 0,78	0,22 0,47 0,18 0,55	0,10 0,16 0,28 0,16	1,86 1,29 2.0
6754-15 6754-16 6755	15°33′	3680—3900 3420 5800	Тр. ПТ Дн.	Рудная корка глыбовой конкреции Корки Соедняя проба конкреции 3—5 см	 Скалистое дно Диатомово-радноляриевый ил	16,72 17,1 20,6	13,52 14,9 9,07	0,65 0,28 0,61	0,13 0,064 0,52	0,68 0,53 0,13	1,24 1,15 2,28
	102°51′			в диаметре Средняя проба мелких конкреций (0,5—1 см)	»	21,29	6,94	0,77	0,70	0,12	3,12

7411-1	15°28'	4900-5100	μp.	Рудная оболочка шаровидных	Пелагическая глина	12,63	12,61	0,24	0,16	0,16	1,0
	60 66			то же лепешковидных конкреций	*	15,06	12,21	0,32	0,20	0,17	1, 23
7411-2	15°34' 90°56'	3175-3400	Tp.	Рудная корка глыбовой конкреции	I	13,70	13,90	0,28	0,085	0,35	1,02
7413	17°20'	5360	Tp.	Средняя проба рудных оболочек	l	17,3	11,0	0,39	0,18	0,20	1,52
7414	16°38' 16°38' 00°47'	5670	ПТ	конкреции Средняя проба конкреции	Пелагическая глина	17,31	12,24	0,39	0,19	0, 23	1,43
7430	10°01'	4620	Др.	Рудная корка	Шаровые базальтовые лавы	15,40	13,71	0,36	0,28	0, 13	1,33
7446	90°29′	49004800	Дp.	Рудная корка ²	Обломки пород	15,0	15,07	0,36	0,22	0,16	1,0
-	I	, 			_	_		_	_	_	
TOHKHE	дночерпател рудные кој	16, 19. — трал, 1 рки с обломков 1	H Hodou	рямоточная труока, др. — драга. ли осадков — корковые конкрещия.							

В высокоокисленных условиях пелагических осадков формирование конкреций происходит седиментационнодиагенетическим путем, за счет поступления рудного вещества из наддонной воды и из осадков, в результате его мобилизации в самой поверхностной пленке осадка (по крайней мере в пелагических глинах) (Calvert, Price, 1977: Скорнякова, 1976). Показателем интенсивности диагенетического перераспределения Mn при формировании конкреций является отношение Mn/Fe. Зональный характер изменения Mn/Fe и содержания Мп, Fe и связанных с ними элементов по площади дна обусловлен зональностью процессов седиментации, и в частности распределения органического вещества. Содержание Сорг в пелагических

осадках восточной части Индийского океана колеблется в пределах 0,1-0,68% (Безруков, Лисицын, 1975) с дополнениями по материалам 54-го и 58го рейсов НИС «Витязь»). Повышенные его содержания, обычно более 0,35%, приурочены к широтной зоне распространения радиоляриевых илов с максимальными значениями Mn/Fe в конкрециях. Немаловажную роль в интенсификации диагенетического перераспределения Мп и соответственно возрастания Mn/Fe в радиоляриевых илах имеет также высокая пористость этих осадков. Роль диагенетического перераспределения Mn и величина Mn/ /Fe в конкрециях резко снижается в пелагических глинах, содержащих менее 0,25% Сорг.

Закономерности распределения малых элементов определяются сорбционной природой их взаимосвязи с Мп и Fe и глубиной формирования конкреций. Наиболее высокие величины Ni и Си встречены в конкрециях из радиоляриевых илов с максимальными содержаниями Mn и значениями Mn/Fe. Связь Ni и особенно Си с величиной Mn/Fe, по-видимому, обусловлена как снижением сорбционной емкости Мп при увеличении содержания Fe в конкрециях (Скорнякова и др., 1975), так и диагенетической подвижностью малых элементов при формировании конкреций (Calvert, Price, 1977). Последнее, в частности, подтверждается резкими колебаниями концентрации Си и Ni в радиоляриевых илах Тихого океа-

2 Таблица

Среднее с	одержание (%) металлов	в конкрециях в	зосточной части	Тихого океана по	типам осадков		
Вмещающие осадки	Глубина, м	Количество анализов	Mn/Fe	чW	Fe	NI	Cu	S
Циатомово-радиолярневые илы	4920—5800 4500—4750 4560—5660 1500—4260	17 6 10 10	$\begin{array}{c} 2,8\\ (1,41-6,52)\\ (1,11-1,59)\\ (1,11-2,0)\\ (1,11-2,0)\\ (1,11-2,0)\\ (0,53-1,99) \end{array}$	$\begin{array}{c} 21,2\\ (15,4-29,3)\\ 15,1\\ (13,8-15,8)\\ 17,08\\ (13,2-22,8)\\ (14,28-21,77)\\ (11,28-21,77)\end{array}$	$ \begin{array}{c} 8,49\\ (4,5-12,6)\\ 10,9\\ (10,1-12,7)\\ (9,65-17,92)\\ (9,65-17,92)\\ (10,9-22,07) \end{array} $	$\begin{array}{c} 0,78\\ (0,31-1,55)\\ (0,45\\ (0,37-0,64)\\ (0,31-0,64)\\ (0,31-0,81)\\ (0,18-0,56)\\ (0,18-0,56) \end{array}$	$ \begin{array}{c} 0, 66\\ (0, 21 - 1, 37)\\ (0, 16 - 0, 37)\\ (0, 16 - 0, 37)\\ (0, 10 - 0, 53)\\ (0, 06 - 0, 30)\\ (0, 06 - 0, 30) \end{array} $	$\begin{array}{c} 0,13\\ (0,06-0,18)\\ (0,22\\ (0,10-0,30)\\ (0,04-0,33)\\ (0,04-0,33)\\ (0,14-0,68)\\ \end{array}$

на и уменьшением их содержания в поверхностном слое осадков в районах максимальной концентрации этих элементов в конкрециях (Greenslate et al., 1973; Скорнякова, 1976). Высокие концентрации Ni и особенно Си в конкрециях радиоляриевой зоны могут быть объяснены также процессами биогенного извлечения этих элементов из морской воды в скелетах кремневых организмов и их последующего растворения на дне (Безруков, Андрущенко. 1973; Greenslate et al., 1973, и др.).

Содержание Со в конкрециях глубоководных котловин тесно связано с Fe. Существенное влияние на его распределение, так же как и Си, оказывает глубина формирования конкреций.

Изменения содержания малых элементов с глубиной нередко связывают с вариациями минерального состава, с преобладанием δ-MnO₂ (бернесита) в конкрециях подводных гор и тодорокита в глубоководных котловинах (Barnes, 1967; Cronan, Tooms, 1969 и др.). Анализ минерального состава конкреций Тихого и Индийского океана не подтверждает отчетливой связи минерального состава с глубиной (Glasby, 1972; Безруков и Андрущенко, 1973; Скорнякова и др., 1975). В связи с этим следует отметить сходство значений кислородного потенциала (O/Mn) в конкрециях подводных гор и глубоководных котловин Тихого и Индийского океанов.

Причины (вертикальной зональности) изменения химического состава конкреций с глубиной (увеличение содержания Со в конкрециях подводных гор, а с глубин <1500 м и Mn и падение Cu) пока не ясны; их выяснение требует специальных исследований.

ЛОКАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Локальные изменения концентрации, морфологии и химического состава конкреций четко выявляется при работах на полигонах. Наиболее интересный материал получен на полигонах. ст. 6742 и 6754.

Полигон ст. 6742 расположен в восточном предгорье Восточно-Индийского хребта, на сильно расчлененной поверхности дна с амплитудами глубиндо 2000 м. В пределы полигона входят



Фиг. 5. Отношение Мп/Fe в конкрециях 1 — менее 1, 2 — 1—2, 3 — 1—3, 4 — 1,5—6, 5 — граница пелагических осадков

три крупных элемента рельефа; горстовое поднятие с минимальной глубиной над ним 3980 *м* (на востоке), гряда абиссальных холмов с глубинами над вершинами 5100—5280 *м* (на западе) и разделяющая их депрессия с глубинами до 5000 *м* (фиг. 6).

По данным геологических сборов (трех тралений, двух драгировок, сборов проб дночерпателями на 6 станциях и 14 станциях трубками) и фоторазреза конкреции и корки здесь приурочены главным образом к вершинным поверхностям горста и абиссальных холмов.

С поверхности горстового поднятия с глубин 4300—4500 *м* были подняты овальноугловатые, плитчатые и шаровидные конкреции (ст. 6742-2, 4, 9) 3—5 см в диаметре. Ядра конкреций представлены обломками базальта и комками уплотненного осадка. На ст. 6742-22 трал принес глыбовую конкрецию ($70 \times 50 \times 30$ см), ядром которой служат крупные обломки базальта и сростки древних шаровидных конкреций, сцементированных эвпелагической глиной. С поверхности глыба покрыта рудной коркой мощностью от 2 до 10 см. Нижняя поверхность глыбы практически лишена рудной корки.

Между глыбами и на выравненных участках дна залегают фораминиферовые илы с редкими обломками пород и корковыми конкреционными образованиями. Под карбонатными осадками трубка (см. 6742-3, глубина 4450 м) на горизонте 38 см вскрыла эвпелагическую глину. Возраст глины по палеомагнитным определениям Е. Л. Демиденко предположительно не моложе 3 млн. лет (эпоха Гаусс), т. е. плиоценовый.

На крутых почти отвесных участках склона на фотографиях четко видны выходы коренных пород, лишенных рудных корок.

Нижняя часть склона и подножье горстового поднятия покрыты верхнеплейстоценовыми кремнисто-мергелистыми, а с глубин >4750 м диатомово-радиоляриевыми илами. Мощность их здесь колеблется в преде-



Фиг. 6. Содержание Мп, Fe, Ni, Cu, Co (в %) и величина Мп/Fe в конкрециях полигона ст. 6742

а — Fe (1 — менее 10, 2 — 10—20); δ — Mn (1 — менее 20, 2 — 20—30); s — Mn/Fe (1 — менее 2, 2 — 2—5); s — :Ni (1 — менее 0,5, 2 — 0,5—1,0, 3 — более 1,0), ∂ — Cu (1 — менее 0,25, 2 — 0,25—0,5, 3 — 0,5—1,0), e — Co (1 — менее 0,2, 2 — более 0,2). I — прямоточная трубка, II — дночерпатель, III — трал, IV — драга, V — фоторазрез

лах 30—50 см (ст. 6742-7 и 23), ниже залегают эвпелагические глины, по палеомагнитным данным относящиеся к эпохе Матуяма (т. е. более 0,7 млн. лет). На поверхности диатомово-радиоляриевых илов (ст. 8 и 11) встречены мелкие дискоидальные конкреции (0,5—0,7 см в диаметре) и обломки пород, с поверхности частично покрытые гидроокислами. Нижняя, погруженная в осадок часть обломков лишена рудных корок.

В депрессии на глубинах более 5700 м, покрытой довольно мощной толщей верхнеплейстоценовых диатомово-радиоляриевых илов (колонки длиной 448—747 см не вышли из Брюнеса), конкреции не обнаружены. Мелкие (<1 см) конкреции встречены лишь по периферии депрессии, где резко сокращаются мощности плейстоценовых осадков.

Конкреции и рудные корки вновь появляются на поверхности абиссальных холмов западной части полигона. Поверхность холмов покрыта плейстоценовыми диатомово-радиоляриевыми илами. Под маломощным слоем плейстоценовых осадков (6—30 см) залегают плиоценовые (эпохи Гаусс) эвпелагические глины. На поверхности осадков встречены желвакообразные конкреции (2—5 см в диаметре). На крутых участках склонов осадки сменяются нагромождением глыб базальта и туфобрекчий, покрытых мощными рудными корками.

У подножия холмов на поверхности диатомово-радиоляриевых илов встречены лишь мелкие конкреции (0,5—1,0 см в диаметре).

Неравномерность концентрации Fe—Mn-конкреций и мощностей рудных корок в пределах полигона связана с расчлененностью рельефа, интенсивностью переотложения осадочного материала и скоростями седиментации, возрастом рудных образований.

Отсутствие рудных корок на обнаженной поверхности пород на крутых склонах горстового поднятия, по-видимому, связано с молодыми тектоническими подвижками, по обрамляющим горст разломам. Такие подвижки должны способствовать дроблению коренных пород, образованию свежих обнажений и осыпей, обломки в которых не успели покрыться рудными корками. Обнаженная поверхность склонов хребта — свидетельство также большой подвижности вод и сноса или неотложения осадочного материала. На нижнем уступе горстового поднятия, где происходит накопление осадков, при скоростях седиментации порядка 1 *мм*/1000 лет, на поверхности обломков пород образуются лишь тонкие корочки гидроокислов.

• Резкое увеличение скоростей седиментации (6—11 *мм*/1000 лет) в глубоких частях депрессии препятствует формированию конкреций.

Мощные рудные корки и конкреции на вершинах горста и абиссальных холмах образовались в условиях крайне медленных темпов седиментации или неотложения и размыва. Скорость накопления плейстоценовых осадков здесь колеблется в пределах 0,03—0,15 *мм*/1000 лет; нередко осадки вообще отсутствуют.

Судя по составу ядер шаровидных конкреций и цементу глыбовых конкреций с вершины горста (ст. 6742-22), формирование рудных корок началось на ложе океана, на глубинах порядка 5000 *м* и более, в период накопления эвпелагических глин (обогащенных цеолитами и костными остатками) — в плиоцене. Исходя из мощности рудных корок (2—10 см) и возраста эвпелагических глин, скорость их роста колеблется в пределах 0,007—0,033 мм/1000 лет.

От вершинных поверхностей горста и абиссальных холмов к подножью меняется и химический состав конкреций. Конкреции поднятий отличаются повышенным содержанием Fe (11,4—15,2%, см. фиг. 6, а), конкреции периферических участков депрессии обогащены Mn (20,2— 28,2%, см. фиг. 6, б). Максимальные величины Mn (26,2—28,2%) встречены в мелких конкрециях (0,5—0,8 см в диаметре) из диатомово-радиоляриевых илов у подножья абиссальных холмов. Изменение состава конкреций еще более четко проявляется на схеме отношения Mn/Fe. От вер



Фиг. 7. Содержание Ni, Cu, Co (в %) и величина Mn/Fe в конкрециях полигона ст. 6754 *a* — Mn/Fe (1 — менее 1,5, 2 — 1,5—2,5); *б* — Ni (1 — менее 0,5, 2 — более 0,5), *в* — Cu (1 — менее 0,2, 2 — 0,2—0,4, 3 — более 0,4), *г* — Co (1 — менее 0,2, 2 — 0,2—0,3, 3 более 0,3). Остальные обозначения см. на фиг. 6

шинной поверхности горста и абиссальных холмов к депрессии отношения Mn/Fe увеличивается с 1,2 до 5,26 (см. фиг. 6, в).

С изменением содержания и соотношения основных рудных компонентов меняется и содержание Ni, Cu и Co. Максимальные значения Ni (см. фиг. 6, г) и Cu (см. фиг. 6, д) встречены в конкрециях периферической части депрессии с максимальным содержанием Mn. Содержание Cu тесно связано с величиной Mn/Fe (Скорнякова и др., 1975). Так, при незначительном колебании Mn (от 19 до 22,4; ст. 6742-3, 11 и 15) содержание Cu, так же как Mn/Fe-отношение, уменьшается примерно вдвое.

Минимальные величины Ni (0.34—0.47%) и Cu (0,16—0,23%) встречены на вершинной поверхности горста. Одновременно здесь несколько возрастает содержание Co (см. фиг. 6, *e*).

Полигон ст. 6754 расположен в Западно-Австралийской котловине по южной границе распространения диатомово-радиоляриевых илов.

В пределы полигона входит крупный горный массив с крутыми склонами и относительно выравненной вершинной поверхностью (с минимальными глубинами 3380 м) и серия мелких абиссальных холмов, разделенных узкими депрессиями — разломами, с амплитудами глубин 4600— 5600 м.

На полигоне выполнено 16 геологических станций, на двух из которых проведены траления, на семи — получены колонки, на шести — дночер-

пательные пробы, на одной станции — фоторазрез (фиг. 7). Геологическими работами охвачена в основном южная часть полигона.

Осадки здесь представлены кремнисто-глинистыми, а на глубинах менее 4800 *м* мергелисто-кремнистыми диатомово-радиоляриевыми илами. Возраст этих осадков по данным диатомового анализа, выполненного В. В. Мухиной, и палеомагнитных исследований, проведенных Е. Л. Демиденко, позднеплейстоценовый (эпохи Брюнес). Мощность верхнеплейстоценовых осадков колеблется от 2 до 20 см и соответственно скорости седиментации от 0,03 до 0,3 мм/1000 лет. Под ними залегают эвпелагические глины с цеолитами и костными остатками. На крутых участках склонов абиссальных холмов и желобов-разломов осадки прерываются выходами магматических пород. На фотографиях видна ступенчатая поверхность лавового потока или развалы глыб базальтов.

На поверхности осадков южной части полигона почти повсеместно, как на абиссальных холмах, так и в депрессиях, залегают лепешковидные, плитчатые железо-марганцевые конкреции (3—7 см в максимальном сечении). По данным фоторазреза (ст. 9) концентрация конкреций колеблется примерно от 20 до 70%, участками образуя сплошной покров рудных корок на поверхности коренных пород.

Максимальные концентрации конкреций отмечены в районах с минимальной мощностью верхнеплейстоценовых осадков (2—5 см), на склонах абиссальных холмов (ст. 6754-5, 7, 9, 12). Весовое содержание конкреций по данным дночерпательных проб (ст. 6754-1 и 5) изменяется в пределах от 6,8 до 15 $\kappa z/m^2$, а на склоне центрального холма (ст. 7, 12), где мощность рудных корок (по траловым пробам) на поверхности глыб базальтовой брекчии достигает 10—16 см,— до нескольких десятков $\kappa z/m^2$ (максимально до 150 κz).

В пределах горстового массива северной части полигона выполнено пять станций (одно траление, две дночерпательные пробы и две колонки). Все приборы зафиксировали присутствие конкреций или рудных корок. С вершинной поверхности поднятия, с глубин 3680—3900 м, трал принес шаровидные и эллипсоидальные конкреции (5—6 см в диаметре) и крупные глыбы брекчии с мощными рудными корками (до 12 см).

Брекчии состоят из обломков базальта и крупных обломков древних рудных корок, сцементированных эвпелагической глиной с костными остатками и цеолитами.

Наличие в брекчиях крупных обломков переотложенных древних рудных корок, мощные рудные корки на поверхности глыб могут свидетельствовать об их относительной древности. Судя по составу цементирующей массы в глыбах их формирование началось на глубинах не менее 4700—4800 *м*, т. е. ниже критической глубины карбонатонакопления. Современное залегание этих глыб результат тектонического дробления дна Западно-Австралийской котловины и последующего поднятия отдельных ее участков.

Крутые почти отвесные склоны горстового поднятия, по-видимому, лишены осадочного покрова. Здесь возможны выходы коренных пород, а на отдельных ступенях — осыпи грубообломочного материала, покрытого рудными корками (6754-10, 14).

Конкреции и корки с поверхности горстового поднятия абиссальных холмов и депрессий различаются и по химическому составу.

Содержание Mn в конкрециях полигона колеблется от 8,12 до 21,39%, обычно 14,5—18%. Максимальные значения Mn встречены в депрессиях (ст. 11, 1, 12), минимальные у подножия горстового поднятия (ст. 10). Содержание Fe варьирует от 7,84 до 16,8%, с максимумом (12—16,8%) в конкрециях горста (ст. 15—16) и абиссальных холмов (ст. 4, 5, 7, 8).

Закономерный характер изменения состава конкреций более четко проявляется при анализе соотношения основных рудных компонентов (Мп/Fe-отношения). От вершинной поверхности горста и абиссальных

холмов к депрессии величина Мп/Fe возрастает от 0.73 до 2.36 (см. фиг. 7, а). Исключения составляют корковые конкреции у подножия горстового поднятия (ст. 10, с Мп/Fe от 0,67 до 1,14).

Сходные изменения наблюдаются и в распределении Ni и Cu. Содержание Ni колеблется в пределах от 0,28 до 0,86% (см. фиг. 7, б), Си от 0,06 до 0,55% (см. фиг. 7, в). Максимальные величины этих элементов встречены в конкрециях депрессии (0,70-0,86% Ni, 0,47-0,55% Cu), а минимальные по поверхности горста (0,28-0,43% Ni, 0,06-0,20% Cu).

Схема содержания Со обратна Ni и Cu. От депрессии к абиссальным холмам и затем к вершинной поверхности горста его содержание непрерывно растет (от 0,10-0,14 до 0,53-0,68%, см. фиг. 7, г). В конкрециях депрессии содержание Со тесно связано с Fe. Увеличение Со с уменьшением глубин (вернее с возрастанием относительной высоты подводных поднятий) происходит вне зависимости от содержания Fe. Так, при незначительных колебаниях железа (13,5—14,9%) в конкрециях абиссальных холмов и ведшинной поверхности горста (глубина 3500 м) содержание Со возрастает в 2-2,5 раза (от 0,24-0,28 до 0,46-0,68%).

Локальные вариации химического состава конкреций определяются интенсивностью диагенетического перераспределения элементов и глубиной формирования конкреций, т. е. изменениями фациальной обстановки осадко- и рудообразования.

Максимальные величины Mn, Ni и Cu приурочены к конкрециям из радиоляриевых илов глубоких котловин, минимальные к карбонатным осадкам подводных поднятий.

Материалы полигонов Индийского океана свидетельствуют о том, что в радиоляриевых илах имеет место диагенетическое перераспределение Mn и связанных с ним малых элементов по вертикали. Это вытекает из сопоставления мощностей подстилающих радиоляриевых илов и состава конкреций. С возрастанием мощности радиоляриевых илов увеличивается концентрация Мп в конкрециях. Конкреции, образовавшиеся на поверхности маломощных (1-2 см) радиоляриевых илов (ниже залегают пелагические глины), отличаются значительно более низкими величинами Mn и Mn/Fe-отношения. Именно этим, по-видимому, можно объяснить значительные колебания Mn и Mn/Fe-отношения (от 1,41 до 6,52, см. табл. 2) в диатомово-радиоляриевых илах.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Распределение железо-марганцевых конкреций на дне Индийскогоокеана. — Океанология, 1962, т. II, вып. 6. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Индийского океа-
- на.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. К геохимин железо-марганцевых конкреций Индий-ского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Распределение органического углерода в донных осадках. — Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М., Изд. ГУГК, 1975.
- Свальнов В. Н., Демиденко Е. Л., Мухина В. В. Скорости осадконакопления в восточ-ной части Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2. Скорнякова Н. С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана.—
- В кн.: Железо-мартанцевые конкреции Тихого океана. М., «Наука», 1976. Скорнякова Н. С., Базилевская Е. С., Гордеев В. В. Некоторые вопросы минералогии

и геохимии железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Геохимия, 1975, № 7.

Barnes S. S. Minor element composition of ferromanganese nodules. Science, 1967, v. 157, No. 3784.

Calvert S. E. and Price N. B. Geochemical variation in ferromanganese nodules and asso-

Calvert S. E. and Price N. B. Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediment from the Pacific ocean.— Marine Chemistry, 1977, v. 5, No. 1.
Cronan D. S., Tooms J. S. The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposite from the Pacific and Indian oceans.— Deep Sea Res., 1969, v. 16, No. 4.
Glasby G. P. The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments.— Marine Geol., 1972, v. 13, No. 1.
Greenslate 1. L., Frazer I. Z., Arrhenius G. Origin and deposition elements in the seabed.—In: M. Morgenstein (Editor). Origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration. Honolulu, Hawaii, 1973.

Piper D. Z. and Williamson M. E. Composition of Pacific Ocean ferromanganese nodules.-Marine Geol., 1977, v. 23.

Институт океанологии, Москва

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1979 г.

УДК 546.6+546.8:551.35(265/266)

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ-ГИДРОЛИЗАТЫ В ОСАДКАХ НА ПРОФИЛЕ ЧЕРЕЗ ТИХИЙ ОКЕАН

Т. Ф. БОЙКО, Н. А. ЛИСИЦЫНА, Г. Ю. БУТУЗОВА, Ю. П. СОТСКОВ, Е. И. ЗАЙЦЕВ

В статье изложены результаты изучения закономерностей распределения редких элементов-гидролизатов (РЭГ): Ве, Th, Sc, Hf, Zr, Ta, Nb, TR, Y, в поверхностном слое осадков на трансокеанском профиле от Японии до Мексики. Показано, что содержания этих элементов закономерно растут от берегов к пелагиали. В пелагических осадках они в 1,4—3,6 раза выше, чем в прибрежных. Обогащение РЭГ пелагических отложений океана происходит главным образом за счет тонкой фракции осадков, причем содержание элементов в самой фракции растет от берега к пелагиали. Этот факт позволяет предполагать существование у всех РЭГ гидрогенных форм. Подсчитано, что у большинства РЭГ гидрогенная часть составляет от 10 до 30% и только у Nb, TR и Y она достигает 50—60%. Таким образом, основная масса РЭГ поступает в осадки пелагической

Таким образом, основная масса РЭГ поступает в осадки пелагической зоны за счет терригенного сноса и частично путем сорбции из воды аллохтонными и автохтонными взвесями.

Проведенные к настоящему времени работы по изучению распределения редких элементов-гидролизатов (РЭГ) в океанических осадках затрагивают, как правило, определенные типы донных отложений (Goldberg, Arrhenius, 1958; Rogers, Adams, 1969; Frondel, 1970; Dymond a. o., 1973; Böstrem, 1973; Kraemer, Schornick, 1974; Piper, 1974, и др.) либо касаются ограниченных площадей океанического дна (Глаголева, 1972; Волков, Фомина, 1973; Лисицына и др., 1973; Пушкина, 1974, и др.). Более общие закономерности распределения РЭГ в донных илах не описаны. Для ряда элементов, таких, как Be, Hf, даже отдельные разрозненные определения их содержаний в осадках весьма немногочисленны (Hörmann, 1969; El Wakeel, Riley, 1961). В то же время систематические исследования геохимии РЭГ в осадках разных литолого-фациальных зон на пересечениях через океанические бассейны имеют важное значение для познания закономерностей их поведения в осадочном процессе, а также для выяснения возможностей использования этих элементов в качестве геохимических индикаторов среды осадконакопления. В связи с этим нами было предпринято изучение особенностей распределения Ве, Th, Sc, Hf, Zr, Ta, Nb, TR, Y в поверхностном слое донных осадков на профиле через Тихий океан от берегов Японии до берегов Мексики по материалам 46-го рейса НИС «Витязь» и 9-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев». Результаты излагаются в настоящей статье.

объекты и методы исследований

Положение профиля и местонахождение станций показано на фиг. 1. В результате проведенного ранее детального изучения вещественного состава донных отложений на трансокеанском профиле было выделено шесть литолого-фациальных типов осадков, последовательно сменяющих

19

2*



Фиг. 1. Местоположение трансокеанского профиля

1 — места отбора проб и номера станций; 2 — границы литолого-фациальных зон. Литолого-фациальные зоны: 1 — Прибрежная; ІА — Прибрежная, Калифорнийский залив; ІІ — Гемипелагическая; ІІІ — Переходная. Пелагические зоны: IVА — глубоководных котловин; V — подводных поднятий; VI — Гавайского архипелага

друг друга в направлении от берега к пелагиали (см. фиг. 1): прибиежные грубозернистые вулкано-терригенные и биогенно-терригенные осадки (зона I), гемипелагические глинистые слабокремнистые и известковистые илы (зона II), пелагические глины переходного типа (зона III), пелагические красные глины с вулканическим пеплом (зона IV A) и с цеолитами (зона IV Б), гравийно-песчано-глинистые и карбонатные осадки подводных гор (зона V) и биогенно-терригенные осадки архипелагов островов, содержащие примесь вулканокластики (зона VI) ⁴. Кроме того, было показано, что закономерная смена типов осадков, образующих генетический ряд от берега к пелагиали, однозначно свидетельствует о ведущей роли биогенно-терригенной седиментации в их формировании. В пелагической области океана помимо основного источника поступления терригенного и пирокластического материала с континентов определенную роль играет снос с базальтовых островов и подводных гор. Эти источники не меняют, а лишь усложняют картину терригенной седиментации в изученной части океана (Лисицына и др., 1976). Влияние эксгалятивных процессов на осадкообразование проявляется на профиле локально и не отражается на составе осадков поверхностного слоя (Бутузова и др., 1975), который рассматривается в настоящей статье.

Нами было исследовано 60 проб из поверхностного слоя всех литолого-фациальных типов донных илов (0-5 см), 56 гранулометрических фракций, а также отдельные образцы мономинеральных фракций и 3 пробы Fe-Mn-конкреций. Все РЭГ изучались в соответствующих лабораториях ИМГРЭ. Hf, Sc, Ta, Th определялись с помощью инструментального нейтронно-активационного анализа, имевшего чувствительность в пробах разного состава от 0,01 до 1 г/т при точности 10—15% (Зайцев и др., 1971). Тем же методом пробы одновременно анализировались на TR. Были выполнены прямые определения La и Ce, которые расположены в самом начале редкоземельной плеяды, Sm и Eu, расположенных в ее середине, а также Yb и Lu — конечных членов этого семейства, имеюших наибольшие атомные веса. Как известно, содержание лантаноидов в природных объектах тесно взаймосвязано, они представляют собой геохимически когерентную группу. Поэтому, располагая данными о содержании некоторых ее членов, можно графическим методом, путем нормирования, с известным приближением количественно охарактеризовать и остальные элементы (Хэскин и др., 1968). Мы воспользовались этим методом для расчета содержания суммы 14 лантаноидов в изученных пробах, а также суммы цериевых (La—Eu) и иттриевых (Gd—Lu) земель (без Ү).

Содержание Zr определялось с помощью рентгено-спектрального метода при чувствительности 30 z/r и точности 10—15%. Параллельно пробы анализировались на Y (чувствительность 8 z/r, точность 10—20%). Nb и Be определялись химическим анализом: первый при чувствительности 2 z/r и точности 20%, а второй при чувствительности 0,1 z/r и точности 20% (Блюм, 1970). Параллельно в тех же пробах с помощью традиционных химических методов в лабораториях ГИН АН СССР были определены содержания макрокомпонентов: Al, Fe, Mn, Ti, P, CaCO₃, SiO_{2 аморф}; С_{орг}. Полученные аналитические данные по Zr и Ta отличаются от ранее опубликованных по западной части тихоокеанского профиля (Лисицына и др., 1973). Для Zr это объясняется систематическим завышением, а для Ta систематическим занижением их содержаний применявшимися ранее колориметрическими методами.

Для биогенных осадков, обогащенных CaCO₃ и SiO_{2 аморф}, при содержаниях этих компонентов, достигающих 10% и более, выполнялись стандартные пересчеты на бескарбонатное и бескремнистое вещество. Ис-

¹ Изучены также пробы осадков Калифорнийского залива, которые выделены как подзона I А.

пользовавшиеся методы расчета корреляционной зависимости между элементами (ранговая корреляция, метод квадрантов) охарактеризованы в работе В. Н. Бондаренко (Бондаренко, 1970).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЭГ И СВЯЗЬ ИХ С ГРАНУЛОМЕТРИЕЙ И МИНЕРАЛОГИЕЙ

В результате проведенных исследований выявлена общая тенденция роста средних содержаний всех РЭГ от прибрежных отложений к глубоководным осадкам пелагической зоны (табл. 1, фиг. 2). Степень этого роста можно оценить по величине коэффициента концентрации элементов ($K_{\rm R}$), который представляет собой отношение средневзвешенного содержания РЭГ в пелагических илах (зона IV Б) к средневзвешенному их содержанию в прибрежных осадках (зона I). В наибольшей мере пелагические илы обогащаются Y, в наименьшей Hf (табл. 2). Сравнение величин коэффициента концентрации для таких пар геохимически близких элементов, как Nb и Ta, Zr и Hf, свидетельствует о преобладающем накоплении в пелагических осадках Nb и Zr (см. табл. 2). Общая тенденция накопления РЭГ в пелагиали совпадает с увеличением в донных илах доли пелитовой фракции (<0,01 мм) от 25% у берегов до ~90% в пелагической зоне океана (Лисицына и др., 1976). При этом содержание РЭГ в пелитовой фракции, как правило, выше, чем на осадок в целом (исключения наблюдаются главным образом в прибрежных зонах; табл. 1 и 3), и растет по мере движения к глубоководным областям, что особенно четко иллюстрируется на примере западной части профиля, для которой имеются более полные данные (см. табл. 3). Поэтому, как и следовало ожидать, в тонких фракциях пелагических илов содержится ~90% от общего количества каждого РЭГ. Таким образом, процесс накопления РЭГ в пелагических илах контролируется как постепенным увеличением роли тонких фракций в составе осадков, так и обогащением этих фракций редкими элементами-гидролизатами в направлении от берега к пелагиали. Как и для осадка в целом, это обогащение происходит для одних элементов более плавно (Th, ΣTR, Se), для других - со значительными колебаниями (Hf, Ta, см. табл. 3). Следует отметить, что цифры, приведенные в табл. 3, отражают лишь общую тенденцию и не могут использоваться для количественной оценки масштабов накопления РЭГ в пелитовой фракции, так как число проанализированных проб этой фракции для каждой зоны невелико и находится в пределах 1—3.

На трансокеанском профиле прослеживается достаточно четкая зависимость распределения РЭГ в осадках от их минералогического состава.

В отличие от пелагических областей в отложениях прибрежных зон I-I, как следует из расчетов, 70—85% общего количества каждого из изучавшихся элементов находится в песчаной и алевритовой фракциях, которые в сумме составляют около 75% осадка. Такое распределение РЭГ в прибрежных осадках является не только следствием резкого преобладания в них грубых фракций, но и отражением присутствия в этих фракциях значительных количеств аллотигенных минералов: циркона, апатита, сфена, плагиоклаза, турмалина, титаномагнетита, роговой обманки, пироксенов, а также глауконита и костного детрита. Перечисленные минералы являются концентраторами одного или нескольких РЭГ (Геохимия, 1964).

В зонах II—II происходит смена основных минералов-носителей РЭГ. С уменьшением роли грубых фракций до 20—30% от общего веса осадка, сопровождающегося резким снижением содержания обломков акцессорных и фемических минералов, на первый план выступают глинистые минералы, с которыми в гемипелагических илах уже связано около 70% РЭГ. По мере дальнейшего движения к глубоководным котловинам океа-

Таблица 1

			Запад	ная часть п	рофиля			Островные осадки			Восточная ч	асть профал	я 	
Элементы	1	п	111	IVA	IVB1	v	IV52	VI	IVB	IVA	111	II	I	IA
Sc	21	19,5	21,6	20	27,5	28,3	21	28,1	24,6	20	20	14,3	16,6	14
Zr	105	140	103	111	177	172	152	178	189	166	164	109	135	154
Hf	2,9	2,9	-	2,5	4,1	3,2	3,4	3,7	3,9	3,7	3,6	2,0	3,4	3,3
Nb	5.1	7,2	8,4	13,3	16,1	15,2	11,6	15,8	11,0	9,1	15,4	10,7	5,6	9,4
Та	0.6	_	0,4	1,3	1,2	1,37.	0,9	1,2	0,97	1,0	1,2	0,9	0,95	0,75
Be	1.1	1,5	1,9	2,6	.2,3	1,8	1,9	1,4	2,6	2,2	2,1	1,8	2,0	1,3
Th	2,7	4,3	7,9	6,8	9,8	9,4	7,5	3,4	12	8,6	8	4,4	8,2	5
ΣTR *	69	92	111	141	341	553	223	181	229	352	242	125	143	111
ΣTR **	46	60	87	103	223	358	155	109	142	218	150	80	92	76
Y	9,6	24	52	64	140	194	76	40	188	104	84	36	38	48
Fe	4,9	3,5	4,5	4,7	5,1	6,8	6,6	9,5	5,8	5,9	5,5	5,3	3,6	3,8
Mn	0.1	0,22	0,48	0,51	0,54	0,59	0,5	0,25	0,62	1,1	2,3	2,2	0,04	0,36
Ti	0,52	0,37	0,37	0,39	0,5	0,59	0,71	1,67	0,67	0,48	0,45	0,36	0,37	0,4
Р	0.07	0,06	0,06	0,06	0,22	-	_	0,12	0,13	0,16	0,15	0,1	0,13	0,09

Средние содержания элементов (по зонам) в поверхностном слое осадков Тихого океана; РЭГ (г/m), макроэлементы (%)

.

• Сумма содержаний 14 лантаноидов (без Y). •• Сумма содержаний La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu.

١



Фиг. 2. Распределение РЭГ в поверхностном слое донных осадков Показаны средние содержания для разных литолого-фациальных зон профиля. I—VI — литолого-фациальные зоны

на роль глинистых фракций в качестве носителей РЭГ неуклонно увеличивается. С этой перестройкой, по-видимому, связано некоторое снижение средних содержаний ряда РЭГ в гемипелагических илах по сравнению с прибрежными отложениями. В соответствии с более разнообразным комплексом минералов-концентратов РЭГ в песчано-алевритовых фракциях осадков зоны I на востоке по сравнению с зоной I на западе (Лисицына и др., 1976) для восточной части профиля хорошо заметно падение в зоне II содержаний Zr, Hf, Sc, Th, Be, TR. В то же время на западе, в зоне II, уменьшается лишь количество Sc, контролируемого пироксенами (см. табл. 1, фиг. 2).

Как видно из табл. 1 и фиг. 2, общей особенностью распределения РЭГ в осадках на профиле является геохимическая асимметрия. Для большинства элементов она обусловлена более высоким фоном их содер-

Таблица 2

Средневзвешенные	содержания	РЭГ в	прибрежных п	и пелагических	осадках	(r/m)
-	и коэффи	циенть	а их концентр	аций (К.)		(.,,

Элементы		Пелагические	Прибавка в пелаги		
	Прибрежные осадки	глины		%	ĸĸ
Hf Ta Sc Zr Be Th Nb TR* Y	$\begin{array}{r} 3,2\\0,81\\17,7\\124,0\\1,6\\6,3\\5,5\\115,0\\27,2\end{array}$	3,7 1,0 23,1 167,7 2,2 9,3 12,0 250,0 98,4	$\begin{array}{c} 0,5\\0,19\\5,4\\43,7\\0,6\\3,0\\6,5\\135,0\\71,2\end{array}$	13 19 23 26 27 32 54 54 72	1,14 1,23 1,30 1,35 1,37 1,5 2,2 2,2 3,6

• Сумма содержаний 14 лантаноидов.

Таблица З

Средние содержания РЭГ (r/m) во фракции <0,01 *мм* из осадков разных литолого-фациальных зон западной части профиля

Зона	I	п	III	IVA	IV51	v
Sc Zr * Hf Ta Nb Th TR **	$ \begin{array}{r} 17 \\ 110 \\ 2,8 \\ 1,0 \\ 9,8 \\ 4,66 \\ 46 \\ 46 \end{array} $	24 118 2,5 1,0 7,4 5,8 65	23 152 3,8 0,95 12,0 9,0 102	28,5 161 4,1 1,1 12,6 10,5 150	351944,316,113,2275	36,53,51,516,913,4370

* Содержание во фракции <0,001 мм. ** Сумма содержанай La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu.

жаний в восточной части профиля. И только для Sc положение прямо противоположно: более обогащенными оказались донные илы западной половины разреза. При этом наибольшие отличия для всех РЭГ наблюдаются при сопоставлении содержаний в осадках прибрежных зон. В пелагиали различия в значительной степени сглажены. Состав прибрежных отложений океанов контролируется материалом, сносимым с суши, поэтому вполне оправдано допущение, что асимметрия распределения в них РЭГ определяется минералого-геохимическими особенностями разрушавшихся пород питающих провинций.

Кардинальной особенностью геохимии большинства изучавшихся элементов является их преимущественная связь с гранитоидными и щелочными породами, а также с продуктами их разрушения, и только для Sc положение противоположно (Геохимия, 1964). Он гораздо теснее связан с породами основного состава. Как раз на западе главным поставщиком осадочного материала для прибрежных отложений служат основные породы андезитовой зоны, а в восточной части профиля весьма значительна роль продуктов разрушения гранитоидных пород батолитового пояса Калифорнии и Мексики. Именно этими различиями питающих провинций можно удовлетворительно объяснить геохимическую асимметрию распределения РЭГ, которая наиболее полно проявляется в осадках прибрежных зон I—I и в меньшей степени — в целом по профилю.

Попутно следует отметить, что и распределение РЭГ в изучавшихся нами осадках Калифорнийского залива (зона I А), которые находятся

на продолжении вулканически активной зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (см. табл. 1), хорошо объясняется спецификой осадочного материала, поставляемого с суши.

РЭГ В ГАВАЙСКОЙ ЗОНЕ

Среди литолого-фациальных типов осадков на профиле заметно выделяются аномальными содержаниями РЭГ донные илы Гавайской зоны (VI). В них повышено содержание Sc, Nb, Ta, Hf, Zr и понижено содержание Be, TR, Y, Th (см. табл. 1, фиг. 2). Осадки зоны VI представляют собой биогенно-терригенные илы, обогащенные продуктами разрушения гавайских островных базальтов и латеритной коры их выветривания, а также вулканическим пеплом основного состава, которые наложены на нормальный пелагический фон красных глин. Влияния эксгаляций на формирование пригавайских осадков не обнаружено. Доля песчаноалевритовых фракций в их составе весьма изменчива и достигает 60% (Лисицына и др., 1975). В донных илах зоны VI резко повышены также количества Ті и Fe (см. табл. 1), которые, как было показано ранее (Лисицына и др., 1975), определяются поступлением в бассейн седиментации продуктов разрушения островных пород. Максимальные содержания Fe и Ti, а также Sc, Nb, Ta, Zr, Hf и минимальные содержания Be, Th, TR, У приурочены в пределах Гавайской зоны к узкой полосе осадков шельфа и островного склона архипелага. Это свидетельствует в пользу того, что экстремальные количества РЭГ в илах зоны VI контролируются, подобно Ті и Fe, сносом островного материала.

Для Zr и Hf в результате подсчета рангового коэффициента корреляции в пригавайских осадках обнаружены связи с Fe (Zr—Fe r_{pacy}=0,53, $r_{\text{доп}} = 0,47$; Hf—Fe $r_{\text{pacy}} = 0,7, r_{\text{доп}} = 0,5$) и Ti (Zr—Ti $r_{\text{pacy}} = 0,75, r_{\text{доп}} = 0,75$) =0.5; Hf—Ti $r_{\text{pacy}}=0.53$, $r_{\text{пон}}=0.47$) при отсутствии такой зависимости в осадках других литолого-фациальных зон профиля. Более сильные корреляционные связи с Ті и Fe в донных илах зоны VI, чем в остальных типах осадков, выявлены и у Sc (Sc—Ti r_{расц}=0,65, r_{доц}=0,48; Sc—Fe r_{расч}=0,63, r_{доп}=0,5). Обогащенность Гавайских илов Sc при средней величине отношения Fe/Sc=3400 и его тесные связи с Fe поддерживают представления об отсутствии заметного влияния эксгаляций на формирование осадков Гавайской зоны. В противном случае мы наблюдали бы обратную картину, т. е. повышенные значения и отсутствие четкой корреляции Sc и Fe. Так, металлоносные осадки восточной и юго-восточной части Тихого океана содержат от 14,4 до 27,8% Fe при 7-17 г/т Sc (Dymond and oth, 1973). Явная обедненность этих осадков Sc выражается высокими величинами отношения Fe/Sc, равными 10.000—30.000. Корреляция между Fe и Sc в этих отложениях также отсутствует (Sc-Fe *г*_{паст}=0,57, *г*_{поп}=0,8). По сути дела, океанские железоносные отложения эксгаляционно-гидротермального типа подтверждают еще раз достаточно известный факт обедненности скандием Fe-руд именно гидротермального генезиса (Борисенко и др.).

Можно предполагать, что хорошая корреляция Zr, Hf, Sc c Fe и Ti в гавайских илах является отражением главным образом тесных связей, установившихся между этими элементами в латеритах коры выветривания гавайских базальтов, продукты размыва которой в большом количестве поступают в осадки VI зоны. Концентрация Zr, Hf, а также Nb, Ta, Sc (совместно с Fe и Ti) в латеритах в несколько раз превышает их содержание в исходных породах и составляет 300—700 e/r Zr, 6-11 e/r Hf, 35-70 e/r Nb, 2-6 e/r Ta, до 100 e/r Sc) (Дегенхардт, 1959; Бурков и др., 1976). Таким образом, повышенные содержания Zr и Hf в донных илах Гавайской зоны контролируются, вероятно, в основном продуктами выветривания вулканических пород, сносимыми с островов архипелага. Они же (в частности, титаномагнетит) должны определять и обога-

щенность осадков зоны VI Nb и Ta. Для Sc кроме латеритного материала большое значение, несомненно, имеет присутствие в осадках зоны VI пироксенов. В то же время донные илы зоны VI обеднены теми РЭГ, которые не столь характерны для продуктов разрушения базальтов и кор их выветривания и обычно более тесно связаны с кислыми и щелочными породами. Это в первую очередь касается Be, а также TR и Y и отчасти Th.

РЭГ В Fe — Мл-КОНКРЕЦИЯХ

Определения РЭГ, выполненные для нескольких образцов Fe—Mnконкреций из пелагических осадков, показывают, что для большинства элементов заметного накопления в рудной части конкреций по сравнению с вмещающими илами не происходит. Коэффициенты их концентраций обычно находятся на уровне 1, иногда достигают значений 1,2—1,6. При этом минимальные величины коэффициента наблюдаются у Sc, Hf, Zr, т. е. у тех элементов, которые обнаруживают в океанических осадках, как показывают расчеты корреляционных связей, большее тяготение к Fe, чем к Mn. Так, для содержаний Sc и Fe в целом по профилю выявлена прямолинейная зависимость при отсутствии таковой у Sc и Mn.

Более высокая степень обогащения конкреций наблюдается для Th и TR, которые характеризуются и более устойчивым тяготением к Mn (табл. 4). Коэффициент концентрации у Тh достигает 3,3 при содержании элемента во вмещающих илах 10,7 г/т, в конкрециях — 35 г/т; у ΣTR^2 он составляет 4,1 при содержании в осадке 271 e/T, в конкрециях — 1118 г/т. При этом наблюдается селективное обогащение железомарганцевых конкреций по сравнению с вмещающими илами легкими лантаноидами, особенно Се (его содержание увеличивается в 5-6 раз), что приводит к росту в них величины отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ (без Y) до 14-27, т. е. в 1,6-3,7 раза. Следует отметить, что и в пелагических глинах сравнительно с прибрежными осадками отношение $\Sigma \operatorname{Ce}/\Sigma Y$ (без Y) увеличивается (от 7,5 до 8,7). Преимущественное поглощение гидроокислами Mn и Fe цериевых земель приводит к тому, что коэффициент концентрации тяжелых лантаноидов в конкрециях невелик и обычно не превышает 1,5. Весьма показателен в этом плане обнаруженный нами дефицит У в конкрециях по сравнению с вмещающими пелагическими илами. Помимо селективного поглощения это связано и с высоким содержанием в илах У и иттровых земель, которое определяется присутствием в них значительного количества биогенного фосфата, концентрирующего указанные элементы.

Интересно, что в рудной части Fe—Mn-конкреций, несмотря на низкий коэффициент концентрации, обнаружено более высокое содержание Sc, чем в рудоносных илах Восточной части Тихого океана эксгаляционно-гидротермального происхождения, о которых говорилось выше. Так, в рудной части конкреций Sc присутствует в количестве 25—53 г/т при величине отношения Fe/Sc < 3000, тогда как в рудоносных илах ВТП содержание Sc составляет 7—17 г/т при отношении Fe/Sc, равном 10 000— 30 000. Если при дальнейших исследованиях будет установлено, что эта контрастность стабильна, необходимо оценить возможность использования Sc в качестве геохимического индикатора степени участия эксгалятивных процессов в формировании Fe—Mn-образований дна океанов и морей.

Сравнивая ранжировку РЭГ по степени их накопления в пелагических илах (см. табл. 2) с данными по обогащению ими Fe—Mn-конкреций, можно заметить, что и в первом и во втором объекте группировка элементов в общих чертах совпадает. И в первом и во втором случае в

² Сумма содержаний La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu.

Таблица 4

Линейные корреляционные связи РЭГ в осадках на тихоокеанском профиле в целом

Элементы	Грасчет	гдопуст	Связь	Элементы	^г расчет	^r допуст	Связь
Sc—Fe TR—Fe Y—Fe Hf—Fe Zr—Fe Ta—Fe Nb—Fe Th—Fe	0,44 0,26 0,21 0,22 0,16 0,12 0,08 0,23	0,25 0,26 0,32 0,25 0,25 0,34 0,27 0,26	Есть Нет » » » »	Sc-P TR-P Y-P Hf-P Ta-P Nb-P Th-P	0,01 0,40 0,5 0,23 0,25 0,26 0,33	0,33 0,33 0,4 0,38 0,49 0,37 0,32	Нет Есть Нет » Есть
$\begin{array}{l} Sc-Mn\\ TR-Mn\\ Y-Mn\\ Hf-Mn\\ Zr-Mn\\ Ta-Mn\\ Nb-Mn\\ Th-Mn\\ Sc-Ti\\ TR-Ti\\ TR-Ti\\ Hf-Ti\\ Zr-Ti\\ Ta-Ti\\ Nb-Ti\\ \end{array}$	0,04 0,49 0,51 0,02 0,22 0,26 0,40 0,56 0,3 0,16 0,02 0,31 0,38	0,28 0,27 0,3 0,28 0,27 0,40 0,28 0,26 0,25 0,27 0,26 0,25 0,230 0,24	» Есть » Нет » Есть » Нет « Есть	TR-C _{opr} TR-C _{opr} Y-C _{opr} Hf-C _{opr} Nb-C _{opr} Ta-C _{opr} Th-C _{opr} Sc-TR Sc-TR Sc-Y \$c-Hf Sc-Ta Sc-Th	0,51 0,58 0,46 0,32 0,22 0,37 0,25 0,1 0,33 0,28 0,23 0,26	0,27 0,27 0,27 0,27 0,27 0,27 0,27 0,26 0,25 0,31 0,25 0,25	» » Нет Обратная Нет » Есть Нет » Есть
Th—Ti Sc—Al TR—Al Hf—Al Ta—Al Nb—Al Th—Al	0,25 0,18 0,24 0,25 0,07 0,34 0,24	0,25 0,28 0,27 0,27 0,34 0,27 0,27	Нет * * Eсть Нет	Hf—Zr Hf—TR Hf—Th Hf—Ta Ta—Th Ta—TR Nb—Hf Nb—Th Th—TR	0,40 0,1 0,03 0,03 0,40 0,27 0,21 0,06 0,48	$\begin{array}{c} 0,26\\ 0,27\\ 0,25\\ 0,65\\ 0,31\\ 0,33\\ 0,27\\ 0,27\\ 0,26\end{array}$	* Нет * Есть Нет * Есть

группу минимально накапливающихся элементов входят Sc, Zr, Hf, а в группу максимально накапливающихся — Th, Σ TR. Коэффициент концентрации Y в Fe—Mn-конкрециях при сравнении их с прибрежными осадками также выглядит довольно внушительно: 2,4—3,1 при K_{κ} =3,6 в пелагических илах.

обсуждение результатов

Анализ полученных данных по распределению РЭГ в разных литолого-фациальных типах донных отложений на трансокеанском профиле показывает, что их содержания, как и у других элементов, закономерно растут от берега к пелагиали. Механизм этого процесса детально рассмотрен Н. М. Страховым (1976). Степень роста всех изученных РЭГ в пелагическом направлении, как и у других элементов-гидролизатов, сравнительно невелика. Величины коэффициентов их концентрации колеблются от 1,14 до 3,6. Как было показано, обогащение РЭГ пелагических отложений океана происходит главным образом за счет тонкой фракции осадков, причем как количество самой фракции, так и содержания в ней элементов растут от берега к пелагиали. Этот факт позволяет предполагать существование у всех РЭГ подвижных (гидрогенных) форм. В пелагической зоне океана с минимальными скоростями осадконакопления наиболее активно протекает процесс сорбции элементов из океанской воды как аллохтонными, так и автохтонными взвесями.

Свежие автохтонные взвеси, имеющие многочисленные нескомпенсированные заряды на поверхности, особенно коллоидные системы Fe и Мп, способны сорбировать из морской воды значительные количества РЭГ. Так, например, прямые опыты по адсорбции Sc из морской воды гидроокислами Fe и глинами показали 90—100% его извлечения (Frondel, 1970). О заметном участии гидрогенных форм РЭГ в пелагической седиментации говорят и приводившиеся выше данные о значительном содержании ряда этих элементов в рудном веществе Fe—Mn-конкреций и костном фосфате.

Таким образом, можно предположить, что степень накопления РЭГ в пелагических глинах по сравнению с прибрежными осадками, выраженная через коэффициент их концентрации (K_{κ}), отражает долю гидрогенной составляющей этих элементов. От общего количества РЭГ в пелагических осадках может иметь гидрогенное происхождение ~ 10—20% Нf и Ta, ~25% Be, Sc, Zr, ~30% Th, ~50% Nb и TR и ~60% Y (см. табл. 2). Основная масса РЭГ (за исключением Y, Nb, TR) поступает в пелагические илы в составе терригенного материала.

Аналитические данные, приведенные в табл. 2, и соответственно относительная подвижность РЭГ, естественно, будут уточняться по мере получения новых материалов. Но основную тенденцию эта таблица, несомненно, отражает: элементы нижней ее части более интенсивно поглощаются автохтонными и аллохтонными взвесями, а также аутигенными фосфатами, для них соответственно более значительна роль гидрогенной составляющей, а значит, и выше степень накопления в пелагических осадках.

В свое время одним из авторов (Бойко, 1964, 1969, 1973) для оценки подвижности элементов в растворенной форме в поверхностных водах материков и в океане были предложены соответственно средний коэффициент водной миграции (СКВМ) и коэффициент талассофильности (КТ) и было показано принципиальное совпадение рядов миграционной активности редких элементов на континентах в корах выветривания, реках и в море. Все рассматриваемые в этой статье РЭГ попали при классификации по СКВМ в группу наиболее пассивных водных мигрантов, которые переносятся реками практически полностью в составе терригенных взвесей. Их количества в фильтрованной воде рек исчезающе малы. В воде океанов их содержание в растворенной форме уменьшается еще

Т	a	б	л	И	ц	а	5
---	---	---	---	---	---	---	---

Среднее содержание в водах	Hf	Ta	Sc	Zr	Be	Th	Nb	TR	Y
Реки	<0,n	$\leq^{0,n}_{0,0025}$	0,004	2,6	0,01	0,1	0,01	0,25	0,7
Океан	<0,008		0,0007	0,04	0,0004	0,0004	<0,005	0,013	0,01

Содержание РЭГ в воде рек и в океане *, МКС/Л

• По данным К. Турекьяна (Turekian, 1969), А. П. Виноградова (1967) и др.

более; как правило, более, чем на порядок (табл. 5). Учитывая далекое от насыщения состояние редких элементов в водах, совпадение рядов их подвижности в реках и океане было объяснено действием в этих системах одного и того же главенствующего фактора, выводящего элементы из раствора, — степенью адсорбции их коллоидными образованиями (Бойко, 1969, 1973). В это время, не располагая данными по океанским осадкам, это объяснение можно было считать скорее предположением. Теперь же на примере пелагических отложений океана, обогащенных редкими элементами за счет сорбционного поглощения последних авто-хтонными и аллохтонными взвесями, реально видны последствия этого процесса содержание редких элементов удерживается в океане около постоянного уровня по крайней мере уже несколько сотен миллионов лет, принимая во внимание постоянно идущий привнос их реками.

Подводя итог обсуждению материалов этой работы, необходимо подчеркнуть, что полученные данные о распределении РЭГ свидетельствуют в пользу представлений о преимущественно терригенной природе всех литолого-фациальных типов осадков на тихоокеанском профиле, формирующихся в основном за счет сноса с суши. Именно аллотигенная часть донных илов контролирует содержание и количество большинства РЭГ во всех зонах океана. И только для Y, TR и Nb и лишь в пелагических осадках весьма существенна роль гидрогенных форм.

ЛИТЕРАТУРА

Блюм И. А. Экстракционно-фотометрические методы анализа. М., «Наука», 1970.

- Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра». 1970.
- Бойко Т. Ф. Редкие щелочи в зоне гипергенеза.— В сб.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М., Изд-во АН СССР, 1964.

- Бойко Т. Ф. Металлоносность поверхностных вод и рассолов. М., «Наука», 1969. Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М., «Наука», 1973. Бурков В. В., Клекль В. Н., Богунова Л. С., Чеховских Е. Г. Латеритные коры выветри-вания КМА и их редкометальность. М., «Недра», 1976.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Лубченко И. Ю. Признаки эксгалятивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Волков И. И., Фомина Л. С. Новые данные во геохимии редкоземельных элементов в осадках Тихого океана.— Геохимия, 1973, № 11.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I. М., «Наука», 1964. Глаголева М. А. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых
- конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана.- Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Дегенхардт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Зайцев Е. И., Сотсков Ю. П., Лаптев В. Г. Инструментальный нейтронно-активационный
- анализ горных пород. Разведка и охрана недр. 1971, № 8. Лисицына Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В. К геохимии эле-ментов-гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана. Ли-тол. и полезн. ископ., 1973, № 6. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Волков И. И., Глаголева М. А., Соколов В. С. Влия-
- ние Гавайского вулканизма на осадконакопление.- В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А. Донные осадки на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Пушкина З. В. Ниобий и тантал в осадках профиля через северо-западную котловину Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 1.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. Тр. ГИН, вып. 292. М., «Наука», 1976. Хэскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в ли-тосфере и космосе. М., «Мир», 1968.
- Boström K., Joensuu O., Moore C. and oth. Geochemistry of barium in pelagic sediments.-
- Lithos, 1973, v. 6, No. 2. Dymond J., Corliss Y. B., Heath G. R. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, No. 10. El Wakel S. K., Riley G. P. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. —

- Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 25, No. 2. Frondel C. Scandium.— In: Handbook of Geochemistry, v. II-2. Springer, Berlin, 1970. Golberg E. D., Arrhenius G. O. S. Chemistry of Pacific pelagic sediments.— Geochim. et. cosmochim. acta, 1958, v. 13, No. 2-3.
- Hörmann P. K. Beryllium.— In: Handbool of Geochemistry, v. II. Springer, Berlin, 1969. Kraemer T., Schornick J. C. Comparison of elemental accumulation rates between ferro-

manganese deposits and sediments in the south Pacific Ocean .- Chem. Geol., 1974, v. 13, No. 3.

- Piper D. Z. Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases .--Geochim. et cosmochim. acta, 1974, v. 38, No. 7.
- Rogers J. J., Adams J. A. S. Thorium .- In: Handbook of Geochemistry, v. II, Springer, Berlin, 1969. Turekian K. K. In: Handbook of Geochemistry, v. I. Springer, Berlin, 1969.

гин, игем ан ссср Москва

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3,1979 г.

УДК 552.52:551.35(263)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КРАСНОЦВЕТНОЙ ТОЛЩИ ФАРЕРО-ИСЛАНДСКОГО ПОРОГА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

Г. С. ХАРИН, К. П. ЗАНГАЛИС

Изучены глинистые минералы в разрезе эоценовой красноцветной толщи, вскрытой скважиной глубоководного бурения 336. Показано, что состав и распределение глинистых минералов отвечают зональности, которая обычно характерна для наземной коры химического выветривания, развитой на основных породах.

Глубоководной скважиной 336, пробуренной в 38-м рейсе «Гломар Челленджер» на северном склоне Фареро-Исландского порога (фиг. 1), в интервале 463—484 м ниже дна моря (глубина которого здесь 811 м) была встречена необычная для океана красноцветная толща. Эта толща залегает на толеитовых базальтах нижнего (?) эоцена и перекрывается сероцветными алевролитами и аргиллитами среднего эоцена Для нее характерна коричнево-красная окраска с зелеными, белыми и темными пятнами различной величины. В нижней части она брекчиевидная, а в средней и верхней — отчетливо слоистая, иногда тонкослоистая, местами с вертикальной неправильной полосчатостью.

Прочность пород красноцветной толщи незначительная: они режутся ножом и ломаются руками. В нижней части толщи в красноцветах можно найти реликтовые структуры базальтов. В средней и верхней части красноцветы больше напоминают аргиллиты.



Фиг. 1. Местоположение скважин глубоководного бурения 1 — скважина и ее номер, 2 — край континентального шельфа, 3 — оси подводных хребтов, 4 — главные разломы, 5 — изобаты (глубина в морских саженях)

Общий облик красноцветной толщи, а также характер распределения в ее профиле химических элементов позволили высказать предположение о том, что она представляет собой древнюю (эоценовую) кору континентального выветривания, погрузившуюся затем ниже уровня моря (Кharin, 1976). Для правильного суждения о генезисе красноцветной толщи важное значение имеют данные о составе и распределении в ее профиле



Фиг. 2. Схема опробования красноцветной толщи, вскрытой скв. 336, и количественное распределение в ее разрезе глинистых минералов

1 — сероцветные алевролиты, 2 красноцветные породы, 3 — базальты, 4 — места отбора образцов глинистых минералов. В настоящей статье излагаются результаты всестороннего изучения этих минералов в образцах, взятых одним из авторов во время бурения.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ Исследований

Образцы красноцветов (девять образцов), отобранные более или менее равномерно по разрезу толщи (фиг. 2), исследовались как в валовых пробах, так и в отдельных фракциях. Последполучались после тшательной ние очистки проб от присутствующих в большом количестве гидроокислов железа (Mehra, Jackson, 1960) и последующего отмучивания. При исследованиях фракций и валовых проб применялись методы рентгенографии. ИКспектрометрии, термографии, электронной микроскопии. Определялись химический состав и оптические константы. Пробы были подвергнуты известным обработкам (насыщение Mg, Li-катионами, глицерином или этиленгликолем. темперирование, обработка соляной кислотой), позволяющим различить близкие минеральные виды и разно-

видности, установить степень структурной однородности и другие особенности изучаемых минералов (Мак-Юан, 1965; Дриц, Градусов, 1971, 1972). В результате была установлена ассоциация сильно неупорядоченного каолинита с метагаллуазитом, хлоритом и железистым бейделлитом в различных соотношениях (образцы 1—7). В образцах 8 и 9 присутствует смешанослойное образование из железистых форм бейделлита и монтмориллонита с примесью полевых шпатов, цеолитов, кальцита. В образцах 1, 2 преобладают каолинит-метагаллуазитовые минералы.

В небольшом количестве присутствуют хлоритовые минералы.

На электронно-микроскопических снимках (фиг. 3) около половины частиц имеет форму коротких трубочек длиною 0,2-0,4 *мкм* и диаметром около 0,1 *мкм*. Другая половина представлена очень тонкими изометричными пластинками более или менее правильной шестиугольной формы. Показатель преломления общей массы — $1,565\pm2$. Рентгенограмма неориентированного образца (фиг. 4) аналогична приведенным в литературе (Мак-Юан, 1965) рентгенограммам сильно неупорядоченных по оси в каолинитов и галлуазитов. Рефлексы типа *hkl* с K-3 отсутствуют. Остальные рефлексы *hkl* и сливающиеся с ними полосы двухмерной дифракции *hk* слабые и широкие. Для сравнения на фиг. 4 приведены участки рентгенограмм просяновского каолинита, снятого при идентичных условиях. Очевидна крайне низкая степень структурной упорядоченности рассматриваемых образцов. Частицы слабо ориентируются при



Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки образцов и глинистых фракций а — образец 1, фракция <0,001 мм; электронный микроскоп ЭМ-7; коллодиевая пленка; применен внутренний стандарт размером 0,365 мм, ×12000; б — образец 7, электронный сканирующий микроскоп, напыленный свежий скол образца, ×2000

осаждении на стекло из водной суспензии. На дифрактограмме такого образца базальные рефлексы слабые; присутствуют небазальные рефлексы. Обработка соляной кислотой при комнатной температуре вдвое увеличивает базальные рефлексы; при повышенной температуре уничтожает их. Рефлекс при 9,8 Å после обработки этиленгликолем смещается до 11 Å, что характерно для галлуазитов. Дифрактограмма прокаленного при 340° С образца содержит только рефлексы со значением d/n 7, 14 и 3,55 Å. Рефлекс 060 (33,06) широкий и имеет центр тяжести при 1,485 Å.

Минерал группы хлоритов диагностирован по рефлексу при значении d/n 3.515 Å, исчезающего после обработки образца соляной кислотой при комнатной температуре. Этому минералу принадлежит, по-видимому, еле выступающий пик при значениях d/n 13 Å, усиливающийся после прокаливания при температуре 340° С. ИК-спектры образца 1 (фиг. 5) подтверждают вывод о его каолинитовом составе, сделанный выше. Здесь также приводится для сравнения спектр просяновского каолинита, препарированного и снятого при аналогичных условиях. Полоса поглощения при 3705 см⁻¹, вызванная валентными колебаниями внешних относительно каолинитового 1:1 пакета ОН-групп в неориентированном образце (таблетка КВ), соизмерима с полосой при 3630 см⁻¹, связанной с колебаниями внутренних ОН-групп. На ориентированном образце при перпендикулярном падении света первая полоса явно уменьшается, как и ожидалось (Плюснина, 1968, Farmer, Russel, 1962). Две слабые, но явно разрешающиеся у просяновского каолинита полосы поглощения при 3680 и 3660 см⁻¹ сливаются в одну полосу при 3645 см⁻¹. Аналогично искажены и другие дублеты H-OH-Al-полосы в области 900—950 см⁻¹ и Si-O-Hполосы в области 800 см⁻¹ в спектре пробы 1. Si-O-Si-дублет в области 1070-1115 см⁻¹ не разрешается у нас даже для просяновского каолинита. Причина этого находится в способе приготовления образца. Зато суммарная полоса для рассматриваемого образца 1 несколько смещена в сторону малых частот, относительно спектра просяновского каолинита, что по М. А. Пластининой и Е. Г. Куковскому (1974) свидетельствует о низкой степени структурной упорядоченности. Другие полосы поглоще-



Фиг. 4. Рентгенограммы глинистых фракций образцов *а* — неориентированный, *б* — ориентированный воздушно-сухой, *в* — насыщенный этиленгликолем, *г* — обработанный по Грину-Келли (Green-Kelly, 1953), *д* — прокаленный при 550° С, *с* — обработанный HCl, *a*¹—*в*¹ — просяновский каолинит, соответственно обработанный; дифрактометр ДРОН-1,5, СиК_а-излучение

Фиг. 5. ИК-спектры глинистых фракций образцов

а — образец просяновского каолинита. Спектрометр UR-10, спрессованная таблетка; ориентированные образцы приготовлены осаждением суспензии на покровное стекло, стрелки показывают направление света ния характерны для неупорядоченных диоктаэдрических членов группы каолинита и слегка смещены в стороны малых частот (Moenke, 1962).

На спектре осажденного на стекло образца 1 полосы молекулярной воды превосходят таковые для просяновского каолинита.

Кривые ДТА (фиг. 6) образцов 1 и 2 свидетельствуют о незначительной концентрации межпакетной воды, что характерно для метагаллуазита. В остальном кривая ДТА типична для каолинитов. Эндотермический эффект, связанный с выделением гидроксильной воды и аморфизацией вещества, происходит при сравнительно низких температурах — 490—



Фиг. 6. Термограммы глинистых фракций образцов Венгерский дериватограф, термическая лаборатория ИГЕМ АН СССР

530° С и приводит к слабой, широкой и асимметричной полосе. Эти признаки Б. В. Волостных (1965) и Г. О. Пилояном (1970) и др. объясняются низкой степенью окристаллизованности и мелкими размерами частиц.

В образцах и фракциях 2—9 присутствует смектитовая компонента, которая может быть определена как смешанослойное образование из железистых форм бейделлита и монтмориллонита. Дадим сравнительную характеристику смектита, полученную в результате комплексного изучения образцов 3, 7 и 8.

Под электронным микроскопом (см фиг. 3) образец 7 представлен мелкими изометричными полупрозрачными хлопьевидными частицами размером около 0,1 мкм с нечеткими контурами. Присутствуют также более крупные частицы и агрегаты величиной до 1 мкм с резкими завихрениями и шиповидными выступами. Некоторые частицы имеют более четкие контуры. Встречаются частицы каолинита. Для образцов 8, 9 характерны те же данные, но крупные частицы не встречаются. Редко попадаются отдельные палочкообразные частицы. Наибольший показатель преломления для образца 3 равен 1,550±2, для образца 8-1,540±2. Рентгенограмма для неориентированного образца (см. фиг. 4) типична для диоктаэдрических смектитов, лишенных строгой трехмерной периодичности. Значительное содержание железа делает дифракционную картину, полученную при Си Ка-излучении, труднорасшифруемой. Отдельные рефлексы hkl отсутствуют. Отмечаются лишь широкие, размытые полосы hkl двухмерной дифракции. Максимум пика 33,06 принимает значение d/n, равное 1,500 А. Частицы хорошо ориентируются. Дифрактограммы ориентированных образцов состоят из целочисленной последовательности рефлексов ООІ как для природного, так и для обработанных образцов. Смектитовая однородность образцов предполагается высокой. Симметричный рефлекс 001 в воздушно-сухом состоянии интенсивный и острый. После насыщения полярными жидкостями принимает значения, типичные для смектитов. Обработка по Грину-Келли (Green-Kelly, 1953; Муравьев, 1971) образцов 3-7 доказывает тетраэдрический источник слоевого заряда (см. фиг. 4). Образцы 8, 9 после этой обработки обнаружи-

35

3*
<u></u>		· · · · · · · · · ·		· — · · · · · · · · · · · · · · · · · ·								-						
№ образ-	Глубина	Тип	Размер	Компоненты														
ца, пробы	отбора, м	пробы	ы фракции, <i>мм</i>	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₈	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₃O	P ₂ O ₆	П.п.п.	H₂O+	s	CO2
1	469	вп	1	30,56	4,56	25,56	25,80	0,59	0,13	0,56	0,42	0,80	0,08	0,15	10,77		0,01	0,18
1a	469	Фр	<0,001	39,66	5,11	30,24	2,40	, i	ŗ					·	15,84			
2	472	ВП		30,73	4,23	25,89	25,46	0,44	0,13	0,59	0,42	0,79	0,07	0,16	10,86		0,07	0,05
2a	47 2	Фр	<0,001	41,01	5,04	31,45	2,25								15,15			
3	474	ВΠ		45,81	4,12	21,03	16,02	0,30	0,07	0,96	1,36	1,64	0,24	0,04	8,38		0,02	0,23
3a	474	Фр	<0,001	46,35	4,94	21,24	11,75	0,72	0,11	1,72	•0,90	2,60	0,35	Ó,17	8,66	8,66		
4	474,5	ВП		45,21	4,12	20,93	16,43	0,22	0,08	1,29	1,23	1,78	0,24	0,07	8,89		0,01	0,23
5	4 7 5	ВП		42,20	4,62	21,55	17,79	0,22	0,10	1,49	1,52	1,30	0,21	0,13	9,35		0,01	0,28
6	476,5	ВП		47,62	2,28	19,39	17,62	0,30	0,08	2,45	1,39	1,50	0,20	0,07	6,47		сл	0,27
7	477	ВП		50,90	2,43	19,96	12,65	0,30	0,06	2,67	1,25	1,69	0,20	0,12	7,60		0,02	0,14
8	481,5	ВΠ		51,77	2,31	21,21	8,95	1,18	0,11	1,48	5,92	3,16	0,28	0,28	3,59		0,01	0,27
8a	481,5	Фр	<0,0005	51,89	3,02	18,64	9,07	1,62	0,13	3,23	1,89	3,49	0,35	0,36	6,13	6,13		
86	481,5	Фр	0,0005-0,001	51,42	2,24	21,40	7,56	1,30	0,09	2,32	5,14	4,32	0,28	0,24	3,65	3,42		
9	482	ВП		54,16	2,03	17,40	11,12	0,96	0,10	2,97	2,46	2,28	0,38	0,08	6,43		0,07	0,14
9a	482	Фр	<0,0005	49,66	2,52	20,70	7,72	2,68	0,11	2,72	4,72	3,67	0,25	0,29	4,24	4,24		

Химический состав (вес.%) валовых проб и глинистых фракций пород красноцветной толщи скв. 336

Примечания: ВП — валовая проба; Фр — фракция; компоненты, для которых не указаны результаты, не определялись. Силикатный анализ выполнен в центральной лаборатории Запсибгеологоуправления И. А. Дубровской. Неполный силикатный анализ образцов Ia, 2а выполнен из микронавесок в центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР Л. С. Абрамовой. вают слабый рефлекс при 13 А. Такой результат исключает присутствие механической смеси бейделлитов и монтмориллонитов и свидетельствует о присутствии смешанослойного образования бейделлит-монтмориллонит с преобладанием последнего. Обработка образцов соляной кислотой в течение 2 час привела к уменьшению рефлекса 001 до 25 и 8% его первоначального значения соответственно для бейделлитов и бейделлит-монтмориллонитов. Процесс дегидратации теряет свою обратимость после прокаливания при 450° С. Межпакетное пространство должно иметь Na, Са-состав. Обнаруживается дефицит в конституционных гидроксилах. Адсорбированная вода составляет 7,5—14%, конституционная — 4— 5,5%. На кривых ДТА образцов 3-9 (см. фиг. 6) первый эндотермический эффект, связанный с выделением гигроскопической воды, на некоторых образцах оказывается двойным и указывает на присутствие двух различных типов связи воды в рассматриваемом минерале. Основной энлотермический эффект, однородный и сравнительно острый, появляюшийся при температуре 515—550° С. характеризует железистый смектит. Слабый эндотермический эффект при 840-850° С, присутствующий в образцах 8-9, вероятно, связан с разрушением структуры монтмориллонита. Инфракрасные спектры (см. фиг. 5) свидетельствуют о присутствии диоктаэдрических смектитов. Можно отметить следующие отличительные свойства ИК-спектров бейделлитов относительно таковых для бейделлитмонтмориллонитов: валентные и деформационные Si-O-полосы для бейделлитов смещены примерно на 10-15 см⁻¹ в сторону меньших частот. Отношение величины полосы Si-O-(Me³⁺)^{VI} к полосе Si-O-(деформация) в области 400—600 *см*⁻¹ больше для бейделлит-монтмориллонитов, чем лля бейделлитов. В области 700—900 см⁻¹ пологие полосы у бейделлитов приводят к общему понижению фона по сравнению с бейделлит-монтмориллонитами. Этими особенностями доказывается присутствие Al в тетраэдрах структуры у бейделлитов. Валентная О-Н-полоса у бейделлит-монтмориллонитов стоит при более низких частотах, правильно отражая различия в содержании Мд.

Рассмотрим данные о химическом составе валовых проб красноцветов и выделенных из них фракций (таблица). Характерно, что снизу вверх по разрезу красноцветной толщи (от образца 9 к образцу 1) происходит постепенное уменьшение содержаний кремнезема и увеличение концентраций глинозема, окисного железа, двуокиси титана. В глинистых фракциях после удаления железа содержание глинозема еще больше возрастает. В образцах 1—2 и полученных из них фракциях глиноземистый модуль близок к единице, что также свидетельствует об их каолинитовом составе.

Обращает на себя внимание повышенная концентрация двуокиси титана в красноцветах из верхней части толщи. Вероятно, титан присутствует большей частью в виде тонкодисперсного анатаза, рефлексы которого отмечались на рентгенограммах. В нижней части толщи (образцы 8, 9), где выявлены преимущественно бейделлит-монтмориллонитовые минералы, содержание глинозема едва достигает 20%.

Химический состав бейделлитов отличается несколько повышенным отношением A₂O₃ : SiO₂ и пониженной концентрацией магния по сравнению с бейделлит-монтмориллонитом. В пробах содержится некоторое количество органического вещества, что отмечается на термограммах.

Для образцов 3 и 8 после вычитания каолинита (концентрация каолинита определялась по сравнению с мономинеральным образцом 1 по методу внешнего стандарта) по химическому составу остатка были рассчитаны простые структурные формулы (Борнеман-Старынкевич, 1964):

$$\{n \operatorname{H}_{2}O(\operatorname{K}_{0,06}\operatorname{Na}_{0,6}\operatorname{Ca}_{0,12})_{0,78}\} (\operatorname{Al}_{0,47}\operatorname{Fe}_{1,13}^{3+}\operatorname{Fe}_{0,08}^{2+}\operatorname{Mn}_{0,01}\operatorname{Mg}_{0,32})_{2,0} (\operatorname{Si}_{3,57}\operatorname{Al}_{0,43})_{4,0} \times \\ \times (\operatorname{O}_{10,13}\operatorname{OH}_{1,87})_{12,00} - (\operatorname{ofpaseu} 3), \{n \operatorname{H}_{2}O(\operatorname{K}_{0,03}\operatorname{Na}_{0,6}\operatorname{Ca}_{0,14})_{0,67}\} \times \\ \times (\operatorname{Al}_{0,91}\operatorname{F}_{0,59}^{3+}\operatorname{Fe}_{0,11}^{2+}\operatorname{Mn}_{0,01}\operatorname{Mg}_{0,37})_{2,0} (\operatorname{Si}_{3,65}\operatorname{Al}_{0,35})_{4,0} (\operatorname{O}_{10,16}\operatorname{OH}_{1,84})_{12,0} - (\operatorname{ofpaseu} 8).$$

Формулы были_рассчитаны из предположения о шестерной координации всего трехвалентного железа (без учета титана). Однако простое сравнение эмпирических данных свидетельствует, что это не совсем верно. Так, параметр в элементарной ячейки, полученный расчетным путем на базе этих данных (по формуле Брендли и Мак-Юана, 1953), принимает значения 9,334 Å для обр. 3 и 9,162 Å для обр. 8. По рефлексам 33,06 для этого же параметра получаем соответственно значения 9,006 и 9,000. Такое расхождение может быть объяснено тем, что не все трехвалентное железо входит в сетки октаэдрических пустот. В поддержку этого предположения можно привести следующее:

1. На ИК-спектрах (см. фиг. 5) отсутствуют смешанные полосы поглощения типа SiO (Fe³⁺)^{VI} в области 500 см⁻¹ и типа O-H (Fe³⁺)^{VI} в области 800—850 см⁻¹, характерные для железистых 2:1 слоистых диметасиликатов с Fe³⁺ в октаэдрах. Прямых ИК-признаков вхождения Fe³⁺ в другие части структуры (тетраэдр, межпакетное пространство) нет. Правда, валентные O-H-колебания отличаются от таковых для AlAl и AlMg-смектитов так же, как и железистые формы (нонтронит, глауконит и т. д.). Они смещены в сторону малых частот, согласуясь с литературными данными (White, 1971). Однако такой результат еще нельзя считать однозначным доказательством шестерной координации Fe³⁺.

2. Показатели Ng не подчиняются выявленной К. С. Россом и С. В. Хендриксом закономерности их увеличения пропорционально количеству Fe₂O₃ (Ross, Hendrieks, 1945). Они мало отличаются от таковых для нежелезистых форм смектитов.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗЕ КРАСНОЦВЕТНОЙ ТОЛЩИ

По интенсивности и площади рефлексов были определены приблизительные количественные соотношения глинистых минералов в образцах (см. фиг. 2). Следует отметить закономерное изменение состава глинистых минералов и их соотношений в разрезе красноцветной толщи. Характерно также, что общее количество пелитовых фракций зависит от положения образца в разрезе толщи. В нижней части толщи выход пелита меньше, чем в верхней. В основании разреза красноцветной толщи отмечен горизонт около 5 м мощностью, в котором существенно преобладает смешанослойный бейделлит-монтмориллонит. Этот горизонт имеет постепенный переход к слабоизмененным толеитовым базальтам, в которых смектиты развиты лишь по оливину.

Выше по разрезу залегает 5-метровый горизонт красноцветов, в котором преобладает бейделлит с незначительной примесью каолинита. В интервале от 475 до 470 м количество бейделлита постепенно уменьшается, а каолинита — возрастает. В верхнем 10-метровом горизонте красноцветной толщи значительно преобладают каолинит и метагаллуазит. Отмечается также примесь хлорита. Таким образом, в разрезе красноцветной толщи по составу глинистых минералов выделяются четыре горизонта (снизу): бейделлит-монтмориллонитовый, бейделлитовый, бейделлит-каолинитовый и каолинитовый.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зональное распределение глинистых минералов по профилю красноцветной толщи проще всего объясняется тем, что оно представляет собой продукт наземного химического выветривания. Предположение о гидротермальном генезисе красноцветов, высказанное некоторыми участниками бурения, не подтверждается.

Кора выветривания сформировалась в нижнем — среднем эоцене по базальтам и их туфам.

Значительное количество каолинита в красноцветах и довольно большая мощность каолинитового горизонта свидетельствуют о том, что выветривание происходило в условиях теплого и влажного климата. Отсутствие в коре выветривания минералов свободного глинозема можно объяснить тем, что она была слишком обводнена и не дренировалась. Вероятно также и предположение о том, что самая верхняя — глиноземистая зона уничтожена эрозией и трансгрессирующим морем в конце среднего эоцена. Очевидно, кора выветривания была развита на Фареро-Исландском пороге достаточно широко. Признаки наземного химического выветривания базальтов обнаружены также и на других положительных структурах Норвежско-Гренландского бассейна, например на плато Воринг. Однако сохранилась кора выветривания лишь в очень немногих местах (скважины 336, 338). Большая часть ее перемыта и переотложена, вероятно, в Норвежской котловине. Так, скв. 345 (см. фиг. 1) в эоцене выявлена 15-метровая толща красноцветных каолинит-содержащих аргиллитов и алевролитов, являющихся, очевидно, продуктами перемыва коры выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

- Борнеман-Старынкевич И. А. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Волостных Б. В. О температуре основного эндотермического эффекта каолинита.-Зап. Всес. Минералог. о-ва, 1965, 2, сер., ч. 94.
- Градусов Б. П. Рентгеноструктурные методы изучения смешанослойных минералов.— Почвоведение, 1971, № 2.
- Дриц В. А., Градусов Б. П. Изучение монтмориллонитовых минералов с помощью дифракции рентгеновских лучей.- В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., «Недра», 1972.
- Мак-Юан Д. М. К. Монтмориллонитовые минералы. В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Муравьев В. И. Об идентификации монтмориллонитовых минералов. Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.
- Пластинина М. А., Куковский Е. Г. О влиянии совершенства каолинитов на их инфракрасные спектры поглощения.— Миңералог. сб. Львовск. ун-та. Львов, 1974, № 28, выл. 3.
- Пилоян Г. О., Вальяшихина Е. П. Термический анализ минералов из группы каолинита и галлуизита. В кн.: Термоаналитические исследования в современной минералогии. М., «Наука», 1970.
- Плюснина И. И., Грибина И. А. Исследования инфракрасных спектров каолинита в об-ласти ОН-валентных колебаний. — В сб.: Кристаллография и минералогия. — Тр. Фе-доровской юбилейной сессии. Л., 1972.

Brindley G. W., MacEwan D. M. C. Structural aspects of the mineralogy of clays.— Cera-mics, A Symposium, 15—59. The British Ceramic Society, Stoke-on-Trent., 1953. Farmer V. C., Russell I. D. Infrared absorbtion spectrometry in clay studies.— Clay and Clay Minerals, 1967, v. 15.

Clay Minerals, 1967, V. 15.
 Green-Kelly R. The identification of montmorillonitoides.— Soil Sci., 1953, v. 4, No. 2.
 Kharin G. S. The petrology of magmatic rocks, DSDP, Leg 38.— In: Initial Reports of the DSDP, v. XXXVIII. Washington (U. S. Government Printing Office), 1976.
 Mehra O. R., Jackson M. L. Iron oxide removal from soil and clays by a dithionate-nitrate system buffered with sodium bicarbonate.— Clays and Clay Minerals, 1960, v. 5.
 Möenke H. Mineralspektren. Akademie-verlag, Berlin, 1962.

Ross C. S., Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group.-U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1945, 205B.

White I. L. Interpretation of infrared spectra of soil minerals - Soil Science, 1971, v. 112, No. 1.

Атлантическое отделение Института океанологии АН СССР, Калининград

Дата поступления 5.VI.1978

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3, 1979 г.

УДК 552.14:551.735(477.62)

ИЗМЕНЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ВОЗРАСТА ДОНБАССА В КАТАГЕНЕЗЕ — НАЧАЛЬНОМ МЕТАГЕНЕЗЕ

Л. Г. РЕКШИНСКАЯ, А. П. ФЕОФИЛОВА

Изучены почвы одного пласта угля I_3 (свита C_2^6 карбона Донбасса) на разных стадиях его метаморфизма — от длиннопламенной до антрацитовой, что отвечает стадиям катагенеза — начального метагенеза пород. Влияние неоднородности литолого-фациального состава и микроландшафта сведено к минимуму выбором объектов (все они расположены в обстановке нижней части дельты, вблизи береговой линии морского бассейна), что позволяет относить за счет прогрессировавшего катагенеза изменения состава и строения почвы на разных стадиях метаморфизма углей. Установлено, что эти изменения носят закономерный характер и существенно отличны от изменений исходной породы.

Настоящая работа — продолжение изучения ископаемых почв каменноугольного возраста, проводившегося в течение ряда лет в югозападной части Донбасса. В первой работе (Феофилова, 1971) основной задачей являлось доказательство самого наличия ископаемых почв с дифференцированным почвенным профилем, сохраняющихся в различных ландшафтно-климатических обстановках. Были использованы методики, применяющиеся при изучении современных почв, в ряде случаев видоизмененные в связи со спецификой объекта (Феофилова, 1975).

Далее был поставлен опыт изучения почв непродуктивных свит, разделяющих угленосные толщи нижнего и среднего карбона Донбасса (Феофилова, Рекшинская, 1973). Здесь основное внимание было обращено на выявление особенностей почвенных профилей в зависимости от изменения климата, типа вмещающего данную почву осадочного цикла и фациальной обстановки. Положительный результат этой работы послужил основанием к изучению почв в более узком стратиграфическом интервале, а именно в пределах продуктивных свит С 5 -С с прослеживанием отдельных почв по площади. Для этого были использованы палеогеографические карты, построенные для регрессивной и трансгрессивной фаз каждого цикла этих свит (Жемчужников и др. 1960). Большое внимание было обращено на особенности изменения глинистых минералов (Феофилова, Градусов, 1975), что позволило наметить определенные палеоландшафтные зоны, благоприятные для новообразования отдельных минералов. в частности каолинита. В результате по совокупности этих работ были установлены зависимости типа почвенного профиля от деталей палеоландшафта (Феофилова, 1977).

Все карбоновые почвы изучались преимущественно в зонах низкого метаморфизма углей, находящихся на стадиях газовых (Γ) и жирных (Ж) марок, что по Н. В. Логвиненко (1968) ствечает начальному катагенезу и переходу его в глубинный катагенез. Возникал, естественно, вопрос о том, в какой мере и как изменяются почвы на всем интервале метаморфизма углей, от стадии длиннопламенных (марка Д) до антрацитов (марка А). Освещение этого вопроса и является темой настоящей статьи.

Для решения поставленной задачи была выбрана почва под углем l_s свиты C_s^{\bullet} , который имеет устойчивую рабочую мощность на обширной площади бассейна, перекрываясь морским известняком L_i . Образцы почвы отбирались из свежих забоев шахт, расположение которых показано на фиг. 1, *a* на фоне палеогеографической карты, составленной для конца регрессивной фазы осадочного цикла с угольным пластом l_s , т. е. для времени, которое непосредственно предшествовало образованию почвы этого пласта. Шахты, по которым отобрана почва, расположены примерно вкрест простирания Главного антиклинала, что обеспечивает постепенное нарастание регионального метаморфизма угля l_s в направлении с северо-северо-запада на юго-юго-восток, начиная от шахты Матросская (зона углей марки Д) и кончая шахтой Садово-Хрустальская (зона антрацитов, марка А). По данным Н. В. Логвиненко (1968), это отвечает стадиям изменения вмещающих пород от раннего катагенеза до раннего метагенеза включительно.

Почвообразующей породой на всех шахтах являются алевролиты озерной фации, залегающие либо на тонкопесчаных осадках речной поймы, либо на алевролитах озерно-лагунной фации, развитой в междуречьях. В целом это обстановка нижней части дельты, вблизи закартированной береговой линии морского бассейна. Вне дельты на севере, на водоразделе, находится лишь шахта Матросская.

Ранее для свит С⁵₂—С⁶₂ (Феофилова, 1977) было установлено, что почвы из области, примыкающей к береговой линии моря, имеют однотипный характер, что связано с наибольшей длительностью существования здесь гидроморфной фазы, обусловившей характерные особенности этих почв: относительно слабую дифференцированность почвенного профиля по окраске, структурно-текстурным признакам, составу глинистой фракции. В частности, эта область неблагоприятна для новообразования каолинита.

Таким образом, при выборе пунктов изучения нам удалось обеспечить максимально возможную первичную однородность почвы как по литолого-фациальному составу исходной породы (горизонт С), так и по положению почвы в пределах одной ландшафтной зоны. Это позволило наблюдающиеся изменения почвенного профиля связывать преимущественно с нарастающим катагенезом.

Катагенетические изменения пород Донецкого бассейна детально изучены Н. В. Логвиненко (1968) и С. М. Малининым (1970), а эволюция глинистых минералов — Г. В. Карповой (1972). Изменения глинистых пород в катагенезе на материалах свиты С⁵/₂ изучались в пределах восточного Донбасса Л. Г. Рекшинской (1973).

МАКРОХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ

Во всех изученных почвах отчетливо выделяются горизонты: элювиально-аккумулятивный (А), иллювиальный (В) и материнской породы (С), а в отдельных пунктах также подгоризонт A₀ и переходные горизонты AB и BC (фиг. 1, $6-\infty$). Нижние горизонты обычно несут следы оглеения.

Горизонт А слагается алевролитами мелкозернистыми, обогащенными глинистым материалом, количество которого достигает 60—85%, в соответствии с чем к их названию добавляется определение «глинистый» и «сильноглинистый»⁴. Всегда менее прочен сравнительно с

¹ Обоснование подобной терминологии приведено в работе А. П. Феофиловой (1975).





а — схема размещения шахт, по которым изучены почвы (на фоне палеогеографической карты); $\delta - \infty$ — профили почв й вероятностные изменения содержания в них глинистых минералов в зонах различного метаморфизма углей: $\delta - \mathfrak{A}$, $e - \Gamma$, $e - \mathcal{K}$ - \mathcal{K} , $\partial - \mathcal{K}$ -O, e - T, $\infty - A$ $\Phi auuu: 1 — русловая, 2 — лагунно-озерная, 3 — подводных выносов рек, <math>4$ — прибрежно-морская, 5 — береговая линия, 6 — граница распространения известняка L_4 , перекрывающего уголь l_3 ; 7 — шахты: № 1 — Матросская, зона развития длиннопламенных углей Д; № 2 — Михайловская, зона развития газовых углей Г; № 3 — имени 22-го съезда КПСС, зона развития жирных, переходных к коксовым углей \mathcal{K} - \mathcal{K} , № 4—6 — 6-бис Брянка, зона развития коксовых, переходных к отощенно-спекающимся углей \mathcal{K} - \mathcal{OC} ; № 5 — имени Артема, зона развития тощих углей \mathcal{A} ;

8 — аргиллит «листоватый», типа лесной подстилки; 9 — аргиллит, 10 алевролит мелкозернистый сильноглинистый; 11 — алевролит мелкозернистый глинистый; 12 — алевролит мелкозернистый; 13 — алевролит крупнозернистый глинистый; 14 — алевролит крупнозернистый; 15 — «кучерявчик»; 16 — крупные корневые остатки; 17 — тонкие вертикальные корешки; 18 — аллохтонные растительные остатки плохой сохранности; 19 — переотложенные корневые остатки; 20 — аллохтонные растительные остатки хорошей сохранности; 21 — карбонатные конкреции корневидной формы; 22 — карбонатные конкреции округлой или эллипсоидальной формы; 23 — почвенные горизонты; 24 — номера образцов; 25 — хлорит; 26 — смешанослойные (слюда-смектит); 27 — каолинит; 28 — гидрослюда; 29 — суммарный баланс относительно горизонта С



£

другими горизонтами профиля, при выветривании распадается на обломки специфической формы, чему способствуют мелкие подвижки, проявляющиеся в многочисленных зеркалах скольжения. Первичная (седиментационная) слоистость отсутствует. Содержит большое количество корневых остатков — стигмарий с беспорядочно ориентированными аппендиксами; последние обусловливают «кучерявую» текстуру горизонта, сохраняющуюся даже в зоне антрацитовых углей.

Горизонт В, как правило, более грубозернист, что может быть связано как с первичной неоднородностью исходной породы, так и с менее интенсивным разрушением здесь обломочного материала в процессе почвообразования. Более плотный, со следами первичной слоистости в нижней части. Содержит вертикально ориентированные корневые остатки и железисто-карбонатные конкреции.

Наряду с этими общими особенностями наблюдаются изменения, связанные с нарастающим влиянием катагенеза. Верхний горизонт почв в зонах углей марок Д и Г отличается светло-серой окраской с зеленовато-сизоватым оттенком и охристыми примазками, приуроченными к растительным остаткам. Особенно ярко это выражено в зоне Д, где окраска горизонта слабо пестроцветна, что связано, по-видимому, с менее интенсивным проявлением гидроморфизма ввиду положения шахты Матросская на водоразделе. Текстура комковатая, форма обломков остроугольно-глыбковая. В иллювиальном горизонте содержатся обильные конкреции корневидной формы.

В зоне развития жирных, переходных к коксовым углей марки Ж-К верхний горизонт темнеет, комковатая текстура в нем неотчетлива; крупные корневидные конкреции в горизонте В исчезают. Начиная с зоны развития коксовых углей, переходных к отощенно-спекающимся-К-ОС, окраска верхнего горизонта темно-серая, форма обломков все более приближается к остроугольно-плитчатой. В горизонте В встречаются лишь мелкие редкие конкреции округлой формы.

В почве из зоны углей марки А с мощным профилем встречаются прослои с аллохтонными растительными остатками хорошей сохранности. Почвообразование прерывалось здесъ, по-видимому, кратковременным осадконакоплением, возможно, в связи с положением шахты Садово-Хрустальская в наиболее интенсивно прогибавшейся части бассейна с повышенной мощностью осадков.

микроморфология

Изучение почвенных горизонтов А и В в шлифах дает богатую информацию о характере их изменений под влиянием нарастающего катагенеза.

Зоны углей марок Д и Г. Для верхнего горизонта характерна беспорядочная ориентировка и неравномерное распределение алевритового и растительного материала, вверху горизонта различается неясная агрегированность. В горизонте В текстура также беспорядочная, и лишь в нижней части появляются следы нарушенной первичной слоистости. В обоих горизонтах присутствуют различные формы оптически ориентированной глины (ООГ) — волокнистая, струйчатая и колломорфная более обильной в зоне Д.

Горизонт А содержит преимущественно неминерализованные растительные остатки плохой сохранности как гелефицированные, так и первично-окисленные, но встречаются и пиритизированные остатки. Среди гелефицированных разностей наблюдаются все переходы от буроватокрасного остатка с ровным контуром до бесформенного органического геля. Весьма характерен промежуточный тип — с расплывчатым, как бы растекающимся контуром, местами с переходом органического геля в струйчатую ООГ (Фиг. 2, I). Преобладающая форма этих остатков тонкие, сложноизогнутые волокна. Первично-окисленные остатки, преимущественно седиментационного reнезиса, не прозрачны, чаще удлиненной формы, с щетковидным расщеплением на торцах и изгибах (см. фиг. 2, 11), с отчетливо выраженной тенденцией к раздроблению вплоть до пылевидных частиц. Подобные формы свидетельствуют о хрупкости первично-окисленной растительной ткани.

Горизонт В содержит корневые остатки значительно лучшей сохранности, чему способствовала их минерализация. Макроскопически они представляют специфические почвенные конкреции неправильно трубчатой формы, ориентированные перпендикулярно или косо к седиментационной слоистости. В шлифах через поперечные срезы аппендиксов (см. фиг. 2. III. фиг. 3, б) видно выполнение центральной части стелы — аутигенным крупнокристаллическим каолинитом, местами замещенным перекристаллизованным железистым карбонатом типа анкерита. Ее окаймляет органический концентр из гелефицированного вещества, участками с различимыми растительными клетками, плазма которых замещена пелитоморфным карбонатом с примесью органического геля. Судя по размерам клеток (0,025-0,03 мм), -- это внутренняя кора (Jennings, 1973; Lemoigne, 1963). Дж. М. Шопф (Schopf, 1975) характеризует процесс подобного замещения, называемый им петрификацией, как раннюю инфильтрацию и проникновение в ткани минерализованных вод с осаждением внутри клеток и в пустотах коллоидального и микрокристаллического минерального вещества.

На участках более интенсивной гелефикации, с «заплывшими» клетками, карбонат развивался по перегородкам. Последние как бы дробились на мельчайшие частицы и окружались микрокристаллами анкерита, образуя своеобразные розетки (см. фиг. 2, VII). В почве из зоны Д, где клетки органического концентра выполнены пелитоморфным сидеритом, хорошо видно проникновение в него анкерита по микротрещинкам (см. фиг. 2, IV), что говорит о более позднем его образовании. Органический концентр постепенно переходит в существенно анкеритовый. обогащаясь обломочным материалом. Одновременно анкерит все более агрессивно воздействует на растительную ткань корня. Это выражается в обособлении группы петрифицированных клеток с образованием оондоподобных телец, далее — в перекристаллизации и слиянии карбоната отдельных клеток в сплошной ооид в оболочке из гелефицирован-•ного материала перегородок (см. фиг. 2, VII, фиг. 3, $\partial - \omega$) и, наконец, в слиянии подобных ооидов в крупные пятна перекристаллизованного анкерита, в которых реликтов растительной ткани уже не видно. Участки первично-окисленной ткани, встречающиеся в периферических частях корневидных конкреций из зоны Д, разъедаются анкеритом с образованием причудливо-лапчатых ее реликтов (см. фиг. 2, V, фиг. 3, a). Внутри корневых конкреций встречаются выделения пирита в форме изометричных пятен. Концентрическое строение минерализованных аппендиксов хорошо видно и на продольных срезах (см. фиг. 3, в, г). В срезах, тангенциальных к стволу, наблюдается выполнение карбонатом более крупных клеток, порядка 0,05—0,1 мм, по-видимому, его внешней коры.

В числе особенностей почвы из зоны угля марки Г, которые условно можно отнести за счет более продвинутого катагенеза, отметим более широкое сравнительно с органической частью развитие карбонатного материала, в целом более агрессивного, с ярче выраженной тенденцией к перекристаллизации, с изменением первично-сидеритового состава на анкеритовый; меньшее количество терригенного материала в составе корневых конкреций (вероятно, в связи с замещением части обломочных зерен карбонатом) и соответственно несколько более четкие и ровные границы их с вмещающей породой.

Зона углей, переходных от жирных к коксовым марки Ж-К. Структурно-текстурные особенности почвы в целом близки к вышеописанным.



Фиг. 2. Зарисовки характера минерализации и форм сохранности корневых остатков в разных зонах метаморфизма углей

Зона Д: І — гелефицированный остаток, а — переход органического геля в струйчатую ООГ; ІІ — первично-окисленные остатки с тенденцией к расщеплению ×600; ІІІ — поперечное сечение аппендикса: а — стела, выполненная каолинитом, б — органический концентр, в — обломочные зерна, г — анкерит; IV—VI — детали строения зарисовки III.

IVa — выполнение растительных клеток сидеритом, V и VI — заменцение первично-окисленной растительной ткани алкеритом. Зона Г: VII — часть сечения аппендякса, а — «розетки» микрозернистого анкерита вокруг мельчайших частик растительной ткани, б — пирия; VIII — гелефицированная ткань кория, клетки полузаллыли или выполнены пиритом, оболочка из анкерита. Зона Ж-К: IX — часть сильнодеформированного сечения аппендикса, а — сфалерит в апофизе; X — деталь строения пиритизированного концентра на зарисовке IX. Зона К-QC: XI — катагенетическая конденсация органического геля в микрокомочки; XII — пиритизированные остатки. Зоны Т и A: XIII и XIV — непрозрачные остатки сложной конфигурации

Неясные признаки агрегированности различаются здесь только в самой верхней части горизонта А. В горизонте В по реликтам вулканического стекла развивается слюдоподобный минерал, чешуйки которого ориентированы беспорядочно. Основные изменения связаны с корневым материалом. Поперечные сечения минерализованных аппендиксов здесь очень сильно деформированы (см. фиг. 2, IX, фиг. 3, 3), в тонких апофизах каолинит стелы и анкерит частично замещены кремнеземом или сфалеритом. Органический концентр, как правило, замещен пиритом в форме тесно сближенных глобул, диаметром 0,11-0,16 мм. с промежутками, выполненными тонкозернистым каолинитом, реже — алеврито-глинистым материалом (см. фиг. 2, IX, X, фиг. 3, и). В некоторых микроконкрециях анкеритовый концентр сильно окислен, пирит же окислением совершенно не затронут, что свидетельствует о более позднем его выделении. Образование пиритовых глобул начиналось с обособления частичек растительной ткани, клетки которой частью полузаплыли, частью же заполнились пиритом с образованием ооидов в анкеритовой оболочке (см. фиг. 2, VIII), что наблюдалось уже в зоне углей Г. В ходе катагенеза пиритизация распространялась на весь ооид, превращавшийся в сплошную пиритовую глобулу. При массовом развитии глобул в зоне углей Ж-К и их слиянии анкеритовая оболочка сохранялась лишь на контакте пирита с каолинитом. В некоторых конкрециях органический концентр еще до пиритизации был полностью замещен непосредственно примыкающим каолиниту анкеритом. К стелы (см. фиг. 3, 3). Это говорит об усилении минерализации корневых остатков не только за счет пирита, но и карбоната.

• Тесная приуроченность аутигенного каолинита к промежуткам внутри пиритизированного поля при полном отсутствии его в промежутках карбонатного поля вызывает представление о генетической связи между пиритом и каолинитом. Последний является в этом случае более поздним катагенетическим образованием сравнительно с более крупнозернистым каолинитом, выполнявшим центральные полости (стелы).

Зона углей, переходных от коксовых к отощенно-спекающимся марки К-ОС. В верхнем горизонте темно-бурого цвета появляются признаки вторичной — катагенетической слоистости. Она выражается в параллельной ориентации новообразованных слюдоподобных чешуек, растительных остатков и органического геля. Второй характерной особенностью зоны является распад корневидных конкреций в связи с растворением карбонатного материала и выносом его за пределы профиля. Высвободившиеся мелкие реликты растительной ткани почти нацело пиритизированы, имеют сложный зубчато-лапчатый контур и вовлечены в катагенетическую слоистость. Редкие более крупные остатки встречаются в горизонте В в виде сплошного пиритизированного панциря неправильной формы (см. фиг. 2, XII). Органический гель, содержащийся в микрослойках в горизонте А, обнаруживает тенденцию к конденсации в плотные комочки диаметром 0,005 мм (см. фиг. 2, XI). В горизонте В он образует сгустки вокруг реликтов более крупных пиритизированных остатков. Содержание пирита в этой зоне достигает



Фиг. 3. Микрофотографии форм минерализации корневых остатков

a — замещение растительной ткани анкеритом, $\times 90$, без анализатора, зона Д; б — поперечное сечение аппендикса, $\times 45$, с анализатором, зона Г; a — продольное сечение аппендикса, $\times 90$, без анализатора, зона Г; z — то же, $\times 45$; ∂ , e, π — выполнение растительных клеток карбонатом, слияние группы клеток с образованием карбонатного оонда в органической оболочке, $\times 90$, без анализатора, зона Г; a — сильно деформированное поперечное сечение минерализованного аппендикса (правые концы апофиза за кадром), $\times 45$, без анализатора, зона \mathbb{K} ; u — деталь строения пиритизированного органического концентра; темные пятна — глобулы пирита, светлые — каолинит, $\times 90$, с анализатором, зона \mathbb{X} -К

максимума (до 14% в верхнем горизонте), вероятно, это преимущественно новообразование за счет перехода в пиритную форму железа, содержавшегося в карбонате.

Зоны углей марок Т и А. Верхний горизонт на обеих шахтах насыщен мелким темно-бурым растительным материалом, вплоть до детрита, среди хлопьевидного и комочкообразного органического геля. Остатки ориентированы параллельно обильным пластинкам новообразованного слюдоподобного минерала. Встречаются слюдисто-кремнистые прослои, в которых первичный состав глинистого материала совершенно не виден. Различаются две формы расгительных остатков: с ровным контуром и с очень сложным микролапчатым (см. фиг. 2, XIII, XIV). Первые, по-видимому, частью седиментационные; среди вторых встречаются как пиритизированные, подобные развитым в зоне углей Ж-К, так и не минерализованные непрозрачные остатки. Последние состоят либо из мельчайших слипшихся частичек непрозрачного органического вещества, либо представляют результат уплотнения обоывков растительной ткани после удаления из нее карбоната. Наконец, некоторые непрозрачные остатки, судя по их форме, образовались в результате конденсации органического геля. Таким образом, природа непрозрачных остатков здесь отлична от первично-окисленных.

Количество сложноконтурных остатков достигает максимума в средней части горизонта В, вверху которого еще видна катагенетическая слоистость. Основное отличие его от горизонта А заключается в присутствии небольшого количества карбоната — пелитоморфного с примесью органического геля и перекристаллизованного, более или менее чистого. Чаще он образует линзовидные прослойки, ориентированные по катагенетической слоистости. В зоне антрацитов, в иллювиальном



Фиг. 4. Особенности строения и состава почвенных горизонтов в различных зонах метаморфизма углей

1 — автохтонные остатки в первичном положении; 2 — частичное перераспределение автохтонных остатков, конденсация органического геля: 3—5 — навообразования слюдистых минералов: 3 — по реликтам вулканического стекла, 4 — типа серицита, 5 близкое к мусковиту. Жирными стрелками отмечены наиболее резкие изменения совокупности признаков горизонте карбонат встречается также в ниде мелких (5—10 мм) неправильных, деформированных включений с мелкими реликтами растительной ткани. Изредка встречаются окремненные участки: более крупные зерна кварца имеют регенерационную каемку. В почве зоны углей марки Т встречена колломорфная глина, переходящая в слюдоподобное новообразование.

Изменения морфологии горизонтов А и В почвы, в том числе состава ее органической и минеральной части, связанные с влиянием прогрессирующего катагенеза, изображены на фиг. 4.

Исходная порода (горизонт С) представлена, до зоны углей Қ-ОС включительно, алевролитами с характерной для озерной фации горизонтальной и мелкой косоволнистой слоистостью, подчеркиваемой аллохтонными растительными остатками, слюдой, местами тонкими линзочками железистого карбоната. Лишь начиная с зоны углей марки Т на первичную слоистость накладываются ориентированные в том же направлении пластинки катагенетического слюдоподобного образования, а в цементе появляется незначительная примесь вторичного кремнезема.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

В почве зоны углей Д определены гидрослюда диоктаэдрическая, смешанослойные образования слюда-смектитовые и хлорит-смектитовые, каолинит разной степени упорядоченности структуры, вплоть до смешанослойных образований каолинит-смектитового ряда.

Изменение состава ассоциаций вверх по профилю почвы идет главобразом по пути деградационной грансформации. Глинистая ным составляющая нижних горизонтов, переходных к подстилающей породе и слабо затронутых почвообразовательным процессом, представлена гидрослюдой, смешанослойными образованиями слюда-смектит с незначительным содержанием смектитовых пакетов (10-15%) и хлоритсмектитовыми с преобладанием хлоритовых накетов, а также каолинитом (фиг. 5, I). Вверх по профилю почвы содержание смешанослойных образований увеличивается, причем количество смектитовых пакетов в них также растет (до 25-35%): d₀₀₁ от воздушно-сухого (в/с) препарата увеличивается от 10,28 Å в нижнем горизонте до 10,53 Å в горизонте А; с этилен-гликолем (ЭГ) последний перемещается в область 12,3—13,0 Å. Хорошая выраженность этого рефлекса говорит о структуре с тенденцией к упорядоченности (Reynolds, Hower, 1970; Градусов. 1976).

Хлоритовые минералы по соотношению интенсивностей (низкая у нечетных порядков и высокая у четных), неустойчивости при прокаливании до 550° С в течение 1 часа (исчезновение всех порядков отражения, кроме первого), растворению в теплой разбавленной HCl, можно железисто-магнезиальным разностям. Уменьшение отнести к d_{001} хлорита в иллювиальном горизонте до 13,5—13,4 Å (прокаленный препарат) может свидетельствовать или о присутствии дефектных хлоритов (Утсал и др., 1976; Градусов, 1976; Дриц, Сахаров, 1976), или смешанослойных хлорит-смектитов, что более вероятно (некоторое увеличение с ЭГ или небольшой подъем дифрактограммы в малоугловой области), но содержание смектитовых пакетов в них невелико. Самостоятельные отражения от этой структуры прослеживаются только до горизонта АВ, выше присутствие хлоритовых пакетов отмечается лишь по небольшим ступенькам на малоугловом плече 10 А-пика и его асимметрии (прокаленный препарат). Практически в верхней части горизонта А хлоритовые пакеты отсутствуют.

Каолинит распространен по всему профилю, но степень упорядоченности его различна (расчеты по Шульцу (Schultz, 1960)): наименее упорядочен каолинит в горизонте А, где малоугловое плечо 7 А-пика



Фиг. 5. Рентген-дифрактограммы фракций меньше 1 мкм

І по профилю почвы из зоны длиннопламенных углей Д; II — по профилю почвы из зоны антрацитов А; III — из гори-зонта А почв разных зон метаморфизма углей а — воздушно-сухой препарат, б — насыщенный этиленгликолем, в — прокаленный в течение 1 часа при 550°С.

выполаживается, пик плохо разрешается от соседствующего с ним 10 Å-пика, что может свидетельствовать о присутствии смешанослойного каолинит-смектита (Дриц, Сахаров, 1976). Более упорядоченный каолинит приурочен к горизонту В, где он содержится в корневидных почвенных конкрециях, и по сравнению с каолинитом вмещающей породы лучше окристаллизован — дает острые симметричные пики и большее количество порядков отражения. Как показала электронная микроскопия, кристаллы каолинита здесь более крупные, непрозрачные, близкие к шестигранной форме.

Электронно-микроскопическое изучение морфологических особенностей глинистых минералов показывает общее ухудшение четкости контуров частиц, появление хлопьевидных частиц вверх по профилю почвы (фиг. 6, *a*), что связано с увеличением роли смешанослойных структур с разбухающими пакетами.

В почве зоны углей Г глинистая составляющая представлена той же полиминеральной ассоциацией, что и в зоне углей Д, а изменение ее зверх по профилю аналогично вышеописанному. В этой почве оказалось возможным исследовать не затронутую почвообразованием подстилающую породу. Она состоит из диоктаэдрической гидрослюды с примесью нормального хлорита ($d_{001.550^\circ G} = 13,8$ Å, с ЭГ не разбухает) и каолинита.

Влияние катагенеза на глинистые минералы сказывается в намечающейся тенденции к уменьшению разбухающих пакетов и ухудшению степени упорядоченности структуры слюда-смектитов в горизонте В.

В почве зоны углей Ж-К изменение ассоциации глинистых минералов по профилю близок к тому, что наблюдалось в почве из зон Д и Г, но катагенетическое воздействие здесь сказывается заметнее. Хлоритгидрослюдистая ассоциация с примесью каолинита характерна здесь не только для подстилающей породы, но и для горизонта В, отличаясь лишь несколько большей гидратированностью гидрослюды ($d_{001, DT}$ менее 10 Å, малоугловое плечо пика более пологое) и некоторой дефектностью хлорита. Глинистая составляющая горизонта А почти не изменяется. Электронная микроскопия показывает хлопьевидные с нечеткими контурами частицы, характеризующие смешанослойные образования (см. фиг. 6, θ). Ниже это изометрично-пластинчатые с четкими контурами частицы гидрослюды и хлорита, а в горизонте В, кроме того, четкие шестигранники каолинита.

В почве зоны углей К-ОС катагенетическое воздействие затрагивает также и горизонт А: $d_{001, B/c}$ равно 10,26 Å, с ЭГ пик асимметричен, с сильно пологим ступенчатым малоугловым плечом, что может свидетельствовать об общем уменьшении разбухающих пакетов и присутствии частиц с разной нормой переслаивания пакетов слюды и смектита в структуре (см. фиг. 5, III). Хлорит здесь, как и ранее, отсутствует. Он присущ только горизонтам С и В.

В почве зоны углей Т нарастающий катагенез приводит к относительному выравниванию распределения глинистых минералов по профилю. Присутствие разбухающих пакетов невелико — менее 10—15%, определяется лишь по некоторому увеличению $d_{001, B/C}$ гидрослюды (до 10,3 Å в горизонте А) и асимметрии пика с ЭГ (см. фиг. 6, III). По всему профилю наблюдается примесь нормального 14 Å— хлорита, который в верхних горизонтах нужно считать результатом новообразования в катагенезе, но наряду с ним здесь сохраняются реликты и первичного хлорита. Электронная микроскопия показывает изометричнопластинчатые четкие частицы и редкие шести ранники каолинита.

Для почвы зоны углей марки A характерна хлорит-гидрослюдистая ассоциация (см. фиг. 5, II; фиг. 6, *e*). В подстилающей породе это гидрослюда типа серицита (острые симметричные 10 Å-пики и серия последующих порядков отражения), но при движении к верхним горизонтам значения $d_{001, B/C}$ остаются несколько выше 10 Å, до 10,3 Å—



Фиг. 6. Электронные микрофотографии фракции меньше 1 *мкм* из горизонта А почв разных зон метаморфизма углей а — зона Д, б — Г, в — Ж-К, г — К-ОС, д — Т, е — А

в горизонте A, а с ЭГ — некоторая асимметрия 10 Å-пика со стороны малых углов, что свидетельствует о присутствии разбухающих пакетов в структуре. По всему профилю наблюдается примесь хлорита нормального ($d_{001,550^{\circ}C} = 14,0-14,4$ Å, пик симметричный, другие порядки исчезают), но в горизонте A его несколько меньше. Электронная микроскопия показывает четкие изометрично-пластинчатые частицы разного размера и толщины во всех горизонтах, включая и горизонт A.

Таким образом, в зоне развития углей марки А влияние почвообразования уже значительно нивелировано процессами катагенеза, но реликты древнего почвообразования даже на этой глубокой стадии изменения вещества как бы «просвечивают» в виде остатков разбухающих пакетов в структуре гидрослюды в горизонте А и несколько меньшей примеси хлорита.

В основу количественной интерпретации дифрактограмм положено измерение высот первых базальных рефлексов. Для оценки содержания каолинита по двум почвам из зон углей марок Ж-К и А определено отношение высот рефлексов хлорита $H_{x/002}$ к $H_{x/001}$. В зоне Ж-К это было достигнуто путем разрушения хлорита, в зоне А, где каолинит отсутствует, отношение определялось непосредственно по дифрактограммам.

Для зоны Ж-К отношение H_{x/002}: H_{x/001} оказалось равным 1,6. Оно было распространено на зоны Д—К-ОС включительно. Для зоны углей А отношение высот определено 2,5, оно было использовано и при

расчетах почвы из зоны T, так как именно на переходе из зоны K-OC к T наблюдаются наиболее существенные измерения состава глинистых минералов и, в частности, хлорита. Значения относительных вкладов интенсивностей рефлексов глинистых минералов умножались на соответствующие наиболее общепринятые коэффициенты (K×1, X×1, Γ ×2, C×3) и пересчитывались на условные проценты от суммы всех минералов.

Полученные таким образом количественные данные можно считать информативными лишь при условии закрытой системы. Однако нет оснований причислять к ним наши почвы. Более или менее гидроморфный характер их предполагает как привное материала извне или из более грубых фракций, так и частичный выное его за пределы почвенного профиля. Чтобы получить хотя бы приближенное представление о суммарном балансе и поведении отдельных компонентов, был использован пересчет по «переменным группам окислов-свидетелей», основанный на вероятностном постоянстве отдельных компонентов в случаях, если они изменяются в одинаковое число раз за счет фактического изменения других компонентов (Феофилова, Градусов, 1975). Пересчег производился относительно исходной породы.

Результаты количественной интерпретации дифрактограмм (см. фиг. 1) показали следующее.

В зонах углей Д, Г и Ж-К почвенные профили наиболее дифференцированы. Активно изменяющимися компонентами являются гидрослюда и смешанослойные образования, общий баланс положителен. Содержание хлорита, включая и хлоритовые пакеты в смешанослойном хлорит-смектите, снижается в направлении к верхней части профиля. Содержание каолинита колеблется в пределах 20—30%, что частично обусловлено первичной неоднородностью исходного материала (вероятное повышенное содержание в крупнозернистом алевролите).

Наряду с этими общими особенностями наблюдаются различия. В зоне Д высокий положительный баланс (до 40%) обусловлен согласным увеличением гидрослюды и смешанослойных образований за счет интенсивного поступления их из неглинистых фракций. Под микроскопом следы этого процесса проявляются в разложении и фракционировании обломочных зерен, интенсивной гидратации слюды и сильном оглинении материала почвенных горизонтов. В зоне Г положительный баланс значительно ниже и обусловлен только гидрослюдой, дополнительное поступление которой фиксируется в пределах горизонта В. В зоне Ж-К кривые содержаний гидрослюды и смешанослойных образований зеркально противоположны на протяжении всего профиля. Незначительный положительный баланс обусловлен здесь преимущественно увеличением содержания каолинита в грубозернистом слое (обр. 466).

Таким образом, начиная с зоны Г, наряду с непрекращающимся частичным замещением гидрослюды слюда-смектитовым образованием наблюдается уже и обратный процесс — количественное сокращение этого смешанослойного минерала с перемещением его максимума вверх по профилю при одновременном уменьшении количества смектитовых пакетов. Эти соотношения дают типичный пример неустойчивого равновесия, завершившегося сокращением разбухающего компонента в зоне К-ОС. В этой же зоне наблюдается и резкое сокращение хлорит-смектитовой фазы.

В зоне Т вследствие увеличения содержания хлорита и гидрослюды в верхней части профиля отрицательный баланс, удерживающийся в нижней части, сменяется слабоположительным.

В зоне антрацитовых углей (марка А) полностью исчезает каолинит. Содержание гидрослюды в исходной породе в связи с этим повышается до 83% и неуклонно растет кверху до 94% в горизонте А при постоянных значениях хлорита и смешанослойных образований. Это приводит к слабоположительному балансу на протяжении всего почвенного профиля.

Данные количественной интерпретации рентгенограмм находят подтверждение в химических анализах.

Повышенное содержание смешанослойных минералов в почвах из зон Д, Г, в меньшей степени — Ж-К, отражено в повышенных значениях H_2O^- , CaO и молекулярного отношения SiO₂/Al₂O₃ в верхней части профиля (H_2O^- растет от 1% в горизонте С до 3---3,5% в горизонтах А и В, CaO — соответственно от 1,3 до 2%; SiO₂/Al₂O₃ в почвах из зон Д и Г вверху доходит до значений 3--3,3). Отсутствие хлорита в верхней части профиля почв из зон Д, Г и Ж-К отражено в уменьшении кверху MgO (от 1,2--1,5 в горизонте С до 0,7--0,4% в горизонте А) и FeO (от 3--5 в горизонте С до 2,5--1,2% в горизонте А). При этом типичная для

			-				Без пирита					
Обра- зец, %	Гори- зонт	Fep ²⁺	Fep ³⁺	Fe ²⁺	Fe _{тр} Fe _{пир}		Fep ²⁺	Fep ³⁺	Fe ²⁺ Tp	Fe ³⁺		
Шахта Матросская — зона Д												
505 509 517	A/B C	12,9 10,0 51,6	Нет * *	72,5 54,2 Нет	5,3 4,7 20,8	9,3 31,1 27,6	14 14 71	Нет * *	80 79 Нет	6 7 29		
Шахта Михайловская — зона Г												
494 496 500	A A/B C	12,9 19,3 99,6	Нет » »	$56,5 \\ 38,6 \\ 2,0$	11,8 14,9 2,9	18,8 27,2 15,5	16 27 94	Нет * *	70 53 2	14 20 4		
			Шахта и	ім. 22-го с	њезда — зо	на Ж-І	K					
460 464 470	A/B C	14,8 45,0 61,6	8,1 Her 6,3	52;7 25,6 7,5	1,4 11,0 1,9	23,0 18,4 22,7	19 55 80	11 Нет 8	68 31 10	2 14 2		
			Шах	та Брянка	— зона К	-0C						
474 * 476 481	A B C	12,9 20,6 32,4	Нет » 0,6	9,8 7,7 9,8	0,3 14,4 8,2	77,0 57,3 49,0	56 48 63	Нет » 1	43 18 19	1 34 16		
			Шах	кта им. Ар	тема — зон	на Т						
429 431 434	A B C	41,4 68,9 51,9	21,8 14,4 16,6	35,6 15,7 27,7	Нет * *	1,5 1,0 3,8	42 70 54	22 14 17	36 16 29	Нет * *		

Формы Fe в процентах от Fe валового

хлорита горизонта С легкорастворимая форма Fe²⁺ замещается вверху труднорастворимой — Fe²⁺_{тр}, связанной со смещлнослойной фазой (таблица).

Уменьшение смешанослойных образований к верхней части почвы из зоны K-OC подтверждается снижением в том же направлении содержаний SiO₂ (SiO₂/Al₂O₃ падает в горизонте A до 2,2%), CaO и H₂O⁻ (до 1,2 и 2% соответственно). Содержание двухвалентного железа, наоборот, резко повышается, главным образом за счет пирита (от 6% в горизонте C до 14% в горизонте A), что связано, по-видимому, с высвобождением железа при растворении карбоната и реализации его на данном этапе преимущественно в пиритной форме. Характерно, что, начиная с зоны K-OC, в верхнем горизонте почвы начинает преобладать легкорастворимая форма Fe²⁺(см. таблицу). Резкое преобладание в зонах углей Т и А слюдоподобного вещества отражается в постоянстве по всему профилю отношения SiO_2/Al_2O_3 , которое колеблется в пределах 2,5—2,9%, и в существенном увеличении K_2O (ранее державшегося на уровне 3%) до 3.7% в зоне Т и до 5% в зоне А. Появление в верхнем горизонте новообразованного хлорита отражено в повышенном содержании MgO и FeO, причем FeO в нем выше сравнительно с хлоритом горизонта С. Кроме того, в новообразованном хлорите резко возрастает трехвалентное железо (до 2—4% в зоне А), которое представлено здесь легкорастворимой формой Fe_p^{3+} (см. таблицу). Пиритное железо практически и счезает.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что на всех стадиях катагенеза — начального метагенеза почва сохраняет специфические особенности, отличающие ее от подстилающей почвообразующей породы, особенно яркие в верхнем иллювиально-аккумулятивном горизонте А.

В почве из зоны развития углей марки Д (исходный материал данного исследования) сохраняются основные черты, унаследованные от почвенного литогенеза²: беспорядочная текстура, агрегированность, типично почвенная комковатая структура, частичная минерализация корневых остатков, фракционирование обломочных зерен и оглинение. Наследуются также состав глинистых минералов и их распределение по профилю, свидетельствующее о деградационной трансформации, главным образом гидрослюды и хлорита, вплоть до формирования в горизонте А смешанослойных образований с разбухающей фазой.

Основные направления вторичных изменений почвы сводятся к следующим: а) исчезают характерные почвенные структура и текстура, замещаясь катагенетической слоистостью; б) происходит растворение и разрушение железисто-карбонатных конкрений и пирита с выносом и перераспределением железа; в) значительная часть гелефицированных растительных остатков измельчается, органический гель частично конденсируется, и в конечном счете они распределяются по катагенетической слоистости; г) идет постепенная нивелировка ассоциаций глинистых минералов в породе и почве.

В ходе нарастающего катагенеза наблюдаются переходные этапы от зоны Ж-К к зоне К-ОС и от этой последней к зоне Т, когда указанные изменения почвы проявляются с наибольшей интенсивностью (на фиг. 4 эти переходы показаны жирными стрелками). На первом этапе исчезают признаки агрегированности, беспорядочная текстура замещается катагенетической слоистостью, обусловленной новообразованным слюдоподобным минералом и переориентированными растительными остатками, растворяется карбонат корневых конкреций, и высвободившееся железо переходит в позднюю генерацию пирита, количество которого в зоне К-ОС достигает максимума; разрушается запечатанный в конкрециях каолинит, резко уменьшается содержание смектитовых пакетов в смешанослойных образованиях, исчезает каолинит-смектитовая фаза. По данным Малинина (1970), на этом этапе отмечено снижение прочностных свойств всех типов пород (включая ископаемые почвы).

Еще более резкие изменения наблюдаются при переходе от зоны К-ОС к зоне Т (от глубинного катагенеза — к начальному метагенезу по Н. В. Логвиненко). Здесь завершается деминерализация корневых остатков, выражающаяся в исчезновении пирита, практически исчезают смешанослойные образования, в верхней части почвы появляются нор-

² Смысл этого термина раскрыт в статье П. П. Тимофеева, Ю. Г. Цеховского, А. П. Феофиловой (1977).

мальный железисто-магнезиальный хлорит. В составе глинистых минералов получает преимущественное развитие крупночешуйчатая гидрослюда типа серицита, которая и обусловливает наряду с уплотненными реликтами растительных остатков и органического геля отчетливую катагенетическую слоистость. В зоне антрацитовых углей полностью исчезает каолинит и ассоциация глинистых минералов становится биминеральной (гидрослюда и хлорит). Весьма характерно, что на этом этапе зафиксировано новое повышение прочностных свойств пород (Малинин, 1970).

В отличие от данных Н. В. Логвиненко (1968), согласно которому новообразованные хлориты отличаются повышенной магнезиальностью, проведенные нами исследования показали, что новообразованные в почвах из зон углей Т и А хлориты отличаются повышенным содержанием железа сравнительно с дефектными хлоритами более ранних стадий катагенеза. Это можно объяснить избытком в почве двухвалентного железа (в связи с разрушением пирита), которое согласно литературным данным имеет тенденцию входить на определенной стадии постседиментационных изменений осадка в решетку силикатов и, в частности, хлорита (Милло, 1968).

Исходный материал пород и почв, вступивших в стадию катагенеза, был различен. Можно допускать его идентичность лишь на стадии седиментогенеза. В дальнейшем осадки, не затронутые почвообразованием, переходили из стадии диагенеза в катагенез непосредственно, тогда как осадки, вышедшие на поверхность, гредварительно проходили стадию почвенного литогенеза, придавшего тм специфические черты. В частности, почвы обогащались органическим веществом, преобразование глинистых минералов шло в них главным образом путем деградации и усложнения состава за счет различных метастабильных соединений. В результате, несмотря на общую (для породы и почвы) аградационную направленность, глинистая составляющая продвинулась по пути катагенетического преобразования в породах значительно дальше, чем в почвах.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что изучение постседиментационных изменений угленосных формаций (в которых почвы местами занимают до 50% разреза) нельзя проводить без генетического подхода к ископаемым почвам, без учета особенностей их катагенетических преобразований. Последние нужно учитывать и при широко практикуемых исследованиях прочностных свойств пород, вмещающих уголь. Наконец, знание особенностей катагенетических преобразований ископаемых почв необходимо для правильной генетической интерпретации ископаемых почвенных профилей.

ЛИТЕРАТУРА

- Градусов Б. П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М., «Наука», 1976.
- Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М., «Наука», 1976.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна.— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 15.

Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., «Недра», 1972.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968. *Малинин С. И.* Геологические основы прогноза поведения пород в горных выработках. М., «Недра», 1970.

Милло Ж. Геология тлин (пер. с франц.). Л., «Недра», 1968.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968.

Рекшинская Л. Г. Изменение глинистых минералов в породах каменской свиты восточного Донбасса в эпигенезе.— Минералог. сб. Изд-во Львовск. ун-та, 1973, вып. 2, № 27. Тимофеев П. П., Цеховский Ю. Г., Феофилова А. П. Почвенный литогенез и его роль

- в формировании осадочных пород. Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4. Утсал К. Р., Ванамб В. И., Утсал В. И. О дефектных хлоритах. Матер. XI Всес. совещ. по исследованию и использованию глин. М., 1976.
- Феофилова А. П. Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермокарбоновых отложений Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
- Феофилова А. П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 270.
- Феофилова А. П., Градисов Б. П. Глинистое вещество в породах и почвах каменноугольного возраста Донецкого бассейна. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 3.
- Феофилова А. П. Палеопедология и ее значение в реконструкции древних ландшафтов.--
- Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6. Феофилова А. П., Рекшинская Л. Г. Ископаемые почвы непродуктивных отложений намюрского и башкирского ярусов в западной части Донецкого угольного бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
- Jennings J. R. The morphology of Stigmaria Stellata.— Amer. J. Bot., 1973, v. 60 (5). Lemoigne J. Les appendices radiculaires des Stigmaria des Lycopodiales arborescentes du Paleozoique .-- Ann. Sci. Naturelles, Botanique. Paris, 1963, 12 Serie, t. IV.
- Reynolds R. C., Hower J. The nature of interlayering mixed-layer Illite-Montmorillonites.-Clays and Clay Minerals, 1970, v. 18.
- Schopf I. M. Mods of fossil preservation.— Rev. Paleobotany and Palynology, 1975, v. 20. Schultz L. G. Quantitative X-Ray determination of some Aluminous Clay Minerals in
- rocks.-Clays and Clay Minerals, 1960, Proceeding of the 7th National Congress (1958).

ГИН АН СССР, МГУ. Москва

Дата поступления 5.VI.1978

3

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3. 1979 г.

УДК 550.4: 551.782.12(470.6)

К ПРОБЛЕМЕ ГЕОХИМИИ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В. Н. ХОЛОДОВ, Р. И. НЕДУМОВ

В статье сделана попытка применения метода абсолютных масс к изучению распределения элементов в среднемиоценовых отложениях Восточного Предкавказья. В результате анализа поведения средних содержаний и абсолютных масс по зонам изученного профиля удалось выделить три группы химических элементов. Выполнено сравнение полученных результатов с поведением химических элементов в поверхностном слое современных осадков Черноморского бассейна.

введение

При изучении пространственных закономерностей распределения химических элементов в осадочном процессе, бесспорно, наиболее действенным методом является построение геохимических профилей и карт.

Однако при объяснении полученных закономерностей в древних осадочных толщах обычного геохимического картирования и профилирования бывает недостаточно; ведь стало уже общепринятым связывать поведение химических элементов в конечном водоеме стока не только с геохимическими условиями, господствующими в данном водоеме, но главным образом с условиями мобилизации осадочного материала на близлежащих участках суши, в области питающих провинций. Поэтому академиком Н. М. Страховым совместно с К. Ф. Родионовой и Э. С. Залманзон (1955), а также с М. А. Глаголевой и Э. С. Залманзон (1959) был предложен метод составления идеального геохимического профиля, который позволил на примере франских отложений Второго Баку и ряда палеозойских угленосных отложений выделить *пестрый и упорядоченный типы* распределения химических элементов — два крайних случая, отвечающих разным климатическим типам выветривания на суше.

Следует, однако, подчеркнуть, что метод составления идеального геохимического профиля не универсален и имсет определенные ограничения. Он вполне оправдывает себя в тех случаях, когда в исследуемом палеоводоеме латеральные и вертикальные фациальные изменения более или менее совпадают или, иначе говоря, в котором соблюдается известное правило фаций Вальтера — Головкинского.

Однако когда исследуется палеобассейн, в котором физико-химические обстановки резко менялись во времени, вследствие чего латеральные ряды фаций не соответствуют горизонтальным, само составление единого идеального ряда фаций бывает затруднительным.

Изученные нами чокракско-караганские отложения Восточного Предкавказья принадлежат именно к таким ссадочным толщам, в которых трудно составить достаточно обоснованный фациальный ряд пород от берега к пелагиали. В них чередуются эпохи, когда в условиях усиления гидродинамической активности на огромных площадях исследуемогопалеоводоема откладывались терригенные, песчано-алевритовые осадки, с эпохами относительного затишья, когда тоже почти повсеместно шломедленное накопление тонких глин и карбонатов.

Кроме того, составленный нами литолого-фациальный профиль далек от идеального по своему направлению. Ниже будет показано, что он позволяет оценить смену литофации не от берега к пелагиали, а под некоторым углом к простиранию береговой ликии.

В свете сказанного нам пришлось в данной работе попытаться оценить поведение химических элементов не в специально подобранных петрографических типах пород, как это делалось ранее, а главным образом в петрографически и фациально-единых комплексах пород, геохимически характеризуя эти толщи в разных частях палеоводоема. Таким образом, использованный нами прием позволил до некоторой степени учесть специфику геологического развития региона и литологофациальные особенности исследуемых отложений.

При исследовании современных морских и океанических осадков давно уже выяснилось, что процентный метод, которым обычно пользуются для получения представлений о механизме накопления элементов в том или другом участке дна водоема, не дает однозначного ответа на этот вопрос. По сути своей процентный метод отражает не абсолютное количество элемента в осадке, а соотношение его с остальными сопутствующими компонентами (Страхов, 1947). Повышение или понижение процентного содержания элемента часто совсем не означает усиление или ослабление его привноса, а в значительной мере зависит от уменьшения или усиления подачи других, сопровождающих его и «разбавляющих» компонентов.

Поэтому на примере Черного, отчасти Каспийского и Аральского морей, а также Тихого и Атлантического океана Н. М. Страховым (1947, 1951) был разработан метод абсолютных масс, метод, существенно дополняющий процентный. Подсчет абсолютных масс позволяет избавиться от влияния сопутствующих «разбавителей» и представить поступление элемента на дно водоема в его реальных количествах.

Метод абсолютных масс быстро получил права гражданства среди океанологов и в наше время становится обычным рабочим приемом при исследовании геохимии осадков современных морей и океанов (Лисицын, 1975).

Сложнее обстоит дело в области изучения геохимии древних бассейновых осадочных толщ. Здесь благодаря пересчетам на «бескарбонатное» и «бескремнистое» вещество, предложенным Н. М. Страховым и др. (1955, 1959), дефекты процентного метода были несколько сглажены, однако в основном геохимические исследования осуществлялись все же на базе определения процентных содержаний элементов. Метод абсолютных масс к древним бассейновым отложениям применялся редко (Архангельский, 1927₂, Страхов и др., 1968).

Между тем, поскольку главной задачей при изучении геохимии древних толщ является не констатация закономерностей распределения элементов в разрезе и на площади, а их истолкование, переход к методу абсолютных масс в этой области становится актуальным.

На протяжении многих лет в лаборатории геохимии осадочных пород Геологического института АН СССР проводились работы, посвященные литолого-геохимическому исследованию среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья (Холодов, Гаврилов, 1974; Холодов и др., 1974, 1976_{1, 2}, 1977; Гаврилов, 1977; Холодов, 1978_{1, 2}). Чокракско-караганские отложения были детально описаны по течению рек Урух, Суадаг-Дон, Кодахджин, Буйволиная, Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, Ярык-су и Сулак. Все эти разрезы с помощью фаунистически охарактеризованных маркирующих горизонтов (тарханский мергель, мергели «α» и «β» + горизонт строматолитов, мергели конка) были сопоставлены между собой и увязаны в субширотный литолого-фациальный профиль.

В девяти изученных разрезах Предкавказского миоценового профиля было отобрано около 500 индивидуальных образцов горных пород, в каждом из которых в химической лаборатории Геологического института АН СССР под руководством Э. С. Залманзон, а позднее Д. Я. Чопорова химическим путем было определено содержание C_{opr} , CO₂, Fe, Mn, Ti, Zr, P. Полярографически изучалось распределение Zn. В спектральной лаборатории (И. Ю. Лубченко) количественным методом было установлено содержание V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, Mo. Всего было выполнено 7775 частных определений различных элементов.

Необходимость обобщения всего этого огромного фактического материала привела к мысли применить к изучению распределения элементов в среднемиоценовых отложениях профиля метод абсолютных масс.

Ранее нами было показано, что среднемиоценовые отложения Восточного Предкавказья представляют собой очень благоприятный объект именно для геохимических построений; они очень мало изменились в ходе более позднего гипергенного выветривания (Холодов, Гаврилов, 1974). Кроме того, изученные нами толщи никогда не погружались на большие глубины, и это исключает здесь существенное влияние более позднего катагенетического перераспределения элементов (Холодов и др., 1977). Можно, по-видимому, достаточно определенно утверждать, что общая картина геохимического распределения элементов в интересующих нас глинистых отложениях была создана в седиментационно-диагенетическую стадию, причем интенсивно проявленные здесь диагенетические преобразования (уплотнение глинистых осадков, конкрециеобразование, формирование диагенетических пластов и линз) характер местных перегруппировок элементов в замкнутой носили системе и в целом только несколько усложнили закономерности распределения, заложенные на стадии седиментации. Все сказанное позволило надеяться, что применение метода абсолютных масс к интересующему нас объекту позволит глубже понять поведение различных элементов в ходе седиментации и более полно охарактеризовать геохимическую обстановку в чокракском и караганском палеоводоемах. Такая попытка, кроме того, помогла бы сравнить закономерности, установленные при изучении древних среднемиоценовых отложений Предкавказья, с закономерностями поведения элементов в современных осадках эпиконтинентальных морей и в первую очередь родственного им Черного моря.

Вышеперечисленные соображения заставили нас предпринять те трудоемкие расчеты, изложение которых и составляет главное содержание данной статьи.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВОСТОЧНОМ ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Положение литолого-фациального профиля, послужившего основой для геохимических исследований, изображено на фиг. 1; в длину он протягивается почти на 300 км между реками Урух на западе и Сулак на востоке. В структурном отношении он приурочен к южному борту Терско-Каспийского передового прогиба, выполненного молодыми третичными и четвертичными отложениями.

В строении Терско-Каспийского передового прогиба, согласно представлениям И. О. Брода и др. (1958), М. С. Бурштара (1960), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), А. И. Летавина, Ю. А. Романова, Л. М. Савельева и Т. Ф. Шумова (1975) и других исследователей, принято различать зону Передовых хребтов (Терскую и Сунженскую антиклинальную зоны и Алханчуртовскую синклиналь), Кабардинскую,



Фиг. 1. Структурно-фациальное районирование Восточного Предкавказья Структурно-фациальные зоны: 1 — Осетинская (зона II), 2 — Чечено-Грозненская (зона IIIа), 3 — Терско-Сулакская (зона IIIб), 4 — Ставропольско-Кабардинская (зона I), 5 расположение литолого-фациального профиля с разрезами: 1 — р. Урух, 2 — р. Суадаг-Дон, 3 — р. Кодахчин, 4 — р. Буйволиная, 5 — р. Фортанга, 6 — р. Малая Рошня, 7 р. Элистанжи, 8 — р. Ярык-су, 9 — р. Сулак; 6 — береговая линия среднемиоценового моря в эпоху максимальной трансгрессии; 7 — зоны глубинных разломов (по А. И. Летавину и др., 1975): 1—1 — герцинский, возрожденный в альпийском орогенном этапе, Змейско-Притеречный; II—II — герцинский, возрожденный в альпийском этапе, Малко-Терский; III—III — герцинский, возрожденный в альпийском этапе, Сунженско-Тырныаузский; II—II — герцинский, возрожденный в альпийском этапе, Лысогорско-Марьинский; III—III — герцинский, возрожденный в альпийском этапе, Лысогорско-Марьинский; III—III — серцинский, возрожденный в альпийском этапе, Лысогорско-Марьинский; II— серцинский, возрожденный в альпийском этапе, Лысогорско-Марьинский; II— серцинский, возрожденный в альпийском этапе, Лысогорско-Марьинский; II— серцинский, возрожденный в альпийском этапе, Лаксан-Чегемский; 8 альпийские региональные разломы; 9 — предполагаемые участки альпийских разломом

Осетинскую, Чечено-Грозненскую и Терско-Сулакскую впадины, разделенные антиклинальными поднятиями. Геофизические исследования палеозойского фундамента позволили установить, что на глубинах порядка 3000—9000 *м* антиклинальным складкам в осадочных толщах соответствуют зоны глубинных и региональных разломов, прослеживающиеся на большие расстояния.

По мнению П. П. Забаринского (1947) и Ю. А. Косыгина (1952), развитие Терской антиклинальной зоны и ряда других антиклинальных поднятий Дагестана началось еще в домиоценовое время. Во всяком случае фациальные изменения чокракских и караганских песчаников очень часто оказываются тесно связанными с их положением на тектонической структуре. Структурно-фациальное районирование исследуемого региона изображено на фиг. 1.

На диаграмму нанесено относительное расположение крупных глубинных и региональных разломов, в соогветствии с особенностями современного тектонического строения и по данным литолого-фациального анализа миоценовых отложений на ней выделены единые, в тектоническом отношении, блоки, а также реконструирована предполагаемая береговая линия чокракского палеоводоема в эпоху максимальной трансгрессии моря.

Очевидно, что линия литолого-фациального профиля пересекает разные фациальные области: его западная часть лежит в наиболее прибрежной, мелководной части палеобассейна, тогда как восточная соответствует более глубоководным обстановкам древнего устойчивого прогиба. Как видно на фиг. 1 и фиг. 2, в пределах профиля четко выделяются три структурно-фациальные зоны, довольно резко различающиеся между собой по литолого-петрографическому составу, мощности и фациальной обстановке формирования среднемиоценовых отложений; более подробно разрезы этих зон были нами описаны в предыдущей работе (Холодов и др., 1977).

Зона I на западе представлена разрезом среднего течения р. Урух. Этот разрез типичен для всего Ставропольского поднятия и Кабардинской впадины, заметно отличаясь от субсинхронных отложений Осетинской котловины. Чокракские отложения в этом районе с глубоким размывом залегают на нижележащих майкопских отложениях. При этом в нижней части чокрака из разреза выпадает вся махачкалинская свита, а также михайловская и часть шуринской подсвит серноводской свиты, а общая мощность чокракско-караганских отложений едва составляет 100 м. В разрезе р. Урух преобладают карбонатные гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовые глины с многочисленными линзами и прослоями ракушечников. Широко развиты раковинки разнообразных пелеципод (Spaniodontella, Cardium, Arca, Dosinia и др.) при резко подчиненном распространении спириалисов, теряющих здесь свое стратиграфическое значение; много пресноводных гастропод родов Hydrobia sp., Paludina sp., Planorbis, остатков углефицированной древесины. Встречаются включения водорослевых известняков, описаны биогермные прослои строматолитов (Холодов, Радионова, 1978). Фауна однозначно свидетельствует в пользу опреснения в прибрежных, очень мелководных литофациях водоема.

Зона II соответствует южному борту Осетинской впадины. Здесь несколько уменьшается размыв майкопских отложений, а мощность чокрака и карагана возрастает до 230-430 м. К этой зоне принадлежат разрезы рек Суадаг-Дон, Кодахджин, Буйволиная; все они слагаются более глубоководными фациями по сравнению с разрезом р. Урух, но в свою очередь более мелководными фациями, нежели их стратиграфические аналоги на востоке. Очень характерны литофации морского мелководья, в пределах которого шло накопление аллохтонной углефицированной древесины, вплоть до образования настоящих буроугольных пластов (рудопроявление Тарское). В разрезе встречаются ракушечники, строматолитовые известняки. В основании чокрака в районе р. Терек, по данным Л. И. Пламеневского, встречены линзы пляжевых конгломератов. Здесь же в средней части чокракских отложений широко распространены остатки пресноводных гастропод рода Planorbis. С запада на восток в пределах этой зоны чокракские отложения все больше надстраиваются снизу; в разрезе р. Камбилеевка (Буйволиная) шуринская подсвита уже присутствует в полном объеме, а размыв нижележащего майкопа заметно уменьшается в амплитуде.

Зона III располагается в южном борту Чечено-Грозненской впадины и Терско-Сулакского прогиба. В разрезах рек Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, Ярык-су и Сулак среднемиоценовые отложения представлены чередованием глинисто-алевролитовых пачек и кварцевых олигомиктовых песчаников. Суммарная мощность их колеблется от 760 до 1000 м. В чокракских отложениях выделяются 12 песчаных горизонтов ($\Sigma_1 - \Sigma_{12}$); в карагане — 13 ($S_1 - S_{13}$). Обычно в разрезах преобладают глины, причем состав глинистых минералов здесь заметно меняется вместо «хлоритовой составляющей» наряду с гыдрослюдой и монтмориллонитом большую роль играет каолинит.

В чокракских отложениях широко распространены птероподы рода Spirialis — типичные представители фауны палеоводоема нормальной солености. Для карагана же характерны более пресноводные пелециподы — Spaniodontella и Barnea. Здесь полностью отсутствуют мелководные водорослевые известняки и строматолиты. В фациальном отношении преобладают либо литофации затишных участков и донных течений нормального морского палеоводоема, либо прибрежно-морские литофации ватт (Холодов и др., 1979).

В зоне довольно определенно различимы две подзоны — IIIa и IIIб (см. фиг. 1, 2). Для первой подзоны характерно широкое распространение глин и песчаников, слагающих значительные интервалы разрезов. В отложениях шуринской подсвиты в западной части палеобассейна появляются типичные лагунные литофации (гипсоносно-соленосная свита), отражающие частичное обособление чокракского палеобассейна. Для второй подзоны типично более широкое распространение алевролитовых пород и заметное увеличение относительной роли кварцевых песчаников, что, по всей вероятности, объясняется хорошей связью с северными частями среднемиоценового моря, прилегающими к Русской платформе, с которой и поступал терригенный олигомиктовый материал.

Итак, трем фациальным зонам профиля, изображенного на фиг. 1, соответствуют Ставропольское поднятие и Кабардинская котловина на западе, Осетинская впадина в центре и Чечено-Грозненская впадина с Терско-Кумским прогибом на востоке. Каждая из этих тектонических структур отделяется от соседней крупным тектоническим швом.

Таким образом, анализ фациальных особенностей отложений среднего миоцена позволяет считать. что впадины, осложняющие северовосточный склон Кавказа, были заложены еще в нижнетретичное время. Во время отложения чокрака и карагана они представляли собой систему тектонических ступеней, разделенных конседиментационными глубинными разломами. Наименее интенсивно прогибался Кабардинский тектонический блок, который непосредственно примыкал к Ставропольскому поднятию. В его пределах были развиты наиболее мелководные фации среднемиоценовых морей. Более подвижен был Осетинский блок, где отлагались осадки большей мощности и глубины. Наконец, еще более мобильными в среднемиоценовое время были Чечено-Грозненский и Терский блоки, на площади которых шли наиболее интенсивные прогибание и осадконакопление. При этом относительное положение Грозненского и Терского блоков также не оставалось постоянным: в чокракское время более восточный — Терский блок был значительно больше опущен, чем западный — Грозненский, а в караганское время между ними устанавливаются обратные пространственные отношения.

Очень важным представляется еще одно обстоятельство: анализ палеогеографических карт позволяет утверждать, что в пределах Передовых хребтов некоторые глубинные разломы в среднемиоценовое время были трассированы системой крупных конседиментационных складок, активно влияющих на процессы осадконакопления и морфологически выраженных в рельефе дна. Вследствие активных тектонических поднятий некоторые антиклинали в чокракское и караганское время неоднократно превращались в отмели, частично отгораживающие южную часть исследуемых водоемов от его пелагиали. В таких условиях островного архипелага шли довольно своеобразные процессы морского осадконакопления, нередко сменявшиеся формированием солеродных лагун, застойных проливов, прибрежных ватт и мангровых зарослей.

Другая особенность строения чокракско-караганских отложений хорошо видна на фиг. 2 и заключается в том, что они представляют собой трансгрессивно-регрессивную серию: на протяжении всего чокракского времени палеоводоем непрерывно распространялся с востока на запад, захватывая все новые районы. При этом максимум трансгрессии падает на гяуртапинское время, когда море занимало самую большую площадь в пределах Восточного Предкавказья. В последующий караганский этап палеоводоем переживает регрессию и постепенно покидает западные районы; отложения шауданской свиты, венчающие разрез карагана, четко развиты лишь в разрезах восточнее р. Малая Рошня. Типично также, что трансгрессивно-регрессивные перемещения береговой линии среднемиоценового палеобассейна в изучаемых районах происходили на фоне сложных и дифференцированных тектонических движений, непрерывно изменявших палеорельеф дна. Наиболее расчлененный рельеф дна палеоводоема существовал в нижнечокракское время; в этот момент приподнятые на разную высоту тектонические блоки являлись значительной преградой на пути наступающего палеоморя. В результате развивающаяся трансгрессия была на некоторое время остановлена на границе между Чеченской и Осетинской впадинами. Первая была покрыта водами чокракского моря, тогда как в Осетии, западнее р. Терек в это время осуществлялся, по-видимому, размыв тархана и майкопских отложений.

Вероятно, море долго оставалось на рубеже между разными блоками, о чем свидетельствует появление гипсоносных отложений в западной части Чеченской впадины в шуринское время. Затем трансгрессия распространяется к западу и захватывает районы Осетии и часть Кабардинской депрессии, где чокракские отложения с размывом и угловым несогласием ложатся на среднюю часть майкопа. Однако в дальнейшем разница между погружением отдельных блоков нивелируется и вещественных следов миграции береговой линии становится все меньше. Караганское время характеризуется значительно более сглаженным рельефом дна, хотя распределение разных литофаций и мощностей на профиле свидетельствует ю существовании тех же тектонических блоков, по-прежнему активно влияющих на осадконакопление.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОРОД В РАЗРЕЗАХ ПРОФИЛЯ И ОБЩАЯ СХЕМА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОДСЧЕТОВ

В изученных разрезах профиля путем микроскопических наблюдений нами были выделены три главных петрографических типа терригенных пород — песчаники (диаметр зерен >0,1 мм), алевролиты (0,01—0,1 мм) и глины (<0,01 мм). Кроме них в строении миоценовых отложений принимают участие карбонатные и глинисто-карбонатные образования, однако количество обособленных карбонатных прослоев здесь сравнительно невелико и общая их мощность редко превышает 1,5% от суммарной мощности разреза. Не вызывает сомнения, что при геохимических подсчетах этой величиной можно пренебречь.

Соотношения различных типов терригенных пород в чокракскокараганских отложениях Восточного Предкавказья, выраженные в процентах от общей мощности, представлены в табл. 1. Из нее следует, во-первых, что в строении исследуемых толш наибольшую роль бесспорно играют глины (64—80% мощности); меньшее значение имеют алевролиты (10—14% мощности) и песчаники (7—21% мощности). Во-вторых, отчетливо видно, что глины и песчаники по распространению на профиле выступают как антагонисты: относительная роль глин в строении миоценовых отложений возрастает с востока на запад (64% в зоне III6 и 80,3% в зоне I), тогда как для песчаников картина обратная (21,1% в зоне III6 и 7% в зоне I). Количество алевролитов на протяжении всего профиля меняется незначительно и слабо колеблется в пределах 10—14%.

Такое своеобразие распределения песчаников и глин находит свое объяснение, если вспомнить, что происхождение кварца и сопутствующего ему ставролита в песчаниках среднего миоцена Восточного Предкавказья многие исследователи связывают с поступлением их из районов, расположенных на северо-востоке, в дельте палео-Волги (Шатский, 1929; Жижченко, 1940; Гроссгейм, Гмид, 1951; Вассоевич, 1959). В этом процессе огромную роль играли, по-видимому, подводные течения. Что же касается минералов глин, то, как это было недавно обосновано нами (Холодов и др., 1976; Холодов и др., 1977), их накопление было обусловлено и поступлением со стороны палео-Кавказа и сносом с Русской платформы с явным, однако, преобладанием последнего.

Так как группа алевролитов с трудом разграничивается от алевролитовых глин и сравнительно чистых глин, а также принимая во внимание, что в алевролитах в пределах изученного профиля всегда преобладают глинистые разности, мы в дальнейшем все геохимические подсчеты будем проводить для двух главных разновидностей — алевролито-глинистых отложений (глина + алевролиты) и песчаников.

Вначале изучение закономерностей распределения химических элементов на профиле сводилось к вычислению их средневзвешенных

Таблица 1

	Пе	счаники	Алевролито-глинистая порода								
Местонах ождение			ал	евролит		глина	Bcero				
раэреза	чокрак и кара- ган	чокрак/ка- раган	чокрак и кара- ган	чокрак/ка- раган	чокрак и кара- ган	чокрак/ка- раган	чокрак и кара- ган	чокрак/ка- раган			
 р. √рух Зона І р. Суадаг-Дон р. Кодахджин р. Буйволиная Зона ІІ р. Фортанга р. Малая Рошня р. Элистанжи Зона ІІІа р. Ярык-су р. Сулак Зона ІІІб 	7,0 21,4 11,0 5,9 12,8 14,0 19,8 13,8 15,8 22,6 19,5 21,1	4,4/9,6 4,4/9,6 32,6/15,0 19,1/1,9 4,5/8,2 18,7/8,4 15,3/11,6 20,1/18,9 10,8/19,9 15,4/16,8 25,0/17,5 18,9/20,6 22,0/19,1	12,7 12,7 16,4 8,5 5,6 10,2 8,1 10,2 17,0 11,9 16,7 11,9 14,3	$\begin{array}{c} 16,4/10,3\\ 16,4/10,3\\ 22,2/12,4\\ 5,5/10,4\\ 5,4/6,1\\ 11,0/9,6\\ 6,3/10,7\\ 10,2/11,0\\ 19,1/12,3\\ 11,9/11,3\\ 22,8/8,1\\ 15,1/5,9\\ 19,0/7,0\\ \end{array}$	80,3 80,3 62,1 80,5 88,5 77,0 77,9 69,2 72,3 60,6 68,5 64,6	79,2/80,1 79,2/80,1 45,2/72,5 75,6/87,7 70,3/82,0 78,4/77,7 69,6/70,2 70,1/67,7 72,7/71,9 52,2/74,4 66,0/73,4 59,1/73,9	93,0 93,0 78,5 89,0 94,1 87,2 86,0 80,4 86,2 84,2 77,3 80,4 78,9	95,6/90,4 95,6/90,4 67,4/84,9 81,1/98,1 95,5/91,8 81,3/91,6 84,7/88,4 79,8/81,2 89,2/80,0 84,6/83,2 75,0/82,5 81,1/79,3 78,1/80,9			

Соотношение различных типов пород в отложениях среднего миоцена Восточного Предкавказья (в % от общей мощности)

содержаний по разрезам и зонам. Для этого в каждом изученном разрезе раздельно для глинистых отложений и песчаников, были суммированы произведения содержаний 16 исследованных химических элементов (Fe, Mn, Ti, P, C_{opr}, CaCO₃, V, Cr, Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Ge, Mo, Zr) на их мощность. Сумма была поделена на соответствующие им мощности тех же отложений в данном разрезе, что позволило вычислить среднее содержание элемента в различных группах пород каждого разреза. Затем для каждой из четырех выделенных выше литолого-фациальных зон было вычислено среднеарифметическое содержание любого из 16 исследованных химических элементов раздельно для глин и песчаников. Результаты расчетов представлены в табл. 2.

Изучение средних содержаний химических элементов дополнялосьпутем расчета их абсолютных масс. Для изучения абсолютных масс осадочных пород в разрезе необходимо знать мощность и объемный вес отложений, тогда искомая абсолютная масса может быть рассчитана по формуле

$$m = VP$$
,

где V— средний объемный вес породы; P— мощность изучаемого стратиграфического интервала в данном районе.

В связи с тем что максимальная мощность чокракских отложений достигает 636,5 *м*, а караганских — 431,5 *м*, удобнее абсолютные массы пород выражать в T/M^2 .

Объемный вес сухих осадочных пород, слагающих исследуемую толщу, определялся методом гидростатического взвешивания; для этого



Фиг. 2. Литолого-фациальный профиль среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — глинистые алевролиты, 4 — глины, 5 — гипсоносные глины, 6 — мергели, 7 — карбонатные конкреции, 8 — строматолиты, 9 — ракушечники, 10 — задернованные участки разрезов, 11 — пластические деформации, 12 — место отбора проб. Пласты песчаников обозначены индексами S и Σ

Таблица 2

Средние содержания химических элементов по зонам профиля (верхня	я цифра — для глин, нижняя—для песчаников)
--	--

				1								·····	··			
Зона	Fe	Mn	T1	Р	Copr	CaCO ₃		Cr	РЪ	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr
	%					10-4%										
							Чо	окрак								
I	$\frac{4,06}{1,60}$	$\frac{0.07}{0.04}$	$\frac{0,39}{0,28}$	$\frac{0,06}{0,03}$	<u>0,39</u> Нет	$\frac{13,14}{8,75}$	<u>134</u> <u>55</u>	$\frac{88}{48}$	$\frac{18}{10}$	$\frac{26}{10}$	$\frac{17}{8}$	$\frac{39}{20}$	$\frac{17}{4}$	$\frac{1,0}{0,5}$	$\frac{1,2}{0,6}$	$\frac{274}{442}$
II	$\frac{4,05}{0,76}$	$\frac{0,05}{0,01}$	$\frac{0,46}{0,20}$	$\frac{0,05}{\overline{0,001}}$	<u>1,42</u> Нет	$\frac{4,78}{0,09}$	$\frac{139}{25}$	93 87	$\frac{24}{11}$	$\frac{38}{18}$	$\frac{21}{4}$	$\frac{45}{10}$	$\frac{18}{9}$	$\frac{1,6}{0,8}$	$\frac{2,1}{1,0}$	$\frac{179}{224}$
IIIa	$\tfrac{4,58}{1,12}$	$\frac{0,06}{0,02}$	$\frac{0,45}{0,18}$	$\frac{0,07}{0,01}$	$\frac{1,80}{0,17}$	$\frac{5,98}{0,95}$	<u>149</u> 38	$\frac{110}{77}$	$\frac{22}{10}$	$\frac{23}{7}$	$\frac{26}{7}$	$\frac{45}{9}$	$\frac{16}{4}$	$\frac{1,5}{0,9}$	$\frac{1,8}{0,6}$	$\frac{249}{384}$
III6	$\frac{4,45}{0,66}$	$\frac{0,07}{0,02}$	$\frac{0,48}{0,13}$	$\frac{0,05}{0,007}$	$\frac{1,35}{0,12}$	$\frac{1,70}{0,47}$	$\frac{175}{21}$	$\frac{127}{65}$	$\frac{19}{6}$	$\frac{18}{5}$	$\frac{28}{4}$	$\frac{37}{7}$	$\frac{11}{7}$	$\frac{1,5}{0,6}$	$\frac{1,1}{0,5}$	312 253
							Ka	раган								
I	$\frac{4,06}{2,78}$	$\frac{0,05}{0,07}$	$\frac{0,40}{0,28}$	$\frac{0,06}{0,06}$	$\frac{0,43}{0,03}$	$\frac{12,47}{0,68}$	$\frac{100}{68}$	$\frac{87}{58}$	$\frac{17}{12}$	$\frac{16}{10}$	$\begin{array}{c c} 15\\ \hline 11 \end{array}$	$\frac{34}{24}$	$\frac{14}{8}$	$\frac{1,1}{1,0}$	$\frac{0,7}{0,5}$	372 311
II	$\tfrac{3,92}{2,92}$	$\frac{0,06}{0,03}$	$\frac{0,40}{0,24}$	$\frac{0,03}{0,05}$	$\frac{0,90}{0,05}$	$\frac{10,30}{6,36}$	<u>131</u> 65	$\frac{90}{74}$	$\frac{24}{14}$	$\frac{45}{19}$	$\frac{20}{7}$	$\frac{50}{22}$	$\frac{17}{7}$	$\frac{1,7}{0,8}$	$\frac{2,4}{1,0}$	$\frac{170}{200}$
IIIa	$\frac{4,18}{0,93}$	$\frac{0,12}{0,02}$	$\frac{0,41}{0,18}$	$\frac{0,06}{0,003}$	$\frac{1,38}{0,05}$	7,10 Her	$\frac{142}{29}$	$\frac{103}{76}$	$\frac{20}{8}$	$\frac{19}{8}$	$\frac{23}{5}$	$\frac{47}{10}$	$\frac{16}{4}$	$\frac{1,6}{0,6}$	$\frac{1,6}{0,9}$	$\frac{269}{362}$
III6	$\frac{4,51}{0,83}$	$\frac{0,14}{0,02}$	$\frac{0,44}{0,19}$	$\frac{0,06}{0,004}$	$\frac{1,74}{0,06}$	$\frac{3,44}{0,93}$	$\frac{158}{25}$	$\frac{131}{112}$	$\frac{18}{7}$	$\frac{19}{8}$	$\frac{24}{6}$	$\frac{46}{8}$	$\frac{14}{5}$	$\frac{1,9}{0,7}$	$\frac{1,1}{0,6}$	$\frac{299}{371}$

67

сл # в шести опробованных разрезах профиля было изучено 57 образцов. Результаты исследования индивидуальных проб, суммированные в виде средних значений объемного веса, а также распределение отобранных проб по типам пород и разрезам показаны в табл. 3.

Любопытно, что минимальные объемные веса типичны для песчаников, средние — для глин и алевролитов, а максимальные значения установлены в карбонатных породах. Последнее на первый взгляд несколько неожиданно, поскольку объемный вес карбонатных черно-

Таблица З

	Типы пород									
Район	глины	лесчаники	алевролиты	карбонатные породы						
р. Суадаг-Дон	$\frac{2,05}{15}$	$\frac{2,03}{4}$	$\frac{2,02}{6}$	$\frac{2,70}{2}$						
р. Кодахджин	$\frac{2,06}{10}$	—								
р. Фортанга	$\frac{2,26}{5}$	$\frac{1,94}{1}$	$\frac{2,29}{1}$							
р. Элистанжи	$\frac{2,25}{6}$	• _	_	_						
р. Ярык-су	$\frac{2,24}{4}$	$\frac{1,94}{1}$	$\frac{2,27}{1}$	-						

Средние значения объемного веса в различных типах пород и районах

Примечание. Числитель — среднеарифметическое значение объемного веса; знаменатель — количество изученных проб.

морских илов, по Н. М. Страхову (1947), был значительно меньше объемных весов остальных типов современных черноморских осадков (1,27—1,80) и достигал величины 0,92. Н. М. Страхов объяснял это тем, что в составе изученных им карбонатных илов огромную роль играют рыхлые раковинные скопления, очень легкие и пористые, тогда как в остальных случаях большое значение имеют плотно упакованные глинистые частицы.

В нашем случае микроскопическое изучение пластообразных мергелей, очень широко распространенных в разрезах чокрака и карагана, показывает, что здесь мы, по-видимому, имеем дело с какими-то первичными скоплениями биогенных, терригенных или, что менее вероятно, хемогенных карбонатов, полностью измененных и частично замещенных более поздними карбонатами диагенетического происхождения. Таким образом, процессы диагенетического карбонатообразования приводили к заметному сокращению первичной пористости пород, их уплотнению и перекристаллизации, что и определяло резкое увеличение величины сбъемного веса, достигающего 2,70 (см. табл. 3).

Обсуждая цифры табл. 3, нельзя также не заметить, что однотипные породы западных и восточных разрезов профиля заметно различаются между собой по плотности. Поскольку в предыдущей работе было показано, что глубина диагенетически-катагенетического погружения с востока на запад несколько возрастает (Холодов и др., 1977, фиг. 3), именно на западе можно было бы ожидать максимального вторичного уплотнения глин. Однако объемный вес глинистых пород с востока (2,24—2,26) уменьшается на запад (2,05—2,06), что, по-видимому, обусловлено в большей мере фациальными изменениями состава глинистых отложений, подробно описанными ранее (Холодов и др., 1977). Можно предполагать, что широкое распространение более мелкой хлоритовой составляющей и повышение содержания рассеянных карбонатов в виде раковинок в разрезах Уруха, Суадаг-Дона и Кодахджина обусловили здесь большую пористость и меньший объемный вес глин.

Что же касается песчаников, то их плохая отсортированность и уменьшение преобладающих размеров зерен к западу очень хорошо объясняют увеличение объемного веса от р. Ярык-су к р. Суадаг-Дон.

Таким образом, изменение объемного веса осадочных пород по профилю правильнее всего связывать с фациальными изменениями чокракско-караганских отложений, а не с их постседиментационным уплотнением.

Данные, приведенные в табл. 3, были в дальнейшем использованы для вычисления абсолютных масс пород в каждом изученном разрезе. Для этого в литологических колонках разреза были выделены интервалы с преобладающим типом породы; зная мощность каждого интервала и объемный вес типа породы, слагающего этот интервал, можно было вычислить абсолютную массу породы в каждом выделенном отрезке мощности. Сумма таких абсолютных масс в каждом разрезе подсчитывалась для чокракских и караганских отложений раздельно;

Таблица 4

Возраст, мошност	ъ и абсолютная масса	Разрезы									
отло	жений	р. Урух	р. Урух р. Суадаг-Дон р. Кодахджи								
Чокрак Қараган	Абсолютная масса Мощность Абсолютная масса Мощность	109,22 53,3 111,63 54,5	174,93 85,6 307,46 150,2	344,91 167,9 306,03 148,6	1189,82 537,7 785,77 354,2						
Возраст. мощност	ъ и абсолютная масса	Разрезы									
отле	ожений	р. Малая Рош- ня	р. Элистанжи	р. Ярык-су	р. Сулак						
Чокрак Караган	Абсолютная масса Мощность Абсолютная масса Мощность	1151,45 524,9 947,79 430,9	1159,06 523,9 557,55 254,8	1210,31 559 555,61 254	1285,28 634,5 734,44 337,2						

Мощности (м) и абсолютные массы (r/м²) среднемиоценовых отложений по профилю

результаты подсчетов представлены в табл. 4. В случае, если в изученном разрезе объемные веса не определялись непосредственно, на него интерполировались значения, полученные при определении объемных весов в смежных разрезах профиля.

Как это следует из таблицы, величины абсолютных масс минимальны на западе, в среднем течении р. Урух (109,22 для чокрака и 111,63 T/m^2 для карагана); восточнее они непрерывно возрастают, достигая в крайнем разрезе р. Сулак максимальной величины (1285,28 T/m^2 чокрак и 734,44 T/m^2 — караган). Следует также отметить, что интенсивность роста значений абсолютных масс, наиболее простая в чокракских отложениях, несколько усложняется в некоторых разрезах карагана (реки Суадаг-Дон, Фортанга и Малая Рошня); в целом кривые абсолютных масс хорошо согласуются с величинами мощностей среднемиоценовых отложений, повторяя их до малейших деталей.

Как было отмечено в предыдущем разделе, мощности среднемиоценовых отложений на профиле тесно связаны с движениями различных тектонических блоков фундамента. Поэтому можно утверждать, что и распределение абсолютных масс чокракско-караганских отложений диктовалось главным образом движениями крупнейших конседиментационных блоков — Кабардинской котловины, Осетинской впадины, Чечено-Грозненской впадины с Терско-Кумским прогибом.

По данным табл. 4 нами были вычислены средние абсолютные массы чокракских и караганских отложений по зонам, они позволяют еще более наглядно связать среднемиоценовое осадконакопление с конседиментационной блоковой тектоникой. Результаты расчетов представлены в табл. 5.

Средние абсолютные массы, вычисленные по зонам профиля, в дальнейшем послужили основой для подсчета абсолютных масс каждого из 16 изученных нами химических элементов. Для этого среднее процентное

Таблица 5

Средние	абсолютные	массы	среднем	иоценовых	отложений	по	зонам
•		ារ្	рофиля	$(\mathbf{r}/\mathcal{M}^2)$			

	Зона									
Возраст отложения	I	II	IIIa	III6						
Чокрак Қараган	109,22 111,63	259,92 306,75	1167,11 763,70	1247,80 645,03						

содержание химического элемента в глинистых отложениях или в песчаниках умножалось на абсолютную массу тех же отложений в данной зоне профиля; полученные цифры сведены в табл. 6.

Дальнейшая работа сводилась к тому, чтобы сравнить между собой поведение химических элементов по двум главным показателям: среднему процентному содержанию в разных литолого-фациальных зонах (см. табл. 2) и абсолютным массам (см. табл. 6).

Когда эта часть исследований была выполнена, то оказалось, что по поведению в различных комплексах пород, слагающих разрезы среднего миоцена, среди изученных химических элементов выделяется несколько групп. К первой группе принадлежат Fe, V, Cr, Ti, Ga, Zr, Mn, P, F; процентные содержания этих элементов в песчаниках и глинистых отложениях распределяются резко различно, можно сказать, обратно друг другу. Во вторую группу входят Со, Рb, Мо, Сu, Ge, отчасти Ni. Эти элементы ведут себя чрезвычайно похоже как в песчаниках, так и в глинистых отложениях. Наконец, третью, очень условную группу составляют СаСО, и Сорг. Эти компоненты в песчаниках ряда районов образуют заведомо более поздние вторичные скопления. Органика в них присутствует в виде пятнистой битумной пропитки, а карбонаты цементируют терригенную массу породы, образуя диагенетические конкреции и линзы. В то же время в глинисто-алевролитовых толщах основная масса органического вещества и карбонатов находится в рассеянном состоянии, а это обстоятельство позволяет считать, что более поздние диагенетично-катагенетические преобразования не смогли сильно нарушить первичную, седиментационную картину их распределения. Исходя из сказанного мы в следующих разделах сможем обсудить поведение этих компонентов лишь в глинистых отложениях. Истолкование поведения Сорг и СаСО, в песчаниках требует специально поставленного изучения диагенетических преобразований.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Первая группа элементов распадается на две подгруппы. В одну подгруппу входят Fe, V, Cr, Ti, Ga, тогда как Zr, Mn, P принадлежат отчасти к другой.

Особенности распределения элементов *первой подгруппы* в глинистых отложениях показаны на фиг. 3 (I). В верхней ее части приводится
Зона	Fe	Ӎ'n	Ti	Р	Сорг	CaCOa	v	Cr	РЬ	Cu	Ga	NI	Co	Ge	Мо	Zr
Чокрак																
I	$\frac{4237}{78}$	$\frac{73,0}{1,9}$	$\frac{407}{14}$	$\frac{62,6}{1,5}$	<u>407</u> Нет	$\frac{13712}{426}$	$\frac{14,0}{.0,3}$	$\frac{9,2}{0,2}$	$\frac{1,9}{0,05}$	$\frac{2,7}{0,05}$	$\frac{1,8}{0,04}$	$\frac{4,1}{0,1}$	$\left \frac{1,8}{0,02}\right $	0,10 0,002	0,13 0,003	$\frac{18,6}{2,2}$
11	$\frac{12398}{284}$	$\frac{163,9}{2,7}$	$\frac{1432}{69}$	$\frac{175,9}{0,6}$	<u>4759</u> Нет	$\frac{16629}{51}$	$\frac{43,4}{0,9}$	$\frac{28,1}{3,1}$	$\frac{7,9}{\overline{0,43}}$	$\tfrac{12,2}{0,66}$	$\frac{6,4}{0,18}$	$\tfrac{13,7}{0,4}$	$\frac{5,3}{0,37}$	$\frac{0,48}{0,036}$	$\frac{0,68}{0,05}$	$\frac{53,3}{9,1}$
IIIa	$\frac{46149}{1719}$	$\tfrac{601,9}{26,5}$	$\frac{4497}{291}$	675,8 13,3	$\frac{18176}{257}$	$\frac{60283}{1245}$	$\frac{149,9}{5,7}$	$\frac{110,5}{11,8}$	$\begin{array}{c} \frac{22,5}{1,43} \end{array}$	$\tfrac{22,8}{1,11}$	$\tfrac{26,2}{1,00}$	$\tfrac{45,0}{1,4}$	$\frac{16,4}{0,67}$	1,48 0,132	1,81 0,089	$\frac{250,4}{61,1}$
IIIG	$\frac{44467}{1655}$	$\tfrac{627,7}{47,6}$	$\frac{4781}{333}$	$\frac{498}{17,1}$	<u>13385</u> 311	$\frac{16531}{1272}$	$\frac{175,0}{5,3}$	$\frac{126,9}{16,4}$	$\frac{18,5}{1,38}$	$\frac{17,4}{1,12}$	$\frac{28,1}{1,01}$	$\frac{36,8}{1,7}$	$\frac{11,0}{1,59}$	$\frac{1,50}{0,138}$	$\frac{1,06}{0,126}$	$\frac{309,4}{65,0}$
							Kapar	ан								
I	$\frac{4103}{294}$	$\frac{50,5}{7,4}$	$\frac{404}{30}$	$\frac{60,6}{6,3}$	$\frac{435}{3}$	$\frac{12603}{72}$	$\frac{10,1}{0,7}$	$\frac{8,8}{0,6}$	$\frac{1,7}{0,13}$	$\frac{1,6}{0,11}$	$\frac{1,5}{0,12}$	$\frac{3,4}{0,3}$	$\frac{1,4}{0,08}$	$\begin{array}{c} 0,11\\ \overline{0,011} \end{array}$	$\frac{0,07}{0,005}$	$\frac{37,6}{3,3}$
II	$\frac{11419}{800}$	$\tfrac{164,6}{8,2}$	$\frac{1160}{66}$	$\frac{85,7}{13,7}$	$\frac{2643}{14}$	<u>29137</u> 1743	$\frac{38,4}{1,8}$	$\frac{26,5}{2,0}$	$\frac{7,1}{0,38}$	$\frac{13,3}{0,52}$	$\frac{5,8}{0,19}$	$\tfrac{14,9}{0,6}$	$\frac{4,9}{0,19}$	$ \frac{0,50}{0,02\overline{2}} $	$\frac{0,70}{0,027}$	$\frac{49,1}{5,5}$
IIIa	$\frac{27735}{1006}$	$\frac{\underline{811,5}}{\underline{16,1}}$	$\frac{2623}{244}$	$\frac{395,8}{3,1}$	$\frac{9035}{50}$	<u>47902</u> нет	$\frac{91,4}{3,1}$	$\frac{67,7}{8,6}$	$\frac{12,9}{0,80}$	$\frac{12,8}{0,85}$	$\frac{14,9}{0,57}$	$\frac{31,0}{1,0}$	$\frac{10,1}{0,41}$	1 <u>,01</u> 0,071	$\frac{1,02}{0,094}$	$\frac{176,0}{42,6}$
IIId	$\frac{24141}{910}$	$\frac{653,1}{20,0}$	$\frac{2315}{213}$	$\frac{284,2}{3,8}$	$\frac{9333}{52}$	$\frac{16560}{832}$	$\frac{85,0}{2,7}$	$\frac{70,0}{12,6}$	$\left \frac{9,5}{0} \right $	$\frac{10,2}{0,89}$	$\frac{12,8}{0,62}$	$\frac{24,5}{0,8}$	$\frac{7,4}{0,53}$	$\frac{1,03}{0,074}$	$\frac{0,55}{0,060}$	$\frac{160,0}{42,3}$

Абсолютные массы (кг/м²) химических элементов по зонам профиля (верхняя цифра — для глин, нижняя — для песчаников)

.

71



Фиг. 3. Распределение элементов первой группы (І подгруппа) в глинисто-алевролитовых отложениях (І) и в песчаниках (ІІІ) разных структурно-фациальных зон А — среднее процентное содержание; Б — абсолютные массы

изменение средних процентных содержаний интересующих нас элементов по литолого-фациальным зонам профиля. В нижней части диаграммы показано распределение абсолютных масс. Из графика следует, что и в чокракских, и в караганских глинистых отложениях поведение процентных содержаний Fe, V, Cr, Ti и Ga довольно сходно; они медленно возрастают по направлению от I зоны к зоне III6, т. е. от берега к морю.

В общих чертах распределение абсолютных масс элементов этой подгруппы напоминает поведение процентных содержаний. Исключение

составляют абсолютные массы Fe, V, Ti, Ga в караганских отложениях, которые возрастают не в зоне III6, а в зоне IIIa, что объясняется ее более интенсивным прогибанием в это время.

Сравнение обеих частей графика позволяет считать, что в данном случае мы имеем дело с тем довольно редким случаем, когда процентные отношения отражают именно реальное увеличение привноса вещества в осадок.

Совершенно иначе обстоит дело с поведением той же подгруппы элементов в песчаниках (см. фиг. 3 (II)). Как это следует из верхней части диаграммы, процентные содержания Fe, V, Ti и Ga, а также Ni, Mn и P обычно достигают максимального значения в прибрежной части

Таблица 7

Изменение среднего гранулометрического состава песчаников среднемиюценового возраста

		Средний гранулометрический ссстав, %						
Местонахождение	Число проб	<0,01	0,01-0,1	0,1-0,25	>0,25			
р. Сулак р. Фортанга р. Суадаг-Дон	14 9 2	6,24 6,16 8,92	14,24 21,78 38,07	74,88 70,86 52,83	4,64 1,20 0,18			

профиля (зона I) и довольно резко уменьшаются мористее (зона IIIб). Абсолютные массы тех же элементов ведут себя по-другому: они так же, как и в предыдущем случае, растут по мере перехода от зоны I к зоне IIIб.

Несоответствие между поведением процентных содержаний и абсолютных масс в данном случае правильнее всего объяснить либо относительным накоплением элементов данной подгруппы в прибрежных частях среднемиоценовых палеоводоемов, либо усиленным привносом элементов этой группы и разбавляющих их компонентов со стороны палеоводоема, с северо-востока. Как мы увидим ниже, второе предположение представляется более правильным.

В значительной мере поведение элементов группы Fe, V, Ti, Cr и Ga обусловлено тем обстоятельством, что они обычно существенно обогащают алевритовую фракцию терригенных пород миоцена. Действительно, как нами было показано ранее (Холсдов и др., 1979), прямое фракционирование образцов песчаников восточной части профиля (район р. Сулак) позволило установить, что процентное содержание элементов группы ванадия — галлия увеличивается в алевритовой, грубопелитовой и пелитовой фракциях, но поскольку песчаная и алевритовая фракции составляют большую часть породы, наиболее крупные массы этих элементов в песчаниках сосредоточены именно в алевритовой составляющей.

Между тем средний гранулометрический состав песчаных пород с востока на запад меняется довольно заметно (табл. 7). В этом направлении очень сильно возрастает именно алевритистость песчаников (с 14,24 до 38,07%) и падает содержание песчаных фракций (с 74,88 до 52,83%, см. табл. 7). Такое ухудшение отсортированности песчаных пород от более глубоких частей палеоводоема к берегу и увеличение содержания алевритовой фракции должно неизбежно сопровождаться ростом процентного содержания Fe, V, Ti, Ga и других элементов первой группы.

Значительно проще обстоит дело с глинистыми отложениями исследуемого профиля. Здесь, наоборот, от берега в глубь моря возрастает количество алевролитовых прослоев. Это обстоятельство вытекает из рассмотрения табл. 1, на которой общая мощность алевролито-





вых слоев в разрезе р. Урух составляет 12,7% суммарной мощности среднего миоцена, тогда как в разрезе р. Ярык-су она уже достигает 16,7%. Однако к сказанному следует добавить, что и в самих глинах восточной части района обычно обнаруживается под микроскопом значительная примесь тонкого алевритового материала, который практически отсутствует на западе. В целом очевидно, что и в этом случае увеличение процентного содержания элементов группы ванадия — галлия связано с относительным обогащением пород алевритовой фракцией.

К элементам *второй подгруппы* принадлежит цирконий, в глинистых отложениях к нему присоединяются фосфор и марганец, а в песчаниках — хром.

В сущности, если отбросить детали, поведение этих элементов сходно с поведением элементов группы ванадия — галлия. Действительно, в глинистых толщах (фиг. 4(I)) процентное содержание циркония и марганца, хотя вначале и несколько падает от зоны I к зоне II, но затем мористее, по направлению к зоне III6 постепенно возрастает. Абсолютные массы этих элементов ведут себя тождественно абсолютным массам элементов первой подгруппы (см. фиг. 3(I)).

Более сложно, но тоже почти повторяя кривую абсолютных масс, распределяются средние процентные содержания фосфора. В чокракских песчаниках (фиг. 4(II)) поведение циркония и хрома ближе напоминает картину распределения элементов ванадиевой подгруппы: процентные содержания и абсолютные массы изменяются обратно друг другу. И только в карагане между графиками циркония и хрома устанавливается симбатность.

В то же время для элементов этой подгруппы типичны очень резкие колебания процентных содержаний от зоны к зоне, что в целом запутывает картину, делает ее сложной.

Как было показано нами ранее, при геохимическом исследовании среднемиоценовых отложений р. Ярык-су (Холодов, Гаврилов, 1974), главными носителями циркония и хрома в них являются циркон, хромит и гранат, обычно локализованные в крупноалевритовой и тонкопесчаной фракциях. Просмотры препаратов, изготовленных из тяжелых фракций песчаников, а также изучение прозрачных шлифов позволяют считать, что фосфор здесь также преимущественно присутствует в виде крупных зерен апатита. В случаях, когда преобладающие размеры этих минералов оказываются близки к алевритовой фракции, они ведут себя подобно V, Ga, Fe, Ti и другим элементам первой подгруппы. Наоборот, когда эти минералы оказываются близки к тонкопесчаной фракции, поведение их в разрезе и на площади усложняется, и по отношению к элементам первой подгруппы цирконий и хром выступают как явные антагонисты.

Обобщая все сказанное выше об элементах первой группы, можно считать, что наиболее их типичными представителями являются V, Ti, Ga, Fe, Cr, Zr. Часть этих элементов поступала в среднемиоценовые бассейны в алевритовой фракции, часть — в виде песчано-алевритовой.

Их концентрация в осадках осуществлялась главным образом путем привноса компонентов-носителей с востока или северо-востока, со стороны более глубоководных частей палеоводоема. Такая своеобразная поставка терригенного материала была, по-видимому, обусловлена подачей песчано-алевритового олигомиктового материала с гумидных равнин Русской платформы, его накоплением в дельтах палеорек, у северных берегов и последующим разносом его циркулярными течениями в направлении с севера на юг и с северо-востока на юго-запад.

В периоды формирования тонких глинистых осадков и общего ослабления гидродинамической активности на всей акватории среднемиоценового моря слабое поступление алевритового материала, обогащенного элементами уруппы ванадия — галлия, наблюдалось только в восточных частях изучаемого профиля.

Наоборот, в периоды общего усиления гидродинамической активности и широкого распространения кварцевых олигомиктовых песков отложение более тонкого алевритового материала происходило только у берега, в затишных участках, как это имеет место в некоторых районах современного Каспийского моря (Страхов, 1954). Мористее, в районах, подверженных влиянию течений, отлагались более крупнозернистые и отсортированные кварцевые пески, которые разбавляли тонкий алевритовый материал в процентном отношении, одновременно увеличивая его массу в районах усиленного прогибания.

Таким образом, выявленные нами геохимические закономерности распределения элементов группы ванадия — галлия на профиле находят наиболее логичное объяснение, если мы примем за аксиому привнос терригенного обломочного материала не с южного, а с северного берега чокракского и караганского палеоводоемов.

Вторая группа элементов включает Pb, Mo, Ge, Cu, Co, отчасти Ni: их поведение в глинисто-алевролитовых отложениях и в песчаниках довольно сходно.

Действительно, на фиг. 5 (I) показано распределение этих элементов в глинисто-алевролитовых толщах среднего мноцена по зонам. В верхней части диаграммы видно, что максимальные процентные содержания большинства элементов тяготеют к зоне II. От этой зоны и по направлению к берегу и по направлению к пелагиали среднее процентное содержание чаще всего постепенно убывает. Следует, однако, отметить, что германий в чокраке, а также германий и молибден в карагане ведут себя более сложно, образуя, кроме того, максимумы в зоне IIIа или в зоне I. Любопытно также, что в некоторых случаях (Со в чокраке, или Ge, Mo, Cu в карагане) процентные содержания элементов не падают, а возрастают от зоны IIIa к зоне III6.

В отличие от процентных содержаний поведение абсолютных масс всех рассмотренных элементов более стабильно: их величина либо непрерывно возрастает от зоны I к зоне III6, либо возрастает от зоны I к зоне IIIa, а затем несколько уменьшается. Очевидно, что относительному накоплению элементов второй группы в прибрежной зоне II соответствует прибрежный дефицит абсолютных масс, что указывает на относительный вынос разбавляющих компонентов и отчасти интересующих нас элементов.

На фиг. 5(II) воспроизведено поведение тех же химических элементов группы свинца — молибдена в песчаниках. Видно, что здесь еще лучше проявились уже известные нам закономерности: максимальные средние процентные содержания тяготеют к зоне II, а максимальные абсолютные массы устанавливаются в зоне IIIа.

Несколько усложнена картина распределения процентных содержаний никеля в чокраке и германия — в карагане. Во всем остальном обе диаграммы (фиг. 5(I) и фиг. 5(II)) весьма напоминают друг друга.

Геохимическое исследование фракций различных петрографических типов пород профиля (Холодов и др., 1979) позволило установить, что в глинах элементы группы Pb—Мо распределяются в процентном отношении довольно равномерно, монотонно обогащая все выделенные размерные составляющие. Однако, поскольку фракция <0,001 *мм* в глинистых отложениях преобладает, максимальные массы элементов второй группы тяготеют именно к ней.

В песчаниках, наоборот, максимальные процентные содержания элементов группы Pb—Мо чаще всего связаны с тонкопелитовой фракцией, хотя общая масса этой фракции довольно мала.

На фоне тесной связи элементов второй группы с тонкопелитовой фракцией спорадически отмечается их накопление и в более грубых размерных составляющих породы. В песчано-алевритовых фракциях песчаников обнаружены высокие содержания свинца и меди, а в алевритовой фракции глинисто-алевритовых пород встречены повышенные содержания Pb, Cu, Ge и Co. В этих случаях интересующие нас элементы, по-видимому, бывают сосредоточены в диагенетических сульфидных стяжениях, прожилках и просечках.



Фиг. 5. Распределение элементов второй группы в глинисто-алевролитовых отложениях (I) и в песчаниках (II) разных структурно-фациальных зон А — средние процентные содержания; Б — абсолютные массы

Отчетливая генетическая связь Pb, Ni, Cu, отчасти Co и Mo с пиритовыми образованиями доказывается прямым определением этих элементов в 10 пробах вмещающих глинистых пород, а также в 9 образцах сульфидных концентратов, выполненным в спектральных лабораториях ГИН АН СССР (И. Ю. Лубченко) и ИГЕМ АН СССР (В. Г. Хитров). Среднее содержание некоторых элементов-примесей в сульфидных стяжениях, выделенных из разрезов р. Суадаг-Дон и р. Элистанжи, вмещающих их глин, а также вычисленные по ним коэффициенты концентрации приводятся в табл. 8. Очевидно, что Ni, Co, Pb, а возможно, и другие элементы второй группы в заметных количествах обогащают сульфидные образования.

При истолковании поведения элементов группы Pb—Мо на профиле следует напомнить, что согласно табл. 1 относительное содержание глинистых отложений в среднем миоцене Предкавказья возрастает с востока на запад, по направлению к берегу. В этом же направлении увеличивается тонкозернистость и однородность глинистых образований и ухудшается отсортированность песчаников. Все это позволяет одно-

Таблица 8

Содержание элементов	Ni .	Co	РЪ	Мо
В конкрециях пирита Во вмещающих их глинистых	540 44	100 18	350 30	Десятки 3,1
породах Коэффициент концентрации	12,3	5,6	17,5	Десятки

Средние содержания Ni, Co, Pb, Мо в сульфидных конкрециях чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья, 10⁻⁴%

значно объяснить увеличение процентного содержания интересующих нас элементов с востока на запад как следствие роста относительного количества глинистого материала, одинаково характерного и для песчаников и для глин.

Однако повсеместно отмечающееся падение содержаний элементов второй группы при дальнейшем переходе от зоны II к зоне I можно понять только учитывая, что общая карбонатность разрезов зоны I (р. Урух) несравненно выше карбонатности зоны II (р. Суадаг-Дон р. Буйволиная). В дальнейшем при рассмотрении поведения CaCO₃ мы сще остановимся на этом явлении. Здесь же отметим, что при пересчете на бескарбонатное вещество средние процентные содержания элементов в зоне II и зоне I оказались близки, а это подтверждает то обстоятельство, что прибрежный минимум содержаний интересующих нас элементов кажущийся и обусловлен не чем иным, как простым их разбавлением за счет карбонатов.

В целом, однако, относительное накопление элементов групиы Pb—Mo на фоне общего уменьшения мощностей и абсолютных масс в зонах I и II трудно объяснить одной только их приуроченностью к тонкой, пелитовой фракции осадка; по-видимому, наряду с первичным, седиментационным накоплением этих элементов в затишных участках водоема имело место и некоторое постдиагенетическое обогащение прибрежных участков сульфидами за счет последующего размыва осадков и относительного выноса тонких, глинистых частиц.

Обогащение глинистых отложений прибрежных зон сульфидами могло быть связано с переотложением осадков, первоначально отложенных в наиболее мелководных участках палеоводоема. Действительно, еще в работах Н. М. Страхова (1947, 1954, 1960) было показано, что почти во всех крупных современных морских водоемах максимум абсолютных масс осадков располагается у берега, тогда как по направлению к пелагиали их величина быстро уменьшается.

В древних палеобассейнах, несмотря на принципиальное сходство механической седиментации, размещение абсолютных масс почти всегда следует прямо противоположным закономерностям.

При объяснении выявленных различий прежде всего следует иметь в виду, что современные отложения представляют собой незавершенный результат геологического мгновения, тогда как древние толщи являются суммарным итогом довольно значительного по времени и законченного геологического процесса. При этом, как на это указывали В. В. Белоусов (1940, 1954), Н. М. Страхов (1954) и др., современные накопления осадка обычно отражают наиболее благоприятные условия фиксации кластического материала на дне бассейна и редко бывают связаны с интенсивностью прогибания отдельных участков дна.

В отличие от них древние отложения обычно оказываются более или менее точно «пригнаны» к локальным поднятиям и опусканиям, а их мощности поэтому часто являются чуткими индикаторами тектонических колебаний (Келлер, 1940; Холодов и др., 1956, 1957). Особенности распределения абсолютных масс в древних осадочных толщах обычно



Фиг. 6. Распределение элементов третьей группы в глинисто-алевролитовых отложениях разных структурно-фациальных зон

объясняются либо их переотложением после первой стадии седиментации, либо последующим заполнением прогибов за счет изменения береговой линии или базиса эрозии на суше.

Отсутствие ясной гранулометрической ритмичности внутри глинистых пачек миоценового профиля (см. фиг. 2), удивительная выдержанность отдельных слоев глин на больших расстояниях, резкая вертикальная изменчивость чокрака и карагана при стабильности горизонтальной фациальной характеристики свидетельствуют о том, что в нашем случае в миоценовом палеоводоеме гораздо более интенсивно осуществлялись процессы переотложения первичного осадочного материала, его «подгонки» к рельефу дна, нежели процессы захоронения.

Если это так, то размыв и переотложение среднемиоценовых осадков должны были как бы завершать стадию седиментации, наиболее интенсивно проявляться в прибрежных зонах I и II и происходить параллельно с начавшимися диагенетическими преобразованиями. Именно поэтому относительное накопление Pb, Mo, Co. Ni, Cu и других элементов в прибрежных зонах в форме сульфидов представляется нам явлением, достаточно обоснованным.

То обстоятельство, что процессы сульфидообразования никак не отразились на поведении железа, фигурировавшего в первой группе химических элементов, объясняется в первую очередь тем, что их содержания резко различаются между собой. Если количество Fe в глинах в среднем достигает 3,5—4,51%, то средние содержания свинда равны 0,0017—0,0024, а молибдена —0,00007—0,00024%. Очевидно, что при таких соотношениях количество железа, заключенного в сульфиды, ничтожно мало по сравнению с его рассеянной формой. Наоборот, в балансе форм свинца или молибдена сульфидная форма будет играть несравненно более важную роль.

Третья группа элементов выделена нами условно, она включает карбонаты, пересчитанные на CaCO₃ и C_{орг}. Их поведение в глинистоалевролитовых толщах профиля показано на фиг. 6.

При анализе графика процентных содержаний в первую очередь обращает на себя внимание стереотипное поведение карбонатов и в чокракских, и в караганских отложениях — их максимальные количества устанавливаются вблизи от берега, в I зоне (р. Урух). Мористее содержания CaCO₃ уменьшаются, достигая минимума в зоне IIIб.

Абсолютные массы карбонатов ведут себя резко отлично от процентных содержаний: в обоих стратиграфических подразделениях они достигают максимума в зоне IIIa, уменьшаясь и по направлению к пелагиали (зона IIIб), и по направлению к берегу (зона I и II).

Несоответствие между поведением процентных отношений и абсолютных масс CaCO₃ можно объяснить двояко. Либо вблизи от берега из карбонатных илов постепенно выносились волнением морской воды тонкие глинистые частицы и мелкие обломки карбонатов, что увеличивало процентное содержание CaCO₃ в осадке, либо в наиболее глубокие участки профиля усиленно поступал посторонний осадочный материал, разбавляющий карбонаты. Из того, что уже было изложено выше. следует, что скорее всего происходило и то и другое, поскольку мы знаем, что в зоне II усиленно накапливались за счет перемыва элементы группы свинца — молибдена, а в зоне IIIб глинистые толщи содержат повышенное количество алевритовых обломков кварца и других терригенных минералов.

Обращает на себя внимание, что подавляющее большинство среднемиоценовых карбонатов имеет биогенное происхождение. Действительно, изучение среднемиоценовых глинистых отложений в разрезе р. Урух (І зона) показало, что они буквально переполнены разнообразным, часто очень крупным раковинным материалом. Здесь в прозрачных шлифах были обнаружены обломки известковых раковин пелеципод, гастропод, фораминифер, остракод и спириалисов, причем количество последних было относительно невелико. Наряду с этим в глинах р. Урух встречается огромное количество неопределимого карбонатного детритуса, карбонатные водорослевые образования и иголочки арагонита. Далее в глубь моря (зона II) скопления раковин донных форм все чаще замещаются линзами ракушнякового детрита, причем карбонатные обломки здесь уменьшаются в размерах, а затем исчезают совсем. Еще мористее (зоны IIIa, б) в чокракских глинистых толщах место донных породообразующих организмов занимают мелкие (0,16-0,20 мм в диаметре) карбонатные раковинки планктоногенных птеропод — спириалисов, которые местами буквально переполняют глины; в карагане они отсутствуют.

В целом очевидно, что затишные участки вблизи от берега, где более интенсивно накапливался глинистый материал и элементы группы II, служили также ареной прижизненного биогенного карбонатонакопления. Раковинные бентальные карбонаты, особенно сконцентрированные в зоне I, были мористее окружены шлейфом детрита и планктоногенных скоплений раковин птеропод.

Таким образом, распределение CaCO₃ на профиле в общих чертах отражает, по-видимому, интенсивность биогенного карбонатообразования в среднемиоценовых палеоморях.

Обращаясь к поведению органического вещества (фиг. 6), нельзя не увидеть, что оно отличается от распределения карбонатов. В самом деле, количества C_{opr} , минимальные в зоне I, у берега как в чокраке, так и в карагане неуклонно возрастают по направлению к зоне III6, достигая в глубоководных частях профиля 5—6%.

В отличие от карбонатов абсолютные массы органики ведут себя сходно с распределением процентных содержаний; они отчетливо увеличиваются с запада на восток. Следовательно, можно сделать довольно определенный вывод: в данном случае поведение процентных содержаний на профиле отражает истинное поступление органического вещества в осадок.

Нельзя также не отметить, что между поведением обломочного материала и органического вещества при формировании глинистых осадков среднего миоцена существует известная общность — оба эти компонента привносились, по-видимому, в пределы исследуемого региона с востока и северо-востока, со стороны открытого моря.

Для того чтобы понять генезис накоплений органики в чокракскокараганских илах, следует вспомнить, что, согласно данным С. В. Бруевича (1941), Л. А. Зенкевича (1947), Н. М. Страхова (1954), В. Г. Дацко (1959), М. П. Максимовой (1973), Е. А. Романкевича (1977) и других исследователей, главным поставщиком органического вещества в современных южных морях Европы является фитопланктон (диатомовые водоросли, перидинии, кокколитины и пр.), причем его локализация в водоеме часто определяется поступлением питательных солей; там, где восходящие течения, турбулентная диффузия или речной сток обеспечивают перенос питательных веществ в фотическую зону, масса фитопланктона резко возрастает.

В нашем случае имеются основания предполагать, что область весьма интенсивного расцвета фитопланктона была связана с дельтой мощной палеореки, располагавшейся к северо-востоку от исследуемого района, а подводные течения легко разносили мелкие по размерам трупы погибших организмов, которые захоронялись в затишных участках дна. Таким образом, общее увеличение содержаний С_{орг} на северовосток отражает, по-видимому, особенности прижизненного расселения планктона в среднемиоценовом палеоводоеме.

4

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важнейшие результаты выполненных подсчетов могут быть представлены в виде палеогеохимической схемы, изображенной на фиг. 7. При ее составлении нами были учтены данные, опубликованные в работах Б. П. Жижченко (1940), Н. Б. Вассоевича (1959), В. А. Гроссгейма и Л. П. Гмид (1951), а также собственные материалы.

Как это следует из графика, на севере узкий проливообразный среднемиоценовый морской палеоводоем был ограничен сушей, соответствующей южному склону Русской платформы. Ее прорезала мощная речная артерия, которая одними исследователями именовалась палео-Волгой, а другими — Ергень-рекой.

В центральных частях подводной дельты, которая занимала, по-видимому, значительные площади вдоль западного берега современного Каспийского моря, накапливались чистые олигомиктовые кварцевые пески с примесью ставролита, циркона и других тяжелых минералов, а на ее периферии концентрировались алевритовые илы, содержащие повышенные количества Fe, V, Ti, Cr, Ga, Zr и других элементов первой группы. Еще дальше от берега развивался фитопланктон и шло осаждение С_{орг}, Fe, Mn и P. Как это было показано H. M. Страховым (1954), при отсутствии разбавляющего действия терригенных компонентов



Фиг. 7. Палеогеохимическая схема среднемиоценового водоема на площади Восточного Предкавказья

1— современные реки; 2— суша; 3— отмели, сложенные конседиментационными поднятиями; 4— песчано-алевритовые отложения подводной дельты; 5— глинистые илы затишной зоны и халистазы; 6— направление течений, установленных В. А. Гроссгеймом и Л. П. Гмид (1961) по наклону косой слоистости; 7— предполагаемые течения

накопление этих элементов в дельтах рек весьма обычно для современного седиментогенеза.

Южная часть палеоводоема, примыкавшая к низкому Кавказскому острову, была покрыта отмелями, которые возникли на месте невысоких конседиментационных поднятий; вблизи от берега шло интенсивное накопление тонких глинистых илов, а с ними и элементов второй группы — Мо, Ge, Pb, Co, Ni, Cu и др.

На мелководье этого участка усиленно развивались ракушечники и селились водоросли-строматолиты. Здесь в прогреваемых затишных участках палеоводоема шло карбонатонакопление и происходило разбавление терригенных илов карбонатами.

Так осуществлялись процессы седиментации в относительно спокойные этапы гидродинамической жизни палеоводоема. В периоды усиления гидродинамической активности песчаники придельтовой части под действием подводных течений заносились далеко на юго-запад, проникая в районы, обычно защищенные отмелями от волнений. Этому способствовал, по-видимому, своеобразный рельеф палеоводоема, который отличался пологим погружением северного склона и крутым южного.

В результате в периоды повышенной гидродинамической активности палеоводоема языки песчаников вторгались в пределы Чечено-Грозненской, Осетинской и даже Кабардинской впадин, что и находило отражение в сложном чередовании песчаников и глин в разрезах.

В заключение работы следует подчеркнуть следующее. В соответствии с представлениями Н. И. Андрусова (1909), А. Д. Архангельского (1927₄), Н. Б. Вассоевича (1959), Н. М. Страхова (1960) и других

исследователей в геохимическом плане ближе всего к описанным нами отложениям среднего миоцена Предкавказья стоят современные осадки Черного моря. При изучении поведения химических элементов в поверхностном слое современных осадков Черноморского бассейна Н. М. Страхов с сотрудниками (1971) выделили три группы элементов. В первую группу слабых мигрантов вошли Ті, Zr, V, Cr. Для них характерна миграция в речных водах главным образом в виде грубых взвесей. В распределении по площади моря эти элементы образуют периферические максимумы и почти не накапливаются в халистазах.

Вторую группу хороших мигрантов составляют Fe, Mn, Ni, Cu, Mo, W, As, Se, P, CaCO₃. Они при перемещении в реках обладают существенной долей растворенных и коллоидных форм и потому образуют пелагические максимумы на площади бассейна. К этой же группе принадлежит органическое вещество, большая часть которого продуцируется самим водоемом.

Наконец, третью группу составляют Рb и Zn, распределенные по фракциям речных взвесей сходно со второй группой, но на площади водоема сконцентрированные крайне прихотливо.

Хотя непосредственно сравнивать геохимию осадконакопления в Черном море с геохимией осадконакопления в миоцене затруднительно в связи с несравненно большим гранулометрическим диапазоном чокракско-караганских отложений, все же создается впечатление, что главные черты их сходны.

Действительно, выше на основе количественных подсчетов в среднемиоценовых отложениях нам удалось выделить одну группу элементов, включающую Fe, V, Cr, Ti, Ga, Zr, а также, возможно, Mn, P. Это была группа слабых мигрантов, закономерности поведения которых дикто-вались в основном распределением грубых взвесей. Другую группу составляют Со, Pb, Mo, Cu, Ge, отчасти Ni. Поведение этих элементов, во всяком случае на стадии седиментации, определялось пространственной связью с тонкими глинистыми фракциями. Скорее всего их главной формой миграции в миоценовых реках были растворы. Как видно, геохимическая ситуация в обоих случаях близка, если не полностью тождественна. Очевидно, что условия мобилизации материала на среднемиоценовых водосборах в общих чертах сохранились и до настоящего времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Критические заметки о русском неогене. Зап. Киевского о-ва естествоиспыт., 1909, т. 21, вып. 1. Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.— Л., «Сов.
- нефт. пром-сть», 1927₁. Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных пород.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 5, № 3—4, 1927₂.
- Белоусов В. В. Мощность как выражение режима колебательных движений земной коры.— Сов. геология, 1940, № 2—3.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., ГОНТИ, 1954. Брод И. О., Безбородов Р. С., Буньков М. С. и др. Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Тр. компл. южно-геол. эксп. (КЮГЭ) АН СССР, вып. І. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Бруевич С. В. Баланс биогенных элементов в Каспийском море. Матер. к химич. балансу Каспия. Тр. Ком. по компл. изуч. Касп. моря, 1941, вып. 14.
- Бурштар М. С. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. М., Гостоптехиздат, 1960. Вассоевич Н. Б. Чокракско-караганская нефтеносная толща восточной части северного
- склона Кавказа. В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л., ГОНТИ, 1959.
- Гаврилов Ю. О. Некоторые аспекты диагенеза чокракско-караганских отложений Вос-
- точного Предкавказья. Литол. и полезн. ископ., 1977, № 3. Гроссеейм В. А., Гмид Л. П. Терригенно-минералогические провинции чокракского бас-сейна. Тр. ВНИГРИ, Геол. сб. I (IV), 1951.
- Дацко В. Г. Органическое вещество в водах южных морей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1959.

6*

Жижченко Б. П. Средний миоцен. Стратиграфия СССР, т. 12. Неоген. М.- Л., Изд-во AH CCCP, 1940.

Забаринский П. П. Вопросы нефтеносности чокракских и караганских отложений в Черных горах.— Нефтяное х-во, 1947, № 12.

Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря. — Сов. наука, т. 2, 1947. Келлер Б. М. О значении мощностей при тектонических построениях. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 6.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей, М. – Л., Гостоптехиздат, 1952. Летавин А. И., Романов Ю. А., Савельева Л. М., Шумова Т. Ф. Тектоника Восточного Предкавказья. М., «Наука», 1975.

Лисицын А. П. Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Максимова М. П. Особенности баланса органического вещества в южных и северных внутренних морях СССР.— Тр. ВНИИ мор. рыб. х-ва и океаногр., 1973, т. 80. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.

Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М., «Наука», 1977.

Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. І. Черное море. М., Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1947.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. -- Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 124.

Страхов Н. М. Осадкообразование в Черном море; общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. — В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—II. М., Изд-во АН СССР, 1960. Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений. — В кн.: К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. М., Изд-во AH CCCP, 1955.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М., Изд-во АН СССР, 1959.

- Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
- Холодов В. Н. Песчаный диапиризм новая сторона катагенетических процессов. І. Морфология, состав и условия образования песчаных даек и «горизонтов с включениями» в миоцене Восточного Предкавказья. — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4.
- Холодов В. Н. Песчаный диапиризм новая сторона катагенетических процессов. П. Механизм образования и геологическое значение песчаных даек и «горизонтов с включениями» в мноцене Восточного Предкавказья. - Литол. и полезн. ископ., 1978₂, № 5.
- Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Ст. І.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 4.

Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Ст. П.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 11.

Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О. О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су. Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.

Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су. Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4.

Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья Ст. І. Распределеине и вторичные преобразования глинистых минералов в разрезе мезозойских отложений Дагестана. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5. Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. Ст. II. О проис-

хождении глинистых минералов среднемиоценовых отложений. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2.

Холодов В. Н., Туровский Д. С., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. О вероятном составе взвесей, поступавших в мноценовые палеоводоемы юга СССР. -- Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5.

Холодов В. Н., Радионова Э. П. О строматолитах в караганских отложениях Восточ-ного Предкавказья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 1.

Холодов В. Н., Недумов Р. И., Лубченко И. Ю. Распределение железа, титана, марганца и малых элементов в различных фракциях среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 6.

Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым. Тр. Гос. Инж. нефт. ин-та, вып. 4, 1929.

ГИН АН СССР, Москва

Дата поступления 3.XI.1978

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3.1979 г.

УДК 553.641:551.72(6)

ЗАПАДНО-АФРИКАНСКАЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКАЯ — КЕМБРИЙСКАЯ ФОСФАТОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ *

А. В. ИЛЬИН, Р. И. ВОЛКОВ, В. Н. ВЫДРИН, В. Е. ЗАБРОДИН

Фосфориты вендского — кембрийского возраста, обнаруженные в Нигере, Нигерии, Верхней Вольте, Бенине, Мавритании, объединены в обширную фосфатоносную провинцию, приуроченную к периферическим частям Западно-Африканского кратона. Рассматриваются геологическое строение фосфатоносных регионов, размещение фосфоритов в стратиграфическом разрезе, их возраст, вещественный состав, вероятный механизм формирования. Реставрируются палеотектонические условия фосфатонакопления. Древние фосфориты Западной Африки, вероятно, сформировались за счет фосфора, растворенного в холодных водах глубин океана — Япетус — позднедокембрийского — раннепалеозойского предшественника Атлантики. Позднедокембрийское фосфатонакопление происходило на зрелой стадии раскрытия океана, для которой можно предполагать существование обширных глубоководных впадин аналогично мезозойско-кайнозойскому фосфатонакоплению по берегам Атлантики.

В начале 70-годов французские геологи М. Паскаль (Pascal, 1972). П. Аффатон (Affaton, 1975), Р. Тромпетт (Trompette, 1975) и др., выполнявшие геологические исследования в странах Западной Африки по Программе развития ООН и непосредственно по контрактам французского Бюро горно-геологических исследований (БРЖМ), обнаружили и предварительно изучили месторождения и проявления древних (позднедокембрийских — кембрийских) фосфоритов. Эти фосфориты развиты на большой площади, в целом приуроченной к периферии Западно-Африканского кратона (фиг. 1). Они открыты в Нигере, Нигерии, Верхней Вольте, Бенине, Мавритании и, вероятно, имеются в других странах Западной Африки. В настоящей статье на основе обобщения различных данных и личных наблюдений характеризуется геологическое строение фосфатоносных регионов и отдельных месторождений, рассматривается вещественный состав фосфоритов, а также делается попытка реконструкции палеотектонических условий древнего фосфатонакопления в Западной Африке.

ГЕОЛОГИЯ ФОСФАТОНОСНЫХ РЕГИОНОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В Западной Африке выделяются два региона распространения древних фосфоритов. Один из них приурочен к восточной части синеклизы Вольта, второй — к западной части синеклизы Тауденни. Кроме этих регионов ниже рассмотрен также анти-Атлас, в котором древние фосфориты пока не обнаружены. Однако анти-Атлас близок к двум назван-

^{*} Статья печатается в дискуссионном порядке в связи с тем, что авторы, доказывая океаническое происхождение докембрийско-кембрийских фосфоритов Африки, исходят не из литологических данных, подтверждающих существование древних океанов, а из общих тектонических соображений. Такой методически неверный прием обесценивает генетические взгляды, изложенные в работе. Редколлегия.



Фиг. 1. Западно-Африканский кратон (палеотектоническая реконструкция венда)

1 — край континента, 2—3 — океаническая область: 2 — вулканические, граувакковые, флишоидные комплексы нерасчлененные, 3 — офиолиты и их фрагменты; 4—6 — континентальная область: 4 — выступы древнего фундамента, 5 — шельфовые отложения, 6 — отложения внутриконтинентальных бассейнов

ным регионам по положению в структурном плане позднего докембрия — кембрия и, вероятно, составляет вместе с ними единую металлогеническую провинцию.

СИНЕКЛИЗА ВОЛЬТА

Бо́льшая часть синеклизы Вольта находится в Гане. Сужаясь к северо-востоку, она протягивается в Бенин, Верхнюю Вольту и Нигер, где и обнаружены фосфоритовые месторождения. Синеклиза выполнена позднедокембрийскими — раннепалеозойскими отложениями, объединяющимися в надсерию Вольта (фиг. 2).

Отложения надсерии Вольта повсюду покоятся на древнейших доверхнерифейских комплексах основания — Бирримском на западе, Дагомейском и Нигерийском — на востоке. На северо-востоке разрез синеклизы имеет отчетливое двухчленное строение. Нижняя его часть, представленная серией Дапанго-Бомбуака (Affaton, 1975), сложена преимущественно кварцевыми и олигомиктовыми красноцветными песчаниками с прослоями гематитовых сланцев и локально развитой в средней части свитой сланцев и подчиненных карбонатных пород с возрастом 960 млн. лет (Clauer, 1976). Серия Дапанго-Бомбуака и ее аналоги не содержат фосфоритов и датируются как средний — верхний рифей. Выше почти повсеместно с тиллитами в основании залегает слож-





Фиг. 3

Фиг. 2. Схема геологического строения синеклизы Вольта и Буем-Атакорской складчатой зоны

1—4 — надсерия Вольта: 1 — песчаники свиты Обосум (венд — кембрий); 2—3 — серия Пенджари (венд); 2 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, 3 — тиллиты, известняки, кремни, фосфориты (месторождения фосфоритов показаны черными треугольниками: 1 — Арли, 2 — Коабугу, 3 — Мекру, 4 — Тапоа); 4 — песчаники и алевролиты серии Дапанго-Бомбуака (средний — верхний рифей); 5 — граувакки, яшмы, спиллиты серии Буем (средний — верхний рифей); 6 — доверхнерифейский кристаллический фундамент

Фиг. 3. Разрез свиты Пенджари на месторождении Тапоа (по одной из скважин). Характеристика пород: *I. а* — кирпично-красные аргиллиты и алевролиты; *б* — серые аргиллиты с тонкими прослоями железистых аргиллитов; II. *а* — чередующиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, фосфатные песчаники и аргиллиты, тонкие прослои фосфоритов, *б* — фосфориты с прослоями черных и зеленых аргиллитов, песчаники, кремнистые аргиллиты, фосфатные песчаники; III — аргиллиты и алевролиты, кремнистые аргиллиты, прослои кремней и доломитов, горизонты брекчий; IV — кремни, известняки, тиллиты

но построенная серия Пенджари (Affaton, 1975), или Оти (Pascal, 1972), в разрезе которой по вертикали наблюдается смена базальных конгломератов и тиллитов известняками и далее существенно кремнистыми отложениями. Верхняя часть серии Пенджари представлена флишоидной толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов с глауконитом, реже карбонатных и кремнистых пород. Возраст серии по глаукониту, строматолитам и микрофоссилиям определяется как вендский (Елизарьев и др., 1976; Clauer, 1976), хотя не исключено, что в центральной части синеклизы присутствуют и более молодые, вендско-кембрийские или кембро-ордовикские отложения (красноцветные песчаники Обосум).

Для синеклизы характерно заметное увеличение мощности отложений (до 2—5 км) в восточной ее части, вблизи границы с Буем-Атакорской складчатой зоной. Фосфатоносные горизонты установлены на севере синеклизы и приурочены к двум стратиграфическим уровням. Верхний уровень отвечает флишоидной толще верхов серии Пенджари (точное его положение в разрезе серии не установлено), а нижний соответствует верхней части кремнистой пачки, приуроченной к низам этой же серии.

Известные ныне месторождения фосфоритов находятся в правобережной части бассейна р. Нигер. Это месторождения — Тапоа, расположенное в Нигере, Мекру — в пограничной части Нигера и Бенина, Арли и Коабугу — в Верхней Вольте. Первые два относятся к верхнему, а третье и четвертое — к нижнему стратиграфическим уровням.

Месторождение Тапоа в настоящее время является наиболее крупным в регионе — его разведанные запасы оцениваются в 400 млн. т фосфоритов при средних содержаниях 22—26% Р₂О₅ (Niger, 1977). Вскрытый многими скважинами разрез вендских отложений в районе Тапоа расчленяется на пять пачек (сверху вниз):

Мощность, м

35

1. Тонкослоистые глинистые алевролиты и аргиллиты, местами слабофосфатные, с линзами и пропластками нирита . . . 80

2. Чередование черных и темно-серых алевролитов с линзами и вкрапленностью пирита, с содержанием Р₂О₅ не более 10%. . 133 Наблюдаются тонкие миллиметровые прослои песчано-оолитового материала, обогащенные фосфатом (20—31% Р₂О₅). В целом содержание фосфата заметно повышается вверх по разрезу.

4. Средне- и крупнозернистые косослоистые фосфатные песчаники (обычно 10—15% Р₂О₅). Цемент обычно кремнистый или фосфатно-глинистый, редко — карбонатный. Наблюдаются прослои алевролитов и аргиллитов, местами — оползневые брекчии.

Один из частных разрезов, установленный по результатам бурения, приведен на фиг. 3.

На одном из участков месторождения в составе продуктивных пачек помимо фосфоритов содержатся черные окисные марганцевые руды, чередующиеся с красными гематитовыми сланцами и песчаниками.

Фосфатоносные горизонты месторождения Тапоа локализованы в грабене и отделены разломами от основных полей развития нижневольтских песчаников, в связи с чем стратиграфические соотношения между ними остаются проблематичными. Предполагается, что выходящие к югу от грабена кремнистые породы с прослоями алевролитов и аргиллитов и тиллиты отвечают низам серии Пенджари и подстилают нижнюю алевролит-аргиллитовую пачку разреза. В пачке 5 на плоскостях напластования найдены обрывки водорослевых пленок, напоминающих кембрийские.

В районе месторождения Мекру разрез имеет близкий характер. В продуктивной серии фосфориты и фосфатные песчаники ассоциируют со средне-тонкозернистыми оолитовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами. Содержание P₂O₅ по восьми анализам от 15,7 до 31,8% (Affaton, 1975).

В районе месторождения Арли выше известянков (3 *м*), залегающих непосредственно на кристаллическом цоколе, наблюдается маломощная (15—20 *м*) пачка красно-черных кремнистых пород, перекрытых продуктивной пачкой, последняя представлена светло-серыми и коричневыми оолитовыми фосфоритами с галькой кремнистых пород, разнозернистыми, с хорошо различимыми темными фосфатными оолитами диаметром 0,1—0,7 *мм*. Цемент фосфоритов кремнисто-фосфатный, среднее содержание P_2O_5 по 14 анализам составляет 26,8—32,1% (Affaton, 1975). Мощность пачки 8—11 *м*. В основании иногда наблюдаются брекчии кремней с фосфатным цементом мощностью 2—6 *м* (Pascal, 1972). Запасы фосфоритов на месторождении Арли оцениваются в 4 млн. *т* (Upper Volta, 1977). Эта оценка, по-видимому, сильно занижена, поскольку учитывает только непосредственные выходы пласта на поверхность.

На месторождении Коабугу брекчии кремнистых пород с фосфатным цементом и светло-коричневые фосфориты, состоящие из мелких (до 0,08 *мм*) фосфатных пелет, ассоциируют с кремнистыми породами и доломитами.

СИНЕКЛИЗА ТАУДЕННИ

Синеклиза или, по терминологии французских геологов, бассейн Тауденни представляет собой типичный платформенный прогиб, выполненный отложениями позднего докембрия — палеозоя. На большей части территории прогиба эти отложения погребены под песками югозападной Сахары. По западному бордюру прогиба они выходят на поверхность в районе Адрар в Мавритании, где М. Паскалем и Р. Тромпеттом были обнаружены проявления фосфоритов (Pouit, 1966; Trompette, 1975). На северо-западе Адрара фосфоритоносные толщи залегают на гранито-гнейсовом фундаменте щита Регибат, а на юго-западе они контактируют с раннепалеозойскими складчатыми комплексами мавританид. местами шарьированными на продуктивные толщи (фиг. 4).

Проявления фосфоритов очень слабо изучены, и их количественные параметры остаются практически неизвестными. Однако общая геологическая и тектоническая ситуация, в которой они встречаются, вырисовывается вполне однозначно, так как изученность района Адрар довольно высокая.

Проявления фосфоритов располагаются на трех стратиграфических уровнях, будучи приуроченными к инфракембрийским, кембро-ордовикским и силурийским отложениям (фиг. 5).

1. Инфракембрий Мавританского Адрара мощностью около 1500 м имеет трехчленное строение. В низах разреза (серия Шар) заключены базальные конгломераты, покоящиеся на гранито-гнейсовом субстрате (группа Амсага), красноцветные эоловые песчаники, кремни, доломиты. Отмечаются проявления эвапоритов. Средняя часть (серия Атар) представлена в низах тонкозернистыми песчаниками, затем преимущественно строматолитовыми известняками и доломитами, содержащими прослои тонкозернистых глауконитовых песчаников. Верхняя серия (Ассабет эль Хассиан) в основании разреза сложена кремнистыми и доломитовыми брекчиями, затем — доломитами с горизонтами кремней, тонкозернистыми песчаниками и алевролитами, обогащенными глауконитом.

Фосфатопроявления приурочены к низам карбонатной серии Атар, они залегают между песчаниками в основании свиты и вышележащими



Фиг. 4. Геологическая карта западной части бассейна Тауденни в Мавтритании 1—2 — четвертичные отложения: 1—аллювий, 2— эоловые пески; 3— девонские песч чаники; 4—силурийские граптолитовые сланцы и песчаники; 5— ордовикские песчаники; 6—7— кембро-ордовик; 6— верхняя толща— песчаники, 7—нижняя толща песчаники, алевролиты, известняки, сланцы, кремни, тиллиты; 8—10— верхний рифей венд, инфракембрий Адрара: 8— серия Ассабет эль Хассиан— песчаники, алевролиты, сланцы, 9— серия Атар—известняки, доломиты, песчаники; 10— серия Шар—конгломераты, песчаники, доломиты; 11—13— метаморфический комплекс Мавританид (поздний докембрий—ордовик): 11— верхняя часть, 12— средняя часть, 13—нижняя часть: 14— серпентиниты; 15— протерозойский фундамент бассейна Тауденни; 16 сбросы; 17— фронтальные части шарьяжей; 18— пласты фосфоритов либо фосфатосодержащих пород и проявления фосфоритов

известняками и доломитами. Фосфат присутствует в цементе тонкозернистых кварцевых песчаников. Мощность фосфатсодержащих песчаников 1—2 м. Серия Атар по данным абсолютного возраста (Clauer, 1976) и строматолитам (Елизарьев и др., 1976) имеет верхнерифейский возраст.

2. Кембро-ордовикские отложения мощностью 1200 м начинаются с горизонта тиллитов, выше которых следует песчано-аргиллитовая толща. Непосредственно над тиллитами выделяется характерная 200-метровая пачка, сложенная преимущественно доломитами, яшмами, фтанитами. Для этой пачки характерны линзы барита. Эта пачка заключает и проявления фосфоритов, которые представляются более значительными по сравнению с нижележащими верхнерифейскими. Они образуют полосу, протягивающуюся к северо-востоку от г. Атар на протяжении около 80 км. Фосфат присутствует в пластах тонкозернистых кварцевых песчаников мощностью 1—2 м, образуя вместе с карбонатом цемент кварцевых песчинок. Он служит также цементом в алевролитах, образующих пласт мощностью около 5 м. В одном из проявлений фос-

Фиг. 5. Стратиграфическая колонка позднедокембрийских — кембрийских отложений западной части синеклизы Тауденни. Характеристика пород: I — песчаники и сланцы, алюмо-железистые docфаты; II — песчаники, аргиллиты; III - косослоистые кварцевые песчаники; IV. а - кварцевые песчаники и аргиллиты с прослоями доломитов, б — линзы барита, в кремни, фтаниты, доломиты, фосфориты, тиллиты; V — тонкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты с глауконитом, сланцы, кремнистые брекчии; VI. а --строматолитовые известняки и доломиты, кварцевые песчаники с глауконитом, б — алевролиты. сланцы, кварцевые песчаники с конгломераты; VII.фосфатом, доломиты, кремни, тонкозернистые кварцевые песчаники, красноцветные эоловые песчаники, баконгломераты; VIII зальные гнейсы, железистые кварциты, мигматиты



фат рассеян в 30-метровом горизонте кремней, сложенных спикулами губок, местами марганценосных.

В средней части разреза отложений кембро-ордовика, стратиграфически значительно выше фосфоритов найдены остатки брахиопод, относящихся к переходным слоям между кембрием и ордовиком. В силу этого фосфориты, вероятно, являются кембрийскими и принадлежат к низам кембрия.

3. Силурийские отложения представлены песчаниками, сланцами, аргиллитами. В средней, сланцевой части разреза, датируемой лудловским ярусом, выделяется полуметровый горизонт рыхлых железистых алюмофосфатных пород, прослеженный на 100 км по простиранию и перекрытый на западе шарьяжами мавританид. Эти породы образуют прослои мощностью 5—30 см в средней части серии. Р. Тромпетт (Trompette, 1975) считает, что они вторичны, образовались в результате изменения фосфатов кальция в условиях, близких к латеритным. Эти изменения связываются с современными процессами. Таким образом, отложение фосфатов кальция допускается и для силурийского периода.

Фосфатопроявления западного бордюра синеклизы Тауденни ассоциированы со стратиформным оруденением меди, свинца, цинка. Полиметаллическое оруденение обнаружено, в частности, в песчанистых доломитах серии Шар в Адраре. Северо-восточнее в составе серии Ханк, сопоставляемой с инфракембрием Адрара, обнаружены проявления медистых песчаников.

АНТИ-АТЛАС

Анти-Атлас образует северную оконечность Западно-Африканского кратона. Геологическая изученность этого региона весьма высокая. Здесь уже давно установлены и изучены классические разрезы позднего докембрия — кембрия. Эти отложения лежат в анти-Атласе, как и в двух описанных выше регионах, на древнем докембрийском кристаллическом фундаменте (Choubert, Marcais, 1952; Choubert, Faure-Muret, 1971).

Разрез позднедокембрийских — раннекембрийских отложений литологически распадается на две части. Нижнюю составляют вулканогенные и терригенные породы, а верхнюю — карбонатные с отдельными более или менее мощными пачками тонких терригенных и глинистых пород.

К нижней части разреза относится серия Варзазат мощностью до 5000 м. Она сложена андезитами, риолитами, игнимбритами и туфами, заключающими пачки красноцветных конгломератов, песчаников, пелитов и известняков со строматолитами. Возраст ее определяется как верхнерифейский.

Верхняя часть разреза делится на два элемента: вендский и кембрийский. Венду отвечает 300-метровая толща преимущественно доломитов и вишнево-красных мергелей, алевролитов и песчаников (серии Адуду и Ли-де-вин), а кембрию — известняки с археоциатами, чередующиеся с глинистыми сланцами, богатыми остатками трилобитов (1000 м).

Позднедокембрийские отложения анти-Атласа несут характерный комплекс осадочных полезных ископаемых, вероятнее всего, сингенетичных вмещающим их породам. Прежде всего это стратиформные марганцоворудные и железомарганцеворудные залежи (месторождения Тиуин, Мигуден, Оффремт и др.) и отдельные жильные меднорудные проявления, залегающие среди пелитов и конгломератов верхней части Варзазат. Стратиформные меднорудные проявления встречаются также на нескольких уровнях в разрезах серии Адуду (Талаат, Н'Уаман, Уансими, Тазалахт, Иминирфи). В этой же серии отмечены синтегенетичные проявления свинца и цинка — Тамжут и др. (Bouladon et al., 1955; Pouit, 1966; Saadi, 1968; Smeykal, 1972).

В анти-Атласе пока не обнаружено проявлений древних фосфоритов, хотя присутствие их здесь весьма вероятно в силу следующих обстоятельств: 1) сходства позднедокембрийских отложений по возрасту, литологическим особенностям и последовательности пород в разрезе с другими регионами, несущими залежи фосфоритов, например с западной частью синеклизы Тауденни; 2) развития характерного сингенетичного комплекса осадочных полезных ископаемых, включающего марганец, железо, медь, свинец, цинк и тесно ассоциирующегося с древними фосфоритами в рассмотренных выше регионах; 3) единства палеотектонической позиции анти-Атласа и других регионов, составляющих периферическую часть Западно-Африканского кратона и являющихся фосфатоносными⁴.

¹ Уже после написания статьи стали известны данные о находках фосфоритов в составе вендской серии Адуду Высокого Атласа. Вилан (Viland, 1977) описывает два пласта фосфоритов в низах этой серии. Нижний пласт заключен среди «нижних» доломитов, верхний непосредственно перекрывает их. Фосфат представлен карбонатфторапатитом и слагает до 85% объема породы (остальное приходится на кремнезем). О присутствии фосфоритов в древних толщах Марокко, как пишет Вилан, никто не подозревал. Толчком для их обнаружения послужило открытие месторождений вендскокембрийских фосфоритов в Нигере, Верхней Вольте и других странах Западной Африки.

петрография и вещественный состав фосфоритов

Подобно другим фосфатоносным провинциям, в Западно-Африканской имеются фосфориты и фосфатсодержащие породы, граница между которыми проходит на уровне 18% Р₂О₅. В обеих группах фосфат присутствует в виде пеллет, подавляющее большинство которых представлено простыми округлыми формами со средними размерами около 0,1 *мм* в поперечнике.

фосфориты

Макроскопически в образцах из керна скважин диагностируются две разновидности фосфоритов: а) однородные массивные, либо неяснослоистые черные и б) тонкослоистые, состоящие из чередующихся черных существенно фосфатных и серых полосок, лишенных фосфата, либо содержащих его в небольшом количестве.

а) Неяснослоистые фосфориты состоят на 70—80% из фосфатных пеллет. Выделяются простые и сложные их разновидности. Первые представляют собой округлые бесструктурные, реже концентрическислоистые (оолитовые) образования, сложенные желтовато-зеленоватым либо буроватым фосфатом. Размер простых пеллет изменяется от 0,07 до 0,15 мм и в среднем составляет около 0,1 мм (фиг. 6, *a*).

Сложные пеллеты состоят из простых и обнаруживают значительное разнообразие по размеру и форме (фиг. 6, б). Отличаясь по степени сложности друг от друга, пеллеты, вероятно, принадлежат к разным поколениям, причем пеллеты второго поколения обычно состоят из нескольких простых пеллет. Пеллеты третьего поколения включают несколько пеллет второго, к которым могут примешиваться и простые формы и т. д. Размеры пеллет обычно увеличиваются по мере того, как строение их усложняется. В сложных формах составляющие их более простые окружены бесструктурным фосфатным материалом, отличающимся от фосфата пеллет по интенсивности окраски.

Строение и форма внешнего контура сложных пеллет и их соотношение с простыми формами, составляющими сложные, меняются от случая к случаю, причем намечаются два основных варианта. В одном из них внешний контур и соответственно весь пеллет имеет правильную эллиптическую форму. Внешняя оболочка состоит из тончайших фосфатных концентров или пленок, плавно облекающих тесно сгруженные простые пеллеты и никогда не пересекающих контуров последних. В другом внешний контур пересекает и обрезает простые пеллеты, подобно тому как поверхность хорошо окатанной речной гранитной гальки срезает кристаллы кварца и полевого шпата, слагающие гранит. Очевидно, что в первом варианте формирование сложных пеллет. Во втором случае этому процессу предшествовали перенос и окатывание простых пеллет.

Изредка в шлифах наблюдаются крупные пеллеты, состоящие из бесструктурного фосфата (коллофана или микросфорита), имеющего тонкослоистое сложение. Такие пеллеты отличаются резко вытянутой формой. Наблюдая их в разных частях в шлифах, можно видеть, что они ориентированы в одном и том же направлении. Наконец, нужно отметить наличие угловатых обломков фосфатного состава, встречающихся эпизодически.

Второй основной компонент фосфоритов — кварцевые зерна. В случае, когда фосфатный материал сложен простыми пеллетами, эти зерна мелкие и хорошо сортированы, несколько угловаты и обладают примерно теми же размерами, что и фосфатные пеллеты, либо они бывают несколько меньше последних. Но как только в породах появляются более сложные и крупные пеллеты, как тут же наблюдаются более круп-



Фиг. 6. а) фосфорит, состоящий из простых пеллет. Увел. 50; б) фосфорит, сложенный простыми и сложными пеллетами, увел. 40; в) микроструктура фосфатного вещества (фото реплики в электронном микроскопе). Месторождение Топоа

ные, обычно хорошо окатанные кварцевые зерна. В целом при изучении шлифов установлена прямая зависимость между увеличением размеров и совершенством степени окатанности кварцевых зерен, с одной стороны, и разнообразием размеров и формы фосфатных пеллет — с другой.

б) Слоистые фосфориты сложены чередующимися через 2—5 мм черными фосфатными и серыми бесфосфатными прослойками. Фосфатные прослойки состоят в основном из мелких (0,08—0,1 мм) фосфатных пеллет и еще более мелких кварцевых зернышек. Бесфосфатные соответствуют по гранулометрии либо алевритистым аргиллитам, либо кремнисто-глинистой породе.

фосфатсодержащие породы

Среди этих пород выделяются песчаники, с одной стороны, и алевролиты-аргиллиты — с другой. Песчаники в свою очередь представлены черными и светлыми разностями. Черные мелкозернистые фосфатсодержащие песчаники содержат многочисленные фосфатные пеллеты. Светлые (белые) кварцитовидные песчаники состоят из плотно упакованных округлых кварцевых зерен, хорошо сортированных с размерами около 0,3—0,5 мм. Пространство между зернами занято карбонатом. Кварцевые зерна и заключенные между ними редкие фосфатные пеллеты, имеющие неясно выраженное концентрическое строение, примерно равновелики.

Черные фосфатные аргиллиты и алевритистые аргиллиты отличаются обилием органического вещества, малыми размерами фосфатных пеллет и появлением тонкой пылевидной вкрапленности сульфидов (главным образом пирит).

В целом древние фосфориты Западной Африки петрографически довольно сходны с фосфоритами многих других районов, особенно с пермскими фосфоритами Скалистых гор Северной Америки. Типичная их особенность заключается в обилии кварцевых зерен. Видимо, именно по этому признаку французские геологи называют эти породы фосфатными песчаниками.

Судя по тому, что в шлифах зачастую наблюдаются породы, состоящие на 90-92% из простых равновеликих бесструктурных фосфатных пеллет, можно допустить, что первичный фосфатный осадок был мономинеральным. Образование пеллетовой текстуры в этом случае можно объяснить озернением фосфатного осадка in situ. Еще до литификации фосфатный осадок мог размываться. В наиболее удаленной от берега зоне это выразилось в «разбавлении» фосфатного материала небольшим количеством мелких зерен кварца. Ближе к берегу, в зоне частых волнений, в фосфатный осадок «набивалось» все больше и больше кварцевых зерен. Они перемешивались с фосфатными пеллетами, давая начало новому осадку, состоящему из фосфатных пеллет и зерен кварца. По окончании какого-то периода волнений восстанавливалась стабильная обстановка, в результате чего на шельф поступали новые порции богатых фосфатом вод, а фосфат осаждался, используя при этом в качестве центров кристаллизации возникшие ранее простые фосфатные пеллеты и кварцевые песчинки. Именно таким образом формировались сложные пеллеты второго поколения, которые в дальнейшем могли служить центрами для пеллет следующего поколения и т. д. Увеличение количества кварцевых зерен и их размеров, а также совершенствование степени ах окатанности по мере перехода ко все более сложным пеллетам однозначно указывает на то, что перемыв фосфатного осадка и пере-

Сумма 00000 88888 10-3 D ώr **648**401 Copr 00400 47,6,4,4 (IL Na0 10 ~ m m m 00000 400140 K_sO ດ້ດ້ດ້ຕ໌ດ້ Al₂O₃ 0,00,4,0,00 <u>َ</u> ڡَ ڡَ مَ مَ صَ اَبَ صَ Fe.O. 0,0,0,0,0,0 MgO n+01-n 00044 4,00,4,000 CaO. 448460 õ <u>ທັ</u>ໝັ ທັ 🐴 ຕັ لأخالأخانين SiO_ 3640.20 سخدمنن P.06 19^{,5},8^{21,33} Мавритания Страна Нигер фосфат (средние знафосфатом фосфатом Неяснослоистый фосфорит пяти пробам) J Кварцевый песчаник с Порода Песчанистый аргиллит фосфорит Алюможелезистый оĽ Слоистый чения же o

Bec.%

фосфатсодержащих пород,

z

фосфоритов

COCTAB

Химический

отложение играли главнейшую роль при формировании древних африканских фосфоритов. Подобные процессы описаны и в других регионах (Бушинский, 1966).

Образование пеллет последующих генераций осуществлялось не только с помощью вновь приносимых порций фосфата, но и за счет растворения, переноса и переотложения ранее накопленного фосфатного осадка. Следует отметить, что подобные процессы описаны для ряда других фосфатоносных регионов (Cook, 1976).

Микроструктура фосфата изучалась в просвечивающем электронном микроскопе ЭВМ-100Л при увеличениях до 10 000 (см. фиг. 6, *в*). Установлено, что фосфат сложен мельчайшими зародышевыми кристаллитами апатита, имеющими гексагональный габитус. Размеры кристаллитов в среднем 0,3 *мкм* по длине и 0,1 *мкм* по ширине. Степень кристаллиличности довольно высокая, если не считать того, что сами кристаллиты малы по размерам. Расположение кристаллитов внутри пеллет беспорядочное, иногда радиально-лучистое.

По химическому составу древние африканские фосфориты сходны с фосфоритами ряда других регионов, в частности Скалистых гор. Фосфат представлен фторкарбонатапатитом; характерны низкие значения углекислоты, полуторных окислов и магния при сравнительно высоком содержании С_{орг} (таблица).

тектонические реконструкции и условия фосфатонакопления

Фосфатонакопление в Западной Африке происходило в позднем докембрии (рифей — венд) и раннем палеозое. Оно охватило обширные пространства и было приурочено к периферическим частям современного Западно-Африканского кратона. Как выяснилось за последние годы, кратон окружен более молодыми складчатыми комплексами позднего докембрия — раннего палеозоя, отвечающими так называемой панафриканской орогении. Природа этих комплексов и характер орогении остаются не вполне ясными. По мнению одних исследователей (Shackleton, 1970), Африканский континент в его современных очертаниях или весьма близких к ним, существовал уже к концу докембрия, и, таким образом, панафриканская орогения развивалась в энсиалических, внутриконтинентальных условиях. Другие исследователи (Grant, 1969; Burke, Dewey, 1972) полагают, что отдельные кратоны, составляющие континент, были спаяны воедино лишь в результате панафриканской орогении и соответствующие складчатые комплексы имеют, таким образом, океаническую природу.

Очевидно, что двумя этими концепциями и определяются различные подходы к интерпретации тектонических условий фосфатонакопления: согласно первой фосфатонакопление следует связывать с замкнутыми эпиплатформенными бассейнами, а по второй — с периферическими приконтинентальными частями океанов.

Чтобы оценить оба эти варианта, рассмотрим более подробно характер позднедокембрийских — раннепалеозойских образований, развитых по периферии кратона.

1. К северу от кратона, в атласидах, из-под юрских, меловых и палеогеновых отложений выходят позднедокембрийские — раннепалеозойские складчатые толщи, которые всеми исследователями исключаются из пределов Африканской платформы и относятся к альпийской геосинклинальной области. Они представлены флишоидными, граувакковыми и вулканогенными комплексами, отличающимися сложными, типично альпийскими складчатыми дислокациями. В анти-Атласе этому же стратиграфическому уровню отвечают доломиты, известняки, мергели, глинистые сланцы, характеризующиеся значительными мощностями и довольно резкими глыбово-складчатыми дислокациями. Южнее, в синеклизе Тиндуф, отложения интересующего нас возраста представлены горизонтально лежащими маломощными терригенными породами.

Если представить теперь латеральный профиль вендско-кембрийских отложений, пересекающий по меридиану северную часть и обрамление кратона, то в нем будут выделяться три зоны: платформенная (Тиндуф), миогеосинклинальная (анти-Атлас) и эвгеосинклинальная (Высокий Атлас). Граница между второй и третьей зонами чрезвычайно резкая и проходит по Южно-Атласскому, или Агадирскому разлому, который, как предполагают Ленер и Рюитер (Lehner, Ruiter, 1977), отвечает краю позднедокембрийского — кембрийского континента.

Для полноты картины следует подчеркнуть наличие Буазерского офиолитового комплекса, локализованного в зоне Южно-Атласского разлома. В составе этого комплекса обнаружены все характерные компоненты офиолитов, в том числе и осадочные породы верхнего (третьего) слоя — кремнистые, карбонатные и глинистые, метаморфизованные до зеленосланцевой фации. Леблан (Leblanc, 1976) считает, что буазерские офиолиты представляют позднедокембрийскую океаническую кору. В целом приведенные данные позволяют достаточно обоснованно реставрировать древний океан к северу от кратона и полагать, что анти-Атлас отвечал шельфовой его зоне.

2. К западу от кратона, по атлантическому побережью Мавритании. Сенегала и Сьерра-Леоне до недавнего времени вообще не выделялось позднедокембрийских — кембрийских отложений. Однако уже на геологической карте Мавритании масштаба 1:1000000 (Carte géologique, 1969) отчетливо выступают два принципиально различных региона восточный и западный. На востоке выявляется типичное для платформ двухъярусное строение. Древнейший кристаллический фундамент перекрыт здесь чехлом отложений синеклизы Тауденни, начинающихся верхнедокембрийскими слоями. По бордюру синеклизы они представлены преимущественно карбонатными осадками, к которым в Адраре приурочены фосфориты, а в центральной ее части — терригенными. Вдоль Атлантического побережья, к западу от кратона протягиваются цепи мавританид и продолжающих их к югу рокелид. Они сложены, как выяснилось в последнее время, позднедокембрийскими -- раннепалеозойскими андезитово-граувакковыми и базальтовыми комплексами. Благодаря высокому метаморфизму (зеленосланцевая либо местами амфиболитовая фации) эти комплексы и принимались ранее за древние докембрийские образования и отождествлялись с докембрием фундамента кратона. Мавританиды отличаются типично альпийским стилем дислокаций. Для них характерны тектонические покровы, свидетельствующие о перемещении масс с запада на восток.

Два рассмотренных региона разграничиваются швом, протягивающимся с севера на юг. Как в зоне шва, так и в чешуях мавританид, покоящихся на кристаллическом фундаменте, изобилуют гипербазитовые тела. Встречаются и другие составные части офиолитовых комплексов (Carte géologique, 1969).

В целом к западу от кратона, на всем протяжении от Регибатского щита на севере до Гвинейского на юге, позднему докембрию — кембрию отвечают зеленокаменно-измененные, преимущественно вулканогенные образования. Они отделены офиолитовым швом от кратона, в пределах которого сменяются вначале карбонатными, а затем (восточнее) терригенными толщами, т. е. в широтном латеральном профиле устанавливается обычная последовательность, свойственная континентальной окраине и смежному океаническому пространству.

3. Аналогичная картина вырисовывается и к востоку от Западно-Африканского кратона — в массивах Хоггар (Алжир) и Адрар-Ифорас (Мали). В первом из них установлены островодужные андезитово-граувакковые серии позднего докембрия (Caby et al., 1977), во втором описываются тектонизированные офиолиты, надвинутые на континентальные осадки восточной части синеклизы Тауденни (Leblanc, 1976).

Близкая ситуация, возможно, имела место южнее, где к синеклизе Вольта с востока примыкае́т Буем-Атакорская складчатая зона, интерпретируемая рядом исследователей (Grant, 1969; Burke, Dewey, 1973) как шовная, оставшаяся на месте древнего океана, замкнувшегося во время панафриканского орогенеза (650—550 млн. лет назад). Однако в этой зоне типичные океанические образования отсутствуют, в тылу зоны находится более древний Нигерийский гранитогнейсовый массив (Affaton, 1975), и зона может иметь другое происхождение.

В целом Западно-Африканский кратон почти по всему периметру окаймляется океаническими комплексами позднего докембрия — раннего палеозоя, а периферические его части выступают как континентальные окраины. Особенно ярко подобная картина выражена на западе, в Мавритании, где рассматриваемые образования представлены двумя фациями. На востоке, по бордюру синеклизы Тауденни это известняки, доломиты и песчаники с горизонтами фосфоритов, а на западе, в пределах мавританид — метаморфизованные вулканогенные породы.

Анализируя строение позднедокембрийских (верхний рифей венд) — кембрийских толщ фосфатоносного региона Адрар в Мавритании, нетрудно заметить типичные черты, свойственные разрезам континентальных окраин. Такие разрезы, как правило, имеют трехчленное строение (Evans, 1978), что отвечает трем стадиям формирования континентальных окраин: 1) красноцветные эоловые, озерные и речные осадки, возникшие при разрушении окружавших поднятий и несогласно лежащие на кристаллическом фундаменте, 2) эвапоритовые толщи, 3) нормальные морские осадки, представленные обычно карбонатными породами.

Красноцветные осадки отвечают стадии образования внутриконтинентальных рифтов. Эвапориты заполняют погружающиеся рифты после нивелирования тектонического рельефа в условиях значительной изоляции от соседнего океанического бассейна. Наконец, при свободном сообщении с океаном и общем погружении континентальной окраины, охватывающем обширные пространства, формируется шельф континента, на котором откладываются преимущественно карбонатные осадки.

В фосфатоносном регионе Мавританского Адрара первой и второй стадиям отвечает серия Шар, а третьей — серия Атар. Аналогичная последовательность событий запечатлена в разрезе древних толщ анти-Атласа, где также реставрируется древняя континентальная окраина.

Обращаясь теперь к противоположному, западному берегу Атлантики, нельзя не заметить очень большого сходства строения и состава позднедокембрийских — раннепалеозойских толщ миогеосинклинальной зоны Аппалачей с только что рассмотренными образованиями западной периферии Африки. Это сходство уже давно послужило основанием для реконструкции древнего океана Япетус — позднедокембрийского — раннепалеозойского предшественника Атлантики (Rankin, 1976). На западе океан Япетус омывал Северо-Американский континент, а на востоке — Западно-Африканский кратон. К востоку от последнего предполагается существование еще одного океанического пространства (Caby et al., 1977). Интересно заметить, что на западном Аппалачском шельфе океана Япетус также имеются позднедокембрийские фосфориты, ассоциированные с марганцевыми и железными рудами (Hamilton, 1961).

Можно привести целый ряд параллелей между современной, вернее, мезозойско-кайнозойской Атлантикой и океаном Япетус. Самое важное в рассматриваемом аспекте заключается в том, что в обоих случаях на определенных стадиях развития океанов на шельфах происходило фосфатонакопление. Вряд ли можно сомневаться в том, что грандиозные скопления верхнемезозойских — раннекайнозойских фосфоритов по обоим берегам Атлантики сформировались за счет резервов гидросферы, т. е. за счет фосфора, растворенного в холодных водах глубин океана. В Атлантике зрелая стадия раскрытия океана была достигнута к концу мела — началу палеогена.

Раскрытие океана Япетус датируется 800-900 млн. лет. Фосфатонакопление на его шельфах происходило на уровне 550-650 млн. лет назад, т. е., как и в случае Атлантики, на зрелой стадии раскрытия океана, для которой можно предполагать существование обширных глубоководных впадин.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии. М., «Наука», 1966.

Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. Докембрий Африки и Аравии (струк-турно-вещественные комплексы) — В кн. Докембрий континентов, Австралия, Африка. Новосибирск, «Наука», 1976.

Affaton P. Etude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la Haute-Volta .- Trav. Lab. Sci. Terre, St. Jerome, Marceille, 1975, No. 10.

Bouladon J., Jouravsky G., Colson Ch. Les gisements de mangnèse volcanogènes de Tiouine (Infracambrien du Sud Maroc).- Notes et Mém. du Service Géol. du Maroc. No. 127, Rabat, 1955.

Burke K., Dewey J. Orogeny in Africa.— In: Proc. of the Conf. on Afr. Geol. Eds. T. Des-sauvagie, A. Whiteman, Jbadan, 1972.

Caby R., Dostat F., Dupuy C. Upper Proterozoic volcanic graywacke from NW Hoggar

(Algeria) — Precambrian Res., 1977, v. 5, No. 3.
 Carte géologique de la République Islamique de Mauritanie. Echelle: 1/1 000 000. Bureau de Recherche Geologiques Minier, 1969.
 Choubert G., Faure-Muret A. (coord). Tectonique de l'Afrique UNESCO, Paris, 1971.
 Choubert G., Marcais J. Geologie du Maroc.— Notes et Mem. Service Géol. Maroc, Casa-

blanca, 1952, No. 100.

Clauer N. Géochimie isotopique du strontium des milieux sedimentaires. Application à la geochronologie de la converture du craton Ouest-Africa. - Sci. Geol. Mem., 1976, No. 45.

Cook P. J. Sedimentary phosphate deposits. In: Honbook of Strata-bound and Strataform Ore Deposits, K. H. Wolf, ed.; Elsevier, Amsterdam; v. 7, 1976.

Evans R. Origin and Significance of Evaporites in basins around Atlantic Margin.— Amer. Assoc. Petrol. Geologist Bull., 1978, v. 62, No. 2.
 Grant N. The Late Precambrian to Early Paleozoic Pan-African Orogeny in Chana, Togo,

Dahomey and Nigeria .-- Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, No. 1.

Hamilton W. Geology of the Great Smoky Mountains, Tennesee and Northern Carolina.-U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1961, 349-A.

Lehner P., Ruiter de P. Structure hystory of Atlantic Margin.— Amer. Assoc. Petrol., Geologist. Bull., 1977, v. 61, No. 7.

Leblanc M. Proterozoic ocean crust at Bou Azer.- Nature, v. 261, 1976.

Niger. Mining Annu. Rev., 1977.

Pascal M. Reinterpretation de la géologie et examen des possibilites minieres de l'ensemble Voltaien-Buem-Atacorien au Togo, Dahomey, Haute-Volta et Niger. BRGM, Bureau de Recherche Geologiques Minier, Paris, 1972.

Pouit G. Paléogéographie et répartition des mineralisations stratiformes de Cuivre dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc).— Chronique des mines et rech. miniere, 1966, 34, No. 356

Rankin D. Appalachian salients and Recesses: Late Precambrian continental Break up and the opening of the Japetus Ocean.- J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 32.

Saadi M. Les gisements de cuivre au Maroc .- Mines géologie, No. 26, Rabat, 1968.

Shackleton R. On the origin of some African granites. - Proc. Geol. Assoc., 81, No. 3, 1970.

Smeykal S. D. Traits géologiques du gisement cuprifère d'Ouansimi, Anti-Atlas occidental, Maroc.— Mines Géologie, No. 35, Rabat, 1972.
 Trompette R. Le Bassin de Taoudenni. «Notice explic. de la carte géologique a 1/1 000 000

de la Mauritanie». B. R. G. M. (Bureau de Recherches Geologiques Minier), Paris, 1975.

Upper Volta. Mining Annu. Rev., 1977.

Villand J. C. Présence d'horizons phosphatés à la base de l'Infracambrien supérieur du Haut Atlas de Marrakech (Maroc) .- Notes Serv. géol. Maroc., 38 (268), 1977.

Институт литосферы АН СССР,

НИЛЗарубежгеология,

ГИН АН СССР,

Москва

Дата поступления 23. V. 1978 г.

7*

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3, 1 9 7 9 г.

УДК 552.55 : 551.244

ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК КРЕМНЕЗЕМА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

М. Ю. ХОТИН

Рассматриваются положение, геохимические, петрохимические и петрологические особенности кремнистых пород в различных геосинклинальных, преимущественно вулканогенно-кремнистых формациях. Сделан вывод о несомненно глубинной природе кремнезема в этих формациях. Рассмотрена проблема транспортировки эндогенного кремнезема вулканическим процессом и связи последнего с зонами генерации магм и источником кремнезема. Рассмотрены петрологические связи процессов эклогитообразования, генерации определенных типов магм и последующих процессов метаморфизма. Произведена качественная оценка баланса вещества.

В проблеме образования кремнистых пород в геосинклинальных формациях всегда существовали две основные взаимосвязанные части ее: источник огромных масс кремнезема и способ выпадения его в осадок. Парагенетическое сосуществование вулканических и кремнистых образований в геосинклинальных формациях не вызывает сейчас возражений и подробно освещено во многих публикациях. Сама идея о возможном вулканогенном источнике кремнезема родилась из частого нахождения кремнистых пород в разрезах офиолитовых ассоциаций.

Тем не менее некоторые исследователи не рассматривают кремнистую составляющую офиолитовых ассоциаций как ее генетический сочлен (Офиолиты в земной коре, 1973). Э. Бейли, его коллегами (Bailey et al., 1964), автором (Хотин, 1972_{1, 2}, 1976) и др. была показана генетическая непременность кремнистых пород в офиолитах. Однако несомненно, что генетическое единство вулканогенно-кремнистых парагенезов необходимо в каждом конкретном случае доказывать. Вопрос этот разобран И. В. Хворовой (1968), к данным которой в основном я буду апеллировать в ходе дальнейших рассуждений.

В настоящее время стало очевидным, что наибольшие объемы осадочных кремнистых пород связаны не с офиолитовыми формациями океанов и континентов, а с так называемыми спилитовыми или спилитдиабазовыми формациями эвгеосинклиналей (Шатский, 1965; Хворова, 1968). По характеру кремнистых образований в кремнеземсодержащих формациях выделяются группы яшмовых и туфово-кремнистых формаций и группа терригенно- и карбонатно-кремнистых комплексов.

Кроме того, намечено три типа генетических связей кремнистых пород с вулканическими: 1) кремненакопление и эксплозии; 2) кремненакопление и подводные эффузии; 3) «отдаленно-вулканическое» или «скрытовулканическое» кремненакопление. При этом постулируется несколько аспектов проблемы вулканогенного кремнезема, в том числе и возможный его источник (способ поступления) при геосинклинальном вулканизме. Последнее и является главным объектом настоящего исследования.

ГЛУБИННАЯ ПРИРОДА КРЕМНЕЗЕМА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Накопленный огромный фактический материал и интенсивное развитие теоретических знаний позволяют более уверенно подойти к решению таких вопросов, как: 1) источники кремнезема в породах геосинклинальных формаций; 2) петрогенетические связи вулканизма (или магматизма вообще) и кремненакопления; 3) способ поступления кремнезема, сингенетичного вулканическим процессам, в бассейны осадконакопления.

Необходимость такого исследования назрела по многим причинам. Прежде всего — это различное геологическое положение кремнистых пород в различных формациях (три типа связи, по И. В. Хворовой).

1. Положение кремнистых пород в некоторых кремнистых формациях

Различное количество, а иногда и отсутствие либо кремнистых, либо вулканических пород в формациях приводит к большому количеству гипотез об источниках вулканогенного кремненакопления, а порой и отрицанию такового. Часто исследователи ищут доказательства сингенетичности кремнезема и вулканических продуктов в их комплементарности, как это показали построения Э. Бейли, В. Ирвина и Д. Джонса (Bailey et al., 1964), Э. Бонатти (1966), М. А. Петровой (1958), Н. В. Фроловой (1951) и др. Вероятно, и выщелачивание SiO₂, и поступление кремнезема в результате взаимодействия раскаленной лавы с морской водой имеют место, но эти гипотезы и расчеты не в состоянии объяснить ни объем геосинклинального кремнезема, ни весьма прихотливые связи его с вулканитами, или даже отсутствие таких связей.

Так, например, Бейли и его коллеги полагают 2%-ную потерю кремнезема лавами, взаимодействующими с морской водой, достаточной для образования кремнистых пород, когда объем их в отношении к объему вулканитов составляет 1:100 или более. Однако в типичных кремнисто-вулканогенных геосинклинальных формациях мира объем кремнистого материала соизмерим с объемом материала вулканического, а иногда и превышает его (Хворова, 1968, и др.).

Кроме того, огромные массы кремнезема наблюдаются в невулканических формациях или формациях, не имеющих видимых связей с вулканизмом, где ассоциируют с терригенными и карбонатными породами. Вполне определенно выявленная многими исследователями (Маракушев, 1976_{1,2}; Перчук, 1976; Марков и др., 1977, и др.) петрохимическая разнородность офиолитовых комплексов континентов и океанов, делающая более сложными связи вулканиты — кремнезем, позволяет подойти к петрологической характеристике рассматриваемого явления.

Прежде всего следует разобраться в том, что кремнистые породы являются непременным парагенетическим членом почти всех офиолитовых ассоциаций, в то время как сами офиолитовые ассоциации весьма различны по пепрохимическому типу (Bailey, Blake, 1974; Маракушев, 1976_{1,2}; Марков и др., 1977). Более детальное изучение этого вопроса показывает, что, например, в формации Камчатского Мыса (Хотин, 1972_{1,2}, 1976) или в Францисканской (Bailey et al., 1964), автохтонные яшмы связаны с вулканитами непосредственно. Они залегают, как правило, на лавовых потоках, вблизи них, слагают отдельные пачки и линзы, часто в переслаивании с карбонатами, среди лавовых потоков или среди гиалокластогенных аргиллитов. В этих формациях кремнистых пород мало. Во Францискане они составляют примерно 0,5% объема формации, а в формации Камчатского Мыса, по моим данным, яшмы автохтонной породой ассоциации не превышают нескольких

процентов объема. Аллохтонные силициты туфогенного происхождения не связаны с толеитовыми базальтами офиолитового комплекса и не превышают 10-15% объема. Во время изучения формации Камчатского Мыса мной были сделаны предварительные выводы о преимущественной петрологической связи кремнезема с вулканитами, отличными по петрохимическим особенностям от типичных толеитовых серий океанов. Такой вывод напрашивался из того факта, что обильный типично толеитовый вулканизм океанов и офиолитовых ассоциаций континентов не сопровождается интенсивным кремненакоплением. Обилие кремнистых пород, превышающих зачастую объем сингенетичных вулканитов, специфика значительно отличных от толеитовых, геосинклинальных, вилканогенных формаций, причем, чем древнее возраст их. тем значительней объем кремнезема (Хворова, 1968). С другой стороны, эффузивы, сопоставимые по составу с толеитами океанов, развиты только в Тихоокеанских офиолитовых формациях типа Францисканской и Камчатокого Мыса, где кремнистых пород мало. Сравнительное изучение этих формаций (Хотин, 1972, 1976) показало, что в той и другой наблюдается тенденция к более высокоглиноземистому составу эффузивов по сравнению с толеитовыми, что делает еще более понятными наблюдения о малом количестве кремнистых пород в парагенезе с типичными толеитами океанов

2. Положение кремнистых пород в позднемеловых формациях Камчатки

Высказанное выше положение доказывается сравнительным рассмотрением формации Камчатского Мыса и других относительно одновозрастных формаций Камчатки в латеральном ряду по отдельным структурно-формационным зонам (фиг. 1; Markov, Khotin, 1971; Mapков, 1975; Хотин, 1972₂, 1976).

Увеличение кремненакопления, сопровождающего вулканизм разных стадий развития позднемеловой структуры Камчатки, с одной стороны, связано с изменением петрохимического характера вулканизма и магматизма вообще, а с другой — в гораздо большей степени является функцией структурно-формационной зональности развивающейся эвгеосинклинали (островной дуги) и как следствие этого — функцией глубинных процессов, отражающих структурно-магматическую эволюцию в пространстве и времени.

Наибольший объем кремнистых пород в верхнемеловых отложениях Камчатки приурочен к отложениям Центрально-Камчатской (до 50%, а в отдельных разрезах до 80% объема пород — в ирунейской серии) и в меньшей степени в Восточно-Камчатской (до 30% объема — в валагинской и кумрочской сериях) структурно-формационных зонах. При этом характерно, что кремненакопление в этих зонах в большинстве случаев начиналось раньше появления главных объемов вулканитов; — либо фациально согласованно с появлением вулканитов в узко обособленных участках, не охватывающих всей площади кремненакопления; либо фациально независимо от появления вулканитов.

Петрохимически вулканиты эпохи главного кремненакопления (ирунейская, валагинская серии) соответствуют высокоглиноземистому базальтовому и щелочноземельному андезито-базальтовому типам. Для этих разрезов характерны контрастные спилит-кварц-кератофировые серии. При этом ультраосновной магматизм (эффузивный и интрузивный) проявился гораздо позже заключительных этапов кремненакопления. Кремненакопление прекратилось с началом щелочно-оливинового и щелочного, калиевого вулканизма примерно на рубеже мела и палеогена в Центрально-Камчатской зоне и несколько позднее в Восточно-Камчатской (Хотин, 1976; Леонова, Флеров, 1977).



Фиг. 1. Схематический палеотектонический профиль Камчатки для позднего мела Структурно-формационные зоны: І — Западно-Камчатская; ІІ — Центрально-Камчатская, ІІІ — Восточно-Камчатская, IV — Восточных полуостровов

1 — терригенные формации; 2 — базальтовая, известково-щелочная, спилит-диабазовая, частично контрастная формация; 3 — туфово-кремнистая формация; 4 — формация Камчатского Мыса; 5 — базальтовая щелочная формация с андезито-базальтовой составляющей; 6 — ультраосновная, щелочно-базальтовая формация; 7 — гранитный слой коры; 8 — базальтовый слой коры; 9 — граница Конрада; 10 — глубинные разломы зоны раздела кортинент — океан; 11 — границы формации; 12 — граница раздела кора — мантия

Главные выводы, которые можно сделать из рассмотрения профиля верхнемеловых формаций Камчатки такие. Кремненакопление в незначительных количествах сопровождает вулканизм толеит-базальтового, близкого к океаническому типа, усиливается в связи с андезитовой направленностью вулканизма в Восточно-Камчатской зоне и еще более усиливается при появлении натровой щелочной тенденции в вулканитах Центральной Камчатки. С другой стороны, кремненакопление прекращается с появлением щелочного калиевого базальтового вулканизма, т. е. уже в связи с временной эволюцией вулканических формаций.

Латеральный ряд верхнемеловых формаций Камчатки, — от формации Камчатского Мыса на востоке до ирунейской серии на западе, можно объяснить одновременным развитием нескольких формационных зон на границе двух принципиально разнородных блоков (тектонических плит) — континентального и океанического типов с формированием в начале развития зоны переходного типа, а позднее, начиная примерно с сеномана, — структуры островной дуги (Марков, 1975; Хотин, 1976₂).

Вполне вероятно, что вулканические процессы, являющиеся поставщиками различных по объему масс кремнезема, происходили одновременно, хотя не исключено, что формация Камчатского Мыса имеет значительно больший временной интервал, чем верхнемеловые формации Центральной и Восточной Камчатки, и в принципе отражает более раннюю стадию (эмбриональную, по А. А. Маракушеву, 1976₂) развития островной дуги. Мной уже было показано, что аллохтонная часть формации Камчатского Мыса обязана своим петрофондом позднемеловому вулканизму Восточной Камчатки. Стало быть, усиление кремненакопления в сторону от океана к центру зародившейся островной дуги связано со структурно-тектонической принадлежностью вулканизма и отражает более общие формы преобразования вещества коры и мантии в процессе формирования коры континентальной из коры океанической (Марков, 1975) в формирующейся эвгеосинклинали на границе континентальной и океанической плит.

3. Петрология геосинклинального вулканизма в связи с проблемой вулканогенного кремнезема

Этот важный вывод петрологически согласуется с построениями А. А. Маракушева (1976_{1,2}), Л. Л. Перчука (1976) и других исследователей. По А. А. Маракушеву, вулканизм на ранних, эмбриональных стадиях развития островных дуг, сопровождаемый «дунит-гарцбургитовым магматизмом», представлен толентовыми высокомагнезиальными базальтами, бедными К, Fe, Ti. С этими базальтами связаны железистые или марганцовистые, кремнистые отложения. По типу вулканизм эмбриональных стадий отвечает вулканизму срединно-океанических хребтов. А. А. Маракушев полагает при этом (1976₂), что основным направлением магматической дифференциации в этом процессе является анортозитовая тенденция, т. е. широкое развитие плагиоклазсодержащих пород, обусловленное кристаллизационной дифференциацией и режимом флюида.

На более зрелых стадиях развития геосинклиналей вообще и островных дуг в частности, по А. А. Маракушеву и Л. Л. Перчуку, проявляется андезитовое направление дифференциации базальтондного магматизма, когда магмы обогащаются Si, Fe, Ti, K. При этом, по мнению указанных авторов, усиливается накопление кремнистых отложений. Вулканизм сопровождается «перидотит-верлитовым магматизмом», что и позволяет отличать эти разные по возрасту, а по нашему мнению (Хотин, 1976), и структурному положению формации. Л. Л. Перчук (1976) полагает, что перидотит-верлитовая ассоциация комагматична с высокоглиноземистым вулканизмом.

Основное следствие этой концепции заключается в том, что известково-щелочные и щелочные серии вулканитов кристаллизуются при более высокой активности кислорода, что вызывает раннее выпадение из расплавов Fe и освобождение SiO₂, в то время как при кристаллизации малощелочных толеитовых базальтов кремнезем связывается закисным железом в силикаты, преимущественно пироксены (Коржинский, 1976).

Высказанные соображения позволяют вполне определенно связывать появление кремнезема в составе раннегеосинклинальных формаций с магматизмом (вулканизмом) определенного петрохимического типа, а источник кремнезема увязывать по глубине с зонами генерации этих определенных в петрохимическом отношении магм. Кроме того, изложенные структурно-формационные особенности проявления кремненакопления позволяют думать, что источник кремнезема постоянен по своей генетической природе, а глубины его возникновения, функционально связанные с областями генерации геосинклинальных магм, мигрируют в зависимости от положения вулканических серий в латеральных и вертикальных рядах структурно-формационных зон.

К той же мысли приводят и данные исследований Л. Л. Перчука и Т. И. Фроловой ¹ (Фролова и др., 1977) о происхождении вулканических серий. Согласно этим данным, главная дифференциация геосинклинальных магм, дающих различно дифференцированные вулканические серии, происходит на небольших глубинах в пределах коры Земли. Сами же родоначальные магмы соответствующих петрохимических типов выплавляются на разных глубинах подкоровых зон в соответствии с термодинамическим режимом и щелочностью флюнда.

¹ Доклад на Ломоносовских чтениях в МГУ в апреле 1977 г.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ КРЕМНЕЗЕМСОДЕРЖАЩИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Придя к выводу о том, что кремнезем геосинклинальных кремнистых формаций имеет глубинную природу, а стало быть, тем или иным образом связан с флюидным режимом геосинклинального процесса, попробуем определить, насколько это возможно, петрохимическую и геохимическую вообще обстановку кремнеобразования. Здесь прежде всего необходимо подчеркнуть давно известный факт о существовании натровых спилит-кератофировых, спилит-диабазовых ассоциаций, с которыми связаны кремнистые породы во всех известных геосинклинальных формациях мира.

Полагая верной концепцию А. А. Маракушева (Маракушев и др., 1971) о метаморфическом генезисе спилитов и спилитизации вообще как начального этапа раннегеосинклинального зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма, автор сделал попытку проследить характер взаимосвязей основных петрогенных элементов с кремнеземом в различных породных ассоциациях формации Камчатского Мыса (фиг. 2). В сравнении с этими ассоциациями проведен анализ вулканогеннокремнистой породной ассоциациями проведен анализ вулканогеннокремнистой породной ассоциации ирунейской серии (Хотин, 1976). Возможность обобщения результатов основана на сравнительном анализе базальтов и спилитов хр. Карлсберг в Индийском океане (Маракушев н др., 1971) и продуктов извержения вулкана Михаила Ломоносова в Атлантическом океане (Лавров, 1966). Последнее интересно тем, что в заключительный акт извержения был зарегистрирован выброс из жерла вулкана огромных масс кремнезема, так что содержание его даже в поверхностном слое воды составляло 430—1010 *мг/м*³.

Анализ проведен на основе протонно-эквивалентного пересчета химических анализов пород (табл. 1). Породообразующие окислы, составляющие в сумме протонный эквивалент, приведены к стандартному количеству кислорода — $\frac{1}{4}O_2$ (Маракушев, 1976₃).

Лавы и пирокластика, выброшенные вулканом Михаила Ломоносова (см. фиг. 2, a) и относящиеся, по данным В. М. Лаврова (1966), к нормальному известково-щелочному (эффузивы) и субщелочному (пирокластика) типам, позволяют считать их за некий репер состава вулканитов, сопряженных с выносом кремнезема в чистом виде. От эффузивов к пирокластике происходит увеличение количеств Si, Al, Na и K; уменьшение Ca, Mg, Fe (пересчитанного как Fe₂O₃) и Ti. Абсолютные значения содержаний, наверное, могут быть и другими в других конкретных случаях.

Спилитизация типичных толеитовых базальтов (см. фиг. 2, б) в хр. Карлсберг (Индийский океан), наверное, может быть реперной для установления характера перераспределения петрогенных элементов в этом процессе. Как это видно из диаграммы, при спилитизации происходит сопряженное увеличение относительных значений Si, Mg, Fe²⁺, Na и Ti, в то время как содержания Al, Fe³⁺ и, особенно, Са падают.

Анализ диаграмм по эффузивно-гиалокластитовой ассоциации формации Камчатского Мыса и эффузивно-яшмовой ассоциации ирунейской серии Центральной Камчатки приводит к заключению о том, что взаимосвязанное увеличение Si и щелочей происходит в процессе дифференциации эффузивов и пирокластического материала извержений в соответствии с тем, как это диктуют выбранные нами реперные диаграммы. Из всех петрогенных элементов, пожалуй, только Si, Ca и Na, вплоть до их содержаний в яшмах, взаимосвязанно накапливаются. Резкое возрастание К в гиалокластитах формации Камчатского Мыса, опережающее накопление в них Na, сменяется почти полным его исчезновением в яшмах. В породах ирунейской серии вариации содержаний щелочей сопряжены вплоть до конечного члена породной ассоциации силицитов. Следует обратить внимание на одну особенность, подмечен-



ную А. А. Маракушевым (Маракушев и др., 1971), состоящую в том, что нарастание в породах Na на стадии спилитизации приводит к вытеснению К и Ca из пород. Диаграммы рассматриваемых породных ассоциаций подтверждают это. Можно предположить, что высвобождающиеся количества К и Ca поступают как в общий баланс веществ бассейнов осадконакопления, так и являются источниками для формирования Ca-силикатов пренит-пумпеллиитовой фации зеленосланцевого метаморфизма.

Характер диаграммы для пород туфово-кремнистой ассоциации формации Камчатского Мыса (см. фиг. 2, г), которая свидетельствует о


Фиг. 2. Диаграммы распределения основных петрогенных компонентов (в пересчете на протонный эквивалент) в породах вулкана Михаила Ломоносова (а) в Атлантике (Лавров, 1966), хр. Карлсберг (б) в Индийском океане (Маракушев и др., 1971), эффузивно-гиалокластитовой (в) и туфово-яшмовой (г) породных ассоциаций формации Камчатского Мыса и эффузивно-яшмовой ассоциации ирунейской серии в Центрально-Камчатской структурно-формационной зоне (д). Цифровые данные см. в табл. 1

независимом парагенетическом взаимоотношении гетерогенных компонентов в породах от эффузивов до туфогенных силицитов, позволяет считать, что в этом случае мы имеем дело с независимым поступлением в бассейн осадконакопления Si и Na из одного глубинного источника. Частично такое поступление можно предполагать и для К. Это дает еще больше оснований для суждения о том, что поступление свободного

Протонно-эквивалентные формулы * горных пород в формации Камчатского Мыса (Хотин, 1976), ирунейской серии Центральной Камчатки (Ротман, 1963; Хотин, 1976), п-ова Озерного на Восточной Камчатке (Хотин, 1976), в хр. Карлсберг (Маракушев и др., 1971) и продуктах извержений вулкана Михаила Ломоносова в Атлантике (Лавров, 1966)

-											
№ п.	п. Породы, породные ассоциации, формации	к	Na	Ca	Mg	Мп	Fe²+	Fe³+	l Ti	Al	Si
1	Базальты лавовых излияний вулкана Михаила Ло- моносова в Атлантике **	0,289	1,228	3,846	3,701	0,036		2,203	0,469	5,922	14,247
2	Пирокластика вулкана Михаила Ломоносова (2)	1.273	3.220	1.256	1.026	0.035	-	1,220	0,247	6,483	16,680
3	Океанические толеиты хр. Карлсберг в Индийском океане (6)	0,073	1,768	3,518	3,427	0,054	1,914	0,619	0,364	5,796	14,910
4	Спилиты хребта Карлсберг (6)	0.038	2,108	1,880	4,236	0,038	2,583	0,551	0,418	5,585	15,064
-	Формация Камчатского Мыса, эффузивно-гиало-	,	ſ		<i>.</i> .	,	·				
	кластитовая породная ассоциация:										
5	Толент (2)	0,074	1,296	3,461	3,498	0,037	2,073	1,055	0,333	5,442	14,920
6	Высокоглиноземистый базальт (7)	0,262	1,763	3,039	3,339	0,037	1,050	1,463	0,319	6,154	14,728
7	Спилит (10)	0,187	2,228	3,188	2,869	0,056	1,406	1,444	0,412	5,157	15,266
8	Гиалокластит (3)	1,036	1,545	1,036	1,490	0,145	0,091	2,780	0,200	5,289	16,739
9	Яшма (12)		0,140	0,374	0,156	0,046	0,109	0,296	0,023	0,265	24,166
	Туфово-кремнистая породная ассоциация:							1 000	0.000		45 000
10	Базальты п-ова Озерного (4)	0,643	2,385	2,707	2,802	0,037	1,268	1,022	0,208	5,414	15,808
11	Туфы и туффиты п-ова Озерного (9)	0,605	2,652	1,548	1,121	0,053	0,979	0,641	0,195	5,055	17,871
12	Туфосилициты п-ова Камчатский Мыс (8)	0,349	1,515	0,816	0,466	0,016	0,582	0,249	0,100	2,930	21,112
13	Туфосилициты п-ова Озерного (8)	0,228	1,041	0,569	0,439	0,049	0,504	0,358	0,065	1,985	22,005
14	Туфы и туффиты п-ова Камчатскии Мыс (11)	0,519	1,899	1,630	1,236	0,036	1,093	0,680	0,179	4,729	18,105
	Ирунейская серия Центральной Камчатки эффузив-										
	но-яшмовая породная ассоциация:	0.000	4 704	9 774	9 759	0.027	9 227	1 150	0 432	6 030	15 6/9
15	Оливиновый толеит (по В. К. Ротману)	10,980	1,791	2,771	2,102	0,037	4 949	1,150	0,152	4,909	15,040
16	Кварцевый толеит (по В. К. Ротману)	1,029	4 200	2,027	2,070	0,030	1,212	0,793	0,147	5 484	16 058
17	$1 y \phi$ (10)	1,100	1,290	2,607	0,621	0,010	0,360	0,195	0,238	3 326	26 850
18	Туфосилицит (2)	0,800	1,394	0,021	0,021		0,309	0,265	0.04	0 483	24,073
19	ГЯшма (2)	10,124	10,100	0,180	0,200	1 0,0	0,124	0,200	0,0	0,400	41,010

Формула толента Камчатского Мыса: 0,01 [K_{0,074}Na_{1,296}Ca_{3,461}Mg_{3,488}Mn_{0,037}Fe²⁺_{2,073}Fe³⁺_{1,055}Ti_{0,333}Al_{6,442}Si_{14,920}O₅₀].
 В скобках количество анализов. Есе железо пересчитано как Fe₂O₃.

кремнезема в геосинклинальные бассейны не только функционально связано с петрохимическим типом вулканизма и магматизма вообще, но также и следствие структурно-тектонических особенностей развивающейся геосинклинали.

Анализ фактического материала, и не только приведенного здесь, а и по другим кремнистым формациям мира, дает основание считать, что поступление и накопление свободного кремнезема сопровождалось поступлением щелочей, преимущественно Na.

Увязывая характер и изменения геосинклинального вулканизма и магматизма с метаморфизмом, сопряженными в единые магмато-метаморфические комплексы, А. А. Маракушев (1976) как главную особенность метаморфизующего флюида отмечает его натровый характер, распространяя это не все породные составляющие зеленосланцевых и глаукофансланцевых комплексов, включая и эклогиты.

К этому нужно добавить, что, по-видимому, накопление натрия началось еще на стадии кремненакопления и продолжалось значительно позднее его, вплоть до формирования существенно калиевых геосинклинальных вулканитов.

Косвенным подтверждением, например, совместного поступления в бассейн осадконакопления Si и Na на самых ранних этапах формирования геосинклиналей служит формирование в яшмах формации Камчатского Мыса андрадитового граната (Хотин, 1972, 1976). Данные по экспериментальному выращиванию граната андрадитового ряда (Калинин, Денискина, 1967) свидетельствуют о том, что шихта, из которой происходит его кристаллизация, должна быть карбонато-натровой, и что замена в исходном веществе CaCO₃ на CaO сильно ухудшает обстановку кристаллизации.

Еще одним подтверждением натрово-щелочной обстановки кремнеобразования и, возможно, кремненакопления служит образование цеолитов и прежде всего анальцима. По данным К. Грегора, аутигенному формированию натровых алюмосиликатов благоприятствует восстановительная обстановка и высокий потенциал (концентрация) кремнезема. Реакции образования этих силикатов идут интенсивнее при увеличении отношения Na⁺/H⁺ (Gregor, 1967).

Приведенные рассуждения, вероятно, могут снять хотя бы часть противоречий, существующих между концепциями геосинклинального глаукофансланцевого метаморфизма А. А. Маракушева (Маракушев и др., 1971) и Н. Л. Добрецова (1974). Как известно, Н. Л. Добрецов, полагая метаморфизм глаукофансланцевых и зеленосланцевых поясов изохимическим, считает правильной идею Г. Барта (1965), который полагал, что 15—20% объема морской воды, захороненной вместе с метаморфизуемыми толщами, достаточно для того, чтобы обеспечить недостающим количеством Na процесс преобразования глин в слюдистые сланцы и базальтов в спилиты (Добрецов, 1974). Одновременно Н. Л. Добрецов полагает, что 1—1,5% содержания Na₂O в метаморфических породах нельзя объяснить происхождением из морской воды и необходим привнос Na мантийным флюидом.

Можно думать, следовательно, что поступление в бассейн осадконакопления огромных масс кремнезема происходит при участии Na и, вероятно, К. Обогащение вулканических продуктов щелочами увеличивается во времени и приводит к появлению на поздних этапах развития эвгеосинклиналей к натровому преобразованию в метаморфическом процессе всех накопленных комплексов пород. Скорее всего метаморфизм начинается не после завершения собственно геосинклинального вулканогенно-терригенного осадконакопления, а происходит параллельно с ним, несколько запаздывая по времени.

Косвенные указания на восстановительную и щелочно-карбонатную обстановку накопления кремнистых толщ подтверждаются данными о

составе флюида, захороненного в породах вулканогенно-кремнистых толщ и сопровождающих их гипербазитов. Достаточно сослаться на данные по гипербазитам и базитам Анадырско-Корякской и Олюторско-Камчатской складчатых систем (Агафонов, Андреева, 1973; Агафонов и др., 1976), где установлено преобладание в газовой фазе водорода и различных углеводородов, преимущественно СН₄. В объеме газовой составляющей СО₂ занимает резко подчиненное положение.

Данные по газово-жидким включениям для пород глаукофансланцевых комплексов свидетельствуют о наличии во флюиде и метаморфизующих растворах углекислоты, NaCl и KCl преимущественно (Добрецов, 1974).

Уместно рассмотреть некоторые данные по природным Na-Si-соеди-Водные натровые силикаты типа NaSi₇O₁₃(OH)₃·3H₂O и нениям. NaSi₁₁O₂₀·5(OH)₄·3H₂O обнаружены в Кении, Орегоне и Калифорнии (Эйгстер, 1969). Х. П. Эйгстер полагает возможным применить модель возникновения и преобразования отложений такого типа для объяснения происхождения докембрийских кремнисто-железистых образований. При этом следует отметить, что в большинстве вулканогенно-яшмовых комплексов отмечается парагенезис кремнезема с окисными формами железа. Обилие окисного железа в сочетании с кремнистыми и гиалокластитовыми яшмосодержащими породами отмечено мною в формации Камчатского Мыса (1972, 1976), Э. Бейли с коллегами во Францискане (Bailey et al., 1964) и другими исследователями. На частые находки кремнисто-железистых пород в составе зеленосланцевых и глаукофансланцевых комплексов указывают А. А. Маракушев (1976), Н. Л. Добрецов (1974) и другие исследователи.

Происхождение водных натровых силикатов кремнезема связано с геотермальными высокощелочными источниками, которые либо сами несут высокую минеральную нагрузку, либо обогащаются при взаимодействии с богатыми натровыми полевыми шпатами породами. Несомненен привнос этими источниками глубинного Na (Эйгстер, 1969). В этой же работе рассматриваются кремнистые карбонатно-бикарбонатно-натровые термальные воды, которые при многократном обогащении могут быть источником натрово-алюмосиликатных или натрово-силикатных гелей типа гелей современных соляных озер.

Другим природным типом рассолов, содержащих обильный кремнезем, являются хлоридно-натровые кремнистые рассолы в депрессиях Красного моря. Характерно для этих рассолов и кремнистых осадков присутствие больших количеств гидрата окиси железа. Красное море неоднократно рассматривалось как вероятный пример глубинного источника кремнезема.

В известной мере это подкрепляется мнением В. С. Соболева и Н. В. Соболева (1975) о том, что область Красного моря как область неглубокого зарождения магмы в океаническом шве, близком к континенту, является зоной проникновения к поверхности Земли значительных количеств ювенильных растворов из мантии.

Приведенные сведения по природным кремнистым рассолам обычно применяются многими исследователями для объяснения седиментологических аспектов кремненакопления.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЛУБИННОГО КРЕМНЕЗЕМА

Поиски глубинного источника кремнезема заставляют обратиться к процессам в глубинах коры и верхней мантии, по крайней мере на тех уровнях, где происходит генерация высокоглиноземистых и известково-щелочных магм.

Модель эволюции вещества современных материков и зон рифтообразования предложена А. С. Павленко (1976). Согласно его модели, источником SiO₂, Fe₂O₃ и K₂O в вулканогенно-кремнистых формациях фанерозоя является процесс метасоматического фракционирования диабазового толента, формирующего слоистый комплекс дунитов, верлитов и клинопироксенитов верхней мантии и комплекс габбро, троктолитов, эвкритов и анортозитов базальтового слоя земной коры. Такая схема, на наш взгляд, исходит из чисто количественных петрохимических различий в составах среднего диабаза и пород указанных комплексов, не учитывая геологических и петрологических данных. Кроме того, такая чисто механическая схема не рассматривает вопросов сингенетичного кремненакоплению вулканизма, который, как это нетрудно видеть из приведенной А. С. Павленко схемы, нарушил бы петрогенный баланс предложенной модели.

На более зрелых стадиях развития геосинклинали (островодужном, орогенном и т. д.), по А. С. Павленко, процессы коровой эклогитизации, эклогитизации мантийной и гранулитизации как процессы базификации являются основными поставщиками SiO₂, K₂O, FeO и других элементов. Учитывая исключительно восстановительную обстановку магматизма на эмбриональных и ранних этапах формирования эвгеосинклиналей (Маракушев, 1976; Перчук, 1976), можно предположить, что небольшие количества кремнезема высвобождаются в том числе в процессе выплавления толеитовых серий.

Такая возможность вытекает и из теории кислотно-основного взаимодействия глубинного флюида с магмой (Коржинский, 1976). Согласно представлениям Д. С. Коржинского, А. А. Маракушева и других исследователей, увеличение щелочности от толеитовых к известково-щелочным и щелочным сериям базальтов приводит к накоплению кремнезема, железа и щелочей непосредственно в магме. Тем не менее именно с этими вулканитами, как было показано, связаны главные объемы кремнистых пород в эвгеосинклинальных формациях.

Предположение о выделении чистого кремнезема в процессе выплавления толентовых серий океанического типа, чему отвечают кремнеземсодержащие вулканические серии офиолитовых комплексов, если и справедливо, то ограничено и применимо только к океанским офиолитам и их палеоаналогам на континентах. Источник кремнезема в типично геосинклинальных спилит-диабазовых, фтанитовых, а тем более в кремнистых формациях без вулканической составляющей, по-видимому, принципиально иной по генезису и петрологической сущности.

Р. А. Ишбулатовым (1977) предложена модель, согласно которой выплавление толеита из первичного вещества мантии приводит к сбросу Na₂O и K₂O с одновременным образованием ультраосновного рестита и бескверцевых эклогитов непосредственно над зоной генерации толеитового расплава. Эти данные позволяют считать, что и в офиолитовых формациях континентов и океанов поставщиком кремнезема тем или иным образом являлись процессы, приводящие к эклогитизации.

В. С. Соболевым и Н. В. Соболевым (1975) была предложена гипотеза двухэтапного формирования земной коры, согласно которой эклогитизация пород на разделе кора — мантия является главным механизмом, формирующим гранитный слой. Авторами приводится реакция эклогитизации, которая может быть оценена количественно:

$$8\Im H + A6 \cdot 2AH + (30\%^{P} \Pi H) = 2\Gamma p + \mathcal{K}_{\Pi} \cdot 2\Pi H + (30\% \Pi H) + 3SiO_{2}^{2}$$
(I)

Реакция (I) идет с приращением мольного объема на 15,6 см³/моль. Согласно этой реакции, только 7% кремнезема получается за счет экло-

² Здесь и везде далее: Ди — диопсид, Гип — гиперстен, Эн — энстатит, Пл — плагиоклаз, Гр — гранат, Алм — альмандин, Мт — магнетит, Рут — рутил, Ом — омфацит, Ал — альбит, Ан — анортит, Жд — жадеит, Ол — оливин, Ки — кианит. Стрелка вверх обозначает выделение продукта реакции из системы.

гитизации безоливиновых основных пород, и он весь фиксируется в эклогитах.

Принципиально реакция эклогитизации как реакция десиликации оценена многими петрологами (Маракушев, 1965; Лутц, 1974, и др.). Но возможный баланс вещества, насколько мне известно, при этом не оценивался.

Согласно представлениям В. С. Соболева и Н. В. Соболева (1976), наиболее значительные количества эклогитов формируются на границе раздела континент — океан, в зонах взаимодействия литосферных плит. Полностью эклогиты должны отсутствовать в мантии под океанами. Это положение согласуется с изложенными выше представлениями о выделении некоторых количеств SiO₂ в процессе выплавления океанских толеитов и толеитов офиолитовых ассоциаций.

Кроме того, концепция упомянутых авторов позволяет предполагать генетическую связь процессов эклогитизации с образованием вулканогенно-кремнистых формаций. Именно на границах раздела континент — океан, как мы видели на примере тихоокеанских офиолитов (Францискан, Камчатский Мыс и др.), т. е. еще на океанической стадии развития островных дуг появляются ощутимые количества свободного кремнезема в вулканических формациях. Нарастание количества кремнистых пород в формациях при удалении от границы раздела континент — океан позволяет предположить в соответствии с указанной концепцией латеральные количественные изменения в эклогитообразовании при удалении от океана.

А. А. Маракушев (1965) предложил следующую реакцию эклогитизации, исходя из концепции натрового догранитного метаморфизма пород эвгеосинклиналей:

С этой точки зрения следует рассмотреть некоторые аспекты экспериментальных исследований по превращениям базальтов и андезитов в эклогиты.

Эксперименты по плавлению и фазовым соотношениям в безводных базальтах при высоких давлениях (Коэн и др., 1970) показали, что в соответствии с реакциями типа:

$$3 (CaAI_{2}Si_{2}O_{3}) + 6 (MgS_{1}O_{3}) = Ca_{3}AI_{2}Si_{3}O_{12} + 2 (Mg_{3}AI_{2}Si_{3}O_{12}) + 3SiO_{2}$$
(III)

системы безводных базальтов в условиях повышения давлений с началом появления в них граната должны высвобождать некоторое количество SiO₂. По расчетам этих авторов, использованный в эксперименте образец состава оливинового толеита может дать при превращении в гранат-пироксеновый эклогит 15% содержащегося в нем SiO₂ в виде свободного кремнезема. Начало базальт-эклогитового перехода оценивается Коэном, Ито и Кеннеди в 17 кбар и 1250° С. «Проблема того, что происходит с избытком кремния, когда полевошпатовые базальты превращаются в гранат-пироксеновые эклогиты, является наиболее удивительной из числа нерешенных проблем проведенной работы» (Коэн и др., 1970, стр. 83).

Р. А. Ишбулатов (1977), экспериментально исследуя проблему плавления пород щелочноземельной серии при давлениях 25—45 кбар, а также анализируя данные по экспериментальным работам в этой области, указывает на то, что при давлениях около 30—35 кбар «избыточный» кремнезем в экспериментальных системах растворяется в образующемся клинопироксене за счет замещения кремнием алюминия в четверной координации и переходу «вытесненного» А1 в шестерную координацию. Это важно, так как «избыточный» или свободный SiO₂ появляется в системе с появлением в ней граната.

Р. А. Ишбулатов установил, что при давлениях 35 кбар из максимального количества «избыточного» кремнезема, который возникает в системе при эклогитизации базальта, только 8 вес. % поглощается клинопироксеном сверх стехиометрического состава его. Это сопровождается повышенной способностью клинопироксена растворять Al_2O_3 (до 16,1 вес.%) за счет увеличения количества Al (до 82% всего количества Al) в шестерной координации. Поскольку в гранате весь Al находится в шестерной координации, то отношение Al^{v_I} : Al^{v_V} является главным признаком, определяющим, во-первых, появление гранатсодержащей ассоциации минералов, а во-вторых, начало поглощения эклогитовым клинопироксеном кремнезема «избыточного», возникающего в условиях эклогитизации основной породы.

Изучение материалов по экспериментальному воспроизведению условий перехода базальтов в эклогит позволяет все-таки считать, что не весь «избыточный» кремнезем поглощается клинопироксеном даже при давлениях 30—35 кбар. Это тем более существенно, что до 30 кбар такого поглощения, по-видимому, не происходит, и «избыточный» кремнезем, возникающий в системе в виде свободного SiO₂, должен систему покидать.

Таким образом, из экспериментальных данных довольно отчетливо вырисовываются те условия по давлению и температуре, в которых реакция эклогитизации является поставщиком довольно значительных колйчеств свободного кремнезема. Можно полагать, что давления в 30—35 кбар накладывают определенные ограничения на избыток SiO₂.

Природные процессы эклогитизации и эклогитообразования довольно детально изучены Б. Г. Лутцем (1974). Им составлена *Т*—*Р*-диаграмма главнейших ступеней метаморфизма эклогитов и эклогитовых гранулитов, а также эклогитов, входящих в состав амфиболитовых, эпидот-амфиболитовых, граукофансланцевых и зеленосланцевых метаморфических комплексов (фиг. 3). Из этой диаграммы хорошо видны граничные возможные условия эклогитизации в природных условиях по температуре и давлению.

В соответствии с этими условиями на конкретных природных объектах Б. Г. Лутцем изучены следующие реакции эклогитизации (1974).

Мантийные условия: эклогитизация плагиоклазового перидотита:

$$9 \Pi \pi + 40 \text{ O} \pi = 20 \Gamma \text{p} + 1000 \text{ m} + 25 \text{ } \exists \text{hc} + 2,5 \text{ } \text{N}_2 \text{O} \uparrow$$
 (V)

При этом Б. Г. Лутц указывает, что в реакционных каймах вокруг оливина новообразованный энстатит получается за счет избыточного кремнезема. Избыточное количество Na₂O также возникает даже при условии 50%-ного содержания в клинопироксене жадеитовой (NaAlSi₂O₆) молекулы.

Гранулитовые условия: эклогитизация гиперстен-плагиоклазового кристаллического сланца:

1,14 Пл + 2,00 Гип + 0,33 Мт = 0,88 Гр + 0,28 Ди + 2,95 SiO₂
$$\uparrow$$
 + 0,69 Na₂O \uparrow (VI)

Реакция отделяет гранулитовую фацию метаморфизма от эклогитов и эклогитовых гранулитов.

12,2 Пл + 2,34 Гр = 6.96 Ди + 8,06 Ки + 14,4SiO₂
$$\uparrow$$
 + 2,1 Na₂O \uparrow (VII)

Эта реакция с очень большим избытком кремнезема и натрия разделяет гранат-плагиоклазовые породы и гранат-диопсид-кианитовые, определяя тем самым границу между эклогитовыми гранулитами и эклоги-

тами собственно. Внутри гранулитовой фации, по Б. Г. Лутцу, может происходить реакция эклогитизации амфибол-плагиоклазовых пород:

 $0,79 \text{ Por} + 0,46 \Pi \pi + 0,18 \text{Mt} = 0,75 \Gamma p + 1,89 \Pi \mu + 0,46 \text{ SiO}_2 \uparrow + 0,35 \text{Na}_2 \text{O} \uparrow \text{(VIII)}$

Однако можно полагать, что реакции такого типа происходят, вероятно, в условиях амфиболитовой фации, о чем свидетельствует и приведенная выше диаграмма *T*—*P*-условий (см. фиг. 3). Разнообразие



Фиг. 3. Схема фаций регионального метаморфизма и положение в этой схеме мантийных и коровых эклогитов и эклогитоподобных пород (Лутц, 1974)

Фации: 1 — эклогитовая, 2 — субфация эклогитоподобных пород, 3 — гранулитовая, 4 — амфиболитовая, 5 — эпидот-амфиболитовая, 6 — зеленосланцевая

приведенных реакций эклогитизации позволяет нам произвести количественную оценку избыточных продуктов реакции эклогитизации в зависимости главным образом от двух факторов: *P*—*T*-условий эклогитизации и состава эклогитизируемых пород. Реакция эклогитизации и эклогитообразования вообще при любых вероятных температурных режимах этого процесса происходит при увеличении давления и уменьшении объема продукта реакции относительно объема изначальных эклогитизированных пород.

Простейшие расчеты приводят к следующему (табл. 2).

Такого рода подсчеты могут быть, вероятно, выполнены точнее, если в реакциях учтены значения кристаллохимических коэффициентов в формулах конкретных минералов, участвующих в реакции, как это, например, можно сделать по реакции, приведенной В. И. Шульдинером (1969):

$$\frac{0.55}{x}\Gamma_{\mathrm{H}\Pi_{>55}} + \left(\frac{0.86}{x} + 2\right)\Pi_{43} = \left(\frac{0.55}{x} - 3\right)\Gamma_{\mathrm{H}\Pi_{55}} + A_{\pi}M_{73} + \frac{0.86}{x}\Pi_{\pi_{>43}} + 6\mathrm{SiO}_{2}\uparrow + \mathrm{Na}_{2}O\uparrow \qquad (IX)$$

Поскольку значение x в этом уравнении не может быть больше 0,18, количественный подсчет произведен нами по такому уравнению (x = = 0,1):

$$0,55 \,\Gamma_{\rm H\Pi_{>55}} + 10,6\Pi_{A_3} = 2,5 \,\Gamma_{\rm H\Pi_{55}} + A_{\rm JM_{73}} + 8,6\Pi_{J_{50}} + 6{\rm SiO_2} \uparrow + {\rm Na_2O} \uparrow \qquad (X)$$

Правда, в этом случае есть некоторые ограничения на оценку количества освободившегося в реакции кремнезема, так как В. И. Шульдинер указывает, что в породе фиксируется некоторое количество кварца в виде вростков в гранате. Судя по объемному эффекту реакции (см. табл. 2), часть кремнезема из системы все-таки высвобождается и уходит.

Количественная оценка (даже такая упрощенная) свидетельствует о том, что объемы кремнезема и щелочей, поступающих на поверхность

Таблица 2

№ реакции в тексте	Мольный объем исходных про- дуктов реак- ции, V _H , см ³ /моль	Мольный объем конечных про- дуктов реак- цин, V _K , <i>см³/ моль</i>	Мольный объем «избы- точных» SiO ₂ и Na ₂ O, V _{9Ф} , <i>см³/моль</i>	Весовые грамм- молекулярные значения на- чальных про- дуктов реак- цин, г	Вес (2-М) «Избыточ- ного» SiO ₂	Вес (г-М) «избыточно- го» Na ₂ O
v	2657.94	3803.5	68.0 (Na ₂ O)	8083.34	_	154.96
VI	129,43	197,16	77,54 18,77 (Na ₂ O)	588,19	177,23	42,76
VII	1502,05	1199,34	383,85 57,12 (Na.O)	4215,72	865,15	130,16
VIII	269,19	235,74	19,96	752,61	27,63	21,69
х	1233,25	1223,24	$\begin{vmatrix} 9,52 \\ 163,34 \end{vmatrix}$	3516,67	360,5	61,98

Объемные и весовые количества минералов и «избыточных» SiO₂ и Na₂O в реакциях эклогитизации *

• Подсчеты выполнены приближенно с целью оценить порядок величин. Мольные объемы подсчитаны для веществ в твердой среде и стандартных условиях: T = 298° К и P = 1 атм., исходя из того, что изменение мольных объемов твердых веществ при изменении TP-условий незначительно. Реакция X не является реакцией эклогитизации в строгом значении этого понятия.

совместно с вулканическими продуктами, значительны, а иногда могут и превзойти объемы вулканитов, что мы и наблюдаем в некоторых геосинклинальных кремнистых формациях.

Конечно же, при этом нельзя считать количественные оценки приведенных реакций эклогитизации основой для прямых пересчетов реального количества кремнезема в различных формациях на объемы эклогитовых и гранулитовых пород. Многие параметры таких процессов еще не ясны, и проведенные нами расчеты отражают скорее качественную сторону вопроса. Кроме того, нам неизвестны объемы магматических выплавок на разных глубинах в мантии.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЕДИНСТВО КРЕМНЕЗЕМА В РАЗЛИЧНЫХ ПО ГЕНЕЗИСУ КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ

Кроме всех прочих еще пока мало известных нам глубинных процессов очень важными являются проблемы миграции кремнезема и щелочей и формы их переноса. Здесь есть много петрологических ограничений на количественную оценку избытка SiO₂ и щелочей, могущих достигнуть поверхности Земли. И некоторые из них нужно рассмотреть.

В настоящее время, по-видимому, тот факт, что базальты всех типов являются производными верхней мантии (Кутолин, 1972) не вызывает сомнения и, казалось бы, что реакция эклогитизации, происходящая в условиях гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, не имеет к базальтовым расплавам, несущим свободный кремнезем в геосинклинали, прямого отношения, хотя бы потому, что с выносом SiO₂ и Na₂O «работают» только реакции эклогитизации плагиоклазсодержащих пород, наличие которых в мантии ограничено, хотя экспериментальные исследования, на которые я уже ссылался, а также работы Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда (1968 и др.) позволяют считать, что плагиоклаз в зависимости от состава исходной породы и количества его в породе устойчив до давлений 15—20 кбар. Изучение глубинных ксенолитов (Глубинные ксенолиты..., 1975) позволило установить плагиоклазсодержащий слой в верхней мантии под островными дугами.

Сводка о типах базальтов, выплавляющихся из верхнемантийных пород в различных T—P-режимах, опубликована Д. Грином (1975). Ту серию пород, с которой в геосинклинальных условиях связано кремненакопление, мы находим здесь в диагональном пересечении: толеит (0—5% оливина в норме) — богатый Al₂O оливиновый толеит (5—10% оливина) — богатый Al₂O оливиновый толеит (10—15% оливина) — оливиновый толеит (20—25% оливина). При этом наиболее кремненесущими (как это было показано на примере Камчатки), вероятно, являются базальты, отвечающие глубинам (по давлению) в 10 кбар (примерно 35 км глубины), что соответствует границе раздела кора — мантия для континентальных областей.

Начало же формирования «кремненесущих вулканитов» связано, вероятно, с глубинами порядка 15—20 км, что соответствует 5—7 кбар давления. Примерно с этих же глубин, согласно схеме Б. Г. Лутца (см. фиг. 3), начинаются процессы эклогитизации.

Каким бы образом не пошли дальнейшие рассуждения, сейчас можно зафиксировать тот факт, что за вынос в вулканическом процессе огромных масс SiO₂ ответственность несет мантийный флюид, сопряженный с передвижением расплава и взаимодействующий с ним. Взаимодействует ли мантийный флюид с коровыми источниками SiO₂ и Na₂O или источники этого вещества сопряжены с источниками базальтовых магм различного генезиса?

А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук (1974) показали, что «работа» флюида начинается только при условии, что давление на твердую фазу превышает давление на флюид ($P_s > P_{\phi \pi}$). Это значит, что в условиях отсутствия тектонических деформаций реакция эклогитизации не в состоянии сбросить избыточные продукты. С другой стороны, резкое повышение давлений, необходимое для начала эклогитизации, вероятнее всего, тоже отражение тектонических движений.

Таким образом, либо эклогитизация и геосинклинальный процесс функционально связаны по времени, либо начавший «работать» при возникновении тектонических движений глубинный флюид, сопряженный с магматическим процессом, насыщается «по дороге» сбрасываемым избытком вещества из давно «приготовленных», но законсервированных эклогитов.

Схема, построенная для объяснения происхождения щелочно-земельных серий пород Р. А. Ишбулатовым (1977), предполагает, что расщепление первичного вещества мантии на магму толеитового состава и ультраосновной остаток приводит к сбросу щелочей и частично кристаллизации магмы в бескварцевые эклогиты. Плавление их, связанное с новой порцией сброса щелочей, накоплением в расплаве кремнезема; приводит к кристаллизации кварцевых эклогитов, которые могут быть источником пород щелочноземельной серии в условиях мантии. По А. С. Павленко (1976) выплавление толеитов приводит к сбросу кремнезема также.

Своеобразной альтернативой таких представлений является точка зрения В. С. Соболева и Н. В. Соболева (1975). Концепция этих исследователей предполагает, что кварцевые (коэситовые) эклогиты, дающие щелочноземельные расплавы андезитовых линий и отвечающие за формирование гранитного слоя земной коры на всем протяжении геологической истории, формируются в зонах взаимодействия (поддвигания) достаточно мощных плит первичной океанической коры.

Полагая, что тектонические причины всех геологических процессов являются основополагающими, можно думать, что эклогитизация, дей-

ствительно, процесс обязательный и идущий при горизонтальных перемещениях различного рода литосферных структур.

Основываясь на такой концепции, можно увязать, как мне кажется, язложенные выше представления. Для этого укажем сначала на ряд известных фактов, для того чтобы рассмотреть положение дел в современных представлениях о вещественном составе пород в зоне раздела кора — мантия и на границе континент — океан.

1. Сопряженность некоторых офиолитовых ассоциаций (главным образом в обрамлении океанических структур) с глаукофансланцевыми и глаукофан-эклогитовыми комплексами (Bailey et al., 1964; Маракушев и др., 1971; Добрецов, 1974).

2. Наличие в офиолитовых ассоциациях пород высокотемпературных амфиболитовой и гранулитовой (с эклогитами и эклогитоподобными породами) фаций метаморфизма, как, например, в офиолитах Камчатского Мыса (Марков, 1975; Хотин, 1976) и в ньюфаундлендских офиолитах комплекса Бей-ов-Айландс (Малпас, Стевенс, 1977, и др.) установлены амфиболиты и гранатовые амфиболиты с эклогитами, амфиболиты и гранулиты с эклогитами содержатся в офиолитах зоны Ивреа в Альпах (Mehnert, 1976), а также в уральских ультрабазит-базитовых комплексах (Ефимов, 1977; Савельев, Савельева, 1977)³. Характерно, что метаморфизм проявляется, как правило, в нижней части разрезов.

3. Установленную последними исследованиями (Книппер, 1975), что принципиально важно, разновозрастность отдельных составляющих офиолитовых комплексов в соответствии с последовательностью формирования их снизу вверх по разрезу и в соответствии с этапами преобразования (метаморфизма) в процессе тектонических перемещений сверху вниз по разрезу.

Рассмотрение этих важных особенностей строения офиолитовых комплексов необходимо потому, что, как мы видели раньше (см. фиг. 1), латеральные ряды вулканогенно-кремнистых формаций начинаются с типичных офиолитовых формаций (палеоаналогов офиолитовых разрезов океана по А. В. Пейве, прослеживаются через спилит-диабазовые формации островных дуг к фтанитовым и терригенно- и карбонатнокремнистым формациям краевых морей. Смена кремнистых формаций в горизонтальном направлении предполагает и латеральный характер зон, вероятно, являющихся источниками кремнезема, т. е. зон эклогитообразования. Вероятностные модели разрезов коры и верхней мантии, приведенные в работах по глубинным ксенолитам (Глубинные ксенолиты..., 1975, и др.), позволяют считать, что основные процессы эклогитизации и все, что связано с ними, происходили именно на разделе кора — мантия, по крайней мере для фанерозоя (фиг. 4).

Первичное раскалывание континентальной коры и раздвигание континентальных плит приводит к резкому перепаду давлений в подкоровом веществе на твердую фазу и на флюид ($P_{\bullet} > P_{\phi n}$). Это в свою очередь приводит к генерации магматических расплавов, возбужденных глубинным флюидом, сначала на небольших глубинах относительно границы раздела кора — мантия. В это же время начинается формирование эклогитов в зоне скольжения. Эклогитизация, вероятно, глаукофансланцевого (метаморфического) типа, на этой стадии проходит согласно реакции (II), по А. А. Маракушеву (1965), с поглощением Na₂O, что приводит к сбросу SiO₂. Формирующиеся при этом вулканиты отвечают модельным составам схемы Д. Грина (1975) в зоне до 20 км глубины.

³ Доклад Г. Н. Савельевой и А. А. Савельева на Тектоническом коллоквиуме Геологического института АН СССР в марте 1977 г.

Формирование «базальтового» слоя океанов (Марков, 1975; Марков и др., 1977), утолщение континентальной коры (т. е. нарастание P_{\bullet}) приводят к процессам эклогитизации в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма, что сопровождается выносом кремнезема и щелочей. Отсюда увеличение кремненакопления с началом андезитовой тенденции в дифференциации базальтов и последовательная смена петрохимических типов базальтов по латерали эвгеосинклинального трога и в вертикальном разрезе. Увеличение раздвига, с одной стороны,



Фиг. 4. Схематические разрезы земной коры и верхней мантии по данным изучения глубинных включений (Глубинные ксенолиты..., 1975)

Регионы: а, б — Сибирская платформа (а — «Удачная», б — «Загадочная» кимберлитовые трубки); в — Курилы, Камчатка; г — Япония; д — Гавайские острова

1 — вулканогенно-осадочные толщи; 2 — гранитно-метаморфический слой; 3 — «габброидный» слой; 4 — линзы дунит-верлитов; 5 — эклогитоподобные породы; 6 — Al—Тіклинопироксениты; 7 — горнблендиты, амфиболовые пироксениты (а), зеленые верлиты и пироксениты (б); 8 — шпинелевые лерцолиты (а), плагиоклаз-шпинелевые перидотиты (б); 9 — гранат-шпинелевые перидотиты; 10 — пироповые перидотиты; 11 — гранатовые пироксениты и эклогиты; 12 — гроспидиты; 13 — алмазоносные эклогиты; 14 алмазоносные гарцбургиты

приводит к генерации базальтовых магм в зоне перехода континент океан на все более глубоких уровнях мантии, а с другой — к появлению в тылу раздвига зон вторичных растяжений, где формируются преимущественно терригенно-кремнистые и вулканогенно-терригенно-кремнистые безвулканитовые формации.

Отодвигание процессов эклогитообразования вглубь по мере утолщения континентальной коры углубляет источник кремнезема, создавая, вероятно, дополнительные трудности для продвижения последнего к поверхности Земли. Это процесс временной, и именно он зафиксирован в том, что объемы кремнистых пород в геосинклинальных формациях уменьшаются по направлению от древних геосинклиналей к более молодым (Хворова, 1968).

Обратимся снова к рассмотрению положения и геохимических особенностей кремнистых пород в составе собственно геосинклинальных вулканогенно-кремнистых формаций, в которых и наблюдаются широко известные огромные массы вулканогенного кремнезема. Фактические материалы свидетельствуют о том, что в большинстве таких формаций (офиолиты Северо-Западной Сирии и прилежащей части Турции — Хатай, по Л. Дюбертре; субпелагонская зона и желоб Пинд в Греции, по Ж. Обуэну; офиолиты Восточной Ферганы, по Г. А. Каледе; эффузивно-кремнистые формации Сакмарской зоны Южного Урала, по И. В. Хворовой, и т. д.) кремнистые породы по объему превышают объемы вулканических продуктов или сравнимы с ними. Кроме того, именно в этих формациях проявляется тенденция отрыва кремнистых

пород от вулканогенных как по разрезу, так и на площади. Эта тенденция достигает своего апогея в группе терригенно-кремнистых формаций, где вулканиты удалены от кремней на значительные расстояния, а сами кремни в результате этого теряют свою отчетливую вулканогенную специфику. Лишенные вулканической составляющей кремнистые комплексы формировались, как правило, в одно время с проявлениями вулканической деятельности, пусть даже и очень удаленной.

Можно только выделить из рассмотрения в ряду вулканогенных формаций кремнисто-диатомовые формации типа формации Монтерей или миоценовых толщ Западной Камчатки. Как хорошо известно, диатомовые водоросли являются генераторами кремнезема и могут извлекать его не только из воды, но и из силикатов пеплового и терригенного материала.

Три типа формаций, которые содержат львиную долю геосинклинальных осадочных кремнистых пород земного шара, по всем имеющимся на сегодня материалам можно уверенно связывать с глубинным источником кремнезема, который чаще всего проявлялся при геосинклинальном вулканизме. Это 1) собственно офиолитовые формации; 2) вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-терригенно-кремнистые, в том числе и фтанитовые формации; 3) терригенно-кремнистые и карбонатнокремнистые формации.

Как показало изучение этих формаций И. В. Хворовой, и частично подтверждено при изучении формации Камчатского Мыса, для всех указанных групп формаций вполне определенно можно указать на отчетливые геохимические отличия обстановок кремненакопления, что позволяет отнести по крайней мере часть их за счет флюидного режима процессов магматизма и сопряженного вулканизма.

В офиолитовых вулканогенно-кремнистых, особенно яшмовых формациях ранних этапов развития эвгеосинклиналей, как на главный признак характера флюидного режима следует указать на высокий потенциал кислорода, зафиксированный в наличии больших масс окисленного железа, сопряженного с кремнистыми породами.

Характерной особенностью фтанитовых формаций является наличие в их составе огромных количеств восстановленных форм углерода, и зачастую углеводорода, проявленную в битуминозности пород. Железо фтанитовых кремнистых пород находится преимущественно в закисной форме. Важным доказательством участия мантийного флюида в формировании осадочных формаций фтанитовой группы являются исследования В. Н. Холодова (1975 и др.) об устойчивой ванадиеносности их. Характерно, что V концентрируется совместно с Ni и Co, типоморфными металлами ультраосновных пород.

Наиболее отличительным признаком терригенно-кремнистых формаций является их генетическая и парагенетическая сопряженность с карбонатонакоплением, что позволяет объединять такого рода формации в группу терригенно- и карбонатно-кремнистых формаций. При этом надо отметить, что карбонатообразование, обильное для последней группы формаций, частично сопряжено и с формациями первой группы, тогда как для фтанитовых формаций, за некоторыми исключениями. связанными с особенностями седиментогенеза, не характерно.

Таким образом, наблюдаются три типа режима флюида относитель-

но переменной активности О₂, H₂, C_nH_{2n+2} ч CO₂. Снова обращаясь к построениям Д. С. Коржинского, укажем на прямую связь щелочности и активности О2 в расплаве и взаимодействующем флюиде. Вероятно, кислотно-основные зависимости Д. С. Коржинского справедливы для всех типов открытых систем природных процессов.

⁴ С_пН_{2n+2} — общая формула ряда наиболее распространенных углеводородов, который включает соединения СН4, С2Н6, С3Н8 и т. д.

Основываясь на реакциях типа $H_2 = 2H^+ + 2e^-$ и $O_2 + 2e^- = O^{2-}$, из чего следует, что активность О, связана с активностью электрона уравнением [O₂] = K[O²⁻][e⁻]². Д. С. Коржинский пишет, что «при постоянстве активности электрона, т. е. при постоянстве восстановительного потенциала системы, активность О₂ находится в прямой зависимости от щелочности, т. е. повышение щелочности должно повышать активность кислорода» (1976, стр. 326).

Высокий потенциал кислорода, зафиксированный в вулканогеннояшмовых ассоциациях, — подтверждение поглощения щелочей в процессе эклогитизации. Повышение щелочности магм относительно флюида, как это уже было показано, приведет, по Д. С. Коржинскому, к повышению роли амфотерных окислов (Al₂O₂+Fe₂O₂) относительно основных (CaO + MgO + FeO).

Сброс щелочей и кремнезема в реакциях эклогитизации амфиболитовой и гранулитовой фаций должен, по-видимому, осуществляться попеременно. Это подтверждает мысль Р. А. Ишбулатова, что начальный сброс щелочей приведет к обогащению кремнеземом, а последующий сброс кремнезема — к обогащению метаморфизуемых пород шелочами, что находится в соответствии с построениями А. А. Маракушева.

Режим попеременной активности O₂, H₂, C_nH_{2n+2} и CO₂ в кремнистых формациях различной структурно-тектонической принадлежности хорошо увязывается с исследованиями по термодинамике флюидного режима А. А. Маракушева и Л. Л. Перчука (1974), а также Ф. А. Летникова и Б. О. Шкандрия (1976). Последние исследователи, в частности, дают такую схему эволюции флюида: 1) исходный флюид: СО, С_пН_{2п+2}, Н₂ (мантийный); 2) окисление флюида: увеличение доли СО₂ и H₂ (коровый-I); 3) дальнейшее окисление флюида: увеличение доли H₂O и CO₂ (коровый-II).

При этом ими установлена прямая функциональная связь между количеством H₂O во флюиде и потенциалом H₂.

Увеличение количества H₂ в коре связано с окислением углеводородов по схеме:

 $2CH_4 + O_2 = 2CO + 4H_2$

 $CH_4 + O_2 = CO_2 + 2H_2$, (Летников, Шкандрий, 1976).

Если к этому добавить, что в основных и ультраосновных породах офиолитовых ассоциаций Анадырско-Корякской и Олюторско-Камчатской складчатых систем Л. В. Агафоновым, О. Л. Банниковым н Т. А. Андреевой (1976) обнаружено присутствие высоких концентраций Н₂, СН₄ и других углеводородов при очень незначительных содержаниях СО₂, то схему Ф. А. Летникова и Б. О. Шкандрия практически без коррекции можно приложить к проблеме, рассматриваемой в настоящей статье, увязав геохимические особенности различных кремнистых формаций с геохимией мантийного и коровых флюидов.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л. В., Андреева Т. А. Газы в альпинотипных гипербазитах Анадырско-Корякской складчатой системы.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 3.

- Агафонов Л. В., Банников О. Л., Андреева Т. А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса. В сб.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. Х. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Бонатти Э. Механизмы глубоководного вулканизма в южной части Тихого океана.-В кн.: Второй Международный океанографический конгресс. Тез. докл. М., «Наука», 1966. Барт Т. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975.

Грин Д. Х. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975.

- Гоин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. В кн.: Петрология верхней мантин. М., «Мир», 1968.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Ефимов А. А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала.— Геотектоника, 1977, № 1.
- Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлениях 25-45 кбар. В кн.: Очерки физико-химической петрологии. вып. VI. М., «Наука», 1977.
- Калинин Д. В., Денискина Н. Д. О химических условиях синтеза гранатов гроссулярандрадитового ряда и зависимость их железистости от кислотности-щелочности среды.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 3. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.,
- «Наука», 1975.
- Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами.— Сб.: Геохимия, минералогия, петрология. Докл. сов. геол. на XXV сессии Междунар. геол. конгр. М., «Наука», 1976.
- Коэн Л. Х., Ито К., Кеннеди Дж. К. Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар. В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Лавров В. М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике.-В сб.: Современный вулканизм. Тр. второго Всес. вулканол. совещ., т. І. М., «Наука». 1966.
- Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., «Недра», 1975.
- Летников Ф. А., Шкандрий Б. О. Флюндный режим метаморфизма. В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976.
- Леонова Л. Л., Флеров Г. Б. Геохимия щелочных пород Центральной Камчатки.— Гео-химия, 1977, № 1. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.,
- «Наука», 1974.
- Малпас Д., Стевенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А. Геологические и физико-химические связи между метаморфизмом и магматизмом. В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976₁.
- Маракушев А. А. Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг. В сб.: Геохимия, минералогия, петрология. Докл. сов. геол. на XXV сессии Международн. геол. конгр. М., «Наука», 19762.
- Маракушев А. А. Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 19763, т. Ц. вып. 1.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, вып. IV. М., «Наука», 1974.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных
- дуг. Тр. ГИН АН СССР, вып. 268. «Наука», 1975. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю., Шараськин А. Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967. Офиолиты в земной коре. Тезисы докл. Международн. симпоз. М., «Наука», 1973.
- Павленко А. С. Эволюция вещества современных материков и зон рифтообразования. В сб.: Геохимия, минералогия, петрология. Докл. сов. геол. на XXV сессии Междунар. геол. конгр. М., «Наука», 1976.
- Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. Тр. МГРИ, 1958, № 22.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим магматизма и метаморфизма на ранних ста-диях развития островных дуг. Докл. сов. геол. на XXV сессии Международн. геол.
- конгр. М., «Наука», 1976. Ротман В. К. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта. В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1963.
- Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) — Геотектоника, 1977, № 6.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Проблема двухэтапного образования земной коры. Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркутского гос. ун-та. Сер. геол. М., Госгеолтехиздат, 1951, т. 5, вып. 2.

- Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н. О роли мантийного вещества в осадочном рудообразовании (опыт геохимико-металлогенического анализа).- Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Хотин М. Ю. Кремнистые породы верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации полуострова Камчатский Мыс.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3.
- Хотин М. Ю. Литология верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского Мыса и условия ее образования. Автореф. канд. дис., М., 19722.
- Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 281. М., «Наука», 1976.

Шатский Н. С. Избранные труды, т. З. М., «Наука», 1965.

- Шульдинер В. И. Равновесная пара гранат плагиоклаз в глубинных метаморфических породах. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10. Эйгстер Х. П. Условия образования докембрийских железистых формаций. В кн.:
- Очерки физико-химической петрологии, вып. І. М., «Наука», 1969.
- Bailey E. H., Irwin W. R., Johns D. L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California.- Bull. Calif. Div. Mines and Geol., 1964, No. 183.

Bailey E. H., Blake M. C., Ir. Major chemical characteristics of Mezozoic Coast Range Ophiolite in California.- J. Res. U. S. Geol. Surv., 1974, v. 2, No. 6.

Gregor C. B. The Geochemical behaviour of Sodium. Amsterdam, 1967.

- Markov M. S., Khotin M. Yu. The structure and geological history of the Kuril-Kamchatka arc. Twelfth Pacific Sci. Congr. Record Proc., v. I. Abstracts Papers, Canberra. 1971.
- Mehnert K. R. The Ivrea zone. A model of the deep crust.— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1975, v. 125, No. 2.

ГИН АН СССР, Москва

¥

Дата поступления 3.II.1978

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1979 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.31: 553.492(470.323)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ШАМОЗИТОВ В БОКСИТАХ БЕЛГОРОДСКОГО РАЙОНА КМА

Л. В. КЛЕКЛЬ

Для бокситов Белгородского района КМА характерно широкое развитие шамозитов. Бокситы приурочены к коре выветривания филлитовидных сланцев нижнего протерозоя и перекрыты мощным осадочным палеозойско-мезозойско-кайнозойским чехлом. Кровлей всех известных в настоящее время бокситовых залежей являются визейские отложения нижнего карбона. Эти отложения в пределах Белгородского района представлены разнообразным комплексом пород, образующим непрерывный переход по латерали от континентальных образований к морским. Пробы для исследования отбирались из наиболее обогащенных шамозитом интервалов разреза коры выветривания филлитовидных сланцев и отложений визейского яруса, перекрывающих кору выветривания. Технологические испытания, проведенные во Всесоюзном научно-исследовательском и проектном институте алюминиевой, магниевой и электродной промышленности (ВАМИ), показали, что в байеровском процессе шамозиты в бокситах Белгородского района разлагаются лишь частично. Это существенно сокращает потерю щелочей и этим как бы повышает качество руды. Исследованиями, проведенными нами совместно с Г. В. Куликовой, было установлено, что в бокситах Белгородского района содержатся две структурные модификации шамозита — ортогональная и моноклинная. Технологические испытания проб с различным соотношением этих модификаций показали, что более качественные характеристики имеют руды с преобладанием моноклинной модификации. Отсюда следует актуальность вопроса о закономерностях размещения структурных модификаций шамозита в бокситоносной толще.

Литологический анализ шамозитсодержащих пород Белгородского района позволил установить в первом приближении связь между морфологическими разновидностями шамозитов и их структурными модификациями. Шамозитсодержащие породы обладают различной окраской — от серо-зеленых и красных тонов до черных. Окраска в большинстве случаев обусловлена наличием минералов-примесей: красные оттенки придает породе тонкораспыленный гематит, а темные — органические частицы.

Микроскопически выделяются следующие морфологические разновидности шамозитовых агрегатов: колломорфная, тонкочешуйчатая, гранулярная и крупнокристаллическая. Эти разновидности шамозитов в разрезе коры выветривания распределены неравномерно и приурочены к определенным зонам ее профиля (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема размещения структурных модификаций шамозита в зонах коры выветривания сланцев Зоны коры выветривания: 1 — зона накопления гидроокислов алюминия: а — подзона дебокситизации, б — бокситовая подзона, в аллитовая подзона: 2 — зона гидролиза серицита (каолинит-шамозитовые породы); 3-зона выщелачивания кварца (шамозит-серицитовые породы с кварцем); 4 --зона начального разложения (кварц-серицитовые сланцы с примесью каолинита и шамозита); 5 — материнские породы --- филлитовидные сланцы (углисто-кварцбиотит-серицитовые) Соотношения структурных моди-

фикаций шамозита (О – ортогональная, М – моноклинная): 1– О>М; 2–О≈М; 3–М>О

Колломорфная разновидность шамозитовых агрегатов представлена скоплениями коллоидных частиц, окрашенных в красновато-коричневые или желтовато-зеленые тона, изотропных, со струйчато-колломорфными структурами, часто обладающими лапчатыми трещинами усыхания. Иногда микротрещины в колломорфном шамозите выполнены тонкодисперсным бёмитом. Гнезда (конкреции) и прослои в бокситах, обогащенные колломорфным шамозитом, имеют яшмовидный облик.

٦

В коре выветривания колломорфная разновидность шамозита встречается в верхней части зоны гидролиза серицита, но наиболее широко развита в зоне накопления гидроокислов алюминия, как в бёмитовых, так и в гиббситовых бокситах. В бёмитовых бокситах колломорфным шамозитом обогащены отдельные пятна и полосы. В гиббситовых бокситах колломорфный шамозит выполняет пространство между гиббситовыми агрегатами и способствует образованию микропсевдообломочной зернистой структуры. Строение гиббситовых бокситов усложняется жильными образованиями позднего гиббсита, в которых центральная часть жилок выполнена колломорфным шамозитом. В бокситах габбситбёмитового состава колломорфная разновидность менее развита.

В осадочных породах визейского яруса колломорфный шамозит цементирует обломки железных руд и бокситов.

Тонкочешуйчатая разновидность шамозитовых агрегатов образована желтовато-зелеными или серо-зелеными метаколлоидными бесформенными скоплениями, иногда оптически ориентированными агрегатами. Эта разновидность шамозита часто прорастает каолинитом и серицитом, образуя основную ткань выветренных сланцев.

В коре выветривания тонкочешуйчатый шамозит преобладает в верхней части зоны выщелачивания кварца (см. фиг. 1), часто в виде гнезд и линз. На золотисто-коричневом фоне основной массы серицит-шамозитового состава выделяются серые овальные пятна, сложенные серицитом с примесью каолинита и шамозита. Чешуйки серицита в основной шамозитизированной массе нередко теряют свои очертания. В скрещенных николях они заметны на слабо анизотропном фоне в виде ярких штрихов. Тонкочешуйчатый шамозит характерен для бокситов с псевдобобовой и микропористо-псевдобобовой структурой. В его основной массе с примесью тонкодисперсного шамозита, гематита и каолинита выделяются пятна, жилки, цепочки бёмита в виде хорошо ограненных кристаллов. Тонкочешуйчатый шамозит широко распространен в бокситах гиббсит-бёмитового состава и образует в них зеленоватые, сургучно-красные полосы и пятна со скоплениями бёмита среди каолиниттиббситового вещества, но менее характерен для гиббситовых бокситов.

В вышележащей осадочной толще тонкочешуйчатый шамозит характерен для аргиллитов михайловского и алексинского горизонтов С₁*v*. Тонкочешуйчатый бледно-зеленый изотропный шамозит встречается в аргиллитах тульского и алексинского горизонтов, залегающих среди обломочных железных руд и бокситов.

Гранулярная разновидность шамозитовых агрегатов представлена слабоокрашенными, почти бесцветными изометричными частицами менее 0,007 мм с синеватыми аномальными цветами интерференции. В коре выветривания эта разновидность часто встречается в зоне накопления гидроокислов алюминия. Обычно она развита в качестве примеси к другим морфологическим разновидностям шамозита и характерна для бокситов, где интенсивно проявились процессы метасоматического замещения. Шамозит можно наблюдать в виде невыдержанной каймы, разделяющей зерна бёмита или псевдобобовины, сложенные каолинитом и бёмитом. Гранулярный шамозит встречается в бёмитовых и бёмит-гиббситовых бокситах и выполняет прожилки среди метаколлоидного каолинита (фиг. 2, A). В осадочных аргиллитах гранулярный шамозит встречается в виде невыдержанных кайм по обломкам бокситов и глинистых пород, а также в виде рассеянных вкрапленников среди основной цементирующей массы.

Крупнокристаллическая разновидность шамозитовых агрегатов окрашена в серовато-зеленые тона, слабо плеохроирует, анизотропна, двупреломление достигает иногда 0,010—0,012. Форма агрегатов разнообразна: чешуйки размером до 0,04 мм, гармошки пластинок с веерным погасанием, игольчато-сноповидные скопления или розетки (см. фиг. 2, Б). В коре выветривания крупночешуйчатая разновидность шамозита встречается спорадически в нижней части зоны накопления гидроокислов алюминия (см. фиг. 1) в виде табличек, чешуек с веерным погасанием или сноповидных агрегатов. В гиббсит-бёмитовых бокситах спорадически встречаются гнезда пластинчатого крупночешуйчатого шамозита. В осадочных аргиллитах крупночешуйчатый шамозит редок, образует гнезда среди тонкочешуйчатого шамозита.

Таким образом, в разрезе коры выветривания развиты все четыре разновидности шамозитов, но локализация их неравномерна. В зоне накопления гидроокислов алюминия широко распространена колломорфная разновидность, в верхней ее части преобладает тонкочешуйчатая и гранулярная разновидности. В нижней части зоны накопления гидроокислов алюминия моноклинная модификация преобладает над ортогональной; в верхней части бокситовой толщи, где в какой-то мере проявлены процессы дебокситизации, ортогональная модификация преобладает над моноклинной. В связи с этим с определенной долей условности можно сказать, что для моноклинной модификации шамозита более характерны колломорфные его разновидности, а для ортогональной — чешуйчатые. Кроме того, наблюдается неравномерное распределение морфологических разновидностей и структурных модификаций шамозита по минеральным типам бокситов. В бокситах гиббситового и бёмит-гиббситового типов преобладает ортогональная модификация над



Фиг. 2. а — жильные образования в гиббситовом боксите из наложенной зоны дебокситизации: а — гранулярный шамозит, б — тонкочешуйчатый шамозит, в — каолинит, г — гиббсит. Скважина 2078, глубина 607,3 м. Увел. 75. Без анализатора. б — игольчато-сферолитовые розетки шамозита среди тонкочешуйчатого каолинита и шамозита в аргиллите. Скважина 2036, глубина 724,0 м. Увел. 50. Без анализатора

моноклинной, а в бокситах бёмитового типа доминирует моноклинная модификация.

В осадочной толще связь между морфологическими разновидностями и структурными модификациями шамозита улавливается менее четко в связи с высокой дисперсностью породообразующих компонентов. В шамозитовых аргиллитах, залегающих среди обломочных железоглиноземистых пород, осадочных железных руд и бокситов, преобладает моноклинная модификация шамозита. В шамозитовых аргиллитах, сменяющихся вверх по разрезу карбонатными отложениями, преобладает ортогональная модификация.

Химический состав шамозитов. В таблице приведены анализы проб наиболее чистых шамозитов без существенных примесей алюмосиликатных и глиноземных минералов. Содержание глинозема в шамозитах с преобладанием моноклинной модификации более высокое, чем в каолините. Содержание кремнезема максимальное у шамозитов ортогональных, промежуточное — у тех, в составе которых наблюдаются обе модификации.

Условия образования шамозитов. По преобладанию каолинита или шамозита в верхней части коры выветривания филлитовидных сланцев соответственно выделяются каолинитовый или шамозитовый профили выветривания. Формирование этих двух типов профилей несколько разорвано во времени, и поэтому часто наблюдается наложение шамозитового профиля на каолинитовый.

Шамозитовый профиль выветривания распространен весьма широкои локализуется на площадях древних (визейских) аккумулятивных равнин, являющихся областью накопления обломочных железных руд, осадочных и осадочно-латеритных бокситов, шамозитовых аргиллитов с примесью обломочного материала и углистых глин.

Каолинитовый профиль выветривания распространен ограниченно. Он был встречен лишь на некоторых палеовозвышенностях южного фланга Белгородского района под морскими отложениями алексинского горизонта.

Химический состав шамозитовых пород с различным соотношением структурных модификаций, вес.%

№ скв.	Глубина, м	Тип шамо- зита	Мине- ральные примеси	SiO ₂	ŢiO₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	П. п. п.
2097 2035 2102 2103 2102 2100 22116 2101 2101	601, 2-601, 5 729, 6 584, 2-582, 6 581, 8-581, 5 584, 9-584, 2 566, 0-565, 7 610, 8-610, 5 573, 8-573, 6 574, 65-574, 0	M≈O M>O O M>O M M O O M O O M	Гм Гм Гт, Гм Гт, Гм	17,54 20,84 23,24 20,40 22,86 19,08 17,00 24,56 21,59	0,83 0,51 1,07 1,21 1,19 1,44 1,22 0,97	25,72 28,02 23,10 27,60 26,66 26,88 16,00 21,54 18,12	15,67 5,38 15,82 4,22 3,85 4,29 19,15 20,45	27,21 32,29 22,56 33,31 32,20 34,52 32,73 18,72 24,84	1,39 2,02 1,49 1,05 0,97 1,55 2,16 2,10 2,32	11,22 10,70 9,29 10,53 10,48 11,18 18,44 12,21 10,64

Примечания. Структурные модификации шамозита: О — ортогональная, М — моноклинная; примеси: Гм — гематит, Гт — гетит. Химические анализы выполнены в химической лаборатории Белгородской геологоразведочной экспедиции по ГОСТ 14657,0-69. Рентгеноструктурные анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ В. А. Шитовым на дифрактометре УРС-50 им.

Моноклинная модификация. Роль этой модификации шамозита коре выветривания возрастает вверх по разрезу (см. фиг. 1). Наиболее высокие ее содержания установлены в зоне накопления гидроокислов алюминия. Эта модификация особенно характерна для бёмитовых бокситов. Можно предполагать сингенетичность моноклинной модификации шамозита минералам глинозема.

В осадочной толще моноклинная модификация шамозита наиболее развита в континентальных отложениях тульского и алексинского горизонтов. В них шамозитовые аргиллиты образуют обычно прослои среди толщи осадочных бокситов, аллитов, обломочных железных руд. В михайловских шамозитовых аргиллитах моноклинная модификация преобладает лишь в единственной пробе.

Таким образом, высокоглиноземистые шамозиты моноклинной модификации формировались в континентальных водоемах, не имеющих связи с морским бассейном, и в латеритных корах выветривания.

Ортогональная модификация в коре выветривания развита в зоне начального разложения, где представлена чешуйчатыми формами агрегатов. В нижних интервалах зоны выщелачивания кварца при преобладающей роли ортогональной модификации уже отмечается примесь моноклинной. Постепенно вверх по разрезу доля ортогонального шамозита уменьшается, а возрастает роль моноклинной модификации. В зоне накопления гидроокиси алюминия ортогональная модификация шамозита преобладает над моноклинной в наложенной зоне дебокситизации (см. фиг. 1), что связано с привносом кремнезема.

В осадочной толще ортогональная модификация преобладает над моноклинной в шамозитовых аргиллитах михайловского горизонта, а также в верхней части пластов шамозитовых аргиллитов некоторых разрезов тульского и алексинского горизонтов. Как правило, шамозитовые аргиллиты с преобладанием ортогональной модификации залегают среди прибрежно-морских отложений и фациально сменяются более глубоководными известняками открытого моря.

Таким образом, в осадочной толще ортогональные шамозиты формировались в прибрежных частях морского бассейна, по-видимому, при сравнительном удалении от эродируемых латеритных кор выветривания.

Геохимические условия формирования шамозитов. Формирование шамозита происходило в восстановительной среде при отсутствии свободного кислорода. Шамозитовые скопления в корах выветривания и в осадочных породах визе Белгородского района сопровождались накоплением сульфидов, органического вещества, сидерита, реже родохрозита. По данным А. П. Никитиной и В. И. Сиротина (1967), среднее содержание С_{орг} равно 0,04% в красновато-коричневом боксите без сидерита и шамозита, а в интенсивно шамозитизированной бокситовой породе — 0,31%.

В настоящее время вторичное образование шамозита в восстановительных средах признается большинством геологов (Никитина, Сиротин, 1966, 1967; Никитина, 1971; Сиротин, 1973). Моноклинная модификация сингенетична минералам гидроокислов алюминия и сформировалась в бокситоносной коре выветривания нижнего карбона, т. е. в среде, явно насыщенной глиноземом.

Ортогональная модификация образовалась в геохимической среде. явно насыщенной кремнеземом, --- в нижних горизонтах коры выветривания, где шамозит замещает алюмосиликаты, кремневый модуль которых меньше 1. Кроме того, там гидролиз слюд сопровождался в первую очередь удалением щелочей, а затем уже кремнезема, что тоже создавало некоторый его избыток. Воды морского бассейна раннекаменноугольной эпохи были, вероятно, обогащены кремнием. Основанием для такого предположения являются сингенетичные стяжения кремней среди известняков веневского горизонта С. Это вызывало совместную коагуляцию кремнезема и глинозема. Восстановительные обстановки прибрежного моря способствовали образованию не каолинита, а ортогональной модификации шамозита. При обилии органического вещества и закисного железа терригенный каолинит и слюда замещались шамозитом ортогональной модификации. Кроме того, в мелководные бассейны, несомненно, поступал терригенный шамозит из эродируемых кор выветривания. В этом случае возможно накопление моноклинной модификации в прибрежно-морских отложениях. Вероятно, это и послужило причиной формирования в осадочных аргиллитах двух модификаций — ортогональной и моноклинной.

выводы

1. Шамозиты, широко распространенные среди бокситоносных отложений Белгородского района КМА, существенно различны по морфологическим и кристалло-структурным особенностям, химическому составу, закономерностям распределения, условиям образования и технологическим параметрам.

2. Выделены и описаны колломорфная, чешуйчатая, гранулярная и крупнокристаллическая морфологические разновидности шамозитовых агрегатов, выяснены закономерности их распределения на площади и в разрезе бокситоносной толщи.

3. Моноклинные шамозиты высокоглиноземистые, кремневый модуль у них, как правило, больше 1. Ортогональные шамозиты более кремнистые. Содержание кремнезема в них примерно сопоставимо с содержанием глинозема, а часто значительно выше, кремневый модуль ≤1.

4. Моноклинная модификация возникала преимущественно в континентальных водоемах, не имеющих связи с морским бассейном, в окружении латеритных кор выветривания, а также в этих корах, часто в зоне накопления гидроокислов алюминия. Ортогональная модификация формировалась главным образом в областях морского осадконакопления сравнительно далеко от районов латеритообразования и частью в латеритных корах выветривания, где отмечаются две ее генерации: ранняя, возникшая в нижних горизонтах этих кор совместно с моноклинной, и поздняя — в верхних горизонтах коры выветривания в наложенной зоне дебокситизации.

ЛИТЕРАТУРА

Никитина А. П. О структурных особенностях и генезисе глинистых минералов в остаточных бокситах Воронежской антеклизы.— В кн.: Изучение и использование глин. Минск, 1971.

Никитина А. П., Сиротин В. И. О природе шамозитов и их роли в формировании бокситов КМА. - В кн.: Тезисы докладов совещаний по исследованию и использова-

нию глин и глинистых минералов. М., Изд-во ИГЕМ, 1966. Никитина А. П., Сиротин В. И. О шамозитизации в латеритной коре выветривания в бокситах Белгородского района. — В кн.: Древние продуктивные коры выветрива-ния, вып. 8. М., «Наука», 1967.

Сиротин В. И. История минералов свободного глинозема и эволюция литолого-минералогических типов бокситов КМА. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.

Белгородская геологоразведочная экспедиция, Белгород

Дата поступления 14.III.1978

УДК 552.54:551.76(581)

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА НАГОРЬЯ ХАЗАРАДЖАТ (АФГАНИСТАН) ПО ДАННЫМ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНОГО МЕТОДА

Н. АЗИМИ, Ю. М. ДОВГАЛЬ, П. С. МАТВЕЕВ, Г. В. МОРОЗОВ, М. А. ЧАЛЬЯН, В. Н. ШЕЛКОПЛЯС

Проведено изучение термолюминисцентных свойств карбонатных пород двух пространственно разобщенных стратиграфических горизонтов мезозойских отложений, распространенных в юго-восточной части Центрального Афганистана. Установлено, что изученные породы являются одновозрастными фациально различными образованиями единого бассейна седиментации. На основании анализа распространения бокситоносной свиты дается отрицательная оценка прогибу Дари-Руд в отношении перспектив на алюминиевое сырье.

Использование при геологических исследованиях термолюминесцентного метода позволяет решить целый ряд конкретных практических задач. Этот метод основан на использовании эффекта свечения, возникающего при равномерном нагреваний пород и минералов до 400° С. Анализ кривых термовысвечивания позволяет получить различную геологическую информацию, поскольку параметры термолюминесценции зависят от геохимических, термодинамических, палеогеографических условий формирования пород и минералов, а также их возраста.

Впервые для изучения известняков термолюминесцентный метод применил в 1953 г. И. Паркс (Parks, 1956). Им было установлено, что кривые термовысвечивания известняков являются константами, пригодными для корреляции этих пород на обширных площадях. Так, образцы, отобранные из единого бассейна седиментации, характеризовались идентичными по морфологии и другим параметрам кривыми термовысвечивания и отличались от подобных характеристик карбонатных пород. сформировавшихся вне данного бассейна. Затем Э. Целлер (1956) предпринял попытку определения относительного возраста известняков, для чего провел их корреляцию, используя термолюминесцентный эффект известняков.

Исследования, проведенные Б. Бергстромом и К. Питретом (Bergstrom, Pitret, 1956), Т. А. Знаменской и Г. В. Морозовым (1975), подтвердили, что имеется определенная связь между термолюминесцентными свойствами известняков и условиями их седиментации, что дает основание для использования термолюминесцентного метода при корреляции известняков и выяснения условий их образования.

В настоящей работе авторы предприняли попытку применить предложенный Б. Бергстромом и К. Питретом способ корреляции известняков по значению величины интенсивности пиков термолюминесценции на примере мезозойских известняков Хазараджатского срединного массива. Выбор места и предмета исследований объяснятся тем, что отдача от него имела непосредственное практическое значение.

Известно, что месторождения алюминиевых руд широко распространены в пределах срединных массивов в границах Средиземноморского подвижного пояса. К ним относятся Паннонский, Анатолийские, Лутский, Хазарский и другие срединные массивы. Не исключение и Хазараджатский (известный также под названием Центрально-Афганского) срединный массив.

В последние годы в его пределах советскими специалистами (С. С. Карапетовым, В. С. Даниловым, В. А. Ваулиным и др.) были обнаружены проявления бокситов, часть которых представляет промышленный интерес. Однако стратиграфическое обоснование положения бокситов, являющихся, как известно, стратифицированными образованиями, оставалось очень слабым, и потому оценка перспектив региона на алюминиевое сырье была мало обоснованной. В этих условиях нами для корреляции известняков, бедных находками органических остатков, был применен термолюминесцентный метод. Эта первая попытка дала положительные результаты.

В соответствии с установившимися традициями альпийский структурный план Хазараджатского срединного массива определялся наличием в его восточной части остаточной глыбы Аджаристан и располагающихся по его периферии прогибов Фарахруд, Дари-Руд, Гулякхель (фиг. 1). Формирование указанных структур, судя по разным источникам, произошло в конце поздней юры или в раннем мелу. В остаточной глыбе Аджаристан на эрозионный срез выведены метаморфические образования фундамента (архей — протерозой, до венда) и отложения его догеосинклинального чехла (венд — юра, может быть, частично мел). Прогибы заполнены вулканогенно-осадочными породами раннемелового (частично позднеюрского) — антропогенового возраста. Они образуют сингеосинклинальный чехол (в понимании М. В. Муратова) Хазараджатского массива. Из сказанного видно, что стратиграфический уровень кровли платформенной подошвы сингеосинклинального чехла определен неуверенно.

В юго-западной части остаточной глыбы Аджаристан, на границе с прогибом Дари-Руд, было установлено широкое распространение так называемой свиты Варгач позднеюрского — раннемелового возраста. В пределах прогиба Дари-Руд, главным образом на его периферии, распространен комплекс Канкала раннемелового возраста. Согласно традиционной трактовке схем стратиграфии и тектоники срединного массива, предусматривалось помещение свиты Варгач в кровле платформенного чехла, а комплекса Канкала — в подошве сингеосинклинального чехла массива. Из сказанного делался вывод о перспективности на алюминиевое сырье нижних горизонтов прогиба Дари-Руд, поскольку в его подошве, под комплексом Канкала, предполагалась свита Варгач. Остановимся на некоторых особенностях строения свиты Варгач и комплекса Канкала.

Свита Варгач имеет трехчленное строение. В ее основании залегают бокситы и бокситоподобные породы, представляющие определенный промышленный интерес. Они постепенно сменяются вверх по разрезу неравномерно переслоенными песчано-глинистыми, карбонатными и гравийными породами, конгломератами. В ряде разрезов продуктивный горизонт отсутствует, и терригенные породы непосредственно залегают на известняках юрского возраста. Таким образом, продуктивный горизонт не имеет сплошного площадного распространения, что, естественно, снижает его перспективную оценку. Суммарная мощность продуктивной и терригенной частей разреза свиты Варгач колеблется от 20 до 130 м; мощность продуктивного горизонта достигает 250 м, обычно же она составляет 5—6 м.

Бокситы и бокситоподобные породы концентрируются в многочисленных эрозионных нишах, впадинах, трещинах и других понижениях Фиг. 1. Тектоническая схема восточной части Хазараджатского срединного массива и структур его обрамления. Масштаб 1:10 000 000

Срединный массив: 1 — фундамент, архей — протерозой, 2 догеосинклинальный чехол, венд — юра, 3 — сингеосинклинальный чехол, мел — антропоген. Структуры обрамления: 4 — герцинская геосинклинальная, 5 — альпийская геосинклинальная, 6 — главные глубинные разломы, 7 — места отбора проб на термолюминесцентный анализ



в кровле юрских известняков, на которых свита Варгач залегает с эрозионным параллельным несогласием. Поверх терригенной части разреза свиты Варгач лежат массивные и толстоплитчатые известняки серого и темно-серого цветов, мощность около 200 м.

В основании терригенной части разреза собраны аммониты, относя щиеся, по заключению Н. П. Луппова и Г. Я. Крымгольца, к самым верхам поздней юры — низам мела.

В строении комплекса Канкала участвуют две толщи: нижняя вулканогенно-осадочная и верхняя — карбонатная. На большей части прогиба Дари-Руд нижняя толща представлена неравномерно переслоенными песчано-глинистыми породами с редкими слоями (покровами и потоками) андезитов, спилитов, кварцевых кератофиров. Вблизи глубинных разломов, пересекающих прогиб и одновременно раннемеловое поднятие, основную роль в строении нижней части разреза комплекса Канкала играют андезиты, спилиты, диабазы, кварцевые кератофиры, кремнистые породы и, реже, терригенные отложения.

Повсеместно оба фациальных типа пород венчаются однотипными плитчатыми и массивными известняками серого и темно-серого цвета. Мощность нижней части разреза 800—900 м, венчающих их известняков — 200 м. В слоях, залегающих непосредственно под известняками, обнаружены аммониты барремского облика (определения Н. П. Луппова).

Из сказанного следует, что свита Варгач и комплекс Канкала, особенно их нижние части, совершенно несопоставимы. С одной стороны, это формации платформенного типа с бокситами в основании, с другой — типичные спилито-диабазовая и кварц-кератофировая формации, характерные или для ранних этапов развития эвгеосинклинальных прогибов, или связанные с процессами активизации срединных массивов (Довгаль, 1975). Но в то же время настораживает внешнее сходство известняков, венчающих разнотипные разрезы. Создается впечатление, хотя его невозможно проверить в неразрывных разрезах, что известняки сплошным покровом «бронируют» фациально изменчивый вулканогенно-осадочный разрез, описанный в одном случае как основание свиты Варгач, а в другом — как основание комплекса Канкала. Это впечатление еще более усиливается от того, что верхние части рассматриваемых стратиграфических подразделений залегают на нижних совершенно



Фнг. 2. Схематизированный разрез зоны сочленения остаточной глыбы Аджаристан и раннемелового прогиба Дари-Руд: А — согласно традиционным представлениям; Б — согласно новым представлениям, рассматриваемым в настоящей работе. 1 — известняк, 2 — вулканические породы, 3 — терригенные породы, 4 бокситы и бокситоносные отложения, 5 — формации основания прогиба

согласно. Это подтверждено многими исследователями в разных пунктах по периферии остаточной глыбы Аджаристан.

Таким образом, возникла альтернатива — находятся ли свита Варгач и комплекс Канкала на разном стратиграфическом уровне (первая ниже, а вторая выше) или это синхронные образования. Положение аммонитов в обоих стратиграфических подразделениях допускает оба варианта.

Рассматриваемая проблема помимо частного стратиграфического значения имеет большой практический и научный интерес. При правильности, старого, традиционного варианта резко возрастала перспективная оценка прогиба Дари-Руд на алюминиевые руды, поскольку в его подошве ожидалось широкое распространение бокситоносной свиты Варгач (фиг. 2, а). Кроме того, свита Варгач на схеме тектоники юга нагорья Хазараджат помещалась в кровлю платформенного чехла Хазараджатского срединного массива, а комплекс Канкала — в подошву сингеосинклинального чехла. При правильности второго варианта становилось очевидно, что не комплекс Канкала, а объединенную фациально-изменчивую толщу позднеюрского — раннемелового возраста, включающую свиту Варгач и комплекс Канкала в прежнем понимании, следует помещать в основании сингеосинклинального чехла. Кроме того, предоставлялась возможность проследить фациальный переход по латерали между бокситоносной формацией платформенного облика и вулканическими образованиями, типичными представителями офиолитовой серии (см. фиг. 2, б). И наконец, самое главное — давалась отрицательная оценка прогибу Дари-Руд в отношении перспектив на алюминиевое сырье.

Биостратиграфический метод для идентификации свиты Варгач и комплекса Канкала по уже указанным причинам не мог быть применен. Попытка сопоставить известняки двух стратиграфических подразделений, подвергнув их геохимическим исследованиям, также не дала результатов. Это объясняется тем, что рассматриваемые образования подверглись в позднем мелу — олигоцене мощному воздействию интрузий гранитоидного и габбро-сиенит-монцонитового формационных типов.



Фиг. 3. Основные разрезы позднеюрских — раннемеловых известняков, подвергшихся исследованию термолюминесцентным методом. 85-5 — уровни отбора и номера проб. Другие условные знаки те же, что и на фиг. 2

Изучение известняков при помощи термолюминесцентного метода дало однозначный ответ, свидетельствующий, что известняки, венчающие свиту Варгач и комплекс Канкала, сформировались одновременно в одном морском бассейне.

В подготовительный период из четырех обнажений, располагающихся в разных частях во внутренней и краевой частях прогиба Дари-Руд и периферии остаточной глыбы Аджаристан (см. фиг. 1), было отобрано на всю мощность разрезов (фиг. 3) по пять образцов, которые подверглись термолюминесцентному анализу.

Известно, что у большинства карбонатных пород природная кривая термолюминесценции характеризуется двумя ликами свечения: среднетемпературным при 220—260°С и высокотемпературным при 310— 360°С. Появление пиков термолюминесценции в этих температурных интервалах у известняков связано с наличием определенных электронно-дырочных центров, природа которых пока еще не установлена. Однако общеизвестно типоморфное значение характера электронно-дырочной структуры минералов, что позволяет использовать пики кривых термовысвечивания, абсолютные и относительные значения интенсивностей пиков для выделения генерации и их прослеживание на больших расстояниях.

В наших исследованиях в качестве типоморфного признака для идентификации образцов использовалось отношение интенсивности среднетемпературного пика к интенсивности высокотемпературного, а также абсолютные значения интенсивностей пиков. Образцы, образование которых происходило в сходных геохимических и геологических условиях, должны иметь близкие значения этих параметров.

В результате термолюминесцентного анализа (таблица) установлено, что образцы известняков из кровли карбонатной толщи, венчающей разрезы свиты Варгач и комплекса Канкала, имеют практически одинаковые интенсивности пиков свечения: 95—110 условных единиц при 230°С и 45—58 условных единиц при 310—320°С. Это важнейшее косвенное свидетельство того, что известняки формировались в сходной геологической обстановке.

Образен. №	Интенсивность пиков све- чения в условных единицах		С*	Образец, №	Интенсивност чения в услов	. C*		
	230° C	320° C			230° C	320° C		
85-5 85-4 85-3 85-2 85-1 86-5 86-4 86-3 86-2 86-1	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	45 52 33 23 50 55 55 40 65	$\begin{array}{c} 2,2\\ 1,92\\ 0,93\\ 0,95\\ 2,0\\ 2,0\\ 1,81\\ 0,85\\ 0,95\end{array}$	88-5 88-4 88-3 88-2 88-1 133-5 133-4 133-3 -133-2 133-1	105 95 100 45 25 105 100 95 17 30	58 55 50 65 40 55 55 50 29 55	1,81 1,72 2,0 0,69 0,62 1,9 1,8 1,9 0,58 0,54	

Результаты термолюминесцентного анализа известняков

• Отношение интенсивности пика свечения при 230° С к интенсивности пика при 320° С.

Отношение интенсивности пиков термовысвечивания из кровли карбонатной толщи также близкое (1,8—2,2) и составляет в среднем 2. У известняков, лежащих в подошве свиты Варгач и комплекса Канкала, интенсивность термолюминесценции в целом уменьшается, как и величина пиковых отношений. Значение пиковых отношений изменяется от 0,5 до 0,9, причем четко выражена тенденция к увеличению значения пиковых отношений по направлению от краевой к внутренней частям бассейна седиментации. Подобная тенденция заметна, правда, очень слабо, и для верхних горизонтов карбонатной толщи.

Из сказанного следует, что для известняков, венчающих рассматриваемые разрезы (см. фиг. 3), наблюдается увеличение отношения интенсивности пиков термовысвечивания снизу вверх по разрезам и по латерали от известняков, отлагавшихся в краевой части бассейна, по направлению к известнякам внутренней части бассейна седиментации. Это увеличение по латерали более заметно и резко для нижних горизонтов известняков и менее резко для их верхних частей. Логично предположить, что выявленная закономерность, установленная при помощи термолюминесцентного метода, отражает геохимические условия карбо-



Фиг. 4. Кривые высвечивания известняков

натообразования не в двух, как это предполагалось ранее, а в едином бассейне седиментации.

Резкие изменения (увеличение вверх по разрезу) отношений интенсивности пиков термовысвечивания связано с изменением геохимической обстановки в позднеюрском — раннемеловом бассейне, которая, безусловно, является функцией тектонических условий седиментогенеза. Карбонатообразование началось в бассейне с еще не установившимся режимом; об этом свидетельствуют слои песков и глин, вулканического пепла в нижних горизонтах карбонатной толщи, косая слоистость в них, следы внутриформационных перерывов. Естественно предполагать, что в подобных условиях и геохимическая среда не стабилизировалась. В пользу сказанного косвенно свидетельствуют и разбросанные, часто взаимопересекающиеся кривые термовысвечивания известняков из нижних частей разрезов (см. таблицу). И наоборот, близкие по значениям условные единицы термовысвечивания из «верхних» известняков, образуют настолько компактную кривую, что она на графике показана как единая (черная лента на фиг. 4). Скорее всего это связано с выравниванием тектонических условий в бассейне седиментации. Макро- и микроскопические известняки из верхних горизонтов разрезов однотипны и стерильны от посторонних твердых примесей.

Итак, приведенные данные однозначно свидетельствуют в пользу вывода о том, что известняки, венчающие разнотипные вулканогенноосадочные образования, одновозрастны, синхронны. Учитывая, что взаимоотношения между осадочно-вулканогенными породами и известняками согласные и в переходе от нижней толщи к верхней сохраняется определенная приемственность (слои песков, глин, пепла), принимаем, что комплекс Канкала и свита Варгач — образования одновозрастные, отлагавшиеся в одном водном бассейне, но в разных его структурноформационных зонах. Нижние горизонты толщи охарактеризованы позднеюрскими — раннемеловыми, а средние горизонты — скорее всего барремскими аммоноидеями. Перекрывают толщу слои, содержащие в своей подошве фораминиферы и гастроподы также барремского возраста (определения Е. В. Мамонтовой и З. А. Крячковой).

На основании вышеизложенного предлагается вместо комплекса Канкала и свиты Варгач выделить на схеме стратиграфии для Южного Хазараджата новое стратиграфическое подразделение — вулканогенноосадочный комплекс Бредж Калай, вблизи которого располагаются основные стратотипические его разрезы: осадочный на краю остаточной глыбы Аджаристан, вулканогенно-осадочный, характерный для большей части прогиба Дари-Руд, и вулканогенный, тяготеющий к глубинному разлому Джагури, пересекающему структуры прогиба Дари-Руд. В вулканогенно-осадочном и вулканогенном типах разрезов комплекса Бредж Калай следует различать тела покровной лавовой и туфовой, жерловой, силловой и дайковой фаций, дающих право говорить о комплексном характере вулканических проявлений.

Краевые части комплекса Бредж Калай, располагающиеся в границах остаточной глыбы Аджаристан, представляются перспективными для обнаружения месторождений бокситов. Внутренняя территория прогиба Дари-Руд, где рассматриваемый комплекс наиболее широко распространен, в отношении перспектив на алюминиевое сырье интереса не представляет.

ЛИТЕРАТУРА

Довгаль Ю. М. Структурне положення офіолітових серій в деяких серединних масивах рухомих поясів Євразії. — В сб.: Тектоніка і стратиграфія, вып. 7. Киев, «Наукова думка», 1975.

Знаменская Т. А., Морозов Г. В. О возможности разделения морских и пресноводных известняков по данным термолюминесцентного анализа. Геол. ж. Киев, 1975, т. XXXV, вып. 3.

Шеллер Э. Термолюминесценция карбонатных отложений. — В кн.: Ядерная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
 Bergstrom R. E., Pitret K. Surface correlation of some Pensilvanion limestones in Mid-continent by thermoluminescence. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1956, v. 40.

Parks J. Use of the thermoluminescence of limestone in subcurface stratigraphy.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1956, v. 37, N I.

Институт геологических наук АН УССР, Киев

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3, 1979 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 549.623:551.35

О СООТНОШЕНИИ ОБЛОМОЧНОГО И АУТИГЕННОГО ГЛАУКОНИТА В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ ОКЕАНОВ

н. в. логвиненко, и. в. николаева, и. и. волков

Вопрос о генезисе глауконита весьма сложный и еще нерешенный. Долгое время было принято считать, что глауконит в морских и океанических осадках представляет собой аутигенный минерал, образовавшийся в процессе диагенеза. Так считали и авторы настоящей статьи еще в 1973 г. (Логвиненко и др., 1973). Однако все больше и больше исследователей встречают и описывают обломочный глауконит в современных морских и океанических осадках.

Обломочный глауконит обнаружен в заливе Аомори (Takahashi, 1955), Восточно-Китайском море (Can Hoang Ngon, 1957), вблизи устья р. Ориноко (Andel Van, Postma, 1954), на поднятии Чэгэм (Cullen, 1967), у берегов Калифорнии (Pratt, 1963), на Атлантическом побережье Северной Америки (Milliman et al., 1972), у берегов штатов Орегон и Вашингтон (White, 1970), вблизи острова Хонсю (Петелин и Алексин, 1970), у берегов Японии, Мексики, Перу, Чили и в Калифорнийском заливе (Логвиненко и др., 1975; Логвиненко, 1976), на Фолклендско-Патагонском шельфе и у берегов Африки (Николаева, 1977) и др.

Таким образом, вопрос о наличии обломочного глауконита и даже о широком его распространении не может ставиться под сомнение. Нами было высказано предположение о преобладании обломочного глауконита в современных осадках океанов (Логвиненко и др., 1975; Логвиненко, 1976). К этой точке зрения склоняется и И. В. Николаева (1977), считающая, что большинство глауконитов в современных осадках океанов является не современными, а более древними — аллотигенными и реже терригенными, возникшими в результате перемыва подводных выходов древних пород или снесенными с суши.

Это предположение вполне законно не только с точки зрения литологов, получивших конкретные данные по глаукониту, но и с общих геологической и геотектонической позиций. Оно учитывает своеобразие современной геологической эпохи, характеризующейся высоким рельефом суши, напряженной тектонической активностью и крупными эвстатическими изменениями уровня Мирового океана (гляциоэвстазии) и, следовательно, большей интенсивностью эрозии, денудации и абразии.

Н. А. Лисицына и Г. Ю. Бутузова (1978) оспаривают эту точку зрения. Рассмотрим, насколько обоснованы их возражения.

Авторы ставят вопрос о четком разграничении по ряду признаков (характер осадков и зерен, их химический состав, рентгеновские данные) обломочного и аутигенного глауконита. При этом они ссылаются

только на статью Н. В. Логвиненко 1976 г. и игнорируют работы других авторов (Логвиненко, и др. 1975; Николаева, 1977 и многие зарубежные ученые). В результате авторы приходят к заключению, что ни один из этих признаков не является критерием для отличия обломочного глауконита от аутигенного.

Вероятно, этот вопрос вообще не следовало поднимать, так как в нашей модели современного глауконитообразования в океанах (Логвиненко и др., 1975) ясно сказано, что имеется два источника обломочного глауконита в океанах: древние глауконитовые породы на материках, островах и на дне океана и современные илы, содержащие аутигенный глауконит в стадии становления. Обломочный глауконит образуется в результате размыва и перемыва древних глауконитовых пород и современных илов с аутигенным глауконитом. Большая часть обломочного глауконита образовалась в результате размыва древних глауконитовых пород, и такой глауконит преобладает в осадках океана. Вероятно, имеется обломочный глауконит, образовавшийся в результате перемыва древних глауконитовых пород и современных илов, содержащих аутигенный глауконит, или же только благодаря перемыву современных илов с аутигенным глауконитом. Аутигенный глауконит в современных осадках океана занимает весьма скромное место, ареалы его распространения еще недостаточно выяснены (Логвиненко, 1976). Этот вывод сделан на основании анализа условий залегания и характера глауконитовых осадков, их распространения в пространстве и определения абсолютного возраста глауконита.

Следовательно, по форме и характеру зерен, химическому составу и рентгеновским данным отличить обломочный глауконит от аутигенного не всегда возможно.

Возникает законный вопрос — какие же критерии имеют значение и имеются ли они вообще?

Первым критерием является характер осадков, в которых встречается глауконит. Обломочный глауконит наблюдается главным образом в терригенных песках, часто средне- и крупнозернистых и даже с зернами гравия — отложениями достаточно сильных донных течений или в поле деятельности волн на мелководье. Такие пески характеризуются двувершинными кривыми гранулометрического состава, а зерна глауконита в зависимости от его плотности бывают меньше и больше по размеру, чем преобладающая фракция песков. Довольно широко развит обломочный глауконит в отложениях мутьевых потоков, имеющих градационную слоистость и содержащих все размерные фракции от пелитовых до гравийно-галечниковых (шельф и островной склон Хонсю, Калифорнийский залив, побережье Перу и Чили, Фолклендско-Патагонский шельф и прилегающие к нему котловины, моря Дэвиса и Лабрадорское и др.).

Реже обломочный глауконит встречается в терригенно-карбонатных песках, обычно с теми же гранулометрическими характеристиками, что и вышеупомянутые.

Н. А. Лисицына и Г. Ю. Бутузова (1978) пишут, что обломочный и аутигенный глауконит встречаются в песках и четких отличий в характере осадков и условиях залегания нет. Это не совсем точно. Аутигенный глауконит встречается в песках, но песках другого типа — илистых песках, обогащенных органическим веществом (залив Мотерей в Калифорнии, некоторые участки глубоководного шельфа Перу и др.), или же в карбонатных (часто фораминиферовых) песках и илах, также солержащих значительное количество органического вещества. По мнению Н. В. Логвиненко, аутигенный глауконит широко развит и в диатомовотерригенных илах глубоководного шельфа и материкового склона. Он не встречается в отложениях мутьевых потоков и терригенных песках областей донных течений и волновой переработки. Н. А. Лисицына и Г. Ю. Бутузова предлагают свои критерии для отличия обломочного глауконита от аутигенного: «Четкими признаками переотложенного характера глауконитовых глобуль являются скопление их в виде обломков, а также следы окисления на их поверхности» (1978, стр. 153).

Всегда ли исследователи распознают окисление глауконита? Очевидно, нет, во всяком случае Н. А. Лисицына и Г. Ю. Бутузова не заметили, что их «типичные диагенетические глаукониты» окислены и ожелезнены (Николаева, 1977). Окисление и ожелезнение объясняются происхождением глауконита из зоны с резко нарушенными редукционными процессами на ст. 6161, с окисленными сульфидами, реэко пониженным C_{opr} (Страхов, 1972). Что касается обломков, то они тоже в этих глауконитах присутствуют (см. фиг. 5, *a* на стр. 13 в статье Н. А. Лисицыной с соавт., 1974), и становится непонятным отнесение таких глауконитов вопреки предлагаемым самими авторами критериями к «типичным диагенетическим» аутигенным.

Преобладание аутигенного и подчиненное значение обломочного глауконитов Н. А. Лисицына и Г. Ю. Бутузова (1978) пытаются доказать ссылками на Петелина и Алексина (1970), Пратта (Pratt, 1963), Вайта (White, 1970) и на свои собственные (определение «аутигенного» глачконита в колонке ст. 6161 и 662). Во-первых, почему рассмотрены только данные по Тихому океану? Во-вторых, ссылки на ряд авторов недостаточно корректны. По Петелину и Алексину (1970), содержание обломочного глауконита вблизи о. Хонсю 30—39% — в тяжелой подфракции песка и 22% — в легкой фракции алеврита. Но 22% это не так мало! Осадки шельфа у побережья штатов Орегон и Вашингтон, по данным авторов, содержат 5% обломочного глауконита и 85% аутигенного. Последнее — явное недоразумение. Вайт (White, 1970) указывает максимальное содержание глауконита в изученных им осадках 21% и не разделяет его на аутигенный и обломочный в процентах. О генезисе глауконита автор пишет следующее (цитируем): «The glauconite in the continental shelf sediments is generally found in the deeper shelf areas. It is derived from glauconitic-bearing Tertiary rock units exposed in the areas, some may be transported north from shelf areas off central and southern Oregon and some may be forming in place (White, 1970, p. 38).

Относительно «аутигенного» глауконита на ст. 6161 и 6162, см. в нашей совместной работе с И. И. Волковым и А. Г. Розановым (1975) и в статье Н. В. Логвиненко (1976), где показано, что глауконит обнаружен в отложениях мутьевых потоков и имеет абсолютный возраст 2,8 и 20,5 млн. лет соответственно. В первой работе приведены и фотографии глауконита. Все это не оставляет сомнений в том, что мы имеем дело с обломочным глауконитом.

Вторым критерием является абсолютный возраст глауконита. Естественно, что если глауконит — аутигенный минерал и образуется в процессе диагенеза морских осадков, путем синтеза из коллоидов (с этим в общем согласны Н. А. Лисицына и Г. Ю. Бутузова), то аргон-калиевое отношение должно показывать время его образования — абсолютный возраст. На этом принципе основан метод определения возраста осадочных толщ по глаукониту, которым широко пользуются геологи.

Поэтому мы не можем согласиться с нашими оппонентами, утверждающими, что калий-аргоновое отношение (или абсолютный возраст глауконита) не отражает времени его образования. С этим не могут согласиться и геологи, использующие глауконит для определения возраста осадочных толщ. Сомнения в истинности возраста по глаукониту связаны совсем с другими причинами. Адан (Odin, 1975) отмечает неустойчивость глауконита по сравнению с высокотемпературными минералами. Николаева (1977) обнаружила потерю части радиогенного аргона в измененных зернах глауконита. Однако это ведет к омоложению возраста глауконита, а не к удревнению, что для нас не имеет большого значения.

Замечания по возрасту глауконитов со ссылкой авторов (Лисицына, Бутузова, 1978) на работу А. Я. Крылова с соавторами (1961) не принципиальны. Определения абсолютного возраста обломочных глинистых минералов осадков района Японского профиля не привязаны к станциям и горизонтам, поэтому имеющиеся цифры (70—155 млн. лет) не могли быть нами использованы для сопоставления возраста осадков с возрастом содержащегося в них глауконита. Постановка таких исследований не представлялась нам первоочередной и принципиальной задачей,

Местонахождение	Абсолютный возраст, млн. лет	Автор и год		
Полнятие Чатам	3.0	Куллен 1967		
То же	5,6	То же		
Фолклендско-Патагонский шельф	2.18	Николаева, Плюснин, Смирнов, 1975		
То же	28.0	Смирнов, 1975		
Юго-Западная Африка	0.5	То же		
То же	5,8	*		
*	11,0	*		
»	13,1	»		
Вблизи о. Хонсю	2,8	Логвиненко, 1975		
У берегов Мексики	1,8	То же		
У берегов Чили	12,2	»		
Калифорнийский залив	20,5	»		
Вблизи Антофагасты	19,0	»		
Вблизи островов Кергелен и Херд	0,0	Крылов, 1961		

Абсолютный	возраст	глауконита	в	осадках	океанов
			_		

как, впрочем, очевидно, и нашим оппонентам Н. А. Лисицыной и Г. Б. Бутузовой (1978), которые, располагая первичными материалами по датированию осадков, не сопоставляют эти цифры с возрастом глауконитов, данные по которым четко привязаны (Логвиненко, 1976). Дело в том, что для определения абсолютного возраста глауконит отбирался на изодинамическом электромагнитном сепараторе и в тяжелых жидкостях. Использован глауконит определенного удельного веса, контроль чистых проб производился на поляризационном микроскопе. Терригенная примесь не превышала обычно 1-2%, зерна с несколько большей примесью попадали в «хвосты». При сравнении химического состава глауконитов и вмещающих осадков (Лисицына и др., 1974) можно сделать то же заключение о количестве терригенной примеси и, следовательно, о воспроизводимости результатов исследования: при сравнительно высоком содержании Al_2O_3 в осадке низкие содержания Al_2O_3 (1,5%), близкие к минимальным для глауконитов молодого возраста (Николаева, 1977), говорят за то, что содержание терригенной примеси в глауконите находится на пределе точности химического анализа, т. е. не выше 1-2%. Такая терригенная примесь могла бы показать абсолютный возраст глауконита порядка 0,7—3 млн. лет, что совпадает с одной цифрой Н. В. Логвиненко. Однако учитывая, что глауконит происходит из зоны нарушенных редукционных процессов (Страхов, 1972) и сильно изменен — окислен и ожелезнен (Николаева, 1977), следует принять, что такой глауконит может показывать только омоложенный возраст. Действительный возраст его образования более 3 млн. лет, а полученная цифра не связана с примесью терригенного материала. Таким образом, датирование данного глауконита, а также изотопные исследования глауконитов других районов (таблица) дают нам бесспорные доказательства широкого присутствия древних глауконитов в донных осадках океана, и мы не можем это игнорировать. Интерпретацию цифр в каждом конкретном случае необходимо проводить под контролем максимально возможного числа независимых друг от друга методов: геологическим картированием, минералого-петрографическим составом осадков, фациальным анализом, выявлением генетических разновидностей микроконкреций глауконита: аутигенных, аллотигенных, терригенных, неизмененных и измененных (Николаева, 1977).

Для аутигенных глауконитов мы не располагаем определениями абсолютного возраста, так как не имели достаточного количества материала, а описанные в литературе аутигенные глаукониты также не имеют таких датировок. Определения абсолютного возраста сделаны,



Распространение глауконитовых пород на суше (1) и глауконитсодержащих осадков в океанах (2)

вероятно, для аутигенных глауконитов, не изученных оптическими и рентгеновскими методами. В зеленовато-черных глауконитовых песках, отобранных у островов Кергелен и Херд в Индийском океане с глубины 59 и 264 *м* глауконит имеет нулевой возраст — не содержит радиогенного аргона (Крылов и др., 1961).

Весьма интересный факт установлен И. В. Николаевой (1977), изучившей глауконит из отложений всех систем от докембрия до квартера. Определение абсолютного возраста осадочных толщ по глаукониту для позднего мезозоя и кайнозоя показывает, как правило. некоторое удревнение толщ. Это свидетельствует о размыве и переотложении глауконита из более древних толщ в более молодые и, следовательно, о широком развитии обломочного глауконита в морях мезозоя и кайнозоя.

В заключение приведем карту-схему распространения глауконитовых пород на суше и глауконитсодержащих осадков в морях и океанах (фигура). Рисунок показывает, что там, где развиты глауконитовые породы на суше, или поблизости, имеются и глауконитовые осадки в океане, и это не случайное совпадение. Некоторым, далеко, конечно, не полным (из-за малого количества определений), доказательством являются данные по абсолютному возрасту глауконита (см. таблицу).

Подводя итог обсуждению вопроса о соотношении обломочного и аутигенного глауконита в современных осадках океанов, следует подчеркнуть важность этого обсуждения, так как геологи широко исполь-

зуют глауконит для палеогеографических реконструкций. Современное состояние наших знаний показывает, что в современных осадках преобладает обломочный глауконит, и он не может служить индикатором климата и глубин, а условия образования и ареалы распространения аутигенного глауконита предстоит еще выяснить.

Нам известно, что глауконит образуется в приконтинентальной и приостровной зоне донных осадков, обогащенных органическим веществом (восстановленные осадки), но какие глубины, какие климатические зоны и какие типы осадков благоприятны для массового образования аутигенного глауконита — это пока остается не выясненным.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П. Глинистые минералы на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4.
- Крылов А. Я., Лисицын А. П., Силин Ю. И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3. Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глауконит как диагенетическое об-
- разование редуцированной зоны океанических осадков. Литол. и полезн. ископ., **1974, №** 6.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А. Донные осадки на профиле через Тихий океан. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. О роли обломочных и аутигенных глауконитов в океанических осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5.
- Логвиненко Н. В., Николаева И. В., Романкевич Е. А. Аутигенные минералы донных осадков юго-восточной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973. № 3. Логвиненко Н. В., Волков И. И., Розанов А. Г. К вопросу о генезисе глауконита в осад-
- ках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Логвиненко Н. В. Абсолютный возраст некоторых глауконитов в современных осадках Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3. Логвиненко Н. В. К проблеме глауконитообразования в океанах.— В кн.: Палеонтоло-
- гия и морская геология. Сб. докладов сов. геол. к 25 сес. МГК. М., «Наука», 1976. Николаева И. В., Плюснин Г. С., Смирнов В. Н. Изотопный возраст глауконитов совре-
- менных донных осадков Мирового океана. В кн.: Кристаллохимия и парагенезисы минералов осадочных пород. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1975.
- Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Петелин В. П., Алексин И. А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. т. І,
- М., «Наука», 1970. Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана. Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Andel Van T. H., Postma H. Recent sediments of the Gulf of Paria. Report of the Orinoco shelf expedition, v. 1. Verhand. Koninnl. Nederl. Akad. Wet. Afd. naturkunde. 1 reecs, BXX, 1954, No. 5.
- Gan Hoang Ngon. Les sediments les protions peu profondes des mers de Chine orientale et meridionale. Rev. geogr. et geol. Dynamique, 1957, ser. 2, v. 1, fasc. 4.
- Cullen D. The age of glauconite from Chatham Rise east of New Zealand. New Zeal. J. Marine and Fresh water Res., 1967, v. 1, No. 4.
- Milliman J. D., Pilkey O. H., Ross D. A. Sediments of the continental Margin of the Eastern United States. Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 5. Odin G. S. Les glauconites. Contribution, formation, age.— These de Doctorat d Etat.
- Paris, 1975.
- Pratt M. L. Glauconite from sea floor off southern California.- In: Essays in Honor of K. O. Emery. Los Angeles, 1963.
- Takahashi Y. Synopsis of glauconitization. Recent Marine Sediments a symposium. London, 1955.
- White S. M. Mineralogy and Geochemistry of continental shelf Sediments off Washington-Oregon Coast .--- J. Sediment Petrol., 1970, v. 40, No. 1.

Кафедра литологии и морской геологии Ленинградского университета, Ленинград

Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, Новосибирск

Институт океанологии им. П. П. Ширшова AH CCCP, Москва

Дата поступления 20.X.1978

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3, 1979 г.

Х РОҢИК А

УДК 552.5:553.061.33

О ВСЕСОЮЗНОМ СЕМИНАРЕ «ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ»

Н. Б. ВАССОЕВИЧ, Ю. К. БУРЛИН, Е. Е. КАРНЮШИНА

Учение о геоформациях занимает одно, из центральных мест в теоретической и практической геологии. Исследование геоформаций имеет огромное значение для многих наук геологического цикла — литологии, стратиграфии, тектоники, учения о полезных ископаемых и т. д.

В последние годы в учении о геоформациях отмечены значительные успехи: выделены и изучены основные типы осадочных формаций и формационные ряды чехла древних и молодых платформ, краевых прогибов и складчатых областей. Большой вклад в эти работы внесен геологами-нефтяниками, угольщиками, тектонистами. Живой интерес к проблеме изучения геоформаций был проявлен во время состоявшегося в МГУ в апреле 1978 г. всесоюзного семинара «Осадочные формации и их нефтегазоносность», проведенного Междуведомственным литологическим комитетом совместно с кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета.

Участники семинара (более 250 человек из 80 организаций страны) заслушали 76 докладов по трем научным направлениям: 1) условия образования, выделение и классификация геоформаций; 2) процессы изменения осадочных формаций в литогенезе; 3) нефтегазоносность осадочных формаций. К началу работы семинара были опубликованы тезисы 156 докладов.

Семинар открыл председатель оргкомитета член-кор. АН СССР *Н. Б. Вассоевич.* Он напомнил историю как самого понятия о геологических формация, насчитывающую два, если не больше, века своего существования, так и учения о геоформациях (формациологии или лучше — геоформациологии) как ассоциациях, ансамблях, сообществах пород самого различного ранга. Отметив, что понятие об осадочных формациях относится к *надпородному уровню* организации вещества и является столь же общим и широким, как понятия о минералах и породах, докладчик подчеркнул большое научное и практическое значение выделения геоформаций с историкогенетической точки зрения. Он предложил считать их зонально-стадиальными образованиями, как это впервые сделал в конце прошлого века М. Бертран. Выделяемые по этому принципу геоформации (флиш, молассы и т. д.) получили название геогенераций (1940 г.).

В итоге работы всесоюзного семинара его участники пришли к единодушному решению, что одной из основных задач геоформационного анализа является разработка его методологических основ на базе системного подхода, требований логики и теории познания, диалектического материализма.

Комплексный подход к выделению, изучению и классификации геогенераций как вещественно-генетических единиц должен основываться на изучении генезиса осадочных пород и их ассоциаций, на познании как фациальных условий образования, так и изменений пород на последующих стадиях литогенеза. Чрезвычайно важно выявление особенностей как нефте- и газопроизводящих, так и промышленно-нефтегазоносных формаций. Необходимо изучать конкретные условия проявления главной фазы нефтеобразования для формаций различных групп на разных стадиях развития. Поскольку нефтеобразование связано со стадийностью развития (тектогенеза) осадочных бассейнов, постольку уточнение стадий развития различных их типов с выделением характерных для этих стадий геоформационных комплексов весьма важная задача.

МГУ, Москва Дата поступления 21.VI.1978 г.
М. А. ЛЕВИТАН

С 17 по 23 апреля 1978 г. в Геленджике Краснодарского края была проведена III Всесоюзная школа по морской геологии, организованная Океанографической комиссией АН СССР и Междуведомственным литологическим комитетом АН СССР на базе Южного отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. В работе Школы приняло участие 350 специалистов из 34 учреждений различных ведомств. Было заслушано на заседаниях и обсуждено у стендов 210 докладов (в том числе 44 пленарных). В перерывах между заседаниями участники Школы знакомились с выставкой современной техники, применяемой в морской геологии; с достижениями морской геологической картографии и с новинками океанологической литературы.

На заседаниях обсуждались проблемы тектоники и геоморфологии дна морей и океанов, современной седиментации, минералогии и геохимии, петрографии и геофизики, результаты глубоководного бурения.

На основе новой глобальной тектоники были сделаны доклады: И. П. Герасимова «Развитие рельефа Земли в свете теории тектоники плит», Л. П. Зоненшайна «История развития литосферных плит Тихого океана», А. С. Монина и В. П. Кеонджяна «Дрейф континентов и крупномасштабные смещения полюсов Земли». Ряд сообщений сделали тектонисты, которые не разделяют идеи новой глобальной тектоники: Б. Х. Егиазаров, Л. И. Красный и Д. Е. Гершанович, А. П. Милашин и В. А. Панаев, Г. Ф. Макаренко и др.

Влияние тектоники литосферных плит на строение и состав осадочной оболочки океанов рассмотрено А. П. Лисицыным в докладах «Тектоника плит: литология и геохимия» и «История вулканизма в Мировом океане». Глобальные закономерности в истории литогенза нашли отражение в докладах: А. Б. Ронова — «Осадочная оболочка Земли» и В. Н. Холодова — «Эволюция типов питающих провинций и ее геохимические следствия».

Фациальный анализ, состав и фации современных океанских осадков рассмотрены в докладах И. О. Мурдмаа, Ю. А. Богданова, Е. Г. Гурвича, Е. М. Емельянова, К. М. Шимкуса, Э. С. Тримониса, Д. Е. Гершановича и Б. Н. Котенева, В. Л. Спиридонова и О. К. Тареевой. Особый интерес у литологов — участников школы вызвал симпозиум «Апвеллинги и их геологическое значение».

В ходе симпозиума было показано, что в переносе и распределении осадочного материала в океанах главную роль играют не поверхностные, а глубинные течения, в особенности так называемые контурные течения придонного слоя воды. Поскольку поверхностная циркуляционная система занимает всего около 1,5 км по вертикали, то главное значение (при средней глубине океана 4,5 км) имеют глубинная и придонная системы циркуляции, что подтверждается и прямыми исследованиями взвешенного осадочного вещества на глубинах.

В докладах представлена большая сложность и разнообразие гидродинамики в океане (обнаружение мезомасштабных вихрей в океанах, большая роль внутренних волн для осадкообразования и др.). Главные системы циркуляции в океанах определяются термохалинными неоднородностями и влиянием ветра на поверхность океана. Термохалинные характеристики (температура и соленость вод) определяются температурой воздуха над океаном и испарением, т. е. климатическими факторами, ими же определяется и возникновение ветра определенного направления и силы. Таким образом, главнейшие циркуляционные системы в океанах подчинены климатическому фактору.

тору. Традицией всесоюзных школ по морской геологии является проведение мемориального минералогического симпозиума им. В. П. Петелина — крупнейшего специалиста в области литологии и минералогии океанских осадков. На III школе в рамках этого симпозиума были представлены сообщения по глинистым минералам, глаукониту, сепиолитам и палыгорскитам и пр.

Вопросы минералогии осадочных образований с точек зрения палеогеографии, диагенеза и гидротермального метасоматоза были рассмотрены также в докладах А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова, З. Н. Горбуновой, М. А. Ратеева, Н. В. Ренеартен, П. П. Тимофеева и В. В. Еремеева, М. А. Левитана, О. С. Ломовой, В. В. Петровой, И. И. Волкова и др.

Наибольшее количество докладов касалось геохимических проблем: геохимии иловых вод (О. В. Шишкина, М. Г. Валяшко и Ю. Н. Гурский, С. А. Брусиловский и Н. Ф. Глазовский, З. В. Пушкина), геохимия элементов, радионуклидов и стабильных изотопов в океанской воде, взвесей, осадков и конкреций (А. А. Мигдисов, Ю. П. Гирин, В. А. Гриненко, А. Г. Розанов, А. Ю. Лейн, Е. Г. Гурвич, В. Н. Лукашин, Ю. Н Поспелов, В. М. Купцов и мн. др.), органическая геохимия (Е. А. Романкевич, С. В. Люцарев, В. Е.: Артемьев, Ю. К. Бурлин и др.). Ю. Ф. Макогон доложил об условиях формирования залежей твердых углеводородов — кристаллогидратов в Мировом океане. Данные петрографии коренных пород океанского ложа весьма важны для познания тенезиса бассейнов Мирового океана. Поэтому большой резонанс вызвали доклады: Г. Б. Рудника и Г. Л. Кашинцева — «Разрез океанской коры мощностью 5 км», М. И. Кузьмина и Э. И. Пополитова — «Сравнительная геохимическая характеристика вулканических пород океанского дна и активных окраин», Б. Н. Пискунова — «Сопряженность состава вулканических пород Тихого океана с типом тектонической обстановки».

Принято решение опубликовать труды школы в серии из четырех сборников, объемом 20 печатных листов каждый.

IV Всесоюзная школа по морской геологии намечена на апрель 1980 г. в Геленджике. В ее программе основное внимание будет уделено тектонике и геоморфологии океанского ложа, геохимии, истории седиментации и палеоокеанологии.

Институт океанологии АН СССР, Москва Дата поступления 26.VI.1978

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

à

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН, О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN, O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

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

Телефон 233-00-47 доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 2.04.79 Подписано к печати 14.05.79 Т-08745 Формат бумаги 70×108¹/16 Высокая печать Усл. печ. л. 12.6+1 вкл. Уч.-изд. л. 13.8 Бум. л. 4.5 Тираж 1305 экз. Зак. 4533

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

Цена 1 р. 25 к. Индекс 70493

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА. 1976. 302 с. 2 р. 76 к.

В книге рассмотрены фациальная обстановка формирования конкреций, закономерности их количественного распространения, стратиграфическое положение, петрография, минеральный состав, текстуры, геохимия конкреций и вмещающих их осадков. На основе анализа всех материалов освещены вопросы происхождения конкреций в Тихом океане.

Работа рассчитана на геологов, литологов, петрографов, геохимиков, океанологов и географов.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ. Материалы Первого всесоюзного радиогеохимического совещания (15—19 мая 1972 г., Новосибирск). 1975. 295 с. 2 р. 93 к.

В работе отражены основные проблемы геохимии радиоактивных элементов в процессах эволюции земной коры. Приведены новые сведения о распределении и поведении этих элементов в процессах образования осадочных, магматических и метаморфических горных пород. Описаны современные методы определения содержания пространственного распределения и форм нахождения урана и тория в различных геологических объектах.

Сборник представляет интерес для геологов, литологов, петрологов, геохимиков.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул. 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.