

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1975

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

ИЮЛЬ — АВГУСТ

1975

СОДЕРЖАНИЕ

В. З. Блисковский, Г. Н. Батулин, Т. С. Кузьмина. О фосфатном веществе некоторых фосфоритов со дна океана	3
О. С. Ломова. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и генетическая связь их с щелочным вулканизмом (по материалам 2-го и 14-го рейсов НИС «Гломар Челленджер»)	10
И. В. Хворова, Т. А. Вознесенская, С. В. Руженцев. Раннегеосинклинальные формации Сакмарской зоны Южного Урала	28
А. В. Лукьянов, М. Г. Леонов, И. Г. Шерба. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах	40
А. Г. Черняховский, Б. П. Градусов, О. В. Макарова. Генезис каолинит-сметкитов в корях выветривания	50
В. П. Васильев, Ю. А. Павлидис. Особенности минералогического состава рыхлых отложений питающих провинций Кубы	64
П. П. Тимофеев, Ю. Я. Валиев, Д. Н. Пачаджанов, И. П. Адамчук, Т. И. Буриченко. Геохимия бора и литология юрских карбонатных отложений Гиссарского хребта	77
Я. Э. Юдович, Т. И. Иванова, В. А. Чермных. К геохимии фтора в карбонатных породах (на примере толщи карбона западного склона Северного Урала)	91
А. К. Лисицин, И. А. Кондратьева, Л. П. Носик. Зональность изотопного состава сульфидной серы за выклиниванием зон пластовой лимонитизации угленосных пород	100
Н. Я. Тихомирова, В. В. Кирсанов, Л. Н. Михайловская. О минеральной зональности валдайских отложений верхнего венда центральных районов Русской платформы	110
А. П. Бобринев, Л. Н. Дружинин, В. Н. Квасница, А. И. Кручек, Д. А. Лавров, Г. И. Смирнов. Алмазонасность кластических образований балтской свиты Украины	119

Краткие сообщения

Я. К. Писарчик. О сепиолитовых породах в кембрии юга Сибирской платформы	128
Ю. М. Шуменкова, Г. М. Парпарова, Л. С. Беляева, В. А. Рудаевская, А. Р. Соболева, Е. М. Файзуллина. О природе черных включений в вендских и нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра	134

Методика

Б. Б. Звягин. Современное состояние электронографии и ее применение в структурной минералогии	139
---	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

4

JULY — AUGUST

1975

CONTENTS.

V. Z. Bliskovsky, G. N. Baturin, T. S. Kuzmina. On the phosphate substance in some phosphorites from the ocean bottom	3
O. S. Lomova. Abyssal palygorskite clays in the East Atlantic and their genetic relations with alkaline volcanicity (according to the data of the 2nd and 14-th «Glomar Challenger» voyages)	10
I. V. Khvorova, T. A. Voznesenskaia, S. V. Ruzhentsev. Early geosynclinal formations in the Sakmara zone of Southern Urals	28
A. V. Lukianov, M. G. Leonov, I. G. Scherba. The olistostrome formation and the pseudotillite problem	40
A. G. Cherniakhovsky, B. P. Gradusov, O. V. Makarova. The genesis of kaolinite-smekites in the crusts of weathering	50
V. P. Vasiliev, Yu. A. Pavlidis. Specific features in the mineralogical composition of unconsolidated sediments in the alimentary provinces of Cuba	64
P. P. Timofeev, Yu. Ya. Valiev, D. N. Pachadzhinov, I. P. Adamchuk, T. I. Burichenko. Boron geochemistry and the lithology of Jurassic carbonate deposits of Gissar mountain range	77
Ya. E. Yudovich, T. I. Ivanova, V. A. Chermnykh. To the geochemistry of fluorine in carbonate rocks (on the example of a Carboniferous rock mass on the western flank of Northern Urals)	91
A. K. Lisitzin, I. A. Kondratieva, L. P. Nosik. Isotope composition zonality of sulfide sulfur beyond the zones of seam limonitization in coal-bearing rocks	100
N. Ya. Tikhomirova, V. V. Kirsanov, L. N. Mikhailovskaia. On a mineral zonality of Upper Vendian Valdai deposits in the central regions of the Russian platform	110
A. P. Bobrievich, L. N. Druzhinin, V. N. Kvasnitsa, A. I. Kruchek, D. A. Lavrov, G. I. Smirnov. The presence of diamonds in clastic deposits of the Baltic suite in the Ukraine	119

Short Notes

Ya. K. Pisarchik. On sepiolitic rocks in the Cambrian deposits of the south of the Siberian platform	128
Yu. M. Shumenkova, G. M. Parparova, L. S. Beliaeva, V. A. Rudavskaya, A. R. Soboleva, E. M. Faizulina. On the nature of black inclusions in Vendian and Lower Cambrian deposits of Irkutsk amphitheatre	134

Methods of Research

B. B. Zviagin. Modern state of electronography and its application to structural mineralogy	139
---	-----

УДК 553.64 (260)

О ФОСФАТНОМ ВЕЩЕСТВЕ НЕКОТОРЫХ ФОСФОРИТОВ СО ДНА ОКЕАНА

В. З. БЛИСКОВСКИЙ, Г. Н. БАТУРИН, Т. С. КУЗЬМИНА

Приводятся результаты химического, оптического рентгеноструктурного и термографического изучения четырех образцов фторкарбонатапатитов из фосфоритов со дна океана. Характерной чертой современных апатитоподобных фосфатов кальция являются повышенные содержания адсорбционной и конституционной воды; присутствие ее значительно понижает показатели преломления минералов. Своеобразие термического поведения современных фосфатов, возможно, связано с особенностями их кристаллической структуры.

Минералогической природе апатитоподобных фосфатов кальция, слагающих промышленные фосфоритовые руды, посвящено довольно много работ (Блисковский и др., 1975; Бушинский, 1956; Смирнов, 1966, 1972; Смирнов и др., 1958; McClellan, Lehr, 1969, и др.). Предыдущие исследователи установили, что характерные черты состава этих фосфатов — наличие адсорбционной и структурно-связанной воды, изоморфное замещение части фосфора углеродом и серой — определенным образом связаны с условиями формирования фосфоритовых залежей.

Минералогия фосфатного вещества фосфоритов, ныне залегающих на дне океана, насколько нам известно, специально не изучалась. Прав-

Т а б л и ц а 1

Характеристика изученных образцов фосфоритов

Номер образца	Координаты места взятия	Глубина, м	Характеристика материала	Возраст	Литература
152	22°41' ю. ш. 14°20' в. д.	76	Твердый желвак фосфорита в диатомовом иле, внутренний шельф юго-западной Африки	Голоцен — современный	(Батурин и др., 1970) (Baturin et. al., 1972)
2048	22°08' ю. ш. 13°54' в. д.	85	Фосфатизированный копролит тюленя, внутренний шельф юго-западной Африки	То же	(Батурин, 1974)
1001	19°22' ю. ш. 13°15' в. д.	150	Пористая кость китообразного, внешний шельф юго-западной Африки	Верхнечетвертичный	(Батурин и др., 1972)
6349	18°30' с. ш. 175°8' з. д.	2280	Твердое фосфатное включение в фосфатизированном известняке со дна Тихого океана	Третичный	(Безруков и др., 1969)

Состав фосфатных минералов со дна океана, %

Номер образца	Характеристика материала, крупность (мм), удельный вес фракции	Данные химического анализа													Данные термогравиметрического анализа			Σ I	O=F	Σ II
		P ₂ O ₅ общ.	P ₂ O ₅ * лимонно-растворимое	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂ **	F	SO ₃	Н. о.	C* орг	H ₂ O					
															адсорбционная	конституционная	органическое вещество			
152	0,074—0,040; 2,7—2,8	31,70	12,60	47,32	0,50	2,68	0,20	0,46	1,97	4,26 (4,04)	2,85	1,30	0,41	0,92	3,77	2,83	1,48	101,73	1,08	100,65
2048	Исходный фосфатизированный копролит	31,70	13,16	45,92	1,20	не обн	0,19	0,10	1,44	4,22 (3,51)	3,22	1,54	0,15	0,71	4,48	3,36	1,02	98,54	1,22	97,32
1001	0,15; 2,2—2,5	24,10	14,35	36,68	1,10	—	0,40	0,60	1,41	3,64 (3,50)	1,40	1,08	0,37	—	8,80	3,20	15,60	98,38	0,53	97,85
6349	0,074—0,040; 3,0—3,1	32,10	7,30	48,16	1,90	—	0,59	0,48	2,32	3,84 (4,17)	4,13	1,76	0,51	0,22	0,37	1,52	97,68	1,57	96,11	

* В сумму не входит.

** В скобках — содержание CO₂, определенное термогравиметрически.

да, некоторые из сведений недавно Г. Н. Батуриным (1975,) подробных химических анализов океанских фосфоритов характеризуют состав почти мономинеральных фосфатных образований с шельфа Калифорнии, Чили, юго-западной Африки и Срединно-Тихоокеанских гор. Однако и в этих случаях обычно отсутствуют оптические, рентгеноструктурные и другие необходимые сведения о фосфатных минералах, а также нет данных о минералогии загрязняющих их примесей.

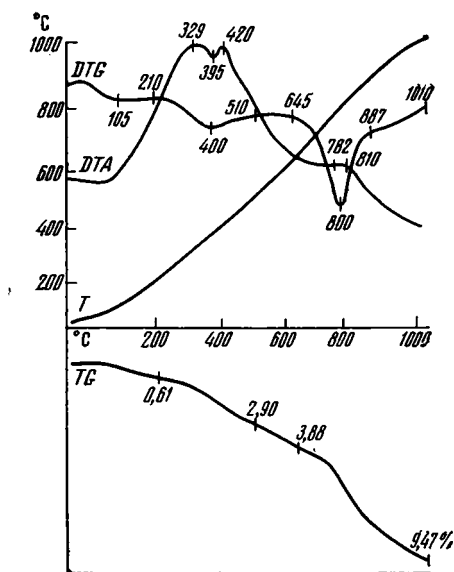
Мы изучили четыре образца океанических фосфатов, собранных одним из авторов в рейсах советских научно-исследовательских судов «Витязь» и «Академик Курчатов» (табл. 1).

Фосфатное вещество из этих фосфоритов (кроме обр. 2048, представляющего собой достаточно чистый фосфат) концентрировалось центрифугированием в тяжелых жидкостях после измельчения до 0,15—0,075 мм. В подготовленном материале практически не было свободных зерен минералов-примесей. Незначительные количества кварца, глауконита, глинистых минералов и гидроокислов железа наблюдались в виде пленок и включений в фосфатных зернах и агрегатах. В обр. 1001 фосфат находится в тесном прорастании с органическим веществом не полностью минерализованной кости.

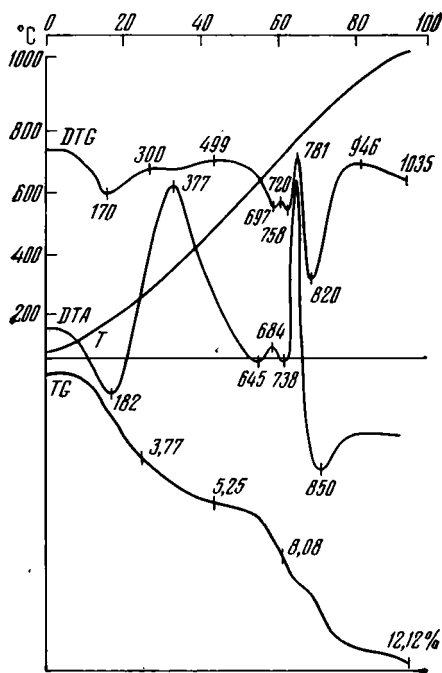
Мы провели оптическое, химическое, рентгеноструктурное и термогравиметрическое изучение всех выделенных фосфатов (табл. 2, 3).

Рассмотрим особенности термического поведения океанских образцов в сравнении с фосфатами промышленных фосфоритных руд (Бликовский и др., 1975).

На фиг. 1 изображена заимствованная из этой работы термограмма егорьевского фосфата (дериватограф системы F и Z, Paulik и Erdely). Она показывает, что уже в интервале 50—210°С из минерала удаляется адсорбционная вода в количестве 0,61%. Экзотермический пик кривой *DTA* с максимумом развития при 320°С, сопряженный с прогибом *DTG*, указывает на выгорание органического вещества. В обширном интервале, включающем и этот отрезок, идет удаление конституционной воды (экзопик при 420°С, по-видимому, связан с разложением глауконита).



Фиг. 1. Термограмма фосфата из Егорьевского месторождения
 $m=300$ мг, $DTG=1/3$, $DTA=1/3$, $TG=50$ мг, атм — воздух



Фиг. 2. Термограмма обр. 152
 $m=670$ мг, $DTG=1/3$, $DTA=1/3$, $TG=100$ мг, атм — воздух

На кривых *DTG* и *TG* эти два процесса почти не разделяются, поэтому можно определить лишь суммарное содержание H_2O (конституционной) и органического вещества — 3,27%.

Удаление конституционной воды не сопровождается термическими эффектами и почти не меняет оптических свойств фосфата, что свидетельствует о существовании в данной области температур дефектной апатитоподобной структуры дегидратированного минерала.

Декарбонатизация фосфата начинается при 645°С и продолжается до 1010°С, причем основная часть CO_2 удаляется примерно до 887°С. Этот процесс сопровождается сначала обширной эндотермикой, которая прерывается экзотермическим пиком (максимум — 810°С), отвечающим перестройке кристаллической решетки минерала во фторапатитовую. После завершения экзотермического продолжается эндотермический процесс, сопровождающий удаление остаточного CO_2 .

Принципиально такая же схема термического поведения характерна и для фосфатов многих других промышленных руд (Каратау, Ближний

Восток). Имеющиеся количественные различия в содержании летучих компонентов и температурных интервалах прохождения реакций подробно освещаются в цитированной работе.

В современном фосфате — обр. 152 (фиг. 2) прежде всего обращает на себя внимание необычно высокое (3,77%) количество адсорбционной воды, которая удаляется в пределах 80—300° С.

Экзотермический пик с максимумом развития 377° С и отвечающая ему ступень *DTG* связаны с окислением органического вещества. Содержание его в этом образце по кривой *TG* в интервале 300—499° С определяется в 1,48%.

Потеря конституционной воды локализована в очень узком интервале. Начинается она с 500° С, но в основном приурочена к интервалу 650—750° С и выражается в резком прогибе на кривой. Процесс обезвоживания сопровождается небольшим, но отчетливым экзотермическим эффектом.

Экзотермический эффект перекристаллизации фторкарбонатапатита во фторапатит практически совпадает с окончанием дегидратации. Сразу же за этим удаляется основная часть CO_2 (прогиб кривой *DTG* с максимумом 820° С). Небольшое количество CO_2 удаляется в более высокотемпературной области (начиная с 946° С); этот процесс не заканчивается даже при 1035° С.

Термограмма обр. 2048 (фиг. 3) чрезвычайно сходна с описанной и отличается от нее лишь в деталях: температурные отметки всех реакций лежат здесь на 10—40° ниже; удаление CO_2 заканчивается при 1005° С.

Таким образом, современным фосфатам свойственно высокое содержание воды и в адсорбированной и в структурно-связанной формах.

Мы уже отмечали, что почти все фторкарбонатапатиты содержат конституционную воды больше, чем это следует из стехиометрии при изоморфизме $\text{PO}_4^{3-} \rightleftharpoons \text{CO}_3\text{OH}^{2-}$ ($\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 88 : 18 \approx 5 : 1$) (Блисковский и др., 1975). Для двух рассмотренных образцов эта разница особенно велика.

Поведение этих минералов при дегидратации — сопровождающий ее экзотермический эффект и завершающая перекристаллизация (во фторапатит) — наводят на мысль о возможных различиях структурных позиций гидроксил-ионов в современных фосфатах по сравнению с фосфатным веществом промышленных руд.

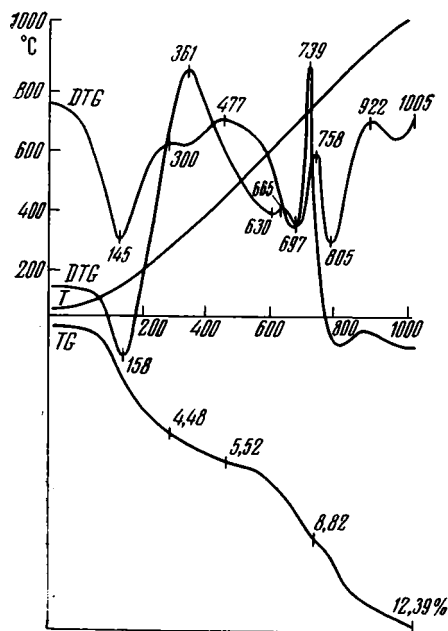
Образец 1001 (фиг. 4) включает очень много органического материала и адсорбционной воды, но в целом его термическое поведение характеризуют те же черты: узкая локализация области удаления конституционной воды, совпадение экзотермической реакции перестройки решетки фосфата с завершающей стадией дегидратации.

Декарбонатизация полностью заканчивается при 870° С.

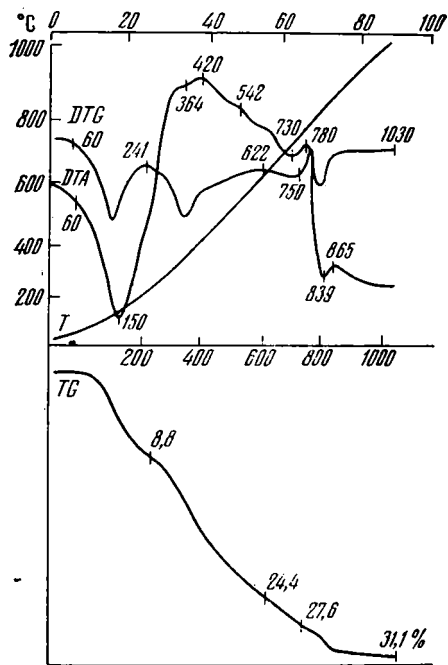
Интересная и необычная картина получена при нагревании обр. 6349 (фиг. 5). Адсорбционной воды в нем примерно столько, сколько в фосфатах геосинклинальных фосфоритов (0,37%). Содержание конституционной воды точно не определяется, в сумме с органическим веществом оно приближается к 1,5%.

На кривой *DTG* выделяются два сопряженных прогиба декарбонатизации: 641—930° С (максимум развития — 728° С) и 930—1040° С (982° С). Общая потеря веса в этих интервалах — 4,27% — почти идеально соответствует химически определенному CO_2 . По резкому характерному запаху и разбеданию кварцевого стакана можно судить о выделении фтора; химический анализ продуктов прокалики показывает, однако, что потеря этого элемента не превышает 0,15%.

По своему химизму изученные фосфаты отличаются от аналогичного материала промышленных руд избытком натрия; количество этого элемента заметно больше, чем это необходимо для компенсации замещения $\text{P}^{5+} \rightarrow \text{S}^{6+}$ замещением $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$.



Фиг. 3

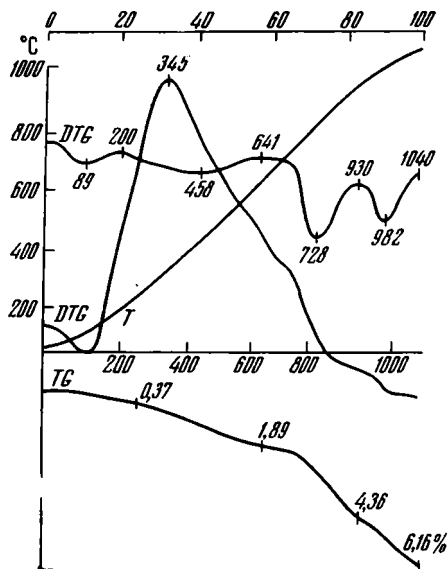


Фиг. 4

Фиг. 3. Термограмма обр. 2048
 $m=670$ мг, $DTG=1/3$, $DTA=1/3$,
 $TG=100$ мг, атм — воздух

Фиг. 4. Термограмма обр. 1001
 $m=500$ мг, $DTG=1/5$, $DTA=1/5$,
 $TG=200$ мг, атм — воздух

Фиг. 5. Термограмма обр. 6349
 $m=400$ мг, $DTG=1/3$, $DTA=1/2$,
 $TG=50$ мг, атм — воздух



Фиг. 5

Исследованный материал неоднократно промывался дистиллированной водой. Таким путем были удалены все растворимые натриевые соли. Очевидно, контакт с морской водой привел к прочной сорбции Na^+ . В континентальных условиях избыточный натрий, видимо, вымывается в результате длительного воздействия слабоминерализованных грунтовых вод.

В химическом составе минерального (неорганического) вещества кости (обр. 1001) наблюдается недостаток фтора ($F : P_2O_5 = 0,058$ про-

тив 0,09—0,13 в остальных фосфатах); свежие кости обычно содержат ничтожные его количества. Материал обр. 1001 находится, по-видимому, в промежуточной стадии преобразования костного фосфата (в основном гидроксилапатитового состава) во фторкарбонатапатит.

Одним из важнейших химических параметров осадочных апатитоподобных фосфатов является величина отношения $\text{CO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5$. В наших образцах она колеблется от 0,119 (древний фосфорит, обр. 6349) до 0,15 (фосфат кости обр. 1001).

Эти числа находятся примерно на уровне отношения $\text{CO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5$ в фосфатах фосфоритов молодых платформ и краевых прогибов (Ближний Восток, Средняя Азия и др.). Фосфат кости (обр. 1001) приближается уже к желваковым платформенным фосфоритам с высоким содержанием CO_2 в решетке минерала ($\text{CO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5 = 0,17—0,21$).

Под микроскопом все фосфаты изотропны; данные об их показателях преломления и параметрах элементарной ячейки приводятся в табл. 3.

Таблица 3

Оптические и рентгеноструктурные данные об изученных фосфатах

Номер образца	Показатель преломления	Параметры элементарной ячейки	
		a_0	c_0
152	$1,586 \pm 0,002$	9,334	6,89
2048	$1,591 \pm 0,002$	9,330	6,89
1001	$1,569 \pm 0,002$	Рентгеноаморфен	
6349	$1,602 \pm 0,002$	9,330	6,89

Показатель преломления и параметр a_0 элементарной ячейки зависят от степени изоморфного замещения фосфора углеродом (Масленников, Кавицкая, 1956; McClellan, Lehr, 1969, и др.).

В изученных нами образцах $a_0 \approx 9,33 \text{ \AA}$, т. е. вполне соответствует наблюдающимся отношениям $\text{CO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5$. Что же касается показателя преломления, то его значение лишь для обр. 6349 хорошо согласуется с содержанием CO_2 , в остальных фосфатах он представляется аномально низким. Это, несомненно, связано с высоким содержанием воды в современных фосфатах. Та же причина обуславливает и низкий удельный вес фосфата обр. 152 (табл. 2); обычно фторкарбонатапатиты с 3,5—4,5% CO_2 имеют удельный вес около 2,85.

Насколько можно судить по представленным здесь данным, одно из направлений постседиментационного преобразования фосфатов кальция заключается в удалении из последних адсорбционной и конституционной воды. Этот процесс идет и на дне океана и в толще осадочных пород, сопровождаясь, по-видимому, изменениями в структуре минерала, характер которых пока неясен.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н. Новые данные о верхнечетвертичных фосфоритовых конкрециях с шельфа юго-западной Африки.— Океанология, 1974, № 6.
- Батурин Г. Н. О химическом составе океанских фосфоритов.— В кн.: Вещественный состав фосфоритных руд. Тр. Гос. науч.-исслед. ин-та горнохим. сырья, М., 1975, вып. 30.
- Батурин Г. Н., Блисковский В. З., Минеев Д. А. Редкоземельные элементы в фосфоритах со дна океана.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Петелин В. П. Фосфоритообразование на шельфе юго-западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.
- Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.

- Блисковский В. З., Фридман Н. Г., Кузьмина Т. С., Козлова Р. А. Термографическое исследование фосфатного вещества фосфоритов.— В кн.: Вещественный состав фосфоритных руд. Тр. Гос. науч.-иссл. ин-та горнохим. сырья, М., 1975, вып. 30.
- Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов.— В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Масленников В. М., Кавицкая Ф. А. О фосфатном веществе фосфоритов.— Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 5.
- Смирнов А. И. Генетическое значение различных изоморфных замещений в фосфатных минералах фосфоритов.— В кн.: Физические методы исследования осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Смирнов А. И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. Тр. Гос. науч.-иссл. ин-та горнохим. сырья, М., 1972, вып. 14.
- Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Плотникова В. И., Фридман Н. Г. О минералогической природе фосфатного вещества фосфоритных руд.— Тр. Гос. науч.-иссл. ин-та горнохим. сырья, М., 1958, вып. 4.
- Baturin G. N., Merkulova K. I., Chalov P. I. Radiometric evidence for recent formation of phosphatic nodules in marine shelf sediments.— Marine Geol., 1972, v. 13, № 3.
- McClellan G., Lehr J. Crystal chemical investigation of natural apatites. Amer. Mineralogist, 1969, v. 54, № 9—10.
-

ГИГХС,
ИО АН СССР
Москва

Дата поступления
16.XII.1974

УДК 551.352 : 549.623.8 (261/264)

**ГЛУБОКОВОДНЫЕ ПАЛЫГОРСКИТОВЫЕ ГЛИНЫ
ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ИХ
С ЩЕЛОЧНЫМ ВУЛКАНИЗМОМ**
(по материалам 2-го и 14-го рейсов НИС «Гломар Челленджер»)

О. С. ЛОМОВА

Рассмотрены особенности минеральных парагенезов, пространственного и возрастного распространения вулканогенных глин палыгорскитового состава в районе вулканических архипелагов островов Зеленого Мыса, Канарских и Мадейры, позволившие установить генетическую связь палыгорскитовой минерализации с дисперсными продуктами щелочного вулканизма. Преобразование витрических вулканокластов происходило на стадии начального эпигенеза с участием термальных растворов, обогащенных магнием. Аутигенный палыгорскит в бескарбонатных океанических глинах в ассоциации с клиноптилолитом и смектитами может рассматриваться как минерал-«свидетель», регистрирующий участие в формировании осадков продуктов щелочного вулканизма, реализующих необходимую для кристаллизации палыгорскита величину рН.

Палыгорскиты и сепиолиты в океанических осадках были обнаружены сравнительно недавно — в 60-х годах, одновременно с широким развитием исследований дна океана экспедициями различных стран. До этого большинство исследователей рассматривали палыгорскит и сепиолит в глинистых породах как минералы-индикаторы эвапоритового процесса, что объясняется широкой приуроченностью этих минералов к карбонатным континентальным, озерным или мелководным морским образованиям районов с аридным типом литогенеза (Страхов, 1962; Ратеев, 1964; Милло, 1968; и др.). Появление новых данных по океаническим осадкам показало, что подобной универсальной значимостью эти минералы не обладают.

Известные в настоящее время проявления палыгорскита и сепиолита в океанических осадках можно отнести к следующим морфогенетическим типам минерализации: рассеянному, аллотигенно-терригенного генезиса (Esteoule et al., 1970; Горбунова, 1966); рассеянному, связанному с гидротермальным преобразованием вулканического стекла (Bonatti, Joensuu, 1968; Heezen et al., 1965; Горбунова, 1972); прожилковому, реже рассеянному, наложенно-гидротермального генезиса (Свальнов, 1974; Bowles et al., 1974); пластовому, связанному с вулканогенными глинами. Проявление последнего типа обнаружено при глубоководном бурении на НИС «Гломар Челленджер» (DSDP) скважинами 2-го и 14-го рейсов в районе бассейна Зеленого Мыса. Почти мономинеральные палыгорскитовые глины этого района слагают регионально выдержанную мощную (до 150 м), в основном эоценовую толщу (Initial Reports..., 1970, 1972). Генезис этих глин дискуссионен.

Автором настоящей статьи изучены образцы из кернов скважин ст. 12 (19°40' с. ш., 26° з. д.; глубина 4557 м), любезно предоставленные Нацио-

нальным научным фондом США руководителю работы проф. А. Г. Косовской. Был проведен комплекс работ с применением гранулометрического, петрографо-минералогического, химического, рентгеновского и электронно-микроскопического анализов с отдельным изучением валовых проб и фракций $<0,001$; $0,001-0,002$; $0,002-0,005$; $0,005-0,01$; $0,01-0,05$; $>0,05$ мм по всем образцам. В выполнении рентгеновских, электронно-микроскопических анализов и расшифровке результатов участвовали Т. Г. Елисеева, А. Л. Соколова, Г. В. Соколова, Н. Д. Серебрянникова. В выводах по литологическим особенностям разреза скв. 12 и скважин рейса 14 использованы данные отчетов по бурению (Initial Reports..., 1970, 1072).

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И СПЕЦИФИКА ВУЛКАНИЗМА

Содержание палыгорскита в осадках кернов скв. 12, 137—141, а также возрастное соотношение палыгорскитсодержащих слоев (табл. 1) свидетельствуют о наличии зоны мощного палыгорскитообразования эоцен-палеоценового, частично позднемелового возраста. Зона линейно вытянута вдоль подошвы континентального склона Африки к северу от

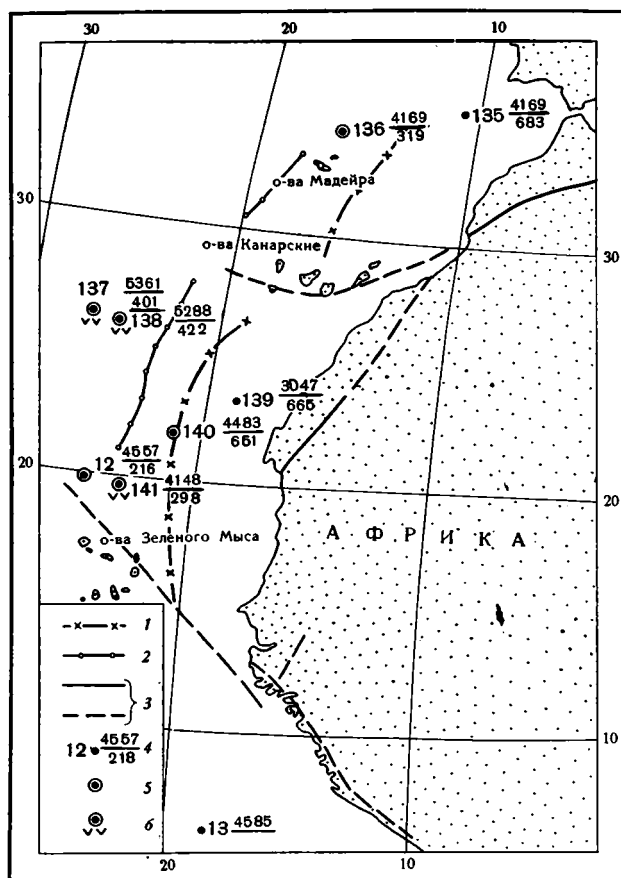
Т а б л и ц а 1

Палыгорскит в кернах скважин (Initial Reports..., 1972)

№ скважины	Возраст осадков	Интервал отбора пробы, м	Содержание %
12	Ранний эоцен (?)	75—160	50—80
137	Поздний мел	100—220	38—86
138	Поздний мел — ранний эоцен	118—184; 333	90—24; 31
140	Эоцен — палеоцен	312—432; 512—513	46—92; 21; 96
141	То же	118—120; 192	78—86; 80

островов Зеленого Мыса и выклинивается к северо-западу от о. Мадейра. Толща палыгорскитовых глин приурочена к области развития крупных вулканических архипелагов (острова Зеленого Мыса, Канарские острова, о. Мадейра), сформировавшихся не позднее поздней юры (Хаин, 1971). Геофизические данные указали (Hayes, Pimm, 1972) на наличие в пределах этой зоны крупных гравиметрической и палеомагнитной аномалий (фиг. 1). Скважины восточнее магнитной аномалии показали отсутствие богатых палыгорскитом глин или их выклинивание. Зона распространения палыгорскитовых глин субпараллельна рифту Атлантического хребта, т. е. субмеридиональна, и ограничена с севера Южно-Атласским разломом восток-северо-восточного простирания и с юга — предполагаемым глубинным разломом север-северо-западного простирания, трассирующимся от крайней западной части Гвинейского залива к островам Зеленого Мыса. Разломы этих трех направлений характерны и для платформенных областей Африки, где они обуславливают специфическую глыбовую тектонику с образованием структур грабенов (Хаин, 1971).

Характер пород вулканических архипелагов и районов периокеанических погружений Западной Африки подробно рассмотрен в обобщающих работах А. Н. Заварицкого (1944, 1956) и В. Е. Хаина (1971). Всем указанным островам свойственно интенсивное проявление щелочно-базальтового вулканизма. На протяжении отдельных вулканических пароксизмов, связанных с определенными тектоническими фазами, наблюдается отчетливая дифференциация состава вулканических пород от щелочно-основных до кислых. Наиболее интенсивно щелочной

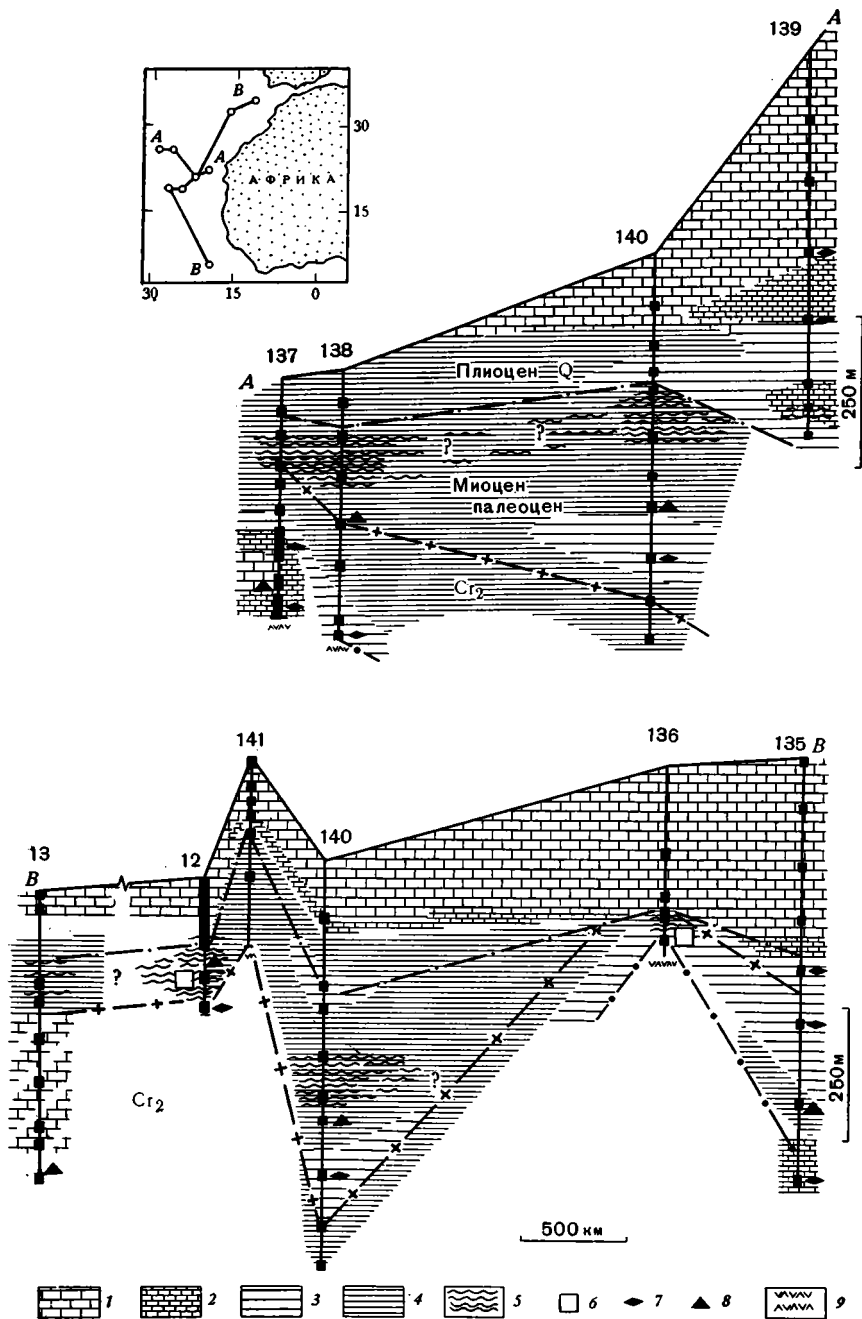


Фиг. 1. Расположение скважин «Гломар Челленджер» и структурные элементы Восточной Атлантики

Аномалии: 1 — палеомагнитная; 2 — гравиметрическая (Hayes, Pimm, 1972); 3 — зоны глубинных разломов (Хаин, 1971): а — реальные, б — предполагаемые; 4 — скважины и их номера (рядом дробь: числитель — глубина забоя, знаменатель — глубина моря); 5, 6 — скважины, вскрывшие соответственно палыгорскитовые глины и базальтовые тела.

вулканизм проявлен на островах и континенте с позднемелового времени в течение всего эоцена до палеоцена включительно. В плиоцене известны отдельные вспышки щелочного вулканизма на островах, но вулканические дифференциаты в целом более основного состава. Лавы эффузивных фаций всех архипелагов представлены эссекситовыми диабазами, прорванными более молодыми нефелиновыми сиенитами, монцонитами, пикритами, а также трахибазальтами, фонолитами, мелилит-нефелиновыми базальтами, лимбургитами. В разрезах лавовых потоков отмечается чередование различных по составу пород и подчеркивается значительная роль подводных извержений в районе архипелагов.

Характер вулканизма и поствулканических процессов в районе развития толщи палыгорскитовых глин раскрывается из анализа материала ряда скважин 14-го рейса, вскрывших эффузивные тела, интерпретирующиеся, по сейсмическим данным, как межпластовые силлы или базальтовые диапиры (Wright et al., 1972). Скважиной 136 (фиг. 1, 2) на глубине 308 м вскрыты толентовые базальты. Базальты скв. 137 (437 м) и 138 (398 м) имеют щелочной состав (табл. 2) и подвержены интенсивному аутометасоматическому изменению, выразившемуся в цеолитизации, хлоритизации, серпентинизации. Порода покрыта сетью кальцитовых прожилков мощностью до 50 мм. Стекловатый базис породы замещен цеолит-монтмориллонитовым агрегатом. Порфиоровые вкрапленники фемических минералов почти полностью замещены серпентином и хлоритом.



Фиг. 2. Пространственно-возрастное распространение толщи палеогорскитовых глин в Восточной Атлантике (использованы материалы из работы Initial Reports..., 1972)
 1 — нанопланктон-фораминиферовые глины; 2 — известковые илы; 3 — глинистые алевроиты; 4 — алевротуффитовые глины и кремнистые илы; 5 — палеогорскитовые глины; 6 — вулканический пепел; 7 — участки, обогащенные аутигенным доломитом; 8 — прослой кремней; 9 — базальты

Скважиной 141, заложенной в вершине диапировой структуры, первоначально, по топографическому сходству, считавшейся результатом проявления соляной тектоники, под мощной толщей палыгорскитовых глин на глубине 295 м вскрыты интенсивно серпентинизированные базальты. Подобные базальтовые диапиры рассматриваются как внедрившиеся по ослабленным зонам основания вулканические купола, сводовая часть которых под воздействием газовой флюидной фазы подверглась интенсивному аутометасоматозу (Wright et al., 1972). Эти довольно распространенные в районе рассматриваемых островов структуры, по всей вероятности, являются неродившимися вулканами, выведению которых на поверхность океанического дна препятствовали перекрывающие пластичные осадочные породы.

Таблица 2

Химический состав пород Восточной Атлантики, %

Окисел	Базальты скважин рейса 14				Глубинные базальты Средиземно-Атлантического хребта ***	Нефелиновые базальты (среднее) острова Фого	Лимбургит (среднее)	Палыгорскитовая глина, обр. 50, скв. 12
	136**	136	137	138				
SiO ₂	47,30	46,60	48,30	44,0	49,21	39,87	41,25	50,96
TiO ₂	1,68	1,83	1,41	1,91	—	1,50	1,59	0,76
Al ₂ O ₃	13,70	14,10	18,01	16,80	15,81	13,58	12,03	12,29
Fe ₂ O ₃	[6,01]*	[6,44]	[3,87]	[4,24]	2,21	6,71	5,65	6,13
FeO	[6,55]	[6,36]	[2,50]	[6,81]	7,19	6,43	7,29	0,08
Суммарное железо	13,30	13,50	6,65	11,80	—	—	—	—
MgO	6,40	7,14	6,78	6,59	8,53	10,46	11,22	7,29
CaO	10,90	9,68	2,98	2,67	11,54	12,36	11,88	1,49
Na ₂ O	2,59	2,75	2,15	3,86	2,71	3,85	3,40	1,76
K ₂ O	0,14	0,10	2,43	2,90	0,26	1,87	1,30	1,22
H ₂ O ⁺	[1,24]	[1,38]	[4,39]	[5,18]	—	—	—	8,82
H ₂ O ⁻ (П.п.п.)	3,75	4,50	9,25	7,50	—	2,77	3,2	7,71
P ₂ O ₅	0,15	0,17	0,08	0,51	1,39	0,94	0,65	0,48
MnO	0,19	0,14	0,22	0,16	0,15	0,21	0,54	0,04
CO ₂	0,95	0,71	0,20	0,34	—	—	—	0,21
	100,10	100,51	98,25	99,70	98,74	—	—	99,20
	(Wright et al., 1972)				(Melson et al., 1968)	(Заварицкий, 1965)		(Аналитик В. Б. Рычкова)

* В квадратных скобках — определено специальными методами и в общую сумму не входит.

** Номер скважины.

*** Приведено для сравнения.

Таким образом, в районе локализации палыгорскитовой толщи существует с мелового времени ослабленная тектоническая зона значительной мощности, в пределах которой интенсивно проявлен многовыходной вулканизм (термин В. И. Влодавца, 1971) с различным составом вулканитов, длительной продолжительностью активности, приуроченной к определенным орогенным и посторогенным стадиям. Подобная специфика вулканизма и поствулканических процессов, очевидно, должна была отразиться и в своеобразном «пятнистом» распределении тифры в океанических осадках, а также в участии термальных растворов в процессах формирования минерального состава осадков. Сходное пятнистое распределение щелочной пирокластики в современных осадках Японского моря убедительно описал М. А. Репечка (1973).

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЫГОРСКИТОВЫХ ГЛИН

Скважины 12 В, 12 С, 12 D вскрыли разрез осадков от морского дна до глубины 218,5 м. Скважина 12 D не вышла из четвертичных осадков. Скважины 12 С и 12 В дали в совокупности разрез, представленный тремя типами пород: четвертичные и плиоценовые нанопланктон-фораминиферовые илы и глины; бескарбонатные алевротуффитовые плиоценовые глины, вулканогенные палыгорскитовые эоценовые глины с маломощными прослоями осадков другого состава.

В настоящей статье дается литолого-минералогический анализ двух последних типов пород, изученных автором по образцам из отдельных интервалов (фиг. 3, табл. 3).

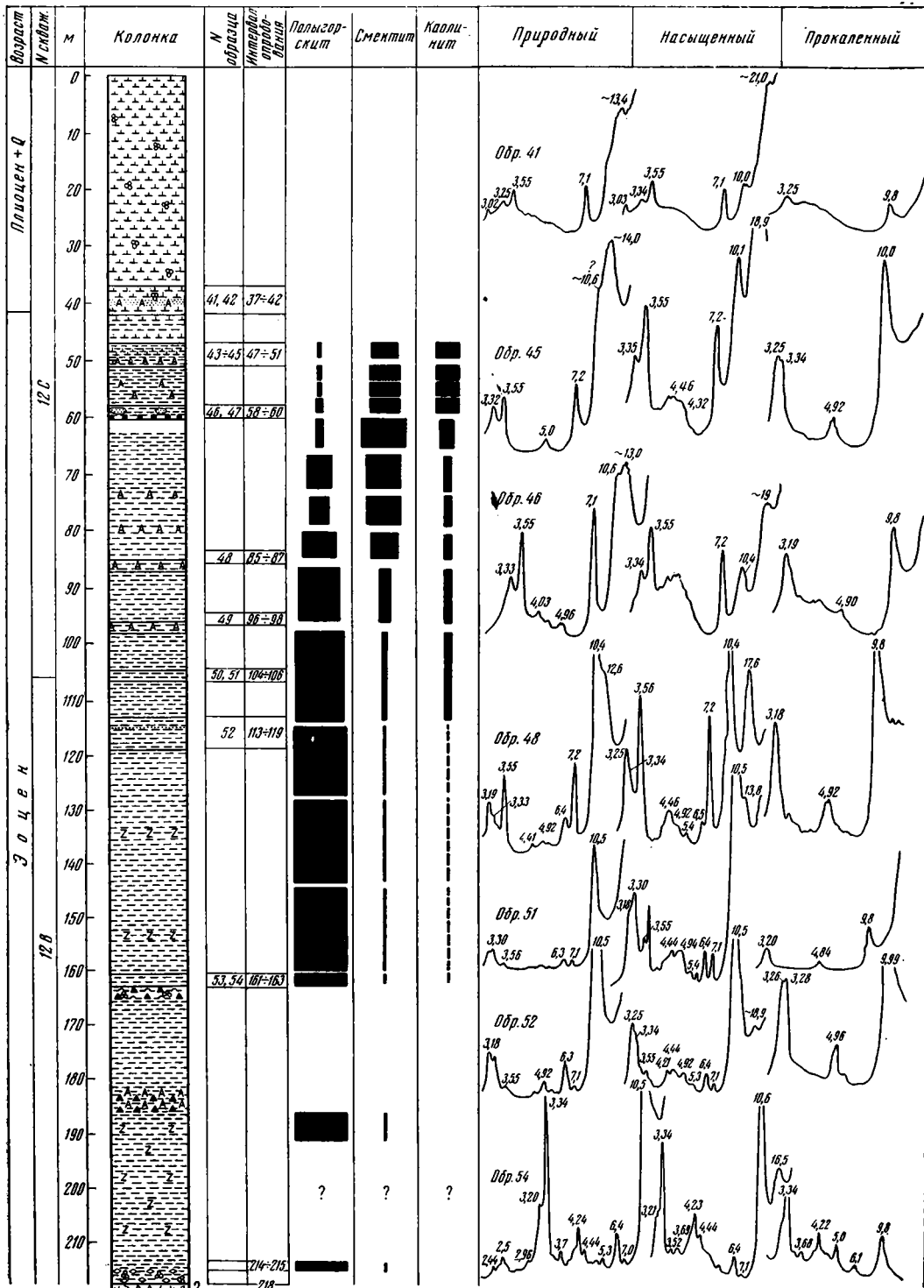
Т а б л и ц а 3

Интервалы опробования скв. 12С и 12В

№ скважины — керн секции	Интервал глубины отбора, м; интервал секции, см	№ образца в данной статье	Порода
12 С—4—2	37—42; 40—42	41	Нанопланктон-фораминифе- ровая глина
12 С—4—3	37—42; 100—102	42	Алевротуффитовая массив- ная глина
12 С—5—1	47—51; 135—137	43	Нанопланктон-фораминифе- ровая глина
12 С—5—1	47—51; 69—71	44	Алевротуффитовая массивная глина
12 С—5—3	47—51; 69—71	45	То же
12 С—6—1	58—60; 144—146	46	Алевротуффитовая брекчие- видная глина
12 С—6—2	58—60; 15—17	47	То же, с Мп-Fe-конкреция- ми и корками
12 С—9—2	85—87; 25—27	48	Палыгорскитовая глина
12 С—10—1	96—97; 100—102	49	То же
12 С—11—1	104—106; 73—75	50	»
12 С—12—1	113—114; 85—87	51	»
12 В—1—1	114; 22—24	52	То же с Мп-Fe-корками
12 В—2—1	161—163; 135—137	53	Палыгорскитовая глина
12 В—2—2	161—163; 40—42	54	То же

Бескарбонатные алевротуффитовые глины появляются на глубине 41 м в переслаивании с карбонатными осадками, содержащими плиоценовую фауну. С глубины 47 м они составляют основную массу пород разреза. В целом глины однородные, с массивной или слабо слоистой текстурой. На фиг. 3 представлены соотношения содержаний основных минералов фракции $<0,001$ мм, полученные по совокупности результатов электронно-микроскопического и рентгеновского анализов. Силикатная часть нанопланктон-фораминиферовых илов (обр. 41, 43), проанализированная после удаления карбонатов методом электродиализа, в основном идентична по своему химическому составу и данным рентгеновского анализа алевротуффитовым глинам обр. 42, 44—46). Основные минералы пелитовых фракций в изученных интервалах с 37 по 60 м — монтмориллонит, игольчатый ферримонтмориллонит (объединенные под названием «смектиты» — фиг. 3) и каолинит. Присутствие палыгорскита выражено очень слабым рефлексом в 10,4—10,6 Å.

На глубине 59 м (обр. 46) осуществляется переход от массивной однородной по составу глины к брекчиевидной породе, состоящей из остроугольных или каплевидных желтовато-белых обломков измененных туфов до $0,5 \times 0,5$ см. Рентгеновский анализ пелитовой фракции показал присутствие небольшого количества палыгорскита (фиг. 3), но игольчатый ферримонтмориллонит затрудняет его идентификацию под



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

электронным микроскопом. Под микроскопом видно, что обломки замещены и сцементированы глинисто-цеолитовым материалом. Цеолиты цементирующего базиса представлены тонкокристаллическим клиноптилолитом. Полевые шпаты обломков туфов, сохраняя реликтовую форму кристаллов, замещены цеолитом, близким к филлипситу (крестовидные двойники, косое угасание). Минеральный состав фракции $>0,01$ мм отражен в табл. 4. Образование клиноптилолита или филлипсита может быть связано с различными по составу вулканическими продуктами.

В интервале 58—60 м, в основании алевротуффитовых глин, после алевроитового прослоя с карманами полевошпатового песка и девитрифицированного вулканического стекла, появляются темно-коричневые глины, обогащенные окислами марганца и железа, с крупными включениями черных марганцово-железистых остроугольных обломков (обр. 47). Размеры обломков до $1,5 \times 0,5$ см; строение их двуслойное: черный слой, чисто марганцовистый, и более светлый, коричневый, железо-марганцовистый. Слои параллельны друг другу. Под биноклем отмечается матовый или землистый блеск, пористое строение поверхностей. Отсутствие сферических форм у этих обломков скорее свидетельствует об их корковом происхождении, хотя в материалах отчета есть сведения о наличии Mn-Fe-микро- и макроконкреций. Рентгеновский анализ неориентированного порошка этих корок показал, что главная фаза их представлена тодорокитом ($d_x = 10,1; 2,43; 1,43$ Å и др.). Анализ ориентированного препарата из того же материала, но после предварительного удаления гидроокислов марганца и железа (Штеренберг, 1973), обнаружил присутствие каолинита и монтмориллонита с небольшим количеством хлоритовых слоев. Последний отражает наличие в крупных фракциях из этих корок вулканических основных стекол в разных стадиях изменения.

В интервале 59—75 м намечается увеличение содержания палыгорскита, в некоторых прослоях до 10—40%, с одновременным появлением сепиолита, клиноптилолита, кристобалита. Встречаются прослои и карманы вулканического стекла алевро-псаммитовой размерности — данные отчета (Peterson et al., 1970).

Палыгорскитовые глины с содержанием палыгорскита 50—90% локализованы в интервале 75—160 м. По описанию они не представляют собой единую однородную толщу; отмечены тонкие (1—5 см) прослои глин, преимущественно цеолитовых, и вулканических стекол (пепловых). В глинах есть редкие обломки радиолярий и диатомей, по которым датировка возраста затруднена, однако на глубине 161,5 м встречены радиоляриевые осадки эоцена, содержащие пиритизированные радиолярии и маломощные слои кремней. КERN ниже прослоев кремней чрезвычайной брекчирован, раздроблен, но материал состоит, в основном из палыгорскитовых глин с сепиолитом. В интервале 214—215 м отмечается тонкое переслаивание палыгорскитовых глин с породой, обогащенной кристобалитом (до 88,5%) и палыгорскит-сепиолитовыми глинами, содержащими кристаллический доломит (до 23%) и сидерит (1—2%). Скважина 12 В закончена на неизвестном твердом слое, о который было сломано долото. Перекрывающий эти породы ил на глубине 218,5 м

Фиг. 3. Разрез скв. 12С, 12В, содержание ведущих компонентов (фракция $<0,001$ мм — 100%) и дифрактограммы образцов (фракция $<0,001$ мм)
1 — нанопланктон-фораминиферовые илы и глины; 2 — фаунистически охарактеризованные слои; 3 — прослои полевошпатового и пеплового вулканогенного песка; 4 — пепловые прослои; 5 — глины полиминеральные и палыгорскитовые; 6 — марганцово-железистые корки и конкреции; 7 — глины цеолит-кристобалитовые; 8 — радиоляриевые сланцы; 9 — кремни; 10 — доломитовые илы; 11 — базальт; 12 — установлено по косвенным данным или с использованием материалов отчета по бурению (Initial Reports..., 1970)

Таблица 4

Минеральный состав фракции $>0,01$ мм образцов из разреза скв. 12, %

№ образца	Интервал опробования, м	Порода	Содержание фракции $>0,01$ мм, %	Кварц	Полевые шпаты измененные	Санидин	Плагиоклазы	Пироксены	Слюда	Роговая обманка	Стекла основные неизмененные	Стекла измененные	Стекла кислые	Палагонит	Агрегаты смектитов	Агрегаты палыгорскита	Цеолиты	Кристаллит	Глауконит	Меллит	Гельвин	Апатит	Циркон	Гематит	Магнетит	Пирит	Тодорокит	Окислы железа	Гарнерит	Фораминиферы, кокколиты	Радиолары, диатомы, спиккулы	Фосфат-фрагменты (зубы, кости)	Трудноопределимые зерна
42	37—42	Алевротуффитовая глина	7,4	23	18	2	7,5	2	11	1	0,5	7,5	4		2,5				2				3	0,5				3			5	1	6
43	37—42	Наннопланктон-фораминиферовая глина	13,5	25	13,5		1,5	1	5			2,5	1		6		1,5		1				1	4	1,5					37	2,5	1	8
44	37—42	Алевротуффитовая глина	8,1	26	20	1	5		14	1	2	2,5	5,5	1	4		3					1	1	3	1			6			2	1	
45	47—51	То же	0,4	20	22		3	1	7,5	1,5	4,5	2	11	?	7		1,5					1	3	3				1,5			3,5	1,5	16
46	58—60	Брекчированная глина	11,7	9	9	0,5	8	0,5	5,5		12	20	4	?	13		7					2	1		0,5			2			2,5	2	19
47	58—60	То же с гидроокислами Mn и Fe	17,1	12	10	4,5	3		4		2	13	5	2	5	5	1,5	0,5		3	1	2	3	3	1	1	9			1	4	2	2
48	85—87	Палыгорскитовая глина	30,3	7	3	6			1		4	10	3	2		45	5	2	2	?		2	2		2	1					1	2	
49	96—97	То же	2			5					3	25	2	2		40	8	?				3			1	3					2	1	
50	104—106	»	22,8	4		4					5	30		3		30	5		1			2				2	5	1	1			2	4
52	113	»	1,9	5	5	1						21				40	4		1,5	1		3	1	0,5		2	8	2			0,5	1	2
53	161—163	»	1,05	10	2	11			1		3	15	1	1		35	3	3	0,5						1,5	2,5	2	1	1		3	1,5	4
54	»	»	2,9	12	8	4,5			0,5		5	14	1	2		30	2	4		?		2,5	1				1	8			0,5	1	3

* Фракция $>0,05$ мм в обр. 47,53 на 90% представлена обломками тодорокитовых корок (до 1,5 см).

** Трудноопределимые зерна — обломки измененных пород — непрозрачные продукты изменения вулканических стекол.

представлен породой, состоящей на 50% из доломитовых ромбоэдрических кристаллов размером до 50 мк, сцементированных палыгорскит-сепиолитовым агрегатом (Peterson et al., 1970).

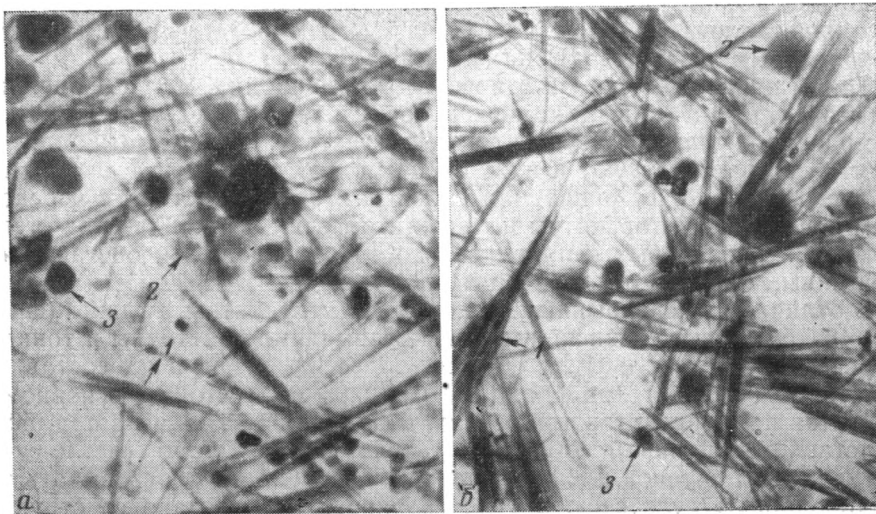
Таким образом, в скв. 12 относительно однородная толща эоценовых палыгорскитовых глин четко фиксируется в интервале 75—160 м. В связи с раздробленностью керна или его отсутствием утверждать однозначно, что они присутствуют и ниже, невозможно, но существующий материал свидетельствует о наличии слоев различного состава с чередованием богатых палыгорскитом и сепиолитом глин, вулканических стекол, кремней и цеолитовых глин вплоть до забоя скважины, обогащенного аутигенными доломитом и сидеритом.

В отличие от перекрывающих пород палыгорскитовые глины (фиг. 3, обр. 48—54) резко специфичны. Они чрезвычайно пластичны и тонкодисперсны. Фракция $>0,01$ мм обычно <4 вес.%, исключение составляют обр. 48, 50 (табл. 4), где фракция 0,01—0,05 мм состоит в основном из агрегатов палыгорскитового состава, а фракции $>0,05$ мм в обр. 50, 53 представлена крупными обломками тодорокита. Глины светло-серых, слегка палевых тонов. Резко выражены способность образовывать коллоидоподобную суспензию и тиксотропность, что связано со структурными особенностями палыгорскита. Макроскопически слоистость проявлена слабо. Иногда заметны более темные, неправильных очертаний или прожилковидные гидрослюдистые обособления. Под микроскопом текстура глины массивная, с характерным мраморно-сетчатым угасанием. В некоторых образцах слабо выраженная слоистость подчеркивается послойно ориентированными цепочковидными выделениями фрамбоидального пирита.

В глинах верхней части разреза, в валовом составе пород и во всех фракциях $>0,01$ мм, преобладает палыгорскит, индексируемый по четким и интенсивным рефлексам 10,4—10,6 и 6,3—6,4 Å (фиг. 3). Он образует волокна длиной до 5—6 мк и толщиной около 0,2 мк (фиг. 4). Размеры кристаллов, тенденция к образованию сноповидных агрегатов отличают палыгорскиты Восточной Атлантики от всех известных в других точках Океана. Специфической особенностью рассматриваемых палыгорскитовых глин является присутствие каолинита, индексируемого по базальному рефлексу 7,1 Å, устойчивому после обработки 10% HCl в течение 2 час. Высокая степень кристалличности — четкие гексагоны, иногда друзовидные скопления на электронно-микроскопических снимках и резкие пики базальных рефлексов на дифрактограммах (фиг. 3, 4) — позволяет считать каолинит в отмеченных осадках аутигенным, по-видимому, связанным с микролокальной кислой средой вокруг (или внутри) камер органических остатков. Каолинит, неустойчивый в щелочной среде, является запрещенным минералом в парагенезах палыгорскитовых глин (Милло, 1968). Содержание каолинита в океанических вулканогенных палыгорскитовых глинах может быть косвенным указателем на количество органического вещества. В верхней части толщи каолинита до 5%, а в нижней (обр. 52, 53) он почти исчезает. Следствием этого факта может быть незначительная роль органогенной компоненты, формирующей минеральный состав палыгорскитовых глин.

По всему разрезу в составе глин отмечается монтмориллонит (сметит) в смешанослойном чередовании с пакетами гидрослюды или хлорита. Во фракции 0,002—0,005 и 0,005—0,01 мм наряду с кварцем, полевыми шпатами отмечаются рефлексы кристобалита и клиноптилолита.

Основным компонентом крупных фракций являются вулканические стекла разной степени основности и разложенности, кварц и полевые шпаты со значительной долей санидина (табл. 4). Наиболее важно для выяснения генезиса палыгорскитовых глин присутствие в них таких генетически информативных минералов, как вулканические стекла, цео-



Фиг. 4. Электронно-микроскопические фотографии суспензии палыгорскитовых глин (а — 104—106 м, обр. 50; б — 161—163 м, обр. 53)
1 — палыгорскит; 2 — монтморицлонит; 3 — каолинит; $\times 26\,600$

литы, санидин, мелилит, гельвин, апатит, гарниерит, пирит, тодорокит, магнетит.

Прозрачные бесцветные стекла с содержанием $\text{SiO}_2 < 50\%$ и $n = 1,47—1,50$ остроугольны, почти не изменены. Темные, коричневые, зеленовато-коричневые, коричневатые-серые более основные стекла замещены палагонит-цеолитовым агрегатом или пелитовым монтморицлонит-палыгорскитовым материалом. Центральная часть таких измененных стекол часто сохраняет реликтовую изотропность.

Клиноптилолит представлен бесцветными призматическими кристаллами с $n \approx 1,489$. Размер по длинной оси до 60 мк.

Мелилит встречается в обр. 47, 52, 53, т. е. в самых верхах разреза и средней его части. Характерны единичные таблитчатые, лейстовидные кристаллы с ясной спайностью по (001). Прозрачный, слабо-зеленоватый, почти изотропный; интерферирует в темно-серых тонах. Степень изотропности меняется от одного кристалла к другому и даже в пределах одного кристалла, $n \approx 1,63$. Мелилит свойственен щелочным вулканическим породам вулканических архипелагов района, в которых он чаще всего ассоциирует с нефелином.

Гельвин встречается в единичных желтовато-бурых зернах с резкой шагреневой поверхностью и очень высоким показателем преломления. Диагностирован по положительной реакции на Mn^{2+} со щавелевокислым калием.

Гарниерит представлен редкими прозрачно-мутными зернами неправильной почковидной формы со слабым сферолитовым угасанием отдельных зон; желтовато-зеленый; двупреломление очень слабое. Удлинение волокон в сферолитовых зонах положительное, $n = 1,621$. От сходного по цвету и формам выделения глауконита отличается слабым двупреломлением и высоким показателем преломления. Как известно, гарниерит обычно связан с выветриванием никельсодержащих ультраосновных пород. В изучаемой толще его образование можно связать с высвобождением рассеянного никеля из основных стекол или с термальными поровыми растворами, обогащенными глубинными компонентами.

Апатит в крупных фракциях всего разреза палыгорскитовых глин в свободных кристаллах встречается довольно редко. В то же время он

постоянно присутствует в виде кристаллитов в стеклах разных стадий изменения, вплоть до монтмориллонит-пальгорскитовых. Несколько повышенные по сравнению с алевротуффитовыми глинами содержания P_2O_5 в валовых пробах и во фракции $<0,001$ мм, возможно, связаны с вулканогенным апатитом, так как содержание органогенных фосфат-фрагментов, по данным изучения шлифов и фракций, соизмеримо в обоих типах глин. При разделении фракций, в связи с образованием коллоидоподобных хлопьевидных пальгорскитовых агрегатов, тонкие кристаллиты апатита, как и другие минералы тонкой размерности, могли уходить в пелитовые фракции.

Санидин в виде водянопрозрачных таблитчатых кристаллов с четкими границами встречен во всех образцах пальгорскитовых глин. В иммерсионных препаратах он резко отличен от корродированного и угловатого терригенного полевого шпата.

Из рудных минералов в тяжелых фракциях характерен **пирит** в виде глобулярных, фрамбоидальных зерен размером до 50—60 мк, а иногда отдельных кристаллов. Кристаллические пирит и магнетит постоянно присутствуют в вулканических стеклах основного состава и реликтовых пальгорскит-монтмориллонитовых агрегатах, насыщенных непрозрачной рудной пылью. Фракция $>0,05$ мм обр. 50, 53 представлена обломками **тодорокита** (аналогичного таковому обр. 47, описанному выше), окислами железа и обычными пиритом и магнетитом.

По химическому составу пальгорскитовые глины довольно однородны по разрезу. Некоторые образцы представляют почти мономинеральный пальгорскит вплоть до фракции 0,002—0,005 мм. В более крупных фракциях заметно увеличивается содержание кварца и железа в форме Fe_2O_3 . Увеличение доли Fe^{3+} почти вдвое (табл. 5) и одновременное уменьшение K_2O связано, вероятно, с неокончательно разложенными и измененными стеклами. В процессе изменения основных и щелочно-основных стекол железо выносится и выпадает в виде гидроокислов железа (как и марганец). Калий из щелочных стекол в значительной доле входит в решетку гидрослюдистых пакетов в смектитах. Присутствие K_2O до 2,3% в пальгорскитовых глинах, отражающее смектитовую фазу во фракции $<0,001$ мм, препятствует вычислению структурной формулы пальгорскита.

Скважины 135—141 профиля 14 уточнили пространственное и вертикальное положение пальгорскитовых глин (Initial Reports..., 1972; фиг. 2, табл. 1). Установлено их широкое площадное развитие и приуроченность к эоценовым осадкам (частично позднемиловым и олигоценным). Подробный анализ количественного распределения минералов и минеральных ассоциаций, проведенный автором по результатам рентгеновского анализа осадков толщи по разрезам скв. 135—141 (Fan, Rex, 1972), показал, что для пальгорскитовых глин всех скважин свойственна характерная ассоциация: пальгорскит, сепиолит, монтмориллонит, кристобалит, клиноптилолит, санидин, пирит. В отдельных интервалах присутствуют аутигенные доломит, сидерит, сапонит, гекторит, связанные, по мнению исследователей, с инфильтрационно-термальными растворами, мигрирующими в толще осадков. Принимая во внимание, что во многих скважинах рейса 14 появление кристаллов доломита в значительном количестве отмечается в основании осадков, залегающих на межпластовых и диапировых базальтовых телах (Rad, Rösch, 1972; фиг. 2), можно довольно обоснованно допустить, что пальгорскит и сепиолит появляются в осадках скв. 12, залегающих непосредственно на базальтовом теле силлового типа. Подобное образование метасоматического доломита в перекрывающих базальтовые тела осадков отмечалось и в других точках Океана (Murata, Erd, 1964). Это явление, по мнению Д. Х. Мэтьюза (1973), связано со значительным выносом из базальтовых тел Ca^{2+} и Mg^{2+} .

М. Сланский и Ж. Милло (Slansky, 1959; Милло, 1968) охарактеризовали корреляционные трансгрессивно-регрессивные соотношения между каолинитом, монтмориллонитом и палыгорскитом для эвапоритовых палыгорскит-фосфоритовых осадков третичных бассейнов Западной Африки. В осадках, вскрытых скв. 12 и 137—141, такая закономерность в распределении глинистых минералов отсутствует. В пределах разреза каждой скважины отмечаются «дискретные» слои, без законо-

Таблица 5

Химический состав палыгорскитовых глин Восточной Атлантики (обр. 51, глубина 85—87 м, интервал секции 100—102 см)

Оксид	Порода	Порода *	Фракция, мм		
			<0,001	<0,001 *	0,001—0,005
SiO ₂	53,31	51,80	51,89	49,3	54,48
TiO ₂	0,61	0,63	0,68		0,55
Al ₂ O ₃	11,82	12,13	12,67	13,96	10,92
Fe ₂ O ₃	4,35	4,47	3,99	4,40	8,36
FeO	0,51	0,52	0,86	0,95	Нет
CaO	1,10	1,13	0,70	0,77	0,48
MgO	6,62	6,79	8,04	8,87	6,16
MnO	0,02	0,02	0,06	0,07	0,04
Na ₂ O	1,35	1,38	0,68	0,75	0,29
K ₂ O	2,37	2,43	2,11	2,33	0,85
H ₂ O ⁺	7,08	7,27	10,3	11,40	11,30
H ₂ O ⁻	7,08	7,27	6,72	7,47	6,34
CO ₂	0,36	0,37	Нет	Нет	Нет
C	0,52	0,53	0,63		
P ₂ O ₅	0,64	0,66	0,63		0,39
SO ₃	1,35	1,38			
Cl	1,19	1,22			
Сумма	100,29		99,97		100,43
SiO _{2ам} (в со- довой вытяж- ке)	1,89		7,28		} Не опр.
Al ₂ O ₃	0,38		0,31		
Fe ₂ O ₃	0,02		0,04		
2Cl=O	-0,27		—		

* Анализы пересчитаны на вещество без аморфного SiO₂. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитик К. А. Степанова.

мерных чередований или последовательности обогащенные соответственно палыгорскитом, кристобалитом в ассоциации с клиноптилолитом или монтмориллонитом. Особенно отчетлива специфика дискретности состава осадков в разрезах скв. 140 и 141. В них прослеживаются мономинеральные прослои палыгорскитовых глин, разделенные чисто бентонитовыми глинами.

Таким образом, рассмотрение особенностей регионального распространения палыгорскитовых глин и их вещественного состава в совокупности с чертами, присущими истории геологического развития района Западной Африки, характером вулканизма и тектонического режима позволяет сделать следующие выводы.

1. Образование мощных палыгорскитовых глин происходило в позднем мелу—олигоцене, что совпадает с активизацией щелочно-базальтового вулканизма на вулканических архипелагах, в районе горстовых поднятий по окраинам зон периокеанических понижений континента и на океаническом дне.

2. Исследование образцов показало, что глины скв. 12 вулканогенные и сформированы в результате постседиментационного преобразования витрических продуктов вулканизма различного возраста и состава. Алевротуффитовые глины фиксируют плиоценовые вспышки вулканизма с преобладанием продуктов основного состава, по которым развивались в стадию диагенеза и начального эпигенеза монтмориллонит и ферримонтмориллонит. Кратковременный характер вулканических пароксизмов и существенная дифференциация материала нашли отражение в значительной разбавленности тефровых продуктов терригенными и органогенными компонентами, послойном обогащении крупными обломками туфов основного состава (брекчиевидные глины), сцементированных тонкодисперсными более щелочными витрокластами. Палыгорскитовые глины, отражающие щелочной вулканизм, при общей мощности свыше 85 м, неоднородны по минеральному составу и включают в себя по разрезу прослой кремней, цеолитовых и бентонитовых глин, пиритизированных радиоляриевых сланцев, неизмененных пеплов.

3. Характер распространения толщи палыгорскитовых глин на площади и в разрезе весьма своеобразен и неравномерен. Отчетливо проявлена специфическая «дискретность» разрезов скважин по минеральному составу. Образуются локальные, возможно, линзовидные прослои, в различной степени обогащенные теми или иными компонентами ассоциации палыгорскит — монтмориллонит — кристобалит — клиноптилолит при общей региональной выдержанности всей толщи палыгорскитовых глин.

4. Чередование почти мономинеральных прослоев палыгорскитового, монтмориллонитового, цеолит-кристобалитового состава с прослоями кремней и пеплов является, по всей видимости, результатом как дифференциации материала в глубинных очагах вулканических аппаратов, так и поступления в бассейн седиментации тефрового материала различной дисперсности и различного типа — пирокластового и гиаокластового, что отражает наличие в пределах площади зоны многовыходного вулканизма. Незначительное количество витрических частиц алевритовой размерности в палыгорскитовых глинах может свидетельствовать о высокой степени диспергации исходного тефрового материала, что приводило к повышению активной площади его взаимодействия с поровыми растворами.

5. Палыгорскитовые глины содержат в составе крупных фракций минералы, характерные для продуктов щелочно-основного вулканизма: санидин, базальтические стекла, мелилит, апатит. Изучение последовательности преобразования стекол показало, что палыгорскит является конечным продуктом изменения витрического материала на стадиях диагенеза — начального эпигенеза, в значительной мере интенсифицированных в связи с аномально высокой пористостью глубоководных глин, составляющих до 40—50% (Initial Reports, ...1970). Эту особенность океанического эпигенеза установили А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1975).

6. Значительная роль в постседиментационном преобразовании вулканического материала может быть отведена метасоматическим процессам и процессам «пропаривания» в локальных участках внедрения межпластовых и диапировых тел базальтов, приводящим к образованию межпоровых термальных растворов, с которыми генетически могут быть связаны аутигенные доломит, сидерит, магнезит, гарниерит, сапонит, гекторит, гидроокислы марганца и железа, в частности богатый Mg^{2+} и Ca^{2+} тодорокит (Андрущенко и др., 1975; Соколова и др., 1971).

Все исследователи признают следующие необходимые условия, определяющие образование палыгорскита и сепиолита как тонкодисперсных, составляющих глинистую фракцию осадочных пород или формирующих мономинеральные пластовые тела, так и локальных проявлений, известных под названиями «горная кожа», «горная бумага» и др.: щелочной характер среды минералообразования ($\text{pH } 7,5\text{--}9$); избыток реакционноспособной SiO_2 ; достаточная концентрация Mg^{2+} . Необходимость этих условий подтверждается экспериментальными данными (Mumpton, Roy, 1958; Siffert, Wey, 1962; Upton et al., 1963; Wollast et al., 1968; и др.) и огромным фактическим материалом исследований природных объектов (Милло, 1968; Bonatti, Joensuu, 1968; Hathaway, Sachs, 1965; Страхов, 1962; Ратеев, 1964; и др.). Ф. А. Маптон, Р. Рой, Р. Волласт и другие подчеркивают роль Ca^{2+} как фактора, регулирующего щелочность среды. Приуроченность палыгорскита и сепиолита к карбонатным фациям эвапоритовых формаций обусловила выделение этих минералов в качестве индикаторов аридного литогенеза.

Анализ толщ палыгорскитовых глин бассейна Зеленого Мыса показал, что генезис палыгорскита и сепиолита связан со значительным разнообразием геологических обстановок и, вероятно, только в отдельных случаях они формируются в довольно узком диапазоне условий эвапоритового процесса.

Авторы отчетов по бурению при рассмотрении генезиса глубоководных палыгорскитовых глин района Восточной Атлантики отвергают возможность терригенного выноса палыгорскита и сепиолита из континентальных эвапоритовых бассейнов Африки (Peterson et al., 1970; Rad, Rösch, 1972). Автор настоящей статьи придерживается этой же точки зрения. Уникальная степень совершенства кристаллов палыгорскита и минеральные парагенезы бесспорно свидетельствуют об аутигенном происхождении магнезиальных гидросиликатов.

М. Н. Петерсон с соавторами предложили модель механизма образования палыгорскитовых глин, сводящуюся к трансформации бентонитовых глин под воздействием Mg -растворов. Такое происхождение предполагается некоторыми исследователями для палыгорскитовых глин Джорджии и Флориды на западном побережье Атлантики. Источником Mg -растворов, по мнению авторов отчета, могли быть рассолы береговых и прибрежных эвапоритовых соленосных бассейнов, просачивающиеся в зоне шельфа и обогащающие магнием осадочные породы подошвы континентального склона Африки. Вскрытие базальтов в вершине предполагаемого соляного купола (скв. 141) не подтвердило реальность этой гипотезы. Обобщая материалы профиля 14, У. Ред и Г. Рёш, вслед за М. Н. Петерсоном, приходят к выводу о диагенетическом преобразовании монтмориллонитовых глин, но при участии растворов, обогащенных Mg и SiO_2 , высвобождающихся при девитрификации вулканического стекла и растворении кремнистых организмов. Такой механизм образования возможен для палыгорскит-сепиолитовой минерализации рассеянного типа, приуроченной к карбонатной среде с высокими значениями pH . Рассматриваемая толща палыгорскитовых глин является бескарбонатными осадками и пространственно приурочена к области развития многовыходного щелочно-базальтового вулканизма. Эти особенности выделяют восточно-атлантические палыгорскитовые глины в совершенно особую генетическую группу.

Одно из необходимых условий палыгорскитообразования — высокая щелочность среды — реализовалось характером поступающего в бассейн тефрового материала, состоящего из нестойких, легко разрушающихся продуктов щелочно-базальтоидной магмы. Однако одним только преобразованием вулканогенного материала в процессе диагенеза

(гальмиролиза) получить палыгорскит или, тем более, сепиолит вряд ли возможно. В процессе минералообразования должен ощущаться некоторый дефицит Mg^{2+} , несмотря на значительное содержание его в базальтах и других щелочных породах района (табл. 2). Эксплозивные и гиалокластовые продукты извержений значительно обедняются Mg^{2+} и Ca^{2+} в процессе поствулканических изменений и транспортировки.

В бассейн седиментации вулканические диспергиты поступают уже в значительной степени гидратированными и палагонитизированными. При значительно меньшей плотности океанических высокопористых осадков по сравнению с массивными базальтами, несмотря на высокое содержание магния в исходной магме, трудно предположить изохимическое преобразование витрокластов в палыгорскит-сепиолитовые глины. В обычных условиях процесс преобразования вулканического стекла пойдет скорее по пути бентонитообразования, для осуществления которого также необходимы повышенные содержания Mg^{2+} (Bonatti, Jøensun, 1968; Bonatti, 1965; Hawkins, Roy, 1963). При недостатке магния в исходном материале на образование монтмориллонита из стекла расходуется Mg^{2+} иловых вод или гидротерм. Для формирования мощных палыгорскитовых глин необходимо еще более ощутимое дополнительное количество Mg^{2+} и, вероятно, SiO_2 в реакционноспособной форме. Предположение о выносе кремнезема при растворении кремневых организмов маловероятно. Изучение крупных фракций палыгорскитовых глин показало присутствие небольшого количества радиолярий и диатомей. Как уже упоминалось, об этом же косвенно свидетельствует малое содержание в пелитовых фракциях аутигенного каолинита. Совершенно не корродированы и слабо изменены и прозрачные стекла кислого ряда. Количество поступающего в бассейн щелочного вулканогенного материала могло разбавлять органогенный фон, а возможно, и химически подавлять продуцирование биомассы. При этом наличие в толще глин локализованных прослоев радиоляриевых сланцев может быть связано с преобладающим поступлением в бассейн тонкой пирокластики основного состава.

Скорее всего, обогащение поровых растворов магнием и кремнеземом связано с интенсивными автометасоматическими изменениями подстилающих толщ глин базальтов. В табл. 2 приведены составы пород, вскрытых скважинами рейса 14 и подстилающих палыгорскитовые глины (фиг. 2), а также состав наиболее распространенных щелочных пород лавовых потоков на вулканических архипелагах и типичной палыгорскитовой глины района (обр. 50). В них проявлена интенсивная серпентинизация, сопровождающаяся обычно выносом MgO и SiO_2 . При рассмотрении составов пород намечается обеднение магнием измененных щелочных базальтов, внедрявшихся в осадки района. Преобразование стекловатого базиса породы в цеолит-пелитовый агрегат в свою очередь также сопровождалось выносом MgO и CaO . На поверхности островов эти явления выражены менее интенсивно. Дополнительное количество MgO и SiO_2 могло поступать по ослабленным тектоническим зонам, дренирующим глубокие зоны основания. В связи со своей крайней неустойчивостью, дисперсные продукты щелочно-базальтоидного вулканизма служили «матрицей» для палыгорскит-сепиолитовых минералов, образующихся при поступлении в поровые или (и) иловые растворы Mg^{2+} и SiO_2 . Значительная роль эндогенного «подтока» вещества, включающегося в процесс формирования минерального состава седиментогенных толщ, развитых в зонах глубинных разломов, эндогенного прогрева, вулканизма в настоящее время не вызывает сомнения (Андрущенко и др., 1975; Тимофеев и др., 1974; Коссовская, Шутов, 1975; Коссовская, 1975).

Таким образом, генезис палыгорскитовых глин Восточной Атлантики связан с преобразованием щелочно-вулканогенного витрического

материала, происходившего путем интенсивной гидратации с последующими стадиями глубокого разложения. Термальные растворы могли, очевидно, доводить разложение тонкодисперсного щелочного материала до полного растворения с последующей хемогенной кристаллизацией палыгорскита, что подтверждается сноповидным характером агрегатов (единая направленность кристаллических индивидуумов) и чрезвычайно высокой степенью совершенства его кристаллов. В условиях избытка Mg^{2+} и (или) отсутствия Al_2O_3 (например, в доломитовых илах) образовывались сепиолит, доломит, сидерит, магнезит. Более крупные частицы стекла захоронялись в палыгорскитовой глине, сохраняя реликтовые стадии преобразования. Побочными продуктами палыгорскитообразования были клиноптилолит, монтмориллонит и смешанослойные смектиты, пирит и окислы марганца и железа. Чрезвычайно высокая пористость океанических осадков обеспечивала повышенную проницаемость исходного материала, что способствовало интенсификации всех стадий процессов диагенеза и начального эпигенеза в пределах слоев, образованных одноактным поступлением материала различного состава и типа.

Палыгорскитовые глины, связанные с продуктами щелочного вулканизма, регулирующими необходимым рН среды, в отсутствие обычной для минералов группы палыгорскита — сепиолита ассоциации с карбонатами, пока довольно исключительно в генетическом ряду океанических осадков и могут быть выделены в своеобразные «раритеты» (Коссовская, Муравьев, 1975), несущие большую индикаторную информацию об истории развития бассейнов их локализации.

Аутигенный палыгорскит может рассматриваться как минерал-«свидетель», регистрирующий щелочной тип вулканизма в районах его приуроченности к бескарбонатным осадкам.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П. Ф., Градусов Б. П., Ерошев-Шак В. А., Яшина Р. С., Борисовский С. Е. Состав и строение метаморфизованных железо-марганцевых конкреций, жильных новообразований гидроокислов марганца и вмещающих их пелагических осадков в Южной котловине дна Тихого океана. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 1.
- Влодавец В. И. Об ареальном и многовыходном вулканизме. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Горбунова З. Н. Глинистые минералы, распространенные в осадках Индийского океана. — Океанология, 1966, т. VI, вып. 2.
- Горбунова З. Н. Палыгорскиты из кернов глубоководного бурения в Тихом океане. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. М., Изд-во АН СССР, 1944.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Коссовская А. Г. Геокристаллохимия в решении проблем литологии. В сб.: Кристаллохимия и геологические проблемы. М., Изд-во АН СССР, 1975.
- Коссовская А. Г., Муравьев В. И. О тождестве цеолит-кристобалитовых пород горизонта А в океанах и на континентах. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с региональным метаморфизмом на континентах и в океанах. В сб.: Кристаллохимия и геологические проблемы. М., Изд-во АН СССР, 1975.
- Мэтьюз Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Милло Ж. Геология глин М. «Мир», 1968.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.
- Репечка М. А. Пепловые прослои в донных отложениях Японского моря в северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Океанологические исследования. М., «Наука», 1973.
- Свальнов В. Н. Новообразованный палыгорскит в осадках станции 4599 (Индийский океан). — Океанология, 1974, № 1.
- Соколова Е. А., Степанов В. И., Брито А., Коутин Д. П. Текстуры и структура стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль-Кобре (Куба). — Геол. рудн. месторожд., 1971, № 1.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Тимофеев П. П., Косовская А. Г., Шутов В. Д., Боголюбова Л. И., Дриц В. А. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 7.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Сев. и Ю. Америка, Антарктида и Африка). М., «Недра», 1971.
- Штеренберг Л. К. К методике обесцвечивания железомарганцевых образований в прозрачных шлифах.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Bonatti E. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the Ocean.— Bull. Volcanol., 1965, v. 28.
- Bonatti E., Joensuu O. Palygorskite from Atlantic deep sea sediments.— Amer. Mineralogist, 1968, v. 53.
- Bowles F. A., Anjino E. A., Hosterman J. W., Karmie G. O. Precipitation of Deep-sea palygorskite and sepiolite.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 11, № 4.
- Esteoule J., Esteoul-Choux J., Melguen M., Seibold E. Sur la présence d'attapulgit dans des sédiments du Golf Persique.— C. R. Acad. Sci. Paris, 1970 (sér. D).
- Fan P., Rex R. W. X-Ray mineralogy studies.— leg 14. Initial Reports..., 1972, v. XIV.
- Hathaway J. C., Sachs P. P. Sepiolite and clinoptilolite from the Middle Atlantic Ridge.— Amer. Mineralogist, 1965, v. 50.
- Hawkins D. B., Roy R. Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, v. 27.
- Hayes D. E., Pimm A. C. Batimetric, magnetic and seismic reflection data. Initial Reports..., 1972, v. XIV.
- Heezen B. C., Nesteroff W. D., Oberline A., Sabatier G. Découverte d'attapulgit dans les sédiments profonds du golf d'Aden et la mer Rouge.— C. R. Acad. Sci. Paris, 1965, v. 260, y. 5819—5821.
- Initial Reports of the Deep sea Drilling Projects. Washington, vol. II, 1970, v. XIV, 1972.
- Melson W. G., Thompson G., Andel Tj. Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic ridge.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, 5925.
- Mumpton F. A., Roy R. New data of sepiolite and attapulgit.— Clays and Clay Minerals. Proc. Nat. Conf., 1958, v. 5.
- Murata K. J., Erd R. C. Composition of sediments from the experimental Mohole project (Guadalupe site).— J. Sedim. Petrol., 1964, v. 34.
- Peterson M. N. A., Edgar N. T., von der Borch C. C.— Initial Reports Deep Sea Drilling projects., 1970, v. 2.
- von Rad U., Rösche H. Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments.— Initial Reports..., 1972, v. XIV.
- Siffert B., Wey R. Synthèse d'une sepiolite à température ordinaire.— C. R. Acad. Sci. Paris, 1962, v. 254.
- Shinsky M. Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dagomey et du Togo.— These sci. Nancy, 1969.
- Upton A., Kouset Z. A., Vaivods A. Synthesis of magnesium hydrosilicates from magnesium hydroxide dehydrat at 400° C and silicic acid. Latvijas PSR Zinatuy Acad. Vestis., Kim. Ser., 1963, N 6.
- Wollast R., Machenzie F. T., Bricker O. P. Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth-surface conditions.— Amer. Mineralogist, 1968, v. 53.
- Wright T. L., Benson W. E., Melson W. G., Hart S. R. Petrology of basaltic rocks collected from leg 14.— Initial Reports..., 1972, v. XIV.

УДК 551.8 : 551.43 (234.853)

РАННЕСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

И. В. ХВОРОВА, Т. А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ, С. В. РУЖЕНЦЕВ

Рассмотрен состав и условия образования трех вулканогенно-осадочных формаций: терригенно-кремнисто-туфовой, эффузивно-кремнистой и олистостромовой. Они возникли в краевом, приконтинентальном прогибе, отделенном в какой-то мере от остальной части Уральской геосинклинали поднятием (архипелагом вулканических островов). На состав и строение формаций большое влияние оказывал характер вулканизма и тектонический режим, определявшие морфологию бассейна. Рассмотренные формации образуют ряд, отвечающий тектоническому циклу, стадиям растяжения (опускание) и сжатия (поднятие).

Сакмарская зона в виде сравнительно узкой (20—35 км) полосы протягивается в меридиональном направлении вдоль западного склона Южного Урала на расстояние в 250 км, охватывая территорию бассейнов рек Жаксы-Каргала и среднего течения Урала и Сакмары. В пределах зоны обнажены эвгеосинклинали серии нижнего и среднего палеозоя, прорванные многочисленными телами ультрабазитов и габбро. Эвгеосинклинали расположены в поле развития миеосинклинальных средне- и верхнепалеозойских отложений.

В последнее время опубликованы данные, позволяющие рассматривать Сакмарскую зону как крупную аллохтонную массу, шарьированную в пределы восточной окраины Русской платформы (Камалетдинов, 1968; Кропачев, 1970; Пейве и др., 1971; Руженцев, 1971). Уже давно было известно, что внутреннее строение зоны очень сложное. Работы, проведенные авторами, показали, что в структурном отношении она представляет собой систему покровных пластин, число которых колеблется от трех на севере до 10 на юге. Пластины сложены отличающимися в фациальном отношении отложениями ордовика, силура и девона. Такая структура обусловила чередование в разрезе пестрого комплекса пород, первичное вертикальное и латеральное соотношение которых иногда трудно восстановить.

В статье рассматриваются строение и условия образования вулканогенно-осадочных формаций, охватывающих отложения со стратиграфическим диапазоном арениит — нижний эйфель. Указанные отложения составляют нижнюю часть геосинклинального разреза зоны. Они формировались на ультрабазитово-габбровом основании (Поспелов, Руженцев, 1972) и соответствуют океанической и отчасти переходной, по терминологии А. В. Пейве (Пейве и др., 1972), стадиям развития Уральской геосинклинали. Из рассмотрения исключены кембрийско-тремодокские отложения, относимые к особой «рифтовой» (грабеновой) стадии становления геосинклинального прогиба.

Стратиграфия интересующих нас отложений освещена в работах В. Н. Павлинова (1936), Н. И. Леоненко (1955), Т. Н. Корень, А. Д. Петровского (1967) и др. Нижним членом рассматриваемого

разреза является толща аргиллитов и алевролитов кураганской свиты ($O_1ar_2-S_1ln_1$). Верхней ее части в некоторых разрезах соответствует толща туфов плагиолипаритов, туффитов, туфогенных аргиллитов, яшм, основных и кислых лав губерлинской свиты ($O_2-S_1ln_1$). Иногда такие породы прослеживаются на более высокий стратиграфический уровень. В этом случае вся туфогенная толща выделяется как косистекская свита ($O_2-S_1ln_{2-3}$). Вышележащие силурийские отложения представлены несколькими фациальными разновидностями, часто выделяемыми как свиты. Все они хорошо охарактеризованы фаунистически. Это кремни, иногда с прослоями известняков (сакмарская свита: $S_1ln_1-S_2$); кремниевые брекчии, кремни, олистостромы (херсонковская свита: $S_1ln_2-D_1$); спилиты, диабазы, кремни (байтерекская свита: S_1ln_{1-2}); спилиты, диабазы, кремни, туфы липаритов, туффиты (сугралинская или блявинская свита: S_1ln_{1-2}). Выше развита шандинская свита ($D_{1-2}e$) — полимиктовые конгломераты и песчаники с линзами известняков и кремней, базальты, яшмы, туфы, туффиты, олистостромы.

Выяснение первичной структурно-фациальной зональности Сакмарской зоны имеет первостепенное значение для понимания условий возникновения эвгеосинклинальных формаций Урала, так как именно здесь нижнепалеозойские эвгеосинклинальные комплексы представлены очень широко, фациально разнообразны и лучше, чем где-либо на Урале, охарактеризованы палеонтологически. Шарьяжи нарушили первичное взаиморасположение отдельных структурно-формационных комплексов. Поэтому для восстановления их первичного положения необходимо снять эффект наложения горизонтальных перемещений. Реконструкция осуществляется путем возвращения аллохтонных пластин в первоначальное положение с учетом направления и амплитуды смещения каждой из них. Методика таких реконструкций рассмотрена в ряде специальных работ, в том числе и опубликованных на русском языке (Руженцев, Белов, 1973), вследствие чего мы специально не будем останавливаться на этом вопросе.

Применительно к шарьяжам рассматриваемого района палинспастические реконструкции проведены С. В. Руженцевым, показавшим, что для ордовик-силурийских отложений здесь существовали следующие фациальные ряды (с запада на восток). $O_2-S_1ln_1$: аргиллиты, песчаники; туфоаргиллиты, туффиты, кремни; туффиты, туфы андезитов и плагиолипаритов, туфоаргиллиты, диабазы, спилиты; туфоаргиллиты, туфы, кремни, плагиолипариты, конгломераты. $S_1ln_1-S_2ld$: фтаниты, песчаники, известняки; фтаниты, кремнисто-глинистые сланцы; фтаниты, кремниевые брекчии и песчаники, олистостромовые горизонты; спилиты, диабазы, фтаниты, яшмы; спилиты, диабазы, фтаниты, яшмы, туффиты, туфы андезитов и плагиолипаритов, песчаники, конгломераты, олистостромовые горизонты; туфы андезитов, плагиолипаритов, туффиты, вулканомиктовые песчаники и конгломераты, олистостромовые горизонты.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ

Здесь не рассматриваются ни принципиальные, ни терминологические вопросы, связанные с формациями. Наши представления в основном остались прежними (Хворова, 1961, 1963). Остановимся только на проблеме объема формаций, в частности, для случая, когда в едином бассейне и структуре формируются существенно вулканогенный и осадочный комплексы, связанные латеральными переходами. Выделять их в самостоятельные формации или объединять в одну? Если принять первое решение, то возникает необходимость в дополнительной категории, объединяющей эти формации. В связи с этим иногда вводится понятие о рядах формаций. На наш взгляд, это малоудобный путь решения проблемы, так как ряды используются и во временном аспекте и для

показа принципиальных генетических связей вне четкого пространственного единства (ряды Шатского). По нашему мнению, целесообразней объединять в единую формацию и вулканогенные и осадочные комплексы. В этом случае формация будет не литологически однородной толщей, а сложным историко-геологическим образованием, близким к понятию «геогенерация» (Вассоевич, 1966).

В соответствии с таким подходом мы выделяем среди эвгеосинклинальных ордовикско-нижнеэфельских отложений Сакмарской зоны несколько литологических комплексов и объединяем их в три формации (геогенерации): терригенно-кремнисто-туфовую, эффузивно-кремнистую и олистостромовую.

ТЕРРИГЕННО-КРЕМНИСТО-ТУФОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Она состоит из двух литологических комплексов: кураганского — аргиллитового и косистекского — кремнисто-туфового.

Кураганский комплекс. Он включает образования одноименной свиты; мощность его в наиболее полных разрезах 400—450 м. В комплексе распространены две ассоциации пород: аркозная песчано-глинистая и кремнисто-глинистая.

Первая сложена однообразной толщей красных и зеленых аргиллитов, часто алевитистых; в ней содержатся немногочисленные и мало-мощные прослои слюдисто-кварцевых и аркозовых алевролитов и песчаников разной зернистости; встречаются прослои кремнистых туффитов. Количество и размер зерен терригенного материала закономерно увеличиваются в северном и северо-западном направлениях, и на севере в ассоциации присутствуют мощные пласты грубых песчаников и гравелитов с градиционной отсортированностью.

Вторая образована аргиллитами, силицитами и кремнистыми туффитами; встречаются прослои тефрогенных андезитовых алевролитов и песчаников, количество которых вверх по разрезу увеличивается, в этом же направлении происходит нарастание кремнистости. Наряду с массивными и толстопластованными породами встречаются тонкогоризонтально-слоистые (0,1—1 см) и со слабоволнистой слоистостью. Слоистость обусловлена разным цветом, неодинаковым содержанием кремнезема в слоях и неравномерным послойным обогащением алевролитовым материалом. В южных разрезах больше массивных кремнистых пород и почти нет тефрогенных образований.

Кураганский аргиллитовый комплекс формировался в относительно глубоководных условиях, о чем свидетельствует однородный пелитовый состав осадков на большой территории, отсутствие текстур взмучивания и остатков бентосной фауны, бескарбонатность отложений. Терригенная сиалическая кластика приносилась в бассейн с севера и северо-запада мутьевыми потоками и разносилась придонными течениями.

Косистекский кремнисто-туфовый комплекс. Он включает губерлинскую и косистекскую свиты. Мощность его 500—1100 м. В комплексе выделяются три ассоциации пород: туфовая, туффито-туфовая и глинисто-кремнистая.

Туфовая ассоциация распространена ограниченно и развита на двух далеко отстоящих друг от друга участках. Для нее характерно обилие грубой и тонкой пирокластики, преимущественно плагиолипаритовой и дацитовой; в силурийской части разреза начинает преобладать андезитовый материал. Встречаются тефроиды (переработанная пирокластика), обломочные и кремнистые туффиты, аргиллиты и яшмы. Непостоянным членом ассоциации являются песчано-галечные накопления двух типов; один сложен вулканотерригенным материалом, другой — обломками нижележащих пород: туффитов, аргиллитов, туфов; формирование последнего связано с подводным перебивом либо

обвально-оползневыми явлениями, столь характерными для сейсмически активных вулканических областей.

Частое переслаивание пород разной гранулометрии обуславливает четкую стратификацию отложений. Как правило, она ритмичная. Полный ритм имеет следующее строение. Пемзовые туфы, крупно-среднеобломочные несортированные, иногда содержащие в основании уплощенные обломки ниже лежащих пород; мощность туфов 1—4, иногда 8 м. Перекрываются они мелкообломочными кристалловитрическими туфами (0,2—1,5 м), а последние — тонкообломочными, часто с тонкой горизонтальной, слабоволнистой и косой слойчатостью. Венчается ритм кремнистыми туффитами, массивными или горизонтально-слойчатыми; отмечаются текстуры сползания и встряхивания. В таких ритмично стратифицированных толщах местами появляются пласты конгломератов, вулканотерригенных и тефрогенных песчаников, яшм и аргиллитов. В одних случаях в ассоциации преобладают грубые разности пород, в других — тонкие.

Наиболее широко распространена туффито-туфовая ассоциация. Ведущая роль в ее составе также принадлежит пирокластике, но она значительно тоньше, грубые накопления редки. Характерны тефрогенные песчаники; спорадически присутствуют слюдисто-кварцевые и вулканотерригенные (преимущественно основная кластика с примесью кислой); велико значение в разной степени кремнистых туффитов. Ассоциация в целом монотонная, четкая стратификация наблюдается в отдельных маломощных ее частях. Породы чаще массивные, слоистых разностей немного.

Глинисто-кремнистая ассоциация сходна со второй ассоциацией кураганского комплекса. В ее составе большую роль играют зеленые и красные аргиллиты и туфосилициты, содержащие иногда прослой красных яшм; много тонких туффитов и витрических туфов.

Рассмотренные ассоциации косистекского комплекса отображают его латеральную изменчивость, которая в основном определяется местом формирования отложений относительно источника пирокластического материала. Ближе к эксплозивным вулканам формировалась туфовая ассоциация, дальше от них — туффито-туфовая, сменявшаяся глинисто-кремнистой. Осадки последней отлагались в относительно глубоководных условиях, как и кураганские, с которыми они тесно пространственно связаны. Наличие двух разобщенных районов развития туфовой ассоциации позволяет считать, что существовало два вулканических центра. Это определило сложное, «двумодальное» строение формации.

ЭФфуЗИВНО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

Она охватывает сакмарскую, херсонковскую, сутралинскую, блявинскую и байтерекскую свиты. Набор пород в ней большой, особенно много основных эффузивов и силицитов. Формация состоит из трех литологически различных комплексов, связанных переходами и отражающих пространственное изменение формации.

Сакмарский сланцево-фтанитовый комплекс. Это довольно однообразно и неравномерно напластованная толща фтанитов, переслоенных глинистыми сланцами. Отмечается нечетко выраженная асимметрично-ритмичная стратификация: каждый ритм начинается толсто напластованными фтанитами, сменяющимися среднеплитчатыми, затем тонкоплитчатыми, над которыми развиты глинистые сланцы с тонкими кремнистыми прослоями. Такая последовательность обусловлена неравномерным поступлением в осадок кремнезема и глины. Местами много фосфоритовых конкреций; где фосфатизация проявляется, она приурочена к нижней, более кремнистой части ритмов. Изредка во фтанитах отмечаются бомбы пузыристой основной лавы. Локально однообразие

отложений нарушается появлением тонкозернистых известняков, местами с ортоцератидами, аркозовых песчаников, красных и зеленых аргиллитов, яшм; они образуют небольшие пласты и пачки, «теряясь» в мощных фтанитовых толщах. Обычно в последних нет или мало пирокластического материала, но в некоторых разрезах появляются слои и пачки (до 100 м), обогащенные им. В одних случаях это тонкие витрические туфы и туффиты, в других — грубозернистые туфы и тефрогенные песчаники андезитового, дацитового и смешанного состава. Мощность комплекса изменчива, точно ее определить трудно, по-видимому, 500—700 м, причем основная часть ее падает на лландовери; в некоторых местах мощность венлока и нижнего лудлова всего лишь 70 м (конденсированный разрез).

Формирование однообразных фтанитовых осадков происходило в относительно глубоководных и спокойных условиях. Об этом свидетельствует их однородный пелитоморфный состав, отсутствие бентосной фауны и бескарбонатность. Последнее обстоятельство указывает на то, что они отлагались ниже уровня карбонатной компенсации, который, однако, мог быть в палеозое на меньшей глубине, чем сейчас.

Херсонковский кремнеобломочно-туфосилицитовый комплекс. Строение его сложное, что определяется разнообразием пород и породных ассоциаций. Можно выделить несколько ассоциаций, закономерно располагающихся на площади и отражающих изменение седиментации на фациальном профиле бассейна.

Для западной его части характерна кремнеобломочно-аргиллитовая ассоциация, представляющая собой частое и неравномерное чередование в разной степени кремнистых аргиллитов и кремнеобломочных пород, преимущественно песчаников; присутствуют пласты и пачки фтанитов, что отражает связь с сакмарским комплексом. Отложения похожи на флиш, но рядом признаков от него отличаются (Хворова, 1974). Состоят песчаники из обломков фтанитов и зеленых силицитов. Многие пласты имеют градационное строение, хотя часто они гранулометрически однородны. Источником кремневой кластики были внутрибассейновые кордильеры, образованные однообразными кремнистыми породами, по возрасту близкими к самим обломочным отложениям. Появление таких кордильер связано с конседиментационными тектоническими движениями, не только создававшими рельеф, но и непосредственно формировавшими структуру (тектоническое брекчирование), участвующую в образовании осадочных обломочных накоплений. Из трикордильерных зон обломки разносились турбидными и донными течениями и отлагались в относительно глубоководных участках, где обычно накапливались глинистые и кремнистые илы.

Следующие четыре ассоциации связаны между собой постепенными переходами, образуя единый генетический ряд (с востока на запад).

1. Олистостромовая ассоциация состоит из обломочных пород, среди которых есть довольно хорошо сортированные конгломераты, но особенно характерны микститы, в которых галька, валуны и глыбы беспорядочно и неравномерно рассеяны в рыхлой песчано-аргиллитовой массе. Состав обломков разнообразный; особенно много зеленокаменных пород (габбро, диабазы, спилиты, порфириды), местами обильны также силициты и туффиты; изредка встречаются амфиболиты, мраморы, яшмы. Обычно отложения массивны, но иногда появляются элементы стратификации, создаваемые скоплением полуразрушенных пластов и пачек (мощность до 7 м) грубозернистых полимиктовых песчаников, чередующихся с туффитами и спонголитами. Это крупные отторженцы с «оползневыми» контактами (олистолиты). Мощность обломочных пород небольшая (3—5 м) или десятки метров. Обломочный материал возник от разрушения поднятий, образованных интрузивно-эффузивной толщей, вмещающей пласты кремней и туфов. Хорошая окатанность

части обломочного материала, даже грубого (валуны), указывает на обработку его в мелководных условиях. Однако затем в результате оползней и обвалов он перемещался в относительно глубокие участки бассейна.

2. Туфо-силицитовая ассоциация — неравномерное переслаивание силицитов (спонголитов), кремнистых туффитов и мелкозернистых туфов (витрических и кристалло-витрических); в небольшом количестве присутствуют полимиктовые песчаники. Все эти отложения похожи на те, что встречаются в виде отторженцев в олистостромовой ассоциации, но грубый материал здесь отсутствует. Видимая мощность отложений 40—50 м.

3. Песчано-туффито-силицитовая ассоциация образована неравномерным чередованием тонкозернистых пород: глинистых и кремнистых туффитов и силицитов (спонголитов). В отличие от описанных выше отложений здесь почти нет полимиктовых песчаников, а пирокластический материал более тонкий (витрический пепел) и не образует самостоятельных накоплений (туфов). Вместе с тем в ассоциации присутствуют слои (1—30 м) кремневых песчаников, что связывает ее с кремнеобломочно-аргиллитовой ассоциацией.

4. Силицитовая ассоциация состоит в основном из кремнистых пород, голубовато- и зеленовато-серых, отличающихся от фтанитов отсутствием или незначительным количеством органического вещества; в зеленых разностях отмечается небольшая примесь хлорита (измененная пирокластическая). Характер стратификации тот же, что во фтанитовых толщах. В тонкослоистых пачках силициты, часто это спонголиты, переслоены зелеными хлоритовыми аргиллитами и туффитами. Среди таких толщ местами присутствуют пласты и пачки фтанитов. Изредка появляются небольшие прослои кремнеобломочных пород. Эту ассоциацию можно рассматривать как переходную от сакмарского комплекса к херсонковскому.

Схематично соотношение отложений херсонковского комплекса можно представить в виде следующего латерального ряда ассоциаций (стрелки показывают переходы между ассоциациями):



Эту схему можно интерпретировать так: основным седиментационным процессом во время формирования комплекса было отложение кремнезема и тонкой пирокластической; существовала тенденция их пространственного разделения, но очень часто они образовывали смешанные осадки (туффиты). Источником пирокластической были андезитовые вулканы, располагавшиеся на востоке. Местами и временами обычный ход седиментации резко нарушался появлением обломочного материала, связанного с возникновением внутрибассейновых кордильер. В одних случаях это была кремневая кластическая, в других — полимиктовая (существенно зеленокаменная). Последняя присутствует в туфо-силицитовой ассоциации, что говорит о размещении «зеленокаменных кордильер» ближе к андезитовым вулканам, чем «кремневых кордильер».

Изображенный ряд ассоциаций — схема. Во времени значение и положение ассоциаций менялось в связи с неравномерным течением эксплюзивной деятельности и тектоническими движениями.

Сугралинский яшмо-спилитовый комплекс. Он включает сугралинскую, блявинскую и байтерекскую свиты. Преобладают спилиты, часто с вариолитовой структурой, и различно раскристаллизованные диабазы. Обычно породы массивные, плотные, но локально появляются миндалекаменные и подушечные разности, с которыми часто ассоциируют мощные накопления аквагенных подушечных брекчий и гиадокластитов. В небольшом количестве встречаются конгломераты и песчаники, состоящие из тех же эффузивных пород. В средней части комплекса местами присутствует толща с андезитами и кислыми туфами (Яковлев и др., 1965). В комплексе довольно много осадочных и пирокластических пород, но распределены они неравномерно, и нередко мощные толщи почти лишены их. Улавливаются латеральные изменения комплекса, выражающиеся главным образом в составе и количестве осадочных и пирокластических пород.

Намечены две ассоциации. В одной (западной) присутствуют фтаны, фтанитоиды и глинисто-кремнистые сланцы, других пород мало (туфосилициты, туффиты). В другой (восточной) набор пород разнообразнее и их больше, на некоторых участках они даже несколько преобладают над эффузивами. Кроме кремнистых пород здесь присутствуют кремнеобломочные, но особенно характерны туфогенные аргиллиты, туффиты с прослоями спонголитов, а также различные туфы: андезитовые и кислые, витрические, пемзовые, кристалло-литокластические, а также тефроиды, иногда грубозернистые. Сами эффузивные образования обеих ассоциаций тоже несколько различаются: в восточной появляются менее основные разности (кератофиры) и большее распространение получают миндалекаменные, подушечные лавы и гиадокластиты. Отложения, встречающиеся среди эффузивов, характерны для рассмотренных выше комплексов и отражают фациальную с ними связь. Так, западная эффузивная ассоциация включает породы, характерные для сакмарского комплекса, а восточная — для косистекского и херсонковского. Присутствие этих отложений, кроме того, показывает, что излияния, происходившие в определенной зоне бассейна, прерывали, но существенно не нарушали обычный ход седиментации.

Кроме указанных отложений в эффузивном комплексе присутствуют яшмы. Они концентрируются на некоторых участках и определенных интервалах разреза, залегая в спилитах тонкими, иногда многочисленными линзами ($0,5 \times 30$ м) и пластинами (до 10 м), а также образуют редкие, но крупные раздувы (до 120 м), содержащие конкреции и горизонты марганцевой руды. Такие яшмовые толщи иногда залегают непосредственно на спилитах, а иногда их контакты тектонические и соотношения неясны. В районах развития яшм спилиты гематитизированы (Fe_2O_3 —15,03, FeO —1,51, MnO —0,57%). В спилитах здесь встречаются неправильные тела яшмокварцитов с характерной пльчатой-колломорфной текстурой (места высачивания железисто-кремнистых источников). Очевидно, яшмы не только пространственно (как другие породы, встречающиеся в эффузивном комплексе), но и генетически связаны с основным вулканизмом. Поэтому, хотя по объему их меньше, чем других отложений, они являются закономерным членом широко известной ассоциации, получившей название спилито-яшмовой.

Три рассмотренные комплекса пространственно связаны, и в каждом из них присутствуют породы, характерные для других комплексов.

ОЛИСТОСТРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Ей соответствует шандинская свита. От нижележащих формаций она резко отличается набором пород и «неупорядоченным» характером латеральной изменчивости, при которой не улавливается четкая зональность. В формации выделяются три главные ассоциации.

1. Конгломерато-известняковая ассоциация, представленная песчаниками, гравелитами и конгломератами, состоящими из различно, но чаще хорошо окатанных обломков. Обычно материал слабо сортирован (микститы) и нередко в нем присутствуют валуны и крупные глыбы. Состав обломков в разных местах различен. В одних много основных и кислых изверженных пород, туффов, разных силицитов и известняков; в других последние резко преобладают (местный материал). В мелкой фракции, кроме того, есть яшмовые, серпентиновые и хлоритовые фрагменты. Глыбы обычно известняковые или силицитовые. Конгломераты местами включают цепочки очень крупных линз белых и розовых известняков — чистых, массивных, биогермных и слоистых с песчано-гравийной или пирокластической примесью. В известняках часты оолиты, остатки известковых водорослей и бентосной фауны. Отложения формировались в очень мелководных условиях и местами выходили на короткое время из-под уровня моря.

2. Известняково-силицитовая ассоциация — чередование светлых известняков с зеленовато-серыми силицитами. Известняки органогенно-детритовые, тентакулитовые, мелкогустковые и тонкозернистые, прослоями песчаные. Силициты часто спонгиевые, иногда с примесью хлорита. В одних разрезах преобладают известняки, в других — силициты. Повидимому, эти отложения представляют собой более глубоководное образование.

3. Туфо-силицитовая ассоциация состоит из туфов, тефроидов, туффитов и силицитов. Туфы гранулометрически разнообразны: от очень грубых до тонких. Преобладают кислые разности — кристалло-литокластические и пемзовые, но локально присутствуют туфы андезитовые и смешанного состава (андезит-липаритового). Широко развиты тефрогенные песчаники, образованные из той же тефры, что и туфы. В них попадают обломки кремнистых пород и туффитов — продукты местного подводного размыва. Туфы и тефрогенные песчаники чередуются с тонкозернистыми туффитами и силицитами. Соотношение всех этих пород в разных местах различно. То преобладают массивные и толстонапластованные туфы и тефроиды, а то тонко- и мелкозернистые туфы, туффиты и силициты. Характерно, что все эти породы бескарбонатны.

Кроме рассмотренных ассоциаций в формации локально присутствуют яшмы и эффузивные породы. Местами это гематизированные миндалекаменные спилиты, а местами лиловые флюидальные дациты и игнимбриты; встречаются также экструзии кварцевых альбитофиров. Яшмы образуют небольшие прослои среди туффито-силицитовых и карбонатно-кремнистых толщ и мощные (около 100 м) самостоятельные горизонты.

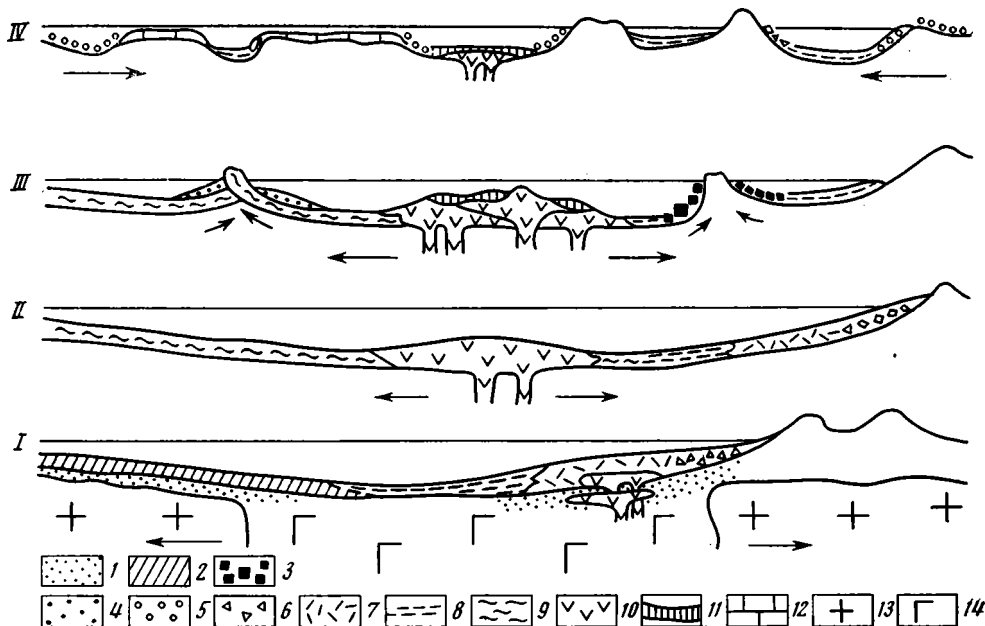
Сочетание пород и породных ассоциаций довольно сложное. Оно определяется прежде всего соотношением наиболее распространенных ассоциаций: конгломерато-известняковой и туфо-силицитовой. В одних разрезах конгломерато-известняковые накопления слагают мощные (более 50 м) сплошные толщи, в других чередуются с пластами и небольшими (до 10 м) пачками туффитов и туфов, в третьих туфо-силицитовые отложения образуют мощные сплошные пачки и толщи, в которых известняков и известняковых конгломератов мало или нет. В тех разрезах, где развиты обе ассоциации, иногда можно видеть, что глыбовые конгломераты и отдельные известняковые линзы имеют резкий оползневой контакт с туффитами. Соотношение ассоциаций указывает на их пространственное обособление и латеральную связь; иначе говоря, они сопряжены фациально. Неясно положение в формации основных эффузивов и яшм. Иногда эти породы находятся совместно, а иногда яшмы образуют довольно мощные толщи, непосредственно не связанные с эффузивами. В общем же и те и другие распространены локально, возможно, представляя собой «хвосты» другой, соседней формации.

Каждая из выделенных формаций объединяет литологически достаточно резко различающиеся комплексы, но пространственно все они связаны постепенными переходами, образуя единый ряд; отложения комплексов, входящих в формацию, накапливались в одном бассейне и одной структурной зоне при преобладании определенного типа тектонических движений. Формация от формации отличается происхождением слагающего материала (петрофондом), физико-географическими и тектоническими условиями формирования. Все это нашло отражение в составе и строении отложений.

Петрофонд каждой из рассмотренных формаций (как любой эвгеосинклиальной) состоит из трех компонентов: терригенного, вулканогенного и гидрогенного (включая биогенный), но представлены они в разных формациях существенно различным набором веществ. Первая формация образована в основном глиной и кислой пирокластикой; много в ней кремнистого вещества, но большая часть его диагенетическая; локально присутствует аркозовый песчаный материал, и в небольшом количестве встречаются эффузивы. Вторая формация отличается меньшим значением терригенной составляющей, причем в ней существенную роль играет внутрибассейновый обломочный материал; кремневый и «зеленокаменный». Характерны основные эффузивы с резко подчиненным количеством кислых субвулканических образований (контрастно дифференцированный магматизм); локально присутствуют эксплозивные продукты среднего и кислого состава. Очень обилен кремнезем, в аккумуляции которого особенно большую роль играли радиолярии. В третьей формации на первый план выступает полимиктовый внутрибассейновый обломочный материал и органогенный известняковый. Значение вулканогенных продуктов уменьшилось, хотя пирокластика продолжала играть заметную роль.

Отложения всех трех формаций образовались в непрерывно существовавшем морском бассейне. Его морфология и связи с областями питания осадочным материалом, как и характер вулканизма, с течением времени менялись (фигура). Намечаются три этапа развития бассейна. Вначале (первая формация) бассейн обладал хорошо выраженной глубоководной депрессией (котловинное море), где отлагались тонкие и однообразные бескарбонатные глинистые илы. Западнее располагался континент. Прибрежные фации здесь не сохранились. Песчаный материал «континентального» происхождения (сиалический) временами выносился в глубокие части моря, что указывает на довольно крутой подводный склон. В восточной части бассейна располагались островные эксплозивные вулканы. Мощные и обширные шлейфы пирокластики — свидетели активной и длительной вулканической деятельности. Суспензионными и донными течениями (а также воздушными) пепел разносился по большой площади, попадая в глубокие части моря и «вытесняя» терригенные пелагические осадки.

Приблизительно со среднего лландовери в бассейне произошли существенные изменения (второй этап). По-видимому, он расширился, в связи с чем уменьшился принос терригенного материала с западной суши. Основным седиментационным процессом стало кремненакопление. На востоке продолжали существовать эксплозивные вулканы, но они были расположены на большем расстоянии, чем ранее, и поставляли в бассейн меньше пирокластического материала; состав его изменился — возросло значение продуктов основного и среднего состава. Главные же отличия — появление в определенной зоне бассейна интенсивных трещинных излияний базальтов (начало их относится к ордовика). Их нагромождение создало рельеф, в основном подводный, хотя локально возникали и острова. Вулканическая зона разделила бассейн на две до



Палинспастические фациальные профили для ранних этапов развития Сакмарского эвгеосинклинального прогиба

I — аркозная толща (Ст₃—О_{1т}); 2 — глинистые осадки с прослоями аркоз; обломочные накопления: 3 — полимиктовые, «зеленокаменные», 4 — кремневые, 5 — преимущественно известняковые; 6 — грубые вулканокластические накопления; 7 — тефровые осадки; 8 — тонкие кремнисто-пепловые осадки; 9 — глинисто-кремнистые отложения (фтани-ты); 10 — основные эффузивы; 11 — железисто-кремнистые осадки (яшмы); 12 — карбонатные осадки; 13 — предполагаемое сиалическое основание; 14 — ультрабазито-габбровое основание. Стрелки — направление тектонических движений. Формации: I — терригенно-кремнисто-туфовая (арениг — ранний лландовери); эффузивно-кремнистая; II — лландовери — венлок, III — венлок — ранний девон; IV — олистостромовая (кобленц — ранний эйфель)

некоторой степени обособленные части. Седиментация в них была довольно сходной (кремненакопление), но в восточной оседала главная масса пепла. В течение рассматриваемого этапа рельеф бассейна менялся не только в связи с вулканизмом. Местами в нем появлялись крутые внутрибассейновые кордильеры; в зону размыва выходили местные породы (силурийские кремни, эффузивы), поставлявшие обломочный материал, разносившийся турбидными и донными течениями по большой площади. В целом рельеф бассейна усложнился по сравнению с первым этапом, что привело к большему разнообразию отложений.

Начало третьего этапа связано с новым резким изменением бассейна. Во-первых, он заметно обмелел, появилось много островов, отмелей и подводных банок, соседствующих с депрессионными участками. На банках и отмелях формировались органогенно-детритовые и биогермные известняки. В пределах многих островов в зону размыва выходили различные силурийские породы, а местами и серпентиниты. На некоторых островах располагались вулканы. Расчлененный подводный рельеф и высокая сейсмичность, сопровождавшая вулканизм, порождали широкое развитие обвалных и подводно-оползневых явлений (олистостром).

Рассматриваемые формации возникли в прогибе (назовем его Сакмарским), располагавшемся у края континента и обособленном в какой-то мере от остальной части Уральской геосинклинали поднятием, выраженным архипелагом вулканических островов. Предшествующая тектоническая история области не вполне ясна. Есть основание считать, что здесь располагалась рифтогенная окраина континента (Пучков, 1974;

Иванов и др., 1974) и появление прогиба обусловлено явлениями растяжения. Образование каждой формации связано с преобладанием определенного тектонического режима. Формирование первой формации происходило в довольно спокойных и стабильных условиях, на фоне устойчивого прогибания, в общем компенсируемого осадконакоплением. Вторая формация связана с оживлением тектонических движений. Излияние больших масс базальтов, по-видимому, обусловлено началом нового импульса растяжения, приведшего к некоторому расширению бассейна. Именно на этом этапе, как ни странно, возникли первые поднятия (внутрибассейновые кордильеры). Они появились по обе стороны от зоны излияний, но особенно четко были выражены на западе, где их слагали фтаниты. Образование этих поднятий можно связывать с компенсацией растяжения сжатием. Третья формация возникла в условиях резко усилившегося сжатия, с которым связано возникновение поднятий и появление серпентинитовых внедрений.

Таким образом, история прогиба в рассматриваемый отрезок времени отвечает тектоническому циклу: растяжение (опускание) — сжатие (поднятия).

Все чаще поднимается вопрос о характере коры в геосинклиналях. Есть основание считать, что рассмотренные отложения возникли в прогибе с океанической корой. Об этом свидетельствует обилие серпентинитовых и габброидных внедрений, характер эффузивных пород, сходных с таковыми типичных офиолитовых серий, и состав обломочных отложений, возникших от разрушения местных, внутрибассейновых поднятий; в этих отложениях нет сиалического материала. Последний, как мы видели, есть в формациях, но является «чуждым», принесенным с платформы (континента). Несколько загадочно происхождение косистекского вулканокластического материала, имеющего в основном плагиолипаритовый состав. Породивший вулканокластику расплав, по-видимому, нельзя считать продуктом дифференциации базальтовой магмы, так как они пространственно разобщены. Скорее можно предположить, что кислый вулканизм здесь связан с остатками сиалической коры, сохранившейся местами при «расползании» краевой части континента.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). — В сб.: Осадочные и вулканогенные формации. Тр. ВСЕГЕИ, Л., нов. сер., 1966, т. 128.
- Иванов С. Н., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Камалетдинов М. А., Минкин Л. М., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Новые аспекты тектоники Урала. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Камалетдинов М. А. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа. — Геол. нефти и газа, 1968, № 3.
- Корень Т. Н., Петровский А. Д. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала. — Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1967, т. 144.
- Кропачев С. М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 1.
- Леоненко Н. И. Силурийские отложения Косистекского района (Северные Мугоджары). — Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, М., Л., 1955, вып. III.
- Павлинов В. Н. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Кураганского района на Южном Урале. — Тр. МГРИ, М., 1936, т. 1.
- Пейве А. В., Штрейх Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклинальных областей. — В кн.: Тектоника (Докл. сов. геол. на XXIV сесс. МГК). М., «Наука», 1972.
- Поспелов И. И., Руженцев С. В. К проблеме «офиолитового комплекса» центральной части Сакмарской зоны Урала. — Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1.
- Пучков В. Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоях Лавразии. — Серия «Научные доклады», Коми ФАН СССР, Сыктывкар, 1974, вып. 9.

- Руженцев С. В.* Геология южной части Сакмарской зоны Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Руженцев С. В., Белов А. А.* Некоторые методы палеотектонических реконструкций в сложноскладчатых областях.— Геотектоника, 1973, № 4.
- Хворова И. В.* Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Хворова И. В.* Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 81.
- Хворова И. В.*, Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2.
- Яковлев Г. Ф., Зарайский Г. П., Старостин В. И.* Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района (Южный Урал).— Сов. геология, 1965, № 4.

Геологический институт
Москва

Дата поступления
16.XII.1974

ОЛИСТОСТРОМОВАЯ ФОРМАЦИЯ И ВОПРОС О ПСЕВДОТИЛЛИТАХ

А. В. ЛУКЬЯНОВ, М. Г. ЛЕОНОВ, И. Г. ЩЕРБА

Описано строение олистостромов среди флишевых («дикий» флиш) и молассовых толщ. На примерах эоценовых олистостромов Альпийского пояса и неогеновых олистостромов Средней Азии показано, что олистостромы являются самостоятельной геологической формацией, имеющей тесную связь с тектоническими покровами. В силу генетической связи между тектоническими и ледниковыми покровами для олистостромов характерны многие черты строения, свойственные тиллитам. Сформулированы черты сходства и различия олистостромов и тиллитов, которые необходимо учитывать при палеоклиматических реконструкциях.

Древние ледниковые образования — тиллиты — играют существенную роль при восстановлении ледниковых периодов и климатической зональности прошлого. Однако в ряде случаев выясняется, что некоторые толщи, литологически очень напоминающие тиллиты, имеют иное — неледниковое происхождение. Наличие в геологических разрезах таких псевдотиллитов, конечно, весьма затрудняет палеоклиматические реконструкции и заставляет исследователей искать признаки, отличающие их от тиллитов. Псевдотиллиты, несомненно, имеют различное происхождение. Среди них заметную роль играет олистостромовая формация. Для олистостромов характерны многие черты строения, свойственные тиллитам. Вероятно, поэтому некоторые очень опытные геологи — А. Гейм в Швейцарии (Bubnoff, 1921), В. Е. Руженцев (1936, 1937) на Урале, И. Г. Николаев (1930) на Енисейском кряже и др. — принимали их за ледниковые образования, а последующие опровержения такого мнения (Хворова, 1961; Келлер, 1949; Григорьев, Семихатов, 1958) в основном базировались не на анализе литологии этих толщ, а на палеогеографических и палеоклиматических реконструкциях: палеоклимат и палеогеография не допускали существования в этих районах ледников соответствующего возраста.

Своеобразные геологические образования, относимые к олистостромам, известны давно. Но сам термин «олистостром»¹ появился сравнительно недавно (Flores, 1955; Вепео, 1956), детали строения этих образований изучены недостаточно, а их происхождение во многом не выяснено. Однако в последние годы олистостромы привлекают пристальное внимание многих геологов, их обнаруживают в новых и новых местах и интерес к ним продолжает возрастать. По мнению авторов, в настоящее время уже накоплен материал, позволяющий утверждать, что ористо-

¹ Термин «олистостром», предложенный Ж. Флоресом в 1955 г. на Международном нефтяном конгрессе в Риме для определения древних оползневых масс, буквально означает «пласт-оползень». Авторы под олистостромом понимают пластообразное тело, представляющее оползший дезинтегрированный объем породы, внутреннее строение которого содержит следы разрушения, транспортировки, захоронения.

стромы — самостоятельная, очень своеобразная и широко распространенная геологическая формация, имеющая вполне определенное тектоническое положение.

Олистостромы представляют собой скопления очень неоднородного обломочного материала. В тонкозернистой, иногда глинистой основной массе присутствует множество остроугольных или слабоокатанных обломков — олистолитов. Эти обломки разной величины: от миллиметров и сантиметров до огромных глыб, достигающих в поперечнике десятков и сотен метров, а иногда нескольких километров. Наиболее крупные олистолиты нередко имеют пластообразную форму и залегают согласно с грубой полосчатостью, характерной для олистостромов. На поверхности олистолитов часто видны хорошо выраженные зеркала скольжения, покрытые штриховкой. Нередко встречаются тектонические контакты крупных олистолитов с мелкообломочной цементирующей массой.

Олистостромы известны среди морских и континентальных образований, в толщах тонкозернистых и грубообломочных пород. Обычно они тяготеют к флишу или молассе. Работами многих геологов (Abbate et al., 1970; Белостоцкий, 1970; Ноедемакер, 1973) устанавливается довольно четкая связь олистостромовой формации с фронтальными частями тектонических покровов. В связи с этим возникает предположение, что черты сходства олистостромов с ледниковыми образованиями могут быть не случайными, а обусловленными сходством механизма движения и разрушения ледниковых и тектонических покровов.

Черты сходства и различия олистостромов и тиллитов мы сформулируем в конце статьи. Но сначала охарактеризуем строение олистостромов в морских (флишевых) и континентальных (молассовых) толщах².

ОЛИСТОСТРОМЫ СРЕДИ ФЛИШЕВЫХ ТОЛЩ

Во флишевых толщах швейцарские геологи еще в конце прошлого столетия выделили своеобразный комплекс отложений, содержащих в тонкозернистой песчано-глинистой массе хаотически расположенные горизонты и линзы грубообломочных конгломератобрекчий, а также отдельные, иногда гигантские обломки и глыбы различных пород более древнего, чем вмещающая их масса, возраста. Ф. Кауфман (Kaufmann, 1886) назвал эти отложения «диким» флишем, подчеркивая хаотический характер их пластования и текстуры. После введения Ж. Флоресом термина «олистостром» для описания хаотичных осадочных комплексов многие геологи отметили сходство олистостромовой формации и «дикого» флиша. Такого же мнения придерживаются и авторы.

Изучение «дикого» флиша Кавказа и Тянь-Шаня, Карпат, а также анализ литературного материала по многочисленным районам развития этих отложений показывает, что образования типа «дикого» флиша залегают среди толщ нормального флиша и связаны с ними постепенными переходами. В зонах «дикого» флиша толщи приобретают резко гетерогенное строение: среди основной массы, по-прежнему состоящей из характерных для флиша тонкозернистых песчано-глинистых (реже карбонатных) пород с четкой градационной слоистостью, появляются чужеродные, не свойственные флишу образования, состоящие из неслоистых грубообломочных пород. В этих же местах значительно увеличивается дислоцированность толщ: появляются мелкая дисгармоничная складчатость, гофрировка глинистых прослоев, будинаж и разлинзование пластов компетентных пород, хаотичные складки причудливо-петельчатой формы и другие следы подводного оползания и тектонических деформаций. Особенно сильно нарушена основная (флишевая) масса «дикого» флиша. Чужеродные включения представлены линзами и пластами

² Описывать строение тиллов и тиллитов мы не будем, так как по этому вопросу имеется огромная литература: например, Ю. А. Лаврушин (1960), Н. М. Чумаков (1964).

конгломератов и брекчий, состоящих из обломков более древних пород. Эти же древние породы встречаются среди флишевой массы в виде отдельно разбросанных обломков, глыб, линз и крупных пластообразных пластин.

Конгломераты и брекчии залегают среди вмещающих флишевых отложений в виде линз, прослоев и мощных (до 200—1000 м) горизонтов. Контакты брекчий и конгломератов с подстилающими и перекрывающими породами флиша, как правило, отчетливые и резкие, без предварительного укрупнения обломочного материала в подстилающем слое. И даже в тех случаях, когда в нижележащем слое появляется значительное количество отдельных обломков, контакт между основным пластом брекчий и подстилающими образованиями резкий. Брекчии часто срезают пласты нижележащих пород, обломки и обрывки которых также частично попадают в брекчию. Происходит как бы выпаживание брекчиями подстилающих отложений. Отдельные глыбы вдавлены в нижележащие осадки, песчано-глинистый материал которых заходит в промежутки между ними. Это свидетельствует об их падении на дно бассейна во время седиментации, когда осадки были еще не полностью консолидированы. В латеральном направлении песчано-глинистые отложения иногда сменяются брекчиями. Мощность брекчий и конгломератов по простирацию значительно меняется вплоть до полного выклинивания. Горизонты брекчий нередко прослеживаются на десятки и сотни километров. Конгломераты распространены локальнее.

В брекчиях выделяются два главных компонента: основная масса и обломки. Основная масса состоит из алевро-песчанистых аргиллитов с большей или меньшей примесью карбонатного материала. И только когда брекчии сложены обломками известняков, основная масса представлена преимущественно карбонатным материалом, но тоже с примесью обломочного. Слоистость, как правило, в брекчиях отсутствует. В основную неслоистую массу заключены обломки, глыбы, пластины, гальки различных пород, как правило, более древних, чем вмещающая брекчию масса «дикого» флиша, но часто в брекчии попадают и обломки подстилающих, практически одновозрастных отложений. Широко распространены моногенные брекчии, состоящие из обломков и глыб преимущественно какого-либо одного типа пород (обычно известняков). Конгломераты чаще всего полигенные, но зачастую и в них преобладают обломки одной породы. Окатанность обломков даже в конгломератах слабая. В брекчиях мелкие обломки более остроугольны, а крупные иногда имеют сглаженные края. Округлость обломков в значительной мере зависит от их литологического состава, например, карбонатные обломки бывают более округлые, чем обломки глинистых сланцев.

Размер обломков колеблется в очень широких пределах: от 0,5 см до 20—30 м, а иногда до 100 м в поперечнике. Сортировка материала в брекчиях отсутствует, в глыбовых и крупногалечных конгломератах — слабая, в мелкогалечных — хорошая. Обломки, глыбы и гальки расположены хаотично, без какой-либо закономерности. Соотношение объемов обломков и цементирующей массы сильно меняется. Местами наблюдаются скопления глыбового материала, где глыбы плотно пригнаны одна к другой, в других местах глыб мало, они расположены на значительном расстоянии друг от друга, разделены песчано-глинистой массой и как бы плавают в ней, придавая всей брекчии пудинговый облик. Поверхность многих обломков и глыб покрыта зеркалами скольжения.

Кроме крупных тел грубых брекчий в «диком» флише часто встречаются «микробрекчии». Они образуют самостоятельные прослои и линзы либо составляют нижние части флишевых ритмов — их первый элемент. Микробрекчии состоят из мелких (1—3 см и мельче) обломочков тех же пород, что и в брекчиях, и резко (местами с размывом) перекрывают подстилающие слои тонкозернистых отложений. В случае принад-

лежности к флишевому ритму они быстро сменяются в верх по разрезу более тонкозернистыми песчано-глинистыми, реже карбонатными, породами.

Отдельные обломки, блоки, пластины нередко залегают и вне горизонтов брекчий, непосредственно среди вмещающей флишевой массы. Они расположены относительно равномерно по всему разрезу «дикого» флиша или приурочены, что бывает чаще, к определенным его горизонтам. Их размеры колеблются от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике и многих километров в длину. Мелкие блоки (до нескольких метров) обычно имеют округлую или линзовидную форму, крупные — резко удлинены и вытянуты по простиранию вмещающих слоев в виде пластин. В тех случаях, когда такие пластины состоят из слоистых пород и слоистость соответствует вытянутости пластин, они очень напоминают обычные пласты, однако возраст пород этих пластообразных включений оказывается древнее вмещающей их толщи. Пластины становятся тоньше у краев и постепенно сходят на нет. Нижние контакты, как правило, осложнены срывами, дроблением и другими тектоническими нарушениями. Верхние контакты обычно нормальные, часто со следами размыва. Вместе с тем подстилающие и перекрывающие их горизонты флиша составляют единую толщу. Внутри пластин и более мелких блоков нередко можно наблюдать катаклиз и даже брекчирование. Раздробленность пластин возрастает к краям и вниз. В этих направлениях раздробленные породы постепенно без резкой границы переходят в тектоническую брекчию, которая в свою очередь в этих же направлениях начинает приобретать черты осадочной брекчии. Осадочная брекчия окружает пластину наподобие шлейфа и продолжается внутрь вмещающей флишевой толщи в виде прослоя, залегающего согласно с ее слоистостью. Материал этой брекчии состоит в основном из пород, слагающих пластину, но иногда содержит значительную примесь обломков окружающих пород. Таким образом, обломки и глыбы, являясь, несомненно, чужеродными телами внутри тонкозернистой флишевой толщи, в то же время очень тесно вплетаются в ее общую структуру и составляют с нею единое целое.

Толщи «дикого» флиша приурочены обычно к определенным стратиграфическим уровням и широко распространены, протягиваясь (с перерывом) иногда на многие сотни и даже тысячи километров. Так, верхнеэоценовый «дикий» флиш альпийской зоны известен в Альпах, Болгарии, Динаридах, Иране, на Кавказе, средне-верхнекаменноугольный «дикий» флиш развит на Урале и Тянь-Шане. В обоих случаях время образования толщи «дикого» флиша приурочено к моментам проявления крупных, интенсивных складчатых и покровных движений земной коры. Пространственно толщи «дикого» флиша оказываются почти повсеместно тесно связанными с крупными надвигами и покровами.

Все приведенные выше данные позволяют охарактеризовать «дикий» флиш как самостоятельную очень характерную формацию. Эта формация представляет собой мощный комплекс, состоящий из теснейшего переплетения, казалось бы, несовместимых геологических образований: хорошо отсортированных тонкозернистых песчано-глинистых (реже известковистых) пород, имеющих отчетливо выраженный флишевый облик, и несортированных грубых глыбовых брекчий, конгломератов, мелких и гигантских глыб и пластин. Как бы подчеркивая непримиримое противоречие между этими двумя компонентами, формация изобилует резчайшими контактами между ними, сопровождаемыми тектоническими соотношениями, срезанием тонкозернистых прослоев грубыми, прислоением первых к последним, интенсивной деформацией, происходившей одновременно с осадкообразованием. И вместе с тем обнаруживается поразительное единство обоих компонентов, органическая их взаимосвязь по отношению к формации в целом. С одной стороны, это единст-

во проявляется в переходах брекчированных глыб и пластин в шлейфы брекчий, прослеживающихся среди песчаников, в согласных пластах конгломератов и брекчий, в участии микробрекчий во флишевых ритмах, с другой — в структурах подводного оползания и других формах конседиментационной дислоцированности флишевых толщ, первично имевших столь совершенную параллельную слоистость. Таким образом, оба компонента так глубоко и закончено вписываются друг в друга, что создается вполне единая и целостная структура формации.

Особое внимание следует обратить на грубый компонент формации: грубые несортированные глыбовые брекчии, в которых обломки местами «плавают» в тонкозернистом цементе, а местами притерты друг к другу, пластово-линзовая форма этих образований и резкий, сорванный нижний контакт; те же соотношения в конгломератах и в случае единых гигантских пластин и мелких глыб. Все это говорит о мощных пластовых оползаниях грубого материала и позволяет отождествлять весь грубый компонент в целом с олистостромами, а отдельные обломки, глыбы, пластины внутри брекчий и вне их — с олистолитами. Флишевый компонент, конечно, тоже подвергается оползанию и частично переработан за счет этого. Однако переработка не столь велика, и вновь приобретенные оползневые структуры не в такой мере переработали флишевое строение, чтобы его тоже включить в олистостромы. Вместе с тем строение всей формации в целом, ее структура и состав настолько существенно определены оползанием, что ее следует рассматривать как олистостромовую формацию, состоящую из двух компонентов: олистостромов и флиша. Вообще флиш — необязательный и даже чужой³ член олистостромовой формации, но в данном случае, в случае «дикого» флиша, он составляет ее неотъемлемую часть.

В настоящее время можно достаточно определенно судить не только о строении, но и о происхождении рассматриваемого типа олистостромовой формации. По-видимому, при ее формировании действовали два одновременных процесса седиментации. Во-первых, в условиях обширного морского бассейна шло накопление глинисто-карбонатных илов, к которым примешивалось то или иное количество песчаного материала; во-вторых, на фоне этого тонкого пелагического («банального», как говорят французские геологи) осадконакопления спорадически происходило поступление в бассейн огромных масс грубого несортированного обломочного материала, который отлагался в виде линз, прослоев и горизонтов глыбовых брекчий, реже конгломератов.

Поступление грубообломочного материала происходило не постепенно в течение длительного времени, а в виде единовременных, быстрых, неоднократно повторяющихся процессов, так как контакты брекчий с окружающими песчано-глинистыми разностями пород всегда резкие, причем можно видеть, как глыбы вминались в подстилающий, вероятно, еще не консолидированный пластичный осадок. Одновременно в бассейн попадали огромные блоки и пласты более древних пород, которые по своим размерам могут быть отнесены в ряде случаев к настоящим тектоническим покровам. То, что эти блоки и пластины попадали в осадок в период его образования, подтверждается их существованием не только в виде самостоятельных блоков, но и в виде компонентов конгломератов и брекчий, а главным образом — наличием стратиграфических контактов пластин древних пород с фаунистически датированными и более молодыми отложениями вмещающей тонкозернистой толщи. И наконец, эпизодически, как и поступление грубого материала, происходили оползание и внутренняя деформация отложившихся толщ. Таковы три главные особенности механизма образования олистостромовой формации: среди флишевых толщ.

³ В понимании Н. С. Шатского (1945).

ОЛИСТОСТРОМЫ СРЕДИ МОЛАССОВЫХ ТОЛЩ

В молассовых толщах олистромы известны давно, но изучены недостаточно, так как выделять и специально исследовать их начали только в последнее время. Впервые специфические грубые брекчии среди пресноводной молассы выделил Грюнер в 1857 г. на окраине Центрального Французского массива. Они состояли из смеси глыб гранита, гнейса и метаморфических сланцев. В настоящее время олистромы известны среди молассовых толщ Марокко (Белостоцкий, 1970), Тянь-Шаня (Брежнев, Некрасова, 1970), Ферганы (Раевский, 1971), Северной Македонии (Sotiriadis, 1973), Альп (Gigot, 1973), Пиренеев (Hoedemaeker, 1973), Дарваза (Шерба, 1975). Повсеместно олистромы представлены несортированными, практически лишенными слоистости конгломерато-брекчиями, состоящими из мелкозернистой массы, в которую включены полуокатанные и угловатые обломки различных размеров и состава (в том числе гигантские глыбы). Эти образования резко выделяются среди песчано-конгломератовых ритмично-слоистых молассовых толщ, несущих следы водной обработки и сортировки. Особенности их строения мы покажем на примере олистромов в неогеновых молассах Дарваза на границе Памирского поднятия и Таджикской депрессии.

Неогеновые молассы Дарваза несогласно залегают на палеозойском и мезозойском основании, выклиниваясь на уступах Памирского поднятия. Они представлены мощными толщами аллювиально-пролювиальных отложений, разделенных (Меламед, 1966) на пять свит, различающихся по характеру ритмичности, преобладанию тонко- и грубообломочных пород, их сортированности, окатанности, окраске. В разрезе преобладают конгломераты с хорошо окатанными гальками разнообразного состава. Олистромы встречены в отложениях всех свит, но особенно много их в тавильдаринской (конец миоцена). Все олистромы приурочены к зоне выклинивания молассы на границе с основанием и сосредоточены в полосе шириной в 10—15 км и длиной более 100 км.

Олистромы представляют собой пластобразные и линзовидные тела, прослеживающиеся на 4—6 км по падению и 5—10 км по простиранию. В месте прислонения к породам фундамента они сливаются в единую мощную олистромовую толщу, а в сторону депрессии выклиниваются, продолжаясь в виде отдельных длинных языков, изменчивых по мощности (от многих десятков до 1—2 м) и переслаивающихся с конгломератами, песчаниками и другими аллювиально-пролювиальными отложениями молассы. В местах выклинивания олистромов их мощность сокращается очень резко, и столь же резко они сменяются конгломератами молассы, слои которых прислоняются к поверхности олистрома.

Олистромы сложены неслоистыми или очень грубослоистыми несортированными брекчиями и конгломерато-брекчиями. Брекчии обычно сцементированы ярко-красной или малиновой известково-глинистой массой, которая придает породе красноватую окраску и отчетливо выделяет ее на фоне серых и фиолетово-серых конгломератов молассы. Обломки в брекчиях, как правило, на 90% состоят из одинаковых пород фундамента, выступающих в непосредственной близости от олистромов. Обычно это известняки или известковистые песчаники. Величина обломков очень разнообразна: от 1—2 см до десятков метров в поперечнике. Края обломков слегка сглажены, на поверхности нередко встречаются борозды и зеркала скольжения. Расположение обломков хаотичное, без признаков сортировки. Обычно 40—80% породы составляет основная масса из обломков песчаной и гравийной размерности, плавающих в глинисто-карбонатном цементе, который полностью отделяет обломки друг от друга и составляет 20—50% основной массы. В этой мелкообломочной массе разбросаны не соприкасающиеся друг с другом более крупные обломки: обломки по 10—30 см в поперечнике

удалены друг от друга на 10—20 см, глыбы 0,5—1,5 м — на несколько метров, а совсем крупные — еще дальше.

В результате, несмотря на насыщенность породы обломками, создается впечатление, что они как бы плавают в цементе. Глинисто-карбонатный цемент нередко обволакивает крупные обломки сплошной тонкой оторочкой, которая на внутренней стороне часто гладко отшлифована вследствие проскальзывания (прокатывания) обломка. Иногда встречаются брекчии, цемент которых почти совсем лишен глинистой примеси и состоит из тонкодисперсного обломочного карбоната. Распределение обломков в этих брекчиях такое же, но обломки совершенно остроугольные, а цементизация настолько плотная, что сколы не зависят от формы обломков, и выходы породы на поверхность внешне напоминают обнажения массивного известняка. Такую брекчию часто бывает трудно отличить от брекчированных известняков, составляющих крупные олистолиты.

Чередование брекчий с разным характером цементации создает грубую слоистость олистостромовой толщи. В некоторых местах слоистость подчеркивается тонкими (до 20—30 см) линзами и прослоями красных карбонатных глин с редкими закатанными в глину обломками. Подошва таких прослоев обычно очень гладкая с зеркалами скольжения, а кровля волнистая, близ нее встречаются обломки, закатанные в глинистый материал. Глины не всегда располагаются послойно. Иногда они обволакивают крупные глыбы брекчий или брекчированных известняков, покрытых зеркалами скольжения. Все это указывает на несомненные перемещения материала по глинистым прослоям, которые, по-видимому, располагаются в основании отдельных олистостромов. Наличие проскальзывающих один по другому пакетов брекчий показывает, что расслоенность олистостромовой толщи обусловлена не только процессами осадконакопления, но и перемещения, и носит, таким образом, тектоно-осадочный характер. Наиболее отчетливо осадочный и тектонический процессы переплетаются при образовании крупных пластообразных обломков, захороненных в толще олистостромов.

Крупные пластообразные тела известняков из пород донеогенового основания широко распространены среди брекчий, от обломков в которых они ничем не отличаются по составу. Эти гигантские олистолиты при мощности 2—30 м непрерывно прослеживаются на 2—4 км, занимая площади до 10—12 км². Они местами сильно брекчированы, разбиты трещинами на отдельные глыбы, надвинутые друг на друга или слегка растащенные, но в общем продолжают непрерывно. Подошва пластообразных олистолитов резкая, сопровождается срывами, следами скольжения, иногда срезает нижележащую толщу. Вместе с олистостромами эти «пласты» согласно вклиниваются в толщу молассы, подстилаясь и перекрываясь слоистыми конгломератами и, таким образом, входя в разрез третичных отложений. Интересно, что в одном из районов удалось наблюдать непосредственную связь таких олистолитов с тектоническими пластинами в фундаменте (Щерба, 1975). Отдельные куски крупных пластовых олистолитов встречаются и за пределами олистостромов среди слоистых конгломератов молассы.

Рассмотренный пример показывает, что олистостромы среди молассы залегают в виде компактных изолированных тел и имеют очень характерное строение, резко отличающее их от молассы. Олистостромовая формация здесь состоит почти исключительно из одних олистостромов, лишь по краям включая в себя небольшое количество аллювиально-пролювиальных конгломератов и песчаников, собственных соседней молассовой формации. Этим она заметно отличается от олистостромовой формации во флишевом ряду, которая имеет более сложное строение. Сами же олистостромы, их строение, тектоническое положение и, по-видимому, происхождение в обоих случаях весьма сходны.

СВЯЗЬ ОЛИСТОСТРОМОВ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПОКРОВАМИ, ОЛИСТОСТРОМЫ И МЕЛАНЖ

На связь олистостромов с тектоническими покровами прежде всего указывает пространственное положение этой формации. Если проследить выходы олистостромов на площади, то они, как правило, тяготеют к зонам крупных разломов, по которым установлены либо предполагаются по косвенным данным значительные надвиговые перекрытия. В континентальных молассах олистостромы распространены на несколько километров от зон надвигания, во флишевых толщах — на десятки километров. Это можно видеть на примерах неогеновых олистостромов Средней Азии, Альп, Пиренеев, эоценовых олистостромов альпийского пояса, палеозойских олистостромов Урала, Тянь-Шаня, Гарца.

Олистолиты, как правило, состоят из пород аллохтона, у фронта которого накапливался олистостром. Так, на Дарвазском хребте, где выходят две надвиговые пластины, одна из которых сложена мезозоем, а вторая палеозоем, у фронта первой пластины олистолиты представлены мезозойскими породами, у фронта второй — палеозойскими. Олистостром иногда бывает перекрыт аллохтоном, из обломков которого состоят олистолиты. В других случаях большие мощности олистостромов длительно накапливаются в одном и том же месте перед, якобы, неподвижным уступом, однако анализ количества и состава содержащихся в олистостромах разрушенных пород аллохтона показывает, что уступ по мере разрушения неуклонно продвигался вперед, занимая прежнее место в течение всего времени формирования олистостромовой формации. Наконец, известны случаи, когда более высокие горизонты олистостромовой толщи перекрывают более низкие, как бы следуя за отступающим фронтом покрова. Все эти разновидности соотношений олистостромовых формаций с фронтальной частью тектонических покровов указывают на то, что положение уступов определялось равновесием между продвижением тектонического покрова и разрушением его края, за счет которого формировались олистостромы (Леонов, 1970).

Более сложные связи между олистостромами и тектоническими покровами обнаружены в уникальных разрезах горы Яхташ и р. Возгина на Дарвазском хребте (Щерба, 1975). Здесь крутой уступ палеозойского основания состоит из нескольких полого лежащих надвиговых чешуй, разделенных тектоническими брекчиями. Прислоняющаяся к этому уступу неогеновая моласса содержит значительные толщи олистостромов. Несколько надвиговых чешуй, начинаясь внутри палеозойского основания, непосредственно продолжаются внутрь олистостромовой толщи, залегая здесь уже не в виде тектонических чешуй, а в форме крупных пластовых олистолитов, согласно со слоистостью неогеновой толщи и перемежающихся с глыбовыми брекчиями и суглинками олистостромов. Здесь же видны непосредственные переходы тектонических брекчий, разделяющих надвиговые чешуи внутри палеозойского основания, в основную массу несортированных брекчий олистостромовой толщи. Этот пример показывает, что олистостромы формируются не только за счет разрушения фронтального уступа надвигающегося покрова, но и за счет выдавливаемых из-под тектонического покрова сильно брекчированных пород и тектонических брекчий, несущих в себе крупные пластины и линзы менее нарушенных пород. Теснейшая связь тектонически дезинтегрированных и выжатых на поверхность пород с образованием олистостромовой формации объясняет многие ее характерные черты: мощный катаклиз, тектонические контакты и зеркала скольжения на олистолитах, несортированность, мономиктовый состав многих участков и т. д.

Тектоническая транспортировка, по-видимому, объясняет и наличие в некоторых олистостромах динамически обработанного обломочного

материала: обжатых, сглаженных, округленных, штрихованных, сплюснутых обломков.

Тектоническая обработка обломочного материала наиболее четко проявляется в меланжах, которые сопровождают крупные тектонические покровы и нередко обнажаются в непосредственной близости от выходов олистостромовых толщ (альпийская зона, Урал и др.). В меланжах (Книппер, 1971; Gansser, 1959) перемешан и хаотически распределен в виде глыб и обломков разнообразный материал, нередко известный в коренном залегании лишь в районах, удаленных на сотни километров. Встречаются мелкие обломки, крупные глыбы, пластообразные тела. Некоторые обломки остроугольны, многие округлены. Встречаются почти идеально круглые окатыши. Обломки сцементированы массой, испытавшей интенсивное пластическое течение. Обычно это серпентинит либо гипс. Серпентинитовый меланж распространен особенно широко. Как правило, меланж находится в основании тектонического покрова или в разломах и является бесспорно тектоническим образованием. Однако во фронтальных частях покровов иногда невозможно найти четкую границу между меланжем и олистостромом. Во всяком случае материал меланжа содержится и в олистостромах. Таким образом, олистостромы во многих местах содержат не просто разрушенный материал, а испытавший, кроме того, тектоническую транспортировку и обработку.

Мы не склонны проводить слишком глубокую аналогию между тектоническим и ледниковым покровом. Во многом они существенно отличаются друг от друга. Однако меланж, подстилающий тектонический покров, в какой-то мере аналогичен донным или основным моренам, а олистостромы — конечным моренам. По-видимому, именно генетические связи с тектоническими покровами придают олистостромам некоторое сходство с тиллитами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы показывают: олистостромы являются самостоятельной геологической формацией, имеющей тесную связь с тектоническими покровами; олистостромовая формация имеет черты сходства и отличия от доледниковых образований.

Черты сходства: несортированность, грубые обломки и глыбы среди тонкозернистого материала; штриховка на обломках и валунах; нет четкой седиментационной слоистости; «тектоно-осадочные» текстуры.

Черты отличия: широкое распространение брекчий, слабая сглаженность обломков, отсутствие утлогообразных и стесанных валунов; тектонический характер штриховки, зеркала скольжения, раздробленность и разлинзованность обломков; взаимопереходы осадочных брекчий в тектонические; мономиктовый состав обломков; преобладание грубообломочного материала над тонкообломочным; приуроченность не к климатическим, а к структурно-фациальным зонам; связь с тектоническими покровами.

При палеоклиматических исследованиях необходимо отличать олистостромовую формацию от тиллитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостоцкий П. И. Зоны меланжа и хаотических структур.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Брежнев В. Д., Некрасова Ж. А. О верхнепалеозойских отложениях северного склона хр. Туругарт (Ю. Тянь-Шань).— В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., Тр. ВСЕГЕИ, 1970.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.

- Келлер Б. М. Флишевая формация в Зилаирском синклинии и сходные с ней образования.— Тр. ГИН АН СССР, 1949, вып. 104.
- Книппер А. Л. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст).— Геотектоника, 1971, № 5.
- Лаврушин Ю. А. Опыт выделения динамических фаций и субфаций в морене материковых оледенений.— Литол. и полезн. ископ., 1960, № 10.
- Леонов М. Г. О разрушении фронтальной части надвигов.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Меламед Я. Р. Типы разрезов и стратиграфия неогеновых отложений Таджикистана.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1966, № 5.
- Николаев И. Г. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском крае.— Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1930, т. 48, № 7.
- Раевский И. М. Об олистолитах палеогеновых пород в верхнеплиоценовых отложениях Низменных Каракумов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
- Руженцев В. Е. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актюбинской области.— Пробл. сов. геологии, 1936, № 6.
- Руженцев В. Е. Краткий очерк стратиграфии верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1937, т. 15, вып. 3.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 37.
- Чумаков Н. М. О значении тиллитоподобных пород для стратиграфии докембрия.— В кн.: МГК, XXII сессия, проблема 10, Докл. сов. геол. М., «Недра», 1964.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 4.
- Щерба И. Г. Олисторомы в неогене Дарвазского хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths. Sediment. Geol., 1970, No. 4.
- Beneo E. Accumuli Terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e francesottomarine.— Bull. Serv. Geol. Italia, 1956, v. 78.
- Bubnoff S. V. Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Schweizerbart, Stuttgart, 1921.
- Flores G. Discussion. World Petrol. Congr., 4th, Rome 1955.
- Kaufmann Fr. J. Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen. Mat. cart. geol. Suiss. P. S. livr. 24, 1886.
- Hoedemaeker Ph. J. Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). Scripta Geologica, 19, Rijksmuseum van geol. en mineral., Leiden, 1973.
- Gansser A. Ausseralpin Ophiolithprobleme.— Eclogae geol. helv., 1959, v. 52, No. 2.
- Gigot P. Sur la présence de klippe sédimentaires et de megabréchers dans la partie basale des formations continentales d'âge Éocène supérieur.— Oligocène du bassin tertiaire de Digne, dans la région de Volonn (Alpes de Haute-Provence).— Bull. Bur. rech. geol. et minières, 1973, Sec. 4, No. 1.
- Sotiriadis L. Über festländische Olisthostrome in N-Makedonien Griechenland.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1973, No. 1.

Геологический институт
Москва

Дата поступления
28.X.1974

УДК 551.311.231 : 549.623.9

ГЕНЕЗИС КАОЛИНИТ-СМЕКТИТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Г. А. ЧЕРНЯХОВСКИЙ, Б. П. ГРАДУСОВ, О. В. МАКАРОВА

Изучено распределение каолинит-сметитовых смешанослойных образований в современных, плейстоценовых и триасовых почвенно-элювиальных профилях. Это смешанослойное образование является характерным метастабильным продуктом почвенно-элювиального процесса, осуществляющегося в ландшафтах гумидных областей со среднегодовым количеством осадков в пределах 1400—2000 мм и материнскими породами, содержащими смектиты и хлорит-сметитовые смешанослойные образования. Каолинит-сметиты активно образуются в пестроцветных горизонтах кор выветривания. Максимальные накопления минерала в глинистом материале происходят в контактном элювиально-иллювиальном горизонте почвенной зоны. Он разрушается в элювиальных почвенных горизонтах. Выявлены области распространения минерала в современных почвах и корях выветривания и показана возможность использования минерала при палеогеографических реконструкциях.

ВВЕДЕНИЕ

В условиях субтропического и тропического климатов со среднегодовым количеством осадков от 1400 до примерно 2500—2700 мм (в зависимости от величины испаряемости, свойственной конкретной территории) в корях выветривания многие исследователи (Разумова и др., 1963; Разумова, 1965; Градусов, Степанов, 1969; Лисицына, 1973) обнаруживали своеобразные, близкие по ряду признаков к каолиниту минеральные образования, которые из-за отсутствия надежных структурных критериев определялись различно. Структурными исследованиями Б. А. Сахарова, В. А. Дрица (Sakharov, Drits, 1973; Боголюбова и др., 1974) дана интерпретация рентгеновских дифракционных спектров этих образований как смешанослойных каолинит-монтмориллонитов (каолинит-сметитов). Тем самым были созданы предпосылки для идентификации каолинит-сметитов и решения различных геолого-минералогических проблем.

При обширности территорий с климатическими условиями, аналогичными тем, которые упомянуты выше, накопления каолинит-сметитов в корях выветривания встречаются нечасто. Изучение причин этого в конечном счете связано с необходимостью исследования истории каолинит-сметитов в профилях кор выветривания и осадочных отложениях.

Ниже рассмотрены распределение и на этой основе история каолинит-сметитов в трех типах кор выветривания: активно развивающейся плейстоцен-голоценовой на зеленокаменно-измененных эффузивах в субтропиках Западного Закавказья; погребенных среднеплейстоценовых на морских глинах и глинистых песках среднего плейстоцена тропиков Кубы; погребенной верхнетриасовой на зеленокаменно-измененных основных эффузивах силура — девона Орской депрессии, впоследствии испытавшей влияние начального эпигенеза.

Мы стремились дать систематическое описание профильного распределения каолинит-сметитов от горизонтов коры выветривания, где этот минерал только появляется, к горизонтам его максимального накопления и затем исчезновения, а также охарактеризовать сходства и различия накоплений каолинит-сметитов в разновозрастных корях выветривания для выяснения роли эпигенетических процессов в их накоплении. Конечная задача работы состоит в том, чтобы выявить вероятные типы ландшафтов, в которых возможны накопления каолинит-сметитов, для понимания их географии в современных корях выветривания, и использовать полученные сведения при палеогеографических реконструкциях.

С целью получения сопоставимых характеристик глинистого материала с каолинит-сметитами из различных профилей кор выветривания все условия анализа (выделение фракций $< 0,001$ мм, параметры работы рентгеноструктурной аппаратуры и т. п.) были одинаковыми.

КАОЛИНИТ-СМЕТИТЫ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННО-ИЗМЕНЕННЫХ ДИАБАЗОВЫХ ПОРФИРИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

Представления о строении и литологических особенностях профиля коры выветривания Западного Закавказья имеются во многих работах (Горецкий, 1960; Лисицына, 1962; Лисицына, Глаголева, 1968; Разумова, 1967; Черняховский, 1969, 1974, и др.). Поэтому здесь будет обращено внимание лишь на те изменения в ней глинистой компоненты, которые связаны с образованием каолинит-сметитов.

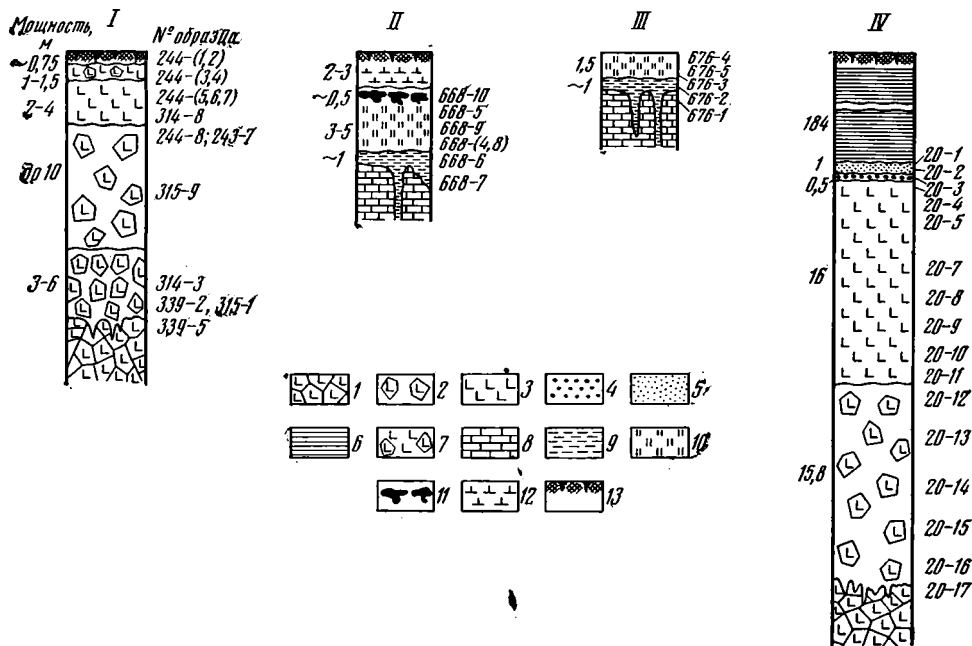
Для плейстоцен-голоценовых кор выветривания, развитых на зеленокаменно-измененных эффузивах Западного Закавказья, характерно наличие двух сложно построенных зон: сапролитовой (дресвянистой и дресвянисто-глинистой зеленоватой или зеленовато-бурой) и почвенной (глинистой, бурой или красной, иногда с признаками осветления в верхней части).

Каолинит-сметиты появляются в почвенной зоне коры выветривания нижней части пояса горных елово-пихтовых лесов в ландшафтах, получающих около 1400 мм годовых осадков. С увеличением количества осадков, выпадающих главным образом в теплые периоды года, в поясах буковых, каштановых и смешанных субтропических лесов увеличивается как общая мощность коры выветривания и горизонта с каолинит-сметитом, так и содержание минерала в глинистой составляющей элювия.

Рассмотрим особенности формирования каолинит-сметита в одном из хорошо развитых профилей (фиг. 1, I; фиг. 2, I) пояса смешанного субтропического леса.

Глинистый материал зеленокаменно-измененных диабазовых порфиритов, которые являются материнской породой коры выветривания, по-видимому, состоит из триоктаэдрических хлорит-сметитовых образований ($d_{040} = 1,52 - 1,53$ Å). В различных участках породы (образцы 339-5а, 339-5) эти образования отличаются по содержанию хлоритовых и сметитовых пакетов, но, как правило, сметитовые пакеты преобладают.

Общей чертой хлорит-сметитов является неупорядоченное чередование пакетов и неодинаковая устойчивость составляющих кристаллитов к воздействию HCl. Установлено присутствие кристаллитов, в которых преобладают хлоритовые пакеты, устойчивые к такому воздействию. Следует обратить внимание на наличие хлорит-сметитовых фаз с высоким содержанием хлоритовых пакетов, так как ниже мы встретимся с ними при анализе минералогического состава верхних горизонтов профиля.



Фиг. 1. Строение кор выветривания с каолинит-сметитом в верхних горизонтах профиля

Коры выветривания: I — плейстоцен-голоценовая Приморской Аджирии; среднеплейстоценовые Кубы из районов: II — Педро-Пи, III — Лома де Тьерра; IV — верхнетриасовая Орской депрессии. 1 — диабазовые порфиры свежие; 2 — нижние зеленоцветные дресвяные и дресвяно-глинистые горизонты коры выветривания диабазовых порфиритов; 3 — верхние красноватые или пестроцветные глинистые горизонты коры выветривания диабазовых порфиритов; 4 — обеленный обогащенный гибситом горизонт кор выветривания диабазовых порфиритов; 5 — белые глины покровного верхнетриасового комплекса; 6 — угленосные отложения средней юры; 7 — переработанный современным почвенным процессом голоценовый делювий; 8 — закарстованные неоген-четвертичные известняки; 9 — зеленовато-бурые глинистые пески среднего плейстоцена; 10 — пестроцветные выветрелые глинистые пески; 11 — песчанистые геттит-гипситовые конкреции латеритного горизонта; 12 — красные песчанистые глины верхнего плейстоцена; 13 — гумусовый горизонт современной почвы

Сапролитовая зона коры выветривания состоит из двух горизонтов. В нижних частях дресвяного горизонта имеются участки, содержащие хлорит-сметитовые образования, аналогичные тем, которые описаны выше (образцы 339-2, 315-1). В верхних частях этого горизонта глинистый материал дает иной дифракционный рентгеновский спектр (фиг. 2, I, обр. 314-3). В последнем обращает на себя внимание наличие постепенного спада интенсивности 14—15-Å максимума к 7-Å максимуму с площадкой между ними на рентгенодифрактограммах от воздушно-сухих образцов. По сравнению с дифракционными спектрами обр. 339-2 значение d второго рефлекса увеличивается (7,4 Å), базальный рефлекс с $d \sim 4,7$ —4,8 Å отсутствует, d четвертого рефлекса уменьшается (3,55 Å), интенсивности второго и четвертого рефлексов увеличиваются относительно таковых первого рефлекса. С этиленгликолем образцы дают рентгенодифрактограмму с первым базальным рефлексом при 16,5 Å. Рефлекс при 15 Å, который имеется в обр. 339-2, здесь не обособляется. Плохо разрешаются и рефлексы в области 7—8 Å. Характерно, что d рефлекса в этой области от второй хлоритовой фазы выше, чем в обр. 339-2. $d_{000} = 1,52$ Å.

Изложенное позволяет заключить, что в рассматриваемом горизонте осуществляется гомогенизация хлорит-сметитовых образований по числу пакетов. Это происходит в результате главным образом уменьшения

по сравнению с воздушно-сухим образцом увеличивается (8—7,5 Å), а второго дифракционного максимума уменьшается (3,5—3,4 Å). После прокаливания при 500°С эти рефлексы исчезают.

Почвенная зона коры выветривания состоит из трех горизонтов. В нижнем горизонте (В) малиново-красных глин с отчетливыми признаками структур зеленокаменно-измененного диабазового порфирита смектиты в качестве самостоятельной фазы отсутствуют, а каолинит-смектиты становятся породообразующим компонентом (фиг. 2, I, обр. 314-8, 244-6, 244-7). Освободившееся при разрушении смектитов железо в форме гетита является причиной красных окрасок элювия. Сравнение рентгеновских спектров образцов из различных частей горизонта свидетельствует о постепенном увеличении каолинит-смектитовых образований вверх по профилю. При этом содержание смектитовых пакетов в смешанослойном образовании уменьшается. Следует отметить, что дифракционные пики образования слабые. Это обусловлено главным образом присутствием аморфных веществ. Подтверждением этому служит рентгенодифрактограмма обр. 244-6а (фиг. 2, I), полученная после удаления аморфных веществ обработкой 10% HCl при 80°С с последующим выщелачиванием продуктов растворения 0,5 N NaOH. Можно видеть, что интенсивность рефлексов каолинит-смектита при одинаковых параметрах работы аппаратуры резко возросла.

Вышележащий горизонт почвы (AB), отличающийся красновато-коричневыми и желтовато-бурыми тонами окраски, неоднороден. В его нижней части еще отчетливо сохраняются реликты структуры материнского диабазового порфирита. Слоистые силикаты здесь представлены каолинит-смектитовыми образованиями (фиг. 2, I, обр. 244-5).

В верхней части этого горизонта реликтовые структуры эффузивной породы отсутствуют. Исследования обр. 244-3, 244-4 (фиг. 2, I) показывают, что перед нами измененный почвообразованием делювий, в котором наряду с каолинит-смектитом, унаследованным при местном размыве из материала подстилающих верхних горизонтов коры выветривания, постоянно встречается дальнепринесенный материал, представленный хлорит-смектитовым смешанослойным образованием с низким содержанием смектитовых пакетов. Последнее определено по рефлексам с d , образующим последовательность, близкую целочисленной от 14 Å в воздушно-сухом состоянии. Значение d рефлексов существенно не меняется при насыщении глицерином и сокращается при прокаливании до 12—13 Å. Минерал можно рассмотреть и как образование из хлоритовых и несовершенных хлоритовых (смектитовых) пакетов (Градусов, Урушадзе, 1968).

Важно отметить сходство этого образования с фазой, устойчивой к воздействию HCl; эту фазу мы наблюдали в обр. 339-5а сапролитовой зоны коры выветривания. Генезис этого минерала следует связывать поэтому с присутствием в массе верхнего горизонта материала, принесенного со стороны в результате размыва сапролитовых зон коры выветривания окружающих территорий.

Судя по увеличению интенсивностей дифракционных максимумов, в этом горизонте содержание аморфных веществ по сравнению с нижележащими горизонтами несколько снижается. Соотношение же пакетов в каолинит-смектите существенно не изменяется.

Явления усиления рентгеновского дифракционного спектра каолинит-смектита без заметного изменения d рефлексов, обусловленные естественным процессом удаления рентгеноаморфных веществ, будем называть рафинированием минерала.

Верхний темноокрашенный ореховатый горизонт почвы (А) по составу глинистого материала близок нижележащему. В нем преобладают каолинит-смектиты с теми же значениями базальных рефлексов

и их интенсивностями. Второй компонент — хлорит-сметитовое смешанослойное образование (фиг. 2, I, обр. 244-2, 244-1).

Таким образом, каолинит-сметиты в районах развития зеленокаменно-измененных эффузивов в Западном Закавказье появляются вследствие изменения основной массы материнской породы, образованной триоктаэдрическими минералами хлорит-сметитового типа с преобладанием сметитовых пакетов в иллювиальном горизонте почвенной зоны коры выветривания. Каолинит-сметиты имеют здесь близкие значения d и I , что отражает сходство в соотношении пакетов разного типа, которое колеблется в пределах от $0,2 \div 0,8$ до $0,3 \div 0,7$.

Каолинит-сметиты в иллювиальных горизонтах почвы сопровождаются большим количеством рентгеноаморфных веществ. В верхних горизонтах происходит слабое рафинирование минерала.

Давняя хозяйственная деятельность человека и обусловленная этим усиленная эрозия склонов приводили в ряде случаев к накоплению в верхних горизонтах почвоэлювиев Закавказья комплекса относительно слабо переработанных процессом почвообразования делювиальных отложений. В последних в этом случае наряду с каолинит-сметитом обнаруживается хлорит-сметитовое образование. Как уже отмечено, появление хлорит-сметита не связано с развитием профиля коры выветривания, а обусловлено привносом постороннего материала.

Поскольку триоктаэдрические хлориты и хлорит-сметиты являются минералами, наименее устойчивыми в зоне выветривания, можно заключить, что новообразование по ним каолинит-сметитов возможно при наименьшем количестве атмосферных осадков. Выше было отмечено, что в условиях Закавказья оно близко 1400 мм.

Исследования почвоэлювиев во влажных субтропиках Талыш-Ленкоранского района и других частях Восточного и Центрального Закавказья показали, что в лесных ландшафтах, характеризующихся годовой нормой осадков, меньшей 1400 мм, каолинит-сметиты не образуются.

Для разрушения диоктаэдрических сметитов и образования за этот счет каолинит-сметитов минимальная норма годовых осадков, очевидно, несколько выше. По имеющимся данным, диоктаэдрические сметиты во влажных субтропиках Западного Закавказья сохраняются в верхних горизонтах почвоэлювиев в ландшафтах, получающих 1400—1600 мм годовых осадков. В тропическом поясе при существенно большем испарении эта норма, очевидно, еще выше.

КАОЛИНИТ-СМЕТИТЫ В СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПОЧВОЭЛЮВИЯХ КУБЫ

В тропической Кубе каолинит-сметиты обнаружены в составе четвертичных отложений различного генезиса и возраста (Черняховский и др., 1975), но наибольшее накопление их приурочено к пестроцветному иллювиальному горизонту среднеплейстоценовой почвы. Последняя формируется на среднеплейстоценовых же морских отложениях, содержащих в своем составе диоктаэдрические сметиты. Ранее были охарактеризованы состав и строение одного из типичных профилей с каолинит-сметитом, развитого на обширных равнинах Гран-Сабаны в провинции Лас-Вильяс. Необходимо отметить, что глинистое вещество нижней части этих профилей коры выветривания унаследовано от материнской породы. Оно состоит из железисто-глиноземистого сметита, близкого бейделлиту. В пестроцветном иллювиальном горизонте почвы появляется каолинит-сметитовое образование, которое вверх по профилю становится преобладающей фазой. Одновременно в том же направлении уменьшается значение d первого базального рефлекса каолинит-сметита от 8 до $7,5-7,4 \text{ \AA}$, что отражает снижение числа сметитовых пакетов в образовании.

В районах Педро-Пи (фиг. 1, II) и Лома де Тьерра (фиг. 1, III) провинции Гавана в сходных геологических обстановках описано еще два варианта профилей почвоэлювиев с каолинит-сметтитом. Каолинит-сметтиты формируются в пестроцветных иллювиальных горизонтах почв. Мощность профилей соответственно 3—5 и 1,5 м. Почвы погребены под красноцветными отложениями верхнего плейстоцена. Материнской породой являются зеленовато-бурые слабоопесчаненные морские глины среднеплейстоценовой гляциоэвстатической трансгрессии (мощность около 1 м). Глины подстилаются сильно закарстованными неоген-нижнеплейстоценовыми известняками.

Нерастворимый остаток известняков из обоих разрезов состоит из диоктаэдрического смектита (фиг. 2, II, III, обр. 676-1, 668-7); $d_{001} = 1,50 \text{ \AA}$.

Зеленовато-бурые глины основания среднеплейстоценовой покровной толщи, судя по рентгенометрическим данным (фиг. 2, II, III, обр. 676-2, 668-6), отличаются более сложным составом. В них обнаружен смектит, возможно частично местного происхождения, появившийся в результате растворения морскими водами подстилающих известняков, и дальнеприносный материал, представленный смешанослойными каолинит-сметтитовыми образованиями с примесью гетита, а возможно, и каолинита, который идентифицируется по слабому рефлексу $7,2 \text{ \AA}$. Последние, очевидно, являются продуктами размыва более древних почвоэлювиев прилежащих участков суши.

В отличие от профиля, исследованного ранее, где в нижних горизонтах каолинит-сметтит содержал 30—40% смектитовых пакетов, здесь, судя по d_{001} минерала и результатам структурных исследований Б. А. Сахарова и В. А. Дрица (Sakharov, Drits, 1973), содержание смектитовых пакетов меньше 30%. Это дает основание полагать, что размывались достаточно зрелые почвы.

Граница между почвообразующими зеленовато-бурыми глинами и пестроцветным иллювиальным горизонтом почвы плавная. На общем зеленоватом фоне вверх по профилям постепенно увеличивается количество красных пятен. В верхней части горизонта более полного профиля Педро-Пи (фиг. 1, II, фиг. 2, II) появляются признаки перераспределения железа, что выражается в наличии участков обеления и локальных концентраций гетита.

В кровле профиля здесь местами сохраняются остатки аккумулятивно-элювиального латеритного горизонта в виде маломощного слоя белесо-желтоватых песков с большим количеством песчанистых глиноземо-железистых желваков, бобовин и плит.

Глинистый материал нижних частей пестроцветного иллювиального горизонта близок таковому почвообразующей породы. Он состоит из смектита и каолинит-сметтитового образования (фиг. 2, II, III, обр. 676-3, 676-5, 668-8) с примесью гетита. При этом соотношение пакетов в каолинит-сметтите существенно не изменяется. Учитывая слабую интенсивность дифракционных максимумов, можно полагать, что здесь много рентгеноаморфных веществ. Вверх по разрезу содержание смектитового компонента в породе падает (фиг. 2, II, III, обр. 676-4, 668-4, 668-9, 668-5), и глинистый материал иллювиального горизонта состоит преимущественно из каолинит-сметтитового образования с примесью в некоторых образцах (676-4) унаследованного каолинита. Здесь, судя по высокой интенсивности рефлексов, количество рентгеноаморфных веществ в глинистом материале резко падает, т. е. происходит рафинирование каолинит-сметтита. Одновременно наблюдается тенденция к уменьшению в верхних горизонтах профиля значений d первого рефлекса каолинит-сметтита до $7,32 \text{ \AA}$, что может свидетельствовать о снижении количества смектитовых пакетов в смешанослойном образовании (обр. 668-5).

В составе песчаных латеритов аккумулятивно-элювиального горизонта глинистые минералы практически отсутствуют. Желваки и плиты, согласно исследованиям с помощью светового микроскопа и рентгенодифрактограмме порошкового препарата (фиг. 2, II, обр. 668-10), состоят из кварцевого песка, сцементированного кристаллическим и метакolloидным гитситом (4,83; 4,36; 3,32 Å), гематитом (3,65; 2,69; 2,5 Å) и гетитом (слабый рефлекс $d/n=4,1$ Å).

Слабые интенсивности рефлексов перечисленных минералов дают основание предполагать присутствие рентгеноаморфных веществ.

Создается, таким образом, впечатление, что в среднеплейстоценовом почвоэлювии Кубы получает развитие процесс перехода смектита в каолинит-смектит с одновременным появлением красящего пигмента и эффект разрушения новообразованного минерала. Последний выражается в постепенном падении вверх по профилю содержания в смешанослойном образовании смектитовых пакетов.

Обращает на себя внимание и другая особенность среднеплейстоценового элювия Кубы, заключающаяся в значительно большей, чем в активно развивающейся коре выветривания Закавказья, степени рафинирования каолинит-смектита. Последняя выступает, таким образом, как показатель «зрелости» профиля и, очевидно, обусловлена комплексом гипергенных эпигенетических процессов. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы исследования пестроцветных кор выветривания Кубы на близких по составу породах, но относительно более древнего возраста (N_2-Q_1), в которых каолинит-смектиты отсутствуют или подавлены каолинитом, позволяют предполагать, что эпигенетические процессы выветривания — почвообразования помимо рафинирования со временем приводят к полному разрушению описываемого смешанослойного образования. Можно полагать, что оба эти показателя (степень рафинирования и разрушения) применимы для определения относительного возраста кор выветривания тропического — экваториального пояса.

КАОЛИНИТ-СМЕКТИТЫ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОРСКОЙ ДЕПРЕССИИ ЮЖНОГО УРАЛА

Сведения о геологии района, описание строения коры выветривания, петрографическая характеристика и химический состав элювия имеются в работе А. Г. Черняховского (1963).

Материнская порода коры выветривания неоднородна. В нижних и средних горизонтах это миндалекаменный диабазовый порфирит с гнаупелитовой или интерсертальной основной массой. Он перемежается с породами, обладающими реликтами туфовой структуры. Основная стекловатая масса в порфиритах и осколки стекла в туфах замещены чешуйчатым глинистым зеленым агрегатом. Зеленокаменное изменение сопровождается альбитизацией и пелитизацией плагиоклазов, а также появлением цеолитов, кальцита, титанистых минералов и т. п.

Порфириты и их туфы силуро-девонские. Кора выветривания верхнетриасовая. Она обнаружена на глубинах 150—300 м под отложениями угленосной средней юры и рэт-лейаса.

В коре выветривания выделены четыре горизонта (фиг. 1, IV); начальной дезинтеграции (около 1 м), дресвяно-глинистый зеленый (около 16 м), глинистый красноцветный (около 16 м), глинистый обеленный (около 0,5 м).

Каолинит-смектиты приурочены к двум верхним горизонтам. В цитированной выше работе они были определены как «каолиноподобные окисленные и выщелоченные гидрохлориты». Повторные исследования этого профиля позволили дать картину изменения глинистой компоненты.

Зона начальной дезинтеграции представлена плотными, разбитыми трещинами разгрузки породами. Глинистая компонента, сформирован-

ная в стадию зеленокаменного изменения породы, содержится в основной массе и миндалинах. В ее составе обнаружены две фазы: хлорит-сметитовое смешанослойное образование с соотношением пакетов, близким 0,5:0,5, и тенденцией к упорядоченности их чередования по закону AB , а также хлорит (фиг. 2, IV, обр. 20-17). Оба минерала триоктаэдрические ($d_{000}=1,53 \text{ \AA}$), с повышенным содержанием железа. Петрографическим методом определена третья фаза. Это светлоокрашенные чешуйчатые интерферирующие в желтых и оранжевых тонах первого порядка глинистые агрегаты с $Nm=1,550\pm0,0003$, частично замещающие зерна альбита. По рефлексам с $d=15 \text{ \AA}$ в воздушно-сухом состоянии и $17 \text{ \AA}$ с этиленгликолем эти агрегаты относятся к смектиту. Возможно, что минерал содержит больше алюминия, чем глинистые минералы основной массы.

Элювий диабазовых порфиров-из дресвянисто-глинистого горизонта представлен разрыхленной породой с хорошо сохранившимися реликтами материнской текстуры и порфировой или туфовой структуры. Дезинтеграция, очевидно, вызвана коренным изменением всех породообразующих минералов. Наблюдаются три линии таких изменений: частичное или полное растворение цеолитов и кальцита; преобразование хлоритов и хлорит-сметитов основной массы и миндалин; преобразование смектитов, замещающих полевые шпаты, а скорее всего самих полевых шпатов. В результате этих изменений образуется глинистый материал, состоящий в основном из смектита (мощный широкий максимум при $15 \text{ \AA}$) и небольшого количества хлорит-сметита (асимметричные рефлексы с d 7,1; 4,7; 3,5 $\text{\AA}$, фиг. 2, IV, обр. 20-16, 20-15), а выше и каолинита (рефлексы с d/n 7,2; 3,56—3,57 $\text{\AA}$, фиг. 2, IV, обр. 20-14, 20-13). Содержание каолинита невелико, он прослеживается петрографическим и рентгеноструктурным методами по всему профилю, его количество резко увеличивается лишь в самых верхних горизонтах профиля.

Если породообразующая смектитовая компонента несомненно связана с преобразованием основной массы зеленокаменно-измененной породы, то появление каолининовой компоненты в верхних частях дресвяно-глинистого горизонта обязано преобразованию полевых шпатов или замещающих их смектитов. Поскольку количество полевых шпатов в туфовых прослоях понижено, отмечающиеся по данным рентгеновского анализа колебания в содержании каолинита по профилю объясняются неоднородностью материнской породы.

Нижняя граница красноцветного глинистого горизонта коры выветривания регистрируется по появлению красных пятен. Выше их количество растет и порода, в которой хорошо сохраняется материнская порфировая или туфовая структура и текстура, становится однородно красной. В верхних частях горизонта наблюдаются признаки вторичных эпигенетических процессов обеления в виде зеленоватых пятен и полос, лишенных железистого пигмента. Одновременно в элювии появляются многочисленные мелкие сферолиты, сложенные сидеритом.

Петрографические и рентгенодифрактометрические исследования показывают, что главным процессом, связанным с выветриванием в этом горизонте, является преобразование глинистой компоненты основной массы.

Содержание смектитовой компоненты в элювии падает. Обращает на себя внимание изменение профиля 7- $\text{\AA}$ пика. Он становится асимметричным за счет более плавного спада интенсивности со стороны отражений меньших углов. Иногда при примерно 7,3—7,5 $\text{\AA}$ обособляется дополнительный дифракционный максимум. Одновременно с этим дифракционный максимум при 15—16 $\text{\AA}$ ослабевает и становится асимметричным (фиг. 2, IV, обр. 20-12, 20-11).

Отмеченные особенности дифракционных спектров несомненно связаны с начальными этапами изменения смектитов основной массы и фор-

мирования каолинит-сметитов. С этим процессом естественно связать и появление в элювии железистого пигмента, а также рентгеноаморфных веществ, присутствие которых снижает интенсивности дифракционных максимумов.

В средних и верхних частях горизонта сметиты в качестве индивидуальных минералов практически отсутствуют. На рентгенодифрактограммах (фиг. 2, IV, обр. 20-10, 20-9, 20-8, 20-7, 20-5) имеются признаки каолинита и смешанослойного каолинит-сметита. Каолиниту принадлежат острые вершины на общем 7-А дифракционном максимуме (обр. 20-9) или небольшая площадка при 7,2 А за вершиной при 7,3—7,4 А. По рефлексу с $d/n=4,1$ А в глинистом материале идентифицирован гетит.

В верхних частично осветленных частях горизонта смешанослойный каолинит-сметит преобладает или является по существу единственной фазой (фиг. 2, IV, обр. 20-4). Очевидно, это объясняется отмеченной неоднородностью материнской породы. Сметитовых пакетов здесь около 20%.

Верхний горизонт коры выветривания в исследуемом профиле сохранился плохо. Это белые, с редкими бледно-розовыми реликтовыми пятнами глины, в которых участками достаточно четко сохраняются порфиновые структуры материнской породы.

Согласно рентгенодифрактометрическим данным (фиг. 2, IV, обр. 20-3), в глинистой компоненте элювия присутствует каолинитовая фаза. 7-А рефлекс асимметричен за счет более плавного спада интенсивности со стороны отражений меньших углов в воздушно-сухом состоянии, с глицерином и после прокаливании при 300° С. Это дает основание считать, что в образцах присутствует каолинит-сметитовая смешанослойная фаза. Ее содержание здесь гораздо ниже, чем в образцах предыдущего горизонта. Видимо, содержание сметитовых пакетов в смешанослойном образовании также ниже, чем в обр. 20-4.

Существенной особенностью верхнего горизонта является присутствие гиббсита. Гиббит в виде скоплений неправильной формы из хорошо ограненных кристаллов или причудливо ветвящихся прожилков диагностируется по оптическим свойствам ($N_g=1,591$; $N_p=1,579$; $N_g-N_p=0,012$). Очевидно, здесь присутствуют его коллоидальные выделения, которым обязаны отчетливые рефлексы с $d/n=4,83$ А на рентгенодифрактограммах фракции $<0,001$ мм обр. 20-3.

В покрывающих кору выветривания осадочных отложениях рэт-лейаса и нижних горизонтах угленосной юры каолинит-сметиты присутствуют лишь в незначительных количествах в приконтактных зонах (фиг. 2, IV, обр. 20-2). Дифракционный рентгеновский спектр исследованного образца, взятого лишь на 1 м выше кровли коры выветривания, отличается отсутствием признаков асимметричности базальных рефлексов (фиг. 2, IV, обр. 20-1), что свидетельствует о преимущественно каолинитовом составе глинистого материала. Состав гравийно-песчано-алевритовой фракции этих отложений, в которой можно видеть большое количество дальнепринесенного материала, представленного главным образом свежими или частично каолинизированными слюдами мусковитового и биотитового рядов, обломочными зернами гиббсита, выветрелых эффузивных пород, в том числе и гравийных зерен «структурного боксита», в котором вкрапленники и основная масса замещены гиббситом, может свидетельствовать о том, что отсутствие здесь каолинит-сметита объясняется различиями источников сноса.

Изложенные выше материалы дают основание для ряда заключений.

По профилю коры выветривания устанавливается постепенное изменение минералогического состава основной массы зеленокаменно-измененной породы по схеме: хлорит → хлорит-сметит → сметит → каолинит-сметит, которая во многом аналогична схеме, описанной для плейстоцен-голоценового элювия Закавказья. Как в Закавказье и на Кубе,

первые признаки появления каолинит-сметита обнаруживаются в переходном горизонте между зеленоцветной и пестроцветной зонами коры выветривания. Во всех случаях формирование каолинит-сметитов сопровождается выделением красящего железистого пигмента и рентгено-аморфных веществ.

С момента возникновения каолинит-сметита интенсивности рефлекса при 15 Å смектитовой фазы падают, а в средних горизонтах красноцветной зоны этот рефлекс практически исчезает.

Относительное содержание каолинит-сметита в элювии верхних горизонтов красноцветной зоны изменяется, как упоминалось, вследствие колебаний количеств каолинита в псевдоморфозах по полевым шпатам. И все же самые верхние горизонты этой зоны максимально обогащены каолинит-сметитом, скорее всего в результате его рафинирования. Не исключено, что именно рафинирование, т. е. растворение и перераспределение аморфных и плохо окристаллизованных веществ, является причиной синтеза в элювии гиббсита.

В обеленной глинистой зоне и покрывающих кору выветривания осадочных отложениях количество каолинит-сметита снижается вплоть до полного исчезновения. Причина этого, вероятно, состоит в разрушении минерала и разбавлении глинистого материала посторонними глинистыми минералами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы данного исследования показывают, что образование каолинит-сметитов в почвоэлювиях в основном связывается с изменениями смектитов или смешанослойных образований со смектитовым пакетом. Из этого следует, что каолинит-сметит может образоваться и сформировать горизонты накопления преимущественно на территориях, материнские породы которых содержат смектит-вермикулитовую компоненту. Известно, что выравненные аккумулятивные участки суши (Gradusov, 1974; Градусов, 1975) в пределах гумидного субтропического и тропического поясов вследствие длительного выветривания нередко имеют материнские породы для современных кор выветривания каолинитового и каолинит-гиббсит-гетитового состава. В этих условиях каолинит-сметиты не были встречены. Можно предположить, что области распространения кор выветривания с каолинит-сметитами связаны с горными территориями, выходами на дневную поверхность основных зеленокаменно-измененных пород, свежих осадочных отложений с глинистым материалом существенно смектитового состава и т. п.

Рассмотренные в настоящей работе материалы по распространению каолинит-сметитов в почвоэлювиях Южного Урала, Закавказья и Кубы позволяют предположить, что эти образования представляют собой метастабильную форму минералообразования кор выветривания ландшафтов, характеризующихся среднегодовым количеством осадков 1400—2700 мм и таким их соотношением с испарением, которое обеспечивает интенсивно промывной режим увлажнения элювиальной толщи. Эти ландшафты распространены в ряде почвенно-климатических зон: гумидной субтропической и, возможно, умеренной елово-пихтовых и буковых лесов с некоторыми бурыми и желто-бурыми почвами, гумидной субтропической и тропической под лесами различного состава и красноземными и другими ферралитными почвами. Широкое распространение ландшафтов с перечисленными характеристиками, а также минеральным продуктом выветривания позволяет рассматривать соответствующие участки суши как особые генетически единые области гипергенных изменений в полосе субтропического, тропического — экваториального и, возможно, умеренного климатов.

Своеобразие этих областей состоит в том, что в распространенных здесь почвенно-элювиальных профилях имеется переходный горизонт, в

котором по смектитовому компоненту формируется каолинит-смектитовое смешанослойное образование и одновременно появляются красноватые или пестроцветные окраски элювия. Отсутствие или наличие такого горизонта в профилях кор выветривания в пределах гумидного пояса, таким образом, отражает принципиальные различия между относительно более сухими и влажными обстановками, глубина же его залегания характеризует, при прочих равных условиях, интенсивность процесса выветривания. Поэтому появление пестроокрашенного горизонта с каолинит-смектитами в профилях кор выветривания может быть рассмотрено как один из признаков географических границ между упомянутыми обстановками в пределах пояса гумидного литогенеза. Этот признак можно использовать при палеогеографических реконструкциях ландшафтов, так как современные условия образования горизонта определены.

В настоящее время области распространения таких ландшафтов резко сужены. В плювиальные же периоды плейстоцена, как это следует из материалов по тропической Кубе, они были представлены значительно шире. Очевидно, они имели более широкое развитие и в некоторые другие, более древние геологические эпохи.

Вне полосы с указанными характеристиками присутствие каолинит-смектитов в почвенно-элювиальных образованиях обусловлено простым его наследованием от материнских пород. К подобным случаям относится находка каолинит-смектита в моренах и современных почвах Шотландии (Gradwick, Wilson, 1972; Wilson, Gradwick, 1972). Присутствие унаследованных каолинит-смектитов возможно и в почвоэлювиях на продуктах гидротермального глинообразования в тектонически активных областях, поскольку для последних характерен свой тип накопления этого минерала (Черняховски и др., 1975).

Рассмотрим более внимательно условия и механизмы образования, рафинирования и разрушения каолинит-смектита. Можно опираться на два положения, одно из которых вытекает из рассмотренных выше материалов, другое — из сопоставления структур смектита и каолинит-смектитового образования: 1) каолинит-смектитовые образования имеют особую, отличную от обычных смешанослойных образований структуру, так как содержат два различных силикатных слоя. Из этого следует, что процессы трансформации в обычном их понимании не могут в принципе объяснить образование каолинит-смектитов; 2) факт образования каолинит-смектитов по смектитовым минералам или за счет смектитового пакета смешанослойных образований и в противоположность этому формирование метагаллуазит-галлуазитов по минералам с неслойной структурой (Келлер, 1963; Милло, 1968) может рассматриваться как свидетельство участия в структуре каолинит-смектитов фрагментов (матрицы) слоистой структуры материнского минерала.

Несомненно, что важнейший момент образования системы фрагментов структуры смектита — разрушение части кремнекислородных слоев (Altschuler et al., 1963). Процесс разрушения одной тетраэдрической сетки должен привести к последовательности реакций, изменяющих всю структуру смектитового пакета. Перестройка его в каолинитовый поэтому может быть рассмотрена как синтез новой фазы. В то же время механизм преобразования смектита в каолинит-смектит имеет черты трансформационного процесса, так как при этом сохраняется часть пакетов исходного минерала, а другая их часть, возможно, служит матрицей для образования каолинитового пакета.

Из материалов исследования вытекает, что зона рафинирования каолинит-смектитов размещается на сравнительно небольшой от дневной поверхности глубине, куда возможно проникновение хелатоспособных органических соединений типа фульвокислот, а процесс рафинирования сопряжен с увеличением миграционной способности аморфных соедине-

ний железа и алюминия, само появление которых обусловлено разрушением смектитового компонента элювия. Другими словами, рафинирование каолинит-смектитов подготавливается образованием их самих, так как при этом сокращается масса малоустойчивых минералов элювия, а следовательно, и количество поступающих в раствор элементов.

Неусредненные более продуктами распада свежих минералов гумусовые соединения более активно удаляют аморфные соединения и мало подвижные в других условиях элементы. С другой стороны, рафинированию способствует трансформация и самих природных растворов в сторону нарастания их агрессивности. В конечном итоге лишенный предохраняющих одежд в виде аморфных соединений каолинит-смектит уже в горизонтах максимального накопления оказывается неустойчивым. Некоторым подтверждением этому служат каолинит-смектиты из обеленных участков горизонта рафинирования, содержащих гораздо меньше смектитовых пакетов, чем минералы общей массы горизонта в профиле коры выветривания из Орской депрессии, а также замещение горизонта накопления каолинит-смектита на гиббсит-гематит-гетитовый верхний элювиальный горизонт в профиле Педро-Пи тропической Кубы.

Из вышеизложенного следует, что накопления каолинит-смектитов представляют собой типичную форму минералообразования верхних горизонтов сапролитовой зоны коры выветривания, а также иллювиального и контактного иллювиально-элювиального горизонтов почвы. В аккумулятивно-элювиальных горизонтах лесных почв соответствующих ландшафтов каолинит-смектиты, очевидно, имеют тенденцию к разрушению и замещаются каолинитом или минералами окислов — гидрокислов алюминия и железа.

Рассмотренные выше материалы по профилю коры выветривания из Орской депрессии дают основание обсудить вопрос об устойчивости каолинит-смектита при эпигенетических изменениях. Верхнетриасовый профиль коры выветривания перекрыт мощным чехлом рэт-лейасовых и среднеюрских осадочных отложений. Последние содержат угли низкой степени метаморфизма (бурые угли). В профиле коры выветривания имеется сидерит, появление которого связывается с отложениями рэт-лейаса. Никаких других продуктов эпигенетических изменений вещества коры выветривания не установлено. Таким образом, в условиях начального эпигенеза преобразований структуры каолинит-смектитов еще не происходит.

Установленные выше закономерности образования каолинит-смектитов могут быть признаны действительными при палеогеографических реконструкциях условий формирования кор выветривания и приповерхностных отложений в зоне начального эпигенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголюбова Л. И., Дриц В. А., Сахаров Б. А., Соколова А. Л., Черняховский А. Г.: Смешанослойные минералы каолинит — монтмориллонит из коры выветривания Закавказья. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. — Тр. ВИМСа. Нов. сер., 1960, вып. 5.
- Градусов Б. П. Глинистые минералы в почвах, их влияние на минералогический состав современных отложений океанов. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Градусов Б. П., Урушадзе Т. Ф. Глинистые минералы в бурых лесных почвах Грузии. — Почвоведение, 1968, № 2.
- Градусов Б. П., Степанов И. С. О минералогическом и химическом составе илистых фракций тропических почв Восточной Кубы. — Почвоведение, 1969, № 3.
- Келлер У. Д. Основы химического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Лисицына Н. А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа. — В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., «Наука», 1973.

- Лисицына Н. А., Глаголева М. А.* Геохимия коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., «Наука», 1968.
- Милло Ж.* Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Разумова В. Н.* Четвертичный элювий Батумского побережья Кавказа — В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., «Наука», 1965.
- Разумова В. Н.* Кора выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М., «Наука», 1967.
- Разумова В. Н., Херасков Н. П., Черняховский А. Г.* Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Черняховский А. Г.* Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал).— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Черняховский А. Г.* Четвертичный элювий лесных ландшафтов Кавказа.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 184, № 1.
- Черняховский А. Г.* Гиббсит в коре выветривания приморской Аджарии.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макарова О. В.* Генетико-географические аспекты накопления каолинит-сметитовых образований.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1975, т. 221, № 4.
- Altschuler L. S., Dwornik E. I., Kramer H.* Transformation montmorillonite to kaolinite during weathering.— Science, 1963, v. 141.
- Cradwick P. D., Wilson M. I.* Calculated X-ray diffraction profiles of interstratified kaolinite-montmorillonite.— Clay min., 1972, v. 9, No. 4.
- Gradusov B. P.* A tentative study of clay mineral distribution in soils of the world.— Geoderma, 1974, v. 12.
- Sakharov B. A., Drita V. A.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite a composition of observed and calculated diffraction patterns.— Clays a clay min., 1973, v. 21.
- Wilson M. I., Cradwick P. D.* Occurrence of interstratified kaolinite-montmorillonite in some Scottish soils.— Clay min., 1972, v. 9, No. 4.

Геологический институт
Почвенный институт
Москва

Дата поступления
30.X.1974

УДК 552.51 : 551.311.231 (729.1)

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ КУБЫ

В. П. ВАСИЛЬЕВ, Ю. А. ПАВЛИДИС

Рассматривается процесс возникновения на водосборных площадях минералогических ассоциаций рыхлых отложений, продукты размыва которых участвуют в формировании осадков в прибрежной зоне и на шельфе островов Кубинского архипелага.

В 1965—1973 гг. состоялся ряд совместных советско-кубинских океанологических экспедиций, в которых принимал участие один из авторов, на шельф островов Кубинского архипелага. За время полевых работ был собран большой фактический материал, включающий более 1200 образцов: современных и верхнечетвертичных осадков кубинского шельфа (около 800 образцов), пляжевых отложений (180), аллювия рек (70), кор выветривания (20), коренных пород (130).

Геологическое строение Кубы охарактеризовано во многих работах (Адамович, Чехович, 1964; Пушаровский и др., 1967; Сомин, Мильян, 1972; Rutten, 1934; Furrzola-Bermudez a. o., 1964). Минералогический состав рыхлых отложений мало изучен. Наши данные об их составе основываются более чем на 100 полных минералогических анализах. Как правило, изучалась фракция крупного алеврита (0,1—0,05 мм) которая обычно считается наиболее представительной при минералогических исследованиях. В ряде случаев изучались более крупные фракции с целью выяснения минералогического состава рыхлых отложений в целом. Выбор в качестве основной фракции 0,1—0,05 мм обусловлен задачами исследования, одной из которых является установление областей сноса по тяжелым минералам, а максимальное количество и разнообразие их наблюдается именно в этой фракции.

Разделение на фракции производилось водным механическим анализом по методике ИО АН СССР. Для выделения тяжелой подфракции использовался бромформ (уд. вес 2,9). Фракция 0,1—0,05 мм изучалась иммерсионным методом, причем тяжелая подфракция исследовалась в иммерсионной жидкости с $n=1,63$, а легкая — с $n=1,54$. Для определения процентного содержания минералов в тяжелой подфракции подсчитывалось 400—500 зерен, в легкой — 200—300. Более крупные фракции изучались под бинокулярным микроскопом методом обычного шлихового анализа.

Коренные породы Кубы, рыхлые продукты разрушения которых частично поступают в прибрежную зону и на шельф, представлены различными магматическими, осадочными и метаморфическими разностями.

Магматические породы Кубы разнообразны. Особое место занимают ультрабазиты — плутоны, входящие в так называемую центральноамериканскую офиолитовую ассоциацию. Пояс этих пород протянулся вдоль северного побережья Кубы, на востоке которого расположены наиболее крупные массивы (Адамович, Чехович, 1964). Ультраосновные породы

представлены обычно перидотитами, а основные — габбро, т. е. породами, состоящими преимущественно из оливина, пироксенов и плагиоклазов. Из акцессорных минералов обычны магнетит и хромшпинелиды. Иногда перидотиты нацело превращены в серпентиниты.

В провинциях Гавана, Матансас, Лас-Вильяс, Камагуэй, Орьенте (горы Сьерра-Маэстра) широко распространены базальты, состоящие из пироксенов, плагиоклазов и вулканического стекла.

Магматические породы кислого и среднего составов широко распространены южнее главного водораздела Кубы. Крупные массивы гранитоидов расположены в пределах провинций Лас-Вильяс (антиклинорий Тринидад), Камагуэй (антиклинорий Камагуэй) и Орьенте (горы Сьерра-Маэстра). Главнейшими минералами в этих породах являются кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклазы, роговая обманка, иногда пироксены (моноклинные) и биотит. Среди акцессорных минералов обычны сфен, циркон, апатит, черные рудные; много вторичных минералов: эпидот, хлориты, актинолит и др.

Метаморфические породы широко представлены в провинции Пинар-дель-Рио, почти целиком слагают северную часть о. Пинос и массивы Гуамуайя в провинции Лас-Вильяс и Сьерра-дель-Пурьяль в Орьенте. Кристаллические сланцы о. Пинос на 60—95% состоят из кварца (Kuman, Gavilan, 1965), в других районах преобладают зеленые сланцы, иногда встречаются амфиболиты и глаукофановые сланцы (Сомин, Мильян, 1972).

Осадочные породы наиболее распространены на Кубе, причем резко преобладают их карбонатные фации (Национальный Атлас Кубы, 1970). В карбонатных породах кроме кальцита обычно встречается кварц (до 10%) и единичные зерна эпидота, циркона, хромшпинелидов, черных рудных минералов. Рыхлые осадочные породы нередко представляют собой перестроенные продукты коры выветривания (Финько и др., 1967, 1973).

Все коренные породы Кубы в различной степени затронуты химическим выветриванием, отсюда резкое несоответствие минералогических комплексов кор выветривания, продукты которых поступают в прибрежную зону и на шельф, минералогическим комплексам коренных пород, что наблюдается наиболее резко в районах, сложенных ультраосновными породами. Так, на севере Орьенте основными минералами латеритных кор выветривания, развитых на ультрабазитах, являются гидроокислы железа и хромшпинелиды, в то время как главные породообразующие минералы коренных пород (оливин и ромбический пироксен) в зоне гипергенеза почти исчезают (табл. 1).

Конечные остаточные продукты разложения в корах выветривания на Кубе — гидроокислы железа, алюминия, марганца и титана, глинистые минералы, кремнезем (кварц, опал, халцедон) и ряд устойчивых, так называемых реликтовых, минералов (циркон, ильменит, рутил, хромшпинелиды и др.). Кроме того, в зоне гипергенеза иногда сохраняются и накапливаются сульфаты и даже карбонаты, особенно в тех местах, где элювий контактирует с известняками. В результате избирательной локализации некоторых элементов в корах выветривания образуются зоны оруденения и связанные с ними месторождения полезных ископаемых экзогенного генезиса, в том числе никель-кобальтовых руд, важнейших для экономики Кубы (Адамович, Чехович, 1964; Бугельский, Формель-Кортина, 1973).

В зависимости от состава коренных пород на Кубе формируются два основных типа кор выветривания: латеритные и каолиновые. Первые образуются преимущественно на ультрабазитах, вторые — на магматических породах среднего и кислого состава. На метаморфических и осадочных породах образуются латеритные и каолиновые коры, причем последние обычно связаны с калийсодержащими породами.

Средний минералогический состав (%) элювиальных

Район	Исходная порода	Количество изученных проб	Содержание тяжелой подфракции, %	Тяжелая			
				черные рудные	трудноопределимые обломки	гидроокислы железа	роговая обманка
Массив Никаро-Моа	Серпентиниты	4	54,47	7,2	Не обн.	84,2	Не обн.
Массив Баракоа	То же	2	97,34	10,7	»	86,4	»
Горы Сьерра-Маэстра	Гранитоиды	2	19,29	17,7	1,2	0,5	74,2
Юго-восточное побережье зал. Гуаканаябо	Песчаники	2	8,36	11,2	2,2	16,1	1
Провинция Пинар-дель-Рио	Метаморфические породы	3	1,83	19,6	5,6	34,9	1
	Серпентиниты	2	56,82	0,9	Не обн.	95,1	0,5

Гранулометрический состав типичных кор выветривания и частично переротложенного элювиального материала (отложения последнего типа весьма распространены в прибрежных равнинах Кубы) характеризуется преобладанием фракции $<0,01$ мм, которой обычно более 50—70%, причем в составе пелита в свою очередь преобладают частицы $<0,001$ мм (глинистые минералы). Однако часто в этих отложениях присутствуют и более крупные частицы, главным образом за счет обломков кварца. В латеритных корах выветривания обычны железистые конкреции песчаной, гравийной и даже галечной крупности (пердигоны и мокарреро, по кубинской терминологии).

Изучение шлифов из пород коры выветривания Восточной Кубы показало, что малоизмененные серпентиниты состоят из серпентина (70%), нонтронита (5%), гидроокислов железа (10%), хромшпинелидов (2%), керолита (5%), халцедона (3%), никелевых силикатов (1—3%), амфиболов, талька и некоторых реликтовых минералов (2—3%). Существенно иной состав имеют конечные продукты выветривания (латериты). Они состоят главным образом из гидроокислов железа (50—60%). Кроме них присутствуют гидрогематит и гематит (2—5%), ферригаллуазит и галлуазит (11—16%), марганцевые минералы (2%), магнезит (1,5—3%), хромшпинелиды (3%), магнетит (до 3%) и др.

Было проведено также выборочное изучение иммерсионным методом минералогического состава крупноалевритовой фракции элювиальных и сопутствующих им отложений различных районов Кубы (табл. 1). В первую очередь следует обратить внимание на существенно различное содержание тяжелой подфракции крупного алеврита в элювиальных образованиях различных пород. Максимальные содержания тяжелых минералов (56—97%) наблюдаются в латеритах, развитых на ультрабазитах. В элювии некарбонатных осадочных пород (конгломераты, песчаники), а также подобных им отложениях, связанных с кристаллическими породами кислого состава, содержание тяжелой подфракции в крупном алеврите значительно ниже. Наиболее низкое содержание тяжелых минералов наблюдается в элювии кварцсодержащих метаморфических пород.

Минералогический состав элювиальных отложений довольно однообразен. В латеритах, связанных с массивами серпентинитов, резко преобладают гидроокислы железа (80—90%). Постоянно присутствуют хромшпинелиды, магнетит; встречаются пирит, лейкоксен, эпидот и др. Легкая подфракция в основном представлена кварцем и трудноопределимыми зернами; кроме того, в ней присутствуют кальцит, хлорит, хлоритизированные обломки, основной плагиоклаз. Как правило, все

отложений о. Куба, фракция 0,1—0,05 мм

подфракция				Легкая подфракция						
пирок- сены	минералы группы эпидота	хром- шпинели- ды	прочие	кварц	поле- вые шпаты	труднооп- редели- мые облом- ки	хлорит и хлоритизи- рованные обломки	органиген- ные карбо- натные об- ломки	кальцит	прочие
Не обн	Не обн.	8,5	0,1	50,8	0,3	31,8	Не обн.	0,5	14,9	1,7
»	0,5	2,4	Не обн.	19,2	3,7	44,2	18,7	Не обн.	Не обн.	14,2
»	5,4	Не обн.	1	18,8	39,9	29,1	Не обн.	»	0,4	11,8
0,5	59,7	7,6	1,7	33,6	2,9	41,6	2	0,1	17,7	2,1
0,2	10,3	8,3	20,1	27	0,1	5,4	0,6	16	50,7	0,2
0,5	1,2	0,5	1,3	30,1	0,4	27,0	2,7	7,5	30,5	1,8

минералы легкой подфракции покрыты тонкой красно-бурой пленкой гидроокислов железа. Более крупные фракции латеритов обычно состоят почти исключительно из гидроокислов железа с незначительной примесью магнетита и хромшпинелидов.

Элювиальные отложения, связанные с гранитоидами гор Сьерра-Маэстра, в тяжелой подфракции крупного алеврита содержат много роговой обманки, ильменита и минералов группы эпидота; есть немного гидроокислов железа и др. Песчаные фракции состоят главным образом из легких минералов: кварца, полевых шпатов и биотита. Из тяжелых минералов резко преобладает роговая обманка и минералы группы эпидота. Легкая подфракция элювия этого типа значительно разнообразнее, чем в отложениях на ультрабазитах. Основные минералы здесь — кислые и средние плагиоклазы, кварц и трудноопределимые обломки. Довольно много калиевых полевых шпатов, основных плагиоклазов и биотита. По-видимому, элювий с подобным минералогическим составом не конечный продукт разложения материнских пород, так как в нем существенную роль играют минералы сравнительно неустойчивой группы.

Отложения элювиального типа, покрывающие некарбонатные осадочные породы, несколько иного состава. Так, на юго-восточном побережье зал. Гуаканаябо элювий, лежащий на песчаниках, имеет комплекс минералов, в котором преобладает эпидот в тяжелой подфракции и кварц с трудноопределимыми обломками в легкой. Несколько иным минералогическим комплексом обладают элювиальные отложения, развитые на конгломератах и песчаниках в пределах депрессии Нипе. Здесь явно чувствуется близость пород ультрабазитового пояса, так как в составе тяжелой подфракции много хромшпинелидов (27,9%) и гидроокислов железа (18%). В значительных количествах хромшпинелиды присутствуют и в более крупных фракциях. Например, в тяжелой подфракции мелкого песка их 23,3%, что позволяет отнести побережье депрессии Нипе к районам, перспективным на поиски прибрежно-морских россыпей, содержащих повышенные количества хромшпинелидов. Кроме того, в элювий довольно много минералов группы эпидота, роговой обманки, а в легкой подфракции — кальцита. Последнее, очевидно, следует относить за счет вторичных процессов.

Элювиальные отложения, образованные в результате разрушения метаморфических пород, имеют наиболее разнообразный минералогический состав, главным образом за счет устойчивых минералов. Метаморфическим комплексам южных районов Пинар-дель-Рио обычно сопутствуют коры, имеющие сравнительно много гидроокислов железа, черных рудных минералов, минералов группы эпидота. Кроме того, в тяжелой под-

Средний минералогический состав (%) аллювиальных

Район	Количество изученных образцов	Содержание тяжелой подфракции, %	Тяжелая				
			черные рудные	трудноопределимые обломки	гидроокислы железа	роговая обманка	пироксены
Никаро-Моа	3	32,99	41,7	5,8	31,4	2,6	7,9
Баракоа	9	55,02	60,2	6,1	2,5	4,3	2,7
Сьерра-Маэстра	3	10,01	20,5	8,5	14,2	7,6	0,3
Бассейн р. Кауто	2	6,56	23,2	6,8	9,4	6,3	15,6
Юго-восточная часть Пинар-дель-Рио	4	1,72	10,9	13,2	31,9	1,5	2,2
Северо-западная часть Пинар-дель-Рио	6	11,93	7,7	8,5	27,6	8,6	5,3

фракции присутствуют лейкоксен, гранат, турмалин, циркон, дистен, хромшпинелиды, актинолит-тремолит, роговая обманка и др. В легкой подфракции много кварца и вторичного кальцита. С метаморфическими породами о. Пинос связаны элювиальные отложения, в тяжелой подфракции крупного алеврита которых преобладают ильменит, турмалин, циркон, ставролит, рутил и гидроокислы железа, а в легкой — кварц.

Коры выветривания и сопряженные с ними отложения, будучи производными от климата, являются одним из основных источников терригенного материала на Кубе. Именно с ними связаны значительные массы глинистых продуктов, которые главным образом в виде глинистых минералов поступают в осадки шельфа, концентрируясь в устойчивых ловушках тонкодисперсного материала. Среди глинистых минералов, которые образуются в корях выветривания влажных тропиков, и в частности в корях выветривания на Кубе, основную роль играют монтмориллонит, каолинит, хлорит, смешанослойный каолинит-монтмориллонит. Гидрослюды имеют здесь резкое подчиненное значение. Кроме того, в коре сохраняются наиболее устойчивые минералы и вновь образуются минералы конкреционного характера, главным образом гидроокислы железа. В песчано-алевритовых фракциях элювиальных отложений, как правило, почти полностью исчезают такие сравнительно неустойчивые минералы, как оливин, пироксены, полевые шпаты и др., которые часто являются породообразующими для многих магматических пород. Такое перераспределение минералогического состава в процессе выветривания — предпосылка образования россыпей тяжелых устойчивых минералов (циркон, рутил, ставролит, турмалин и др.), многие из которых — ценное минеральное сырье.

Основной агент переноса терригенного материала от коренных источников к местам аккумуляции в прибрежной зоне и на шельфе Кубы — речной сток. Роль абразии в процессе питания некарбонатным обломочным материалом морских мелководных седиментационных областей весьма незначительна. Это связано главным образом с особенностью строения побережий крупных поднимающихся островов тропической зоны типа о. Куба, которая заключается в широком развитии вокруг кристаллического ядра островов пояса морских террас, сложенных в основном карбонатным материалом.

Гранулометрический состав аллювиальных отложений весьма разнообразен и зависит от многих факторов, в числе которых следует учитывать в первую очередь геологические и геоморфологические. Однако не все фракции аллювия доходят до побережья. Грубообломочный материал обычно остается в фациях руслового аллювия, а к берегу он поступает лишь в потоках горных рек, как, например, во многих местах юж-

отложений о. Куба, фракция 0,1—0,05 мм

подфракция			Легкая подфракция						
минералы группы эпидота	хромшпинелиды	прочие	кварц	полевые шпаты	трудноопределимые обломки	хлорит и хлоритизированные обломки	органогенные карбонатные обломки	кальцит	прочие
3,1	3,5	4	1,3	2,5	54,4	15,8	14,4	0,1	11,5
5,7	11,9	6,6	2,4	Не обн.	28,4	50,7	16,1	Не обн.	2,4
46,9	Не обн.	2	7,2	7	67,5	14,3	0,8	3,2	Не обн.
20	17,3	1,4	4,5	10,9	53	12,9	4,1	11	3,6
12,5	2,2	25,6	46,9	3,4	35,3	9,6	Не обн.	3,2	1,6
16,8	4,5	21	18,6	4	47,1	20	1,6	6,1	2,6

ного склона гор Сьерра-Маэстра, где гравийно-галечный и песчаный материал идет на создание пляжей в устьях рек. В низовьях рек равнинных областей обычно развиты мангровые заросли, которые являются своеобразным фильтром, пропускающим в море лишь сравнительно мелкозернистую часть аллювия.

Минералогический состав аллювиальных отложений, как правило, характеризует в среднем минералогический состав пород водосборных площадей с учетом коренных источников и отложений различного генезиса, в том числе элювиальных. Средний минералогический состав аллювиальных отложений некоторых районов о. Куба приведен в табл. 2.

В аллювии рек, впадающих в Атлантический океан на севере провинции Орьенте, в составе тяжелой подфракции крупного алеврита резко преобладают черные рудные минералы (магнетит) и гидроокислы железа (табл. 2), т. е. основные минералы латеритной коры выветривания. Очень характерны здесь для аллювия хромшпинелиды, обладающие высокой устойчивостью по отношению к химическому выветриванию и часто накапливающиеся в аллювии в значительном количестве. Характерно почти полное отсутствие в составе аллювия этого района таких относительно неустойчивых минералов, как оливин и ромбические пироксены, которые почти на 100% слагают коренные ультрабазиты. Лишь в аллювии рек, дренирующих массив Кучильяс-де-Тоа, в значительном количестве (11,9%) присутствует диаллаг — один из наиболее устойчивых пироксенов, главный породообразующий минерал пород типа габбро, слагающих этот массив. В легкой подфракции крупного алеврита аллювия рек северного Орьенте основная часть принадлежит трудноопределимым выветрелым обломкам. Существенную долю составляют хлорит и хлоритизированные минералы. В ряде случаев довольно много серпентина. Полевые шпаты практически отсутствуют (табл. 2).

Совершенно иным минералогическим комплексом обладают аллювиальные отложения южного Орьенте. Это связано с составом коренных пород и особенностями геоморфологического строения района. Последнее проявляется главным образом в том, что в условиях резко расчлененного рельефа горного хребта Сьерра-Маэстра процесс образования кор выветривания в значительной степени заторможен и на первый план выступают процессы эрозии и денудации. Поэтому в аллювий рек здесь попадает, как правило, материал, слабо затронутый выветриванием. В тяжелой подфракции аллювиальных отложений южного склона хребта Сьерра-Маэстра преобладают эпидот, роговая обманка, ильменит, магнетит и гидроокислы железа, встречаются моноклинный пироксен и актинолит-тремолит. В легкой подфракции по-прежнему основная роль принадлежит трудноопределимым зернам, главным образом

за счет полевых шпатов, однако довольно много кварца, калиевого полевого шпата и основных плагиоклазов (табл. 2). Этот комплекс вполне соответствует андезито-базальтовым порфиритам и гранитоидам массива Сьерра-Маэстра.

В аллювии рек массива Сьерра-дель-Пурьяль присутствует, хотя и в незначительном количестве, глаукофан, который в данном случае — хороший индикатор областей сноса. Он встречается почти исключительно в метаморфических породах и связан здесь с размывом эпидот-хлоритовых сланцев. Основные минералы тяжелой подфракции аллювиальных отложений массива Сьерра-дель-Пурьяль-эпидот, хлорит, трудноопределимые зерна, встречаются гидроокислы железа, роговая обманка, актинолит-тремолит, моноклинные пироксены. В легкой подфракции кроме трудноопределимых зерен в повышенном количестве присутствуют калиевый полевой шпат, хлорит, серпентин, есть немного кварца и кислых плагиоклазов. Весь этот комплекс вполне соответствует метаморфическим породам массива Сьерра-дель-Пурьяль.

Обширные межгорные впадины в пределах провинции Орьенте, такие, как Гуантанамо и Кауто, принимают сток рек от петрографически различных источников. Поэтому в пределах самих впадин в аллювиальных отложениях наблюдается смешение минералогических комплексов. Так, в аллювии впадины Гуантанамо присутствуют хромшпинелиды и гидроокислы железа, поступающие из кор выветривания ультрабазитового пояса; глаукофан, хлорит и калиевые полевые шпаты — из метаморфических пород массива Сьерра-дель-Пурьяль; роговая обманка и эпидот — от размыва пород, слагающих хребет Сьерра-Маэстра. Очевидно, современные аллювиальные отложения впадины Гуантанамо — продукт многократного переотложения, так как олигоценые осадочные породы, слагающие эту впадину, образовались за счет сноса материала с окружающих ее возвышенностей.

Отложения р. Кауто, которая оказывает значительное влияние на осадкообразование в зал. Гуаканаябо, также имеют смешанный минералогический комплекс. Правые притоки р. Кауто берут начало на ультрабазитовых массивах северного Орьенте и возвышенности в районе г. Виктория-де-лос-Тунас, сложенной базальтами и интрузиями гранитоидов. Левые притоки стекают с гор Сьерра-Маэстра. Поэтому с севера в бассейн р. Кауто поступают такие минералы, как хромшпинелиды, моноклинные пироксены, гидроокислы железа, с юга — эпидот и роговая обманка. Эти минералы, кроме того, поступают также от размыва третичных и четвертичных осадочных пород, выполняющих впадину Кауто. В легкой подфракции крупного алеврита аллювия р. Кауто преобладают выветрелые трудноопределимые обломки, хлорит, хлоритизированные обломки, постоянно присутствуют кальцит, кварц, калиевые полевые шпаты, основные плагиоклазы (табл. 2).

В пределах Центральной Кубы в аллювии рек, стекающих в зал. Ана-Мария, преобладают гранат, сфен, эпидот, источник которых — метаморфические породы массива Эскамбрай; циркон, поступающий из гранитоидов массива Эскамбрай; глаукофан, который встречается только в аллювии рек, дренирующих склоны хр. Санти-Спиритус и восточные склоны массива Тринидад; роговая обманка, источник которой — амфиболиты западной окраины массива Тринидад, что приводит, например, к значительному увеличению этого минерала в аллювии рек, впадающих с востока в бухту Сьенфуэгос. Черных рудных в аллювиальных отложениях этого района сравнительно немного, как и пироксенов. В заметном количестве встречается актинолит-тремолит. В легкой подфракции здесь постоянно присутствует мусковит, содержание которого увеличивается в аллювии рек, впадающих в центральную часть зал. Ана-Мария с севера; много кварца, калиевого полевого шпата, хлорита; встречается кальцит и в небольшом количестве средние и основные пла-

гиоклазы. Трудноопределимых зерен в аллювии рек здесь сравнительно немного в отличие от восточных районов.

Особенно интересен с точки зрения проблемы прибрежно-морского россыпеобразования район восточного побережья зал. Ана-Мария. В некоторых местах этого участка содержание циркона поднимается до 39,6 и 11,2% соответственно во фракциях крупного алеврита и мелкого песка, причем циркон на пляжи поступает здесь не только в составе аллювия, но и от размыва слагающих прибрежную низменность осадочных пород.

В аллювии р. Атигуанико, дренирующей значительное пространство болот Сапата, роль тяжелой подфракции во фракции крупного алеврита очень незначительна. Легкая подфракция здесь представлена более чем на 90% карбонатными обломками, а среди одиночных тяжелых минералов основная роль принадлежит гидроокислам железа и пириту-марказиту.

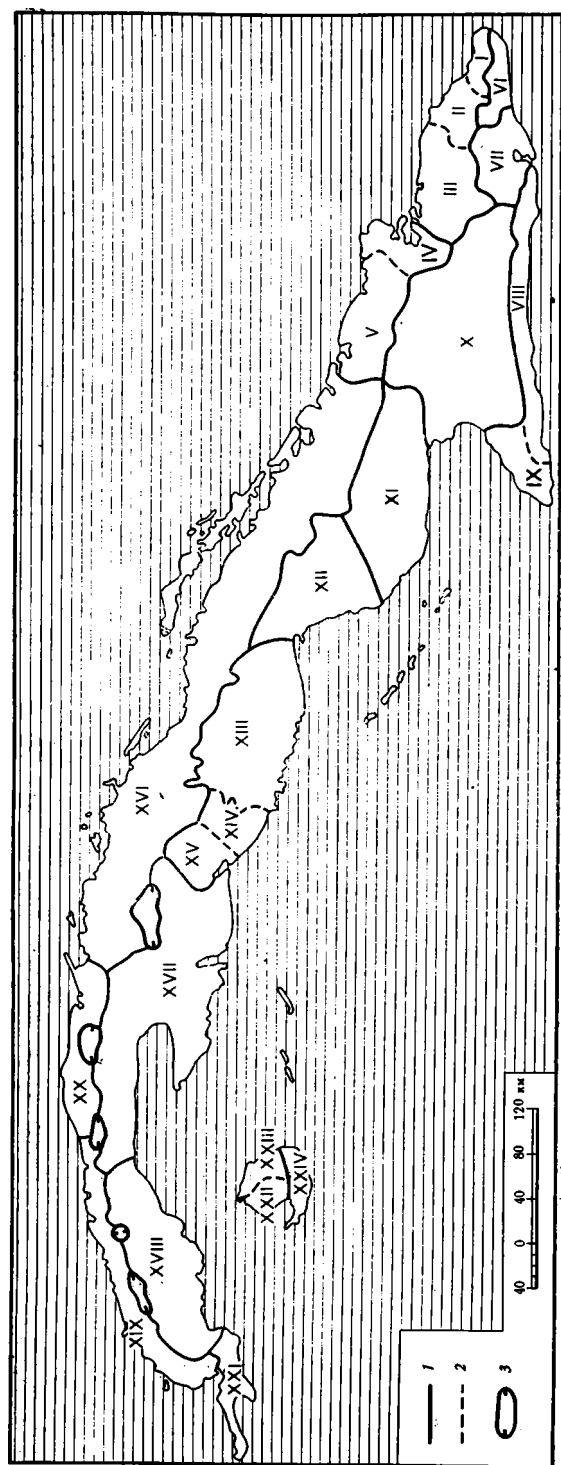
Реки Западной Кубы в пределах провинции Пинар-дель-Рио характеризуются сложным и разнообразным минералогическим комплексом крупноалевритовой фракции аллювия. В ядрах горных массивов Западной Кубы обнажаются породы различного состава: метаморфические комплексы формации Сан-Каэтано, ультрабазиты, эффузивы, преимущественно основного состава, различные осадочные породы (Furgazola-Bermudez а. о., 1964; Национальный Атлас Кубы, 1970). На севере провинции распространены значительные жильные месторождения меди, являющиеся источником минералов группы пирит — халькопирит.

В соответствии с коренными источниками обломочного материала аллювий рек, стекающих на юг в сторону зал. Батабано, характеризуется комплексом, в котором преобладают минералы метаморфических и терригенных осадочных пород, генетически связанных с метаморфитами: ильменит, магнетит, гидроокислы железа, лейкоксен, эпидот, хромшпинелиды, циркон. Иногда присутствуют моноклинные пироксены, роговая обманка. Встречаются турмалин, рутил, гранат. Количество трудноопределимых зерен в тяжелой подфракции сравнительно невелико. В легкой подфракции основная роль принадлежит кварцу и трудноопределимым обломкам.

В аллювии рек, стекающих на север и северо-запад, основные минералы тяжелой подфракции крупного алеврита — пирит, магнетит, гидроокислы железа, роговая обманка, минералы группы эпидота, хромшпинелиды. Здесь также в заметном количестве присутствуют циркон, ромбические и моноклинные пироксены, лейкоксен и др. В легкой подфракции значительно возрастает по сравнению с южными районами количество хлорита, хлоритизированных и трудноопределимых обломков. Кварца по-прежнему много. Заметную примесь составляют основные плагиоклазы и кальцит.

Таким образом, минералогический состав аллювия рек Кубы, с одной стороны, находится в прямой зависимости от петрографического состава пород коренных источников, а с другой — связан с процессами преобразования этих пород в зоне гипергенеза. Процессы химического выветривания в тропиках, которые затрагивают в различной степени все коренные породы, выведенные на дневную поверхность, приводят в общем случае к разрушению малоустойчивых минералов (оливина, пироксенов, полевых шпатов и др.) и, как следствие этого процесса, к обогащению рыхлых отложений устойчивыми минералами (хромшпинелидами, цирконом, эпидотом, кварцем). Кроме того, в зоне гипергенеза происходит образование аутигенных минералов, в первую очередь конcretionных сгустков гидроокислов железа.

Рассмотренные особенности петрографического состава коренных пород и связанных с ними минералогических ассоциаций позволяют выделить на островах Кубинского архипелага ряд питающих провинций,



Картохема питающих провинций островов Куба и Пинос

Границы: 1 — питающих провинций, 2 — питающих подпровинций; 3 — бессточные области; цифры на картохеме — номера провинций и подпровинций, их названия даны в тексте

снос материала с которых обуславливает формирование на шельфе и в прибрежной зоне Кубы определенных минералогических провинций современных осадков. При выделении питающих провинций был использован ряд карт из Национального Атласа Кубы (1970): физико-географических, геологической, геоморфологической и гидрографической. В пределах островов Кубинского архипелага было выделено 25 основных питающих провинций и подпровинций (фигура): северо-восточного Орьенте (лимонит - хромшпинелидовая) с подпровинциями: I — Баракоа (хромшпинелидовая), II — Кучильяс-де-Тоа (диаллаговая), III — Никаро-Моа (хромшпинелид - оливиновая); северного Орьенте (хромшпинелидовая) с подпровинциями: IV — Нипе (хромшпинелид - эпидотовая), V — Маньябон (хромшпинелид - пироксеновая); VI — Сьерра-дель-Пурьяль (глаукофан-хлорит-эпидотовая); VII — Гуантанамо (глаукофан-хромшпинелид - эпидотовая); Сьерра-Маэстра (роговообманково - эпидотовая) с подпровинциями: VIII — южного берега Орьенте (роговообманково-эпидотовая), IX — Никеро (лимонит-эпидотовая); X — бассейн р. Кауто (эпидот-хромшпинелид-пироксеновая); XI — южный Камагуэй (базальтической роговой обманки); XII — массива Камагуэй (цирконовая); южный Лас-Вильяс (гранат-сфен-роговообманково-эпидотовая) с подпровинциями: XIII — Санти-Спиритус (глаукофан - роговообманково-

эпидотовая), XIV — Эскамбрай (гранат-сфен-эпидотовая); XV — залива Сьенфуэгос (роговообманково-эпидотовая); XVI — северной окраины Кубы (смешанная карбонатно-терригенная); XVII — Сапата-Батабано (лимонит-пирит-карбонатная); XVIII — юго-восточной части Пинар-дель-Рио (эпидот-лейкоксен-цирконовая); XIX — северо-западной части Пинар-дель-Рио (пирит-пироксен-эпидотовая); XX — Гавана — Матансас (роговообманково-пироксен-хромшпинелидовая); XXI — п-ва Гуанаакабибес (лимонит-карбонатная); северной части о. Пинос (циркон-дистен-ставролитовая) с подпровинциями: XXII — северо-западного побережья (цирконовая), XXIII — северо-восточного побережья (дистенставролитовая); XXIV — южного побережья о. Пинос (лимонит-карбонатная); XXV — острова архипелагов Лос-Колорадос, Сабана-Камагуэй, Лос-Канарреос и Хардинес-де-ла-Рейна (карбонатная).

Границы между провинциями проведены с использованием данных об основных водоразделах, границах водосборных бассейнов и геолого-геоморфологической обстановки. В минералогических наименованиях провинций использовались названия преобладающих или наиболее характерных тяжелых минералов, но при этом не учитывались черные рудные минералы и трудноопределимые обломки, значительные содержания которых наблюдаются, как правило, в минералогических комплексах почти всех провинций. Все питающие провинции Кубы могут быть несколько условно разделены на четыре основных группы, минералогические ассоциации которых образованы главным образом за счет разрушения: первая — ультраосновных и основных пород; вторая — магматических пород среднего и кислого состава; третья — метаморфических пород; четвертая — карбонатных осадочных пород.

К первой группе относятся все питающие провинции Восточной Кубы (Орвенте), провинция северо-западной части Пинар-дель-Рио и Гавана — Матансас. Рыхлые отложения этой группы отличаются высоким содержанием тяжелых минералов (десятки процентов, нередко более 50%). Минералогический состав отложений довольно однообразен. В продуктах разрушения ультраосновных пород преобладают гидрокислы железа, черные рудные минералы, хромшпинелиды; в отложениях, связанных с основными породами, преобладают эпидот и черные рудные минералы, в незначительных количествах присутствуют пироксены, роговая обманка и ряд аксессуарных минералов. В легкой подфракции доминируют выветрелые трудноопределимые обломки, иногда в значительных количествах встречаются кварц, хлорит и хлоритизированные обломки, кальцит (аутигенный).

Весьма характерные особенности рыхлых отложений (производных от ультраосновных и основных пород) — почти полное отсутствие оливины, ромбических пироксенов, основных плагиоклазов; резкое сокращение содержания моноклинных пироксенов, средних плагиоклазов, роговой обманки, т. е. главных (породообразующих) минералов в коренных породах. Эта особенность наиболее ярко проявляется именно во влажных тропиках, где, как неоднократно упоминалось, химическое разложение пород значительно опережает их механическое разрушение. Наряду с этим сокращением содержания малоустойчивых минералов увеличивается относительное содержание таких устойчивых к выветриванию минералов, как хромшпинелиды, ильменит, магнетит, кварц, эпидот. Кроме того, в рыхлых отложениях появляются (иногда в значительных количествах) новообразованные в процессе химического выветривания минералы: гидрокислы железа, кремнезем (кварц, опал, халцедон), кальцит.

Вторая группа питающих провинций, связанная с магматическими породами среднего и кислого состава, занимает значительно меньшие площади, что соответствует меньшей распространенности этих пород (Национальный Атлас Кубы, 1970). К этой группе целиком следует от-

нести лишь питающую провинцию массива Камагуэй (XII, см. фигуру). Кроме того, рыхлые отложения провинций Сьерра-Маэстра, южный Камагуэй, южный Лас-Вильяс, северной части о. Пинос (VIII, IX, XI, XIII, XIV, XXII, см. фигуру) частично формируются за счет разрушения андезитовых порфириров и гранитоидов (Сьерра-Маэстра) или только гранитоидов (остальные провинции). Все эти отложения характеризуются сравнительно невысоким содержанием тяжелой подфракции (5—10%). Из тяжелых минералов преобладает эпидот (часто более 50%), иногда в значительных количествах присутствует роговая обманка, постоянно встречается циркон, наиболее высокие содержания которого (10—40%) отмечаются в песчано-алевритовых фракциях рыхлых отложений питающей провинции массива Камагуэй. Черных рудных минералов (в основном ильменит) 10—20%. Легкие минералы представлены главным образом кварцем и трудноопределимыми обломками. В относительно повышенных количествах (10—15%) встречаются полевые шпаты (преимущественно калиевый полевой шпат). Сравнительно повышенное содержание в отложениях описываемой группы питающих провинций таких неустойчивых минералов, как амфиболы, пироксены, полевые шпаты, — результат незавершенности химического выветривания коренных магматических пород кислого и среднего состава, которые на Кубе слагают в основном горные массивы, где интенсивная эрозия препятствует проявлению заключительных стадий химического выветривания.

Рыхлые отложения третьей группы питающих провинций, связанные с разрушением метаморфических пород, характеризуются наиболее разнообразным минералогическим составом. Содержание тяжелой подфракции обычно составляет доли процента для отложений, связанных с мраморами; 1—3% — для продуктов разрушения кристаллических кварцсодержащих сланцев, гнейсов и кварцитов; до 5—10% — для отложений — производных зеленых сланцев. К этой группе провинций относятся питающие провинции Сьерра-дель-Пурьяль, южный Лас-Вильяс, юго-восточной части Пинар-дель-Рио и северной части о. Пинос (соответственно VI, XIII, XIV, XV, XVIII, XXII, XXIII, фигура). Рыхлые отложения северной части о. Пинос представляют собой своеобразный эталон олигомиктовых отложений, характерных именно для влажных тропиков с присущими им интенсивными процессами химического выветривания. Они представлены исключительно чистыми кварцевыми песками. Тяжелая подфракция (0,1—2%) содержится лишь во фракциях 0,1—0,05 и 0,25—0,1 мм. На северо-востоке острова в тяжелой подфракции преобладают ильменит, дистен и ставролит; на северо-западе наряду с этими минералами постоянно в больших количествах (иногда до 60%) встречается циркон. В отложениях всегда в незначительных количествах содержится рутил, турмалин, андалузит и лейкоксен. Этот комплекс абразивно и химически устойчивых минералов, которые обычно очень хорошо окатаны, свидетельствует о неоднократном переотложении кварцевых песков о. Пинос.

Минералогический комплекс отложений юго-восточной части Пинар-дель-Рио качественно не отличается от только что описанного. Здесь в тяжелой подфракции появляется эпидот (до 10%), и она иногда на 75% состоит всего из двух минералов — циркона и лейкоксена, содержащихся примерно в равных количествах.

Рыхлые отложения южного Лас-Вильяса и массива Сьерра-дель-Пурьяль формируются в основном за счет разрушения зеленых сланцев, поэтому в них преобладают эпидот, хлорит и хлоритизированные обломки; постоянно встречаются гранат, сфен, циркон, черные рудные минералы, в отдельных районах — глаукофан. Легкая подфракция состоит из кварца (до 30%), трудноопределимых обломков (до 30%), полевых

шпатов (до 10%), хлорита (до 20%), иногда содержит много мусковита.

К четвертой группе провинций относятся обширные районы, сложенные карбонатными осадочными породами — самыми распространенными породами Кубы. Рыхлые отложения этих районов сложены исключительно карбонатными обломками (биогенными, обломочными, хемогенными). Иногда во фракции 0,1—0,05 мм содержатся тяжелые минералы (0,004—0,3%), представленные наиболее устойчивыми разновидностями: цирконом, черными рудными, хромшпинелидами, гидроокислами железа, турмалином, рутилом, эпидотом.

В заключение следует отметить, что в процессе седиментогенеза в областях с влажным тропическим климатом происходит интенсивная «деформация» терригенных минералогических комплексов, что приводит иногда к почти полному несоответствию минералогических комплексов терригенных продуктов, поступающих в бассейн седиментации, комплексам коренных источников питания. Основная причина этого — интенсивное химическое выветривание коренных пород — источников питания, которое в тропиках значительно опережает чисто механическое разрушение пород (Страхов, 1960). Это несоответствие наиболее отчетливо проявляется в районах, сложенных породами, состоящими в основном из неустойчивых минералов, и где помимо климатического фактора химическому выветриванию способствуют тектонические условия: слабо расчлененный платообразный рельеф (например, район северо-восточного Орьенте). В связи с этим необходимо всегда помнить, что даже во влажных тропиках существуют горные районы с сильно расчлененным рельефом, где химическое выветривание ограничивается своей ранней, щелочной, стадией либо вообще не проявляет себя. Поэтому в этих районах терригенные продукты, также, как в умеренных и арктических областях, могут в значительной степени состоять из сравнительно неустойчивых по отношению к химическому выветриванию минералов. Пример таких районов на Кубе — горы Сьерра-Маэстра, массив Эскамбрай.

Таким образом, основная особенность процесса первичной мобилизации обломочного материала в зоне гипергенеза тропиков — интенсивное разложение нестойких минеральных компонентов кристаллических пород. Наиболее отчетливо это проявляется в том случае, когда главные породообразующие минералы — оливин, ромбические пироксены, плагиоклазы и др. Наряду с этим в элювиальных отложениях может происходить относительное накопление наиболее устойчивых минералов, в том числе аутигенных. В результате в прибрежную зону Кубы в составе крупнообломочной части терригенного сноса обычно поступают три основные группы минералов: новообразованные в коре выветривания (гидроокислы железа), реликтовые, наиболее устойчивые (кварц, хромшпинелиды, ильменит, циркон, эпидот, ставролит, дистен, турмалин, рутил и др.) и выветрелые трудноопределимые обломки. В некоторых случаях минералогическая дифференциация заканчивается образованием олигомиктовых отложений, примером чему могут служить чистые кварцевые пески западного побережья о. Пинос или песчаные отложения побережья Майяри-Баракоа, состоящие почти исключительно из гидроокислов железа и хромшпинелидов.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. К вопросу об условиях образования коры выветривания в геосинклинальных областях (на примере Восточной Кубы). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 9.
- Бугельский Ю. Ю., Формель-Кортин Ф. Влияние гидрогеохимического фактора на формирование и размещение кор выветривания Кубы. — В сб.: Геология полезных ископаемых Кубы. М., «Наука», 1973.

Национальный Атлас Кубы. Гавана, 1970.

Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы, м-б 1:1250 000.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.

Сомин М. А., Мильян Г. Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрая и Орьенте на Кубе и их возраст.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Финько В. И., Корин И. З., Формель-Кортин Ф. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.

Финько В. И., Петров В. П., Коутин Д. П. Обзор неметаллических полезных ископаемых Кубы.— В сб.: Геология полезных ископаемых Кубы. М., «Наука», 1973.

Furrazola-Bermudez G., Judoley C. M., Mijailovskaya M. S., Miroljubov Y. S., Novojatsky I. P., Jimenes A. N., Solsona J. B. Geologia de Cuba. La Habana, 1964.

Kutan V. E., Gavilian R. R. Geologia de Isla de Pinos.— Nuestra Industria Technologica, 1965, v. 5, No. 4.

Rutten L. M. S. Geology of Isla de Pinos, Cuba. Proceedings of the Koninklijke Akademie Van Wetenschappen Te Amsterdam, 1934, v. 37, No. 7.

Институт океанологии
Москва

Дата поступления
26.XII.1974

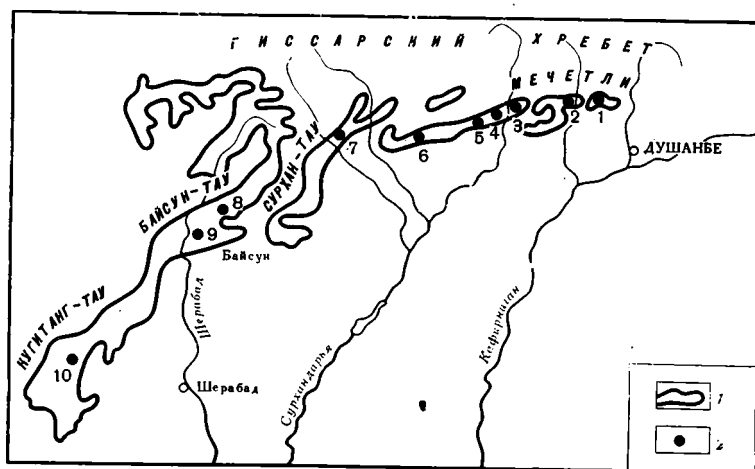
УДК 550.422 : 551.762 (235.216)

ГЕОХИМИЯ БОРА И ЛИТОЛОГИЯ ЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

**П. П. ТИМОФЕЕВ, Ю. Я. ВАЛНЕР, Д. Н. ПАЧАДЖАНОВ,
И. П. АДАМЧУК, Т. И. БУРИЧЕНКО**

Приводятся результаты исследований по геохимии бора в юрских карбонатных отложениях Гиссарского хребта, установленные в процессе детального литолого-фациального и минералогического анализов. Подробно изучен вещественный состав пород карбонатной толщи. Выделен ряд литологических типов карбонатных пород, отнесенных к определенным генетическим типам и фациям. Карбонатные породы содержат в среднем 0,0029—0,0058% бора. Основное количество бора в известняках связано с нерастворимым остатком, главным концентратором его являются глинистые минералы. В глинистых минералах обнаружено закономерное увеличение концентрации бора с повышением палеосолёности. Делается главный вывод о возможности использования бора в качестве показателя физико-химических условий формирования карбонатных пород.

Первые общие сведения о карбонатных отложениях юры южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта приводятся в работе В. А. Вахрамеева, А. В. Пейве, Н. П. Хераскова (1936). Среди карбонатных пород они выделили крупноолитовые, микрозернистые илестые и илесто-зернистые известняки. На основании изучения фаунистических остатков карбонатную толщу отнесли к келловей-оксфорду верхней юры.



Фиг. 1. Схематическая карта расположения опробованных разрезов юрских отложений Гиссарского хребта
1 — современные контуры выходов юрских отложений; 2 — места отбора проб (числа на карте): 1 — Лучоб, 2 — Ханака, 3 — Ташкутан, 4 — Ширкент, 5 — Оби-Заранг, 6 — Шаргунь, 7 — Хандиза, 8 — Санджар, 9 — Туода, 10 — Вандоб

В результате дальнейших исследований были уточнены стратиграфические границы карбонатных отложений: выделены подъярусы и горизонты, изучен их минералого-петрографический состав. Было показано, что карбонатные породы формировались в период максимальной трансгрессии морского бассейна нормальной и частью повышенной солености в условиях аридизации климата (Полянский, 1962; Троицкий, 1967; Арифджанов, Камалов, 1963; Арифджанов, 1967; Арифджанов и др., 1970, и др.). Однако остается открытым вопрос о том, в каких конкретных фациальных условиях накапливались разновидности карбонатных пород, что делало невозможным детально разобраться в вопросах геохимии бора в карбонатных отложениях. Поэтому были подробно исследованы вещественный состав карбонатных пород, фациальные условия их накопления и на базе этого изучено распределение в них различных форм бора. Исследованию были подвергнуты 10 разрезов карбонатной толщи юры в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (фиг. 1).

Карбонатные отложения прослеживаются в виде узкой полосы в субширотном направлении. Мощность карбонатной толщи различная: в южной и юго-западной частях региона (структуры Кугитангтау, Байсунтау) она составляет 500—650 м, а в северном и северо-восточном направлениях — до 100—30 м (структура Мечетли). По возрасту карбонатные отложения относятся к верхам средней и верхней юры (Объяснительная записка..., 1970).

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Исследование карбонатных отложений проводилось методом детального литолого-фациального анализа (Тимофеев, 1969, 1970). Их вещественный состав изучался комплексно; были использованы также микроскопия с окрашиванием (Штеренберг, 1965; Штеренберг и др., 1972), термический и химический анализы, минералогическое изучение нерастворимого остатка (рентгенодифрактометрия и электронная микроскопия).

Макроскопически известняки представлены массивными, плотными микрозернистыми, темно-серыми, реже черными породами с толстослоистой текстурой; иногда среди них встречаются тонкослоистые, плитчатые разности. Основным пороодообразующим компонентом пород является кальцит, который образует микрозернистую массу; иногда она перекристаллизована в мелко-среднезернистые разности. Кальцит хорошо устанавливается в шлифах методом окрашивания (приобретает красный цвет при обработке поверхности открытого шлифа реагентом алizarin-рот). На термограммах обнаружено по одному глубокому эндотермическому пику в интервале 920—980° С, что отвечает кальциту. Содержание его в породах колеблется от 60—85% в песчано-глинистых известняках до 96—98% в чистых хомогенных разностях.

Доломита меньше и распространен он крайне незначительно. Обычно встречается в виде примеси в различных типах известняков и в основном приурочен к верхам карбонатных отложений. Его присутствие отмечено в верхах разрезов Ташкутан, Ширкент, Оби-Заранг, Шаргунь, Хандиза, Туода. Выделяются два типа доломитов: сингенетические и вторичные (диагенетические, возможно, эпигенетические). Первые присутствуют в виде примеси в различных известняках, образуя мелкие зерна и агрегаты неправильной формы. Доломит в шлифах не окрашен. Его в известняках до 4%; в отдельных случаях в доломитизированных разностях пород его 7—20%. Вторичные доломиты развиты незначительно. Они встречены в разрезах Ташкутан, Ширкент, Хандиза, где образуют небольшие линзообразные тела, быстро выклинивающиеся по

простиранию. Развивается доломит по микрозернистому кальциту путем замещения и образует мелкие ромбоэдрические кристаллы с изометрическими очертаниями: размер зерен от 0,01—0,03 до 0,04—0,06 мм. При этом микрозернистые известняки превращаются в доломитизированные известняки и известковые доломиты. На термограммах доломит обнаруживается по двум эндотермическим пикам: небольшой пик при температуре 810°С и второй при 920°С. Содержание доломита в доломитизированных известняках и известковых доломитах 7—55%.

Терригенная примесь известняков представлена в основном кварцем, реже полевыми шпатами и обломками разнообразных пород (кварцитов, сланцев, кремней, эффузивов) и различными глинистыми минералами.

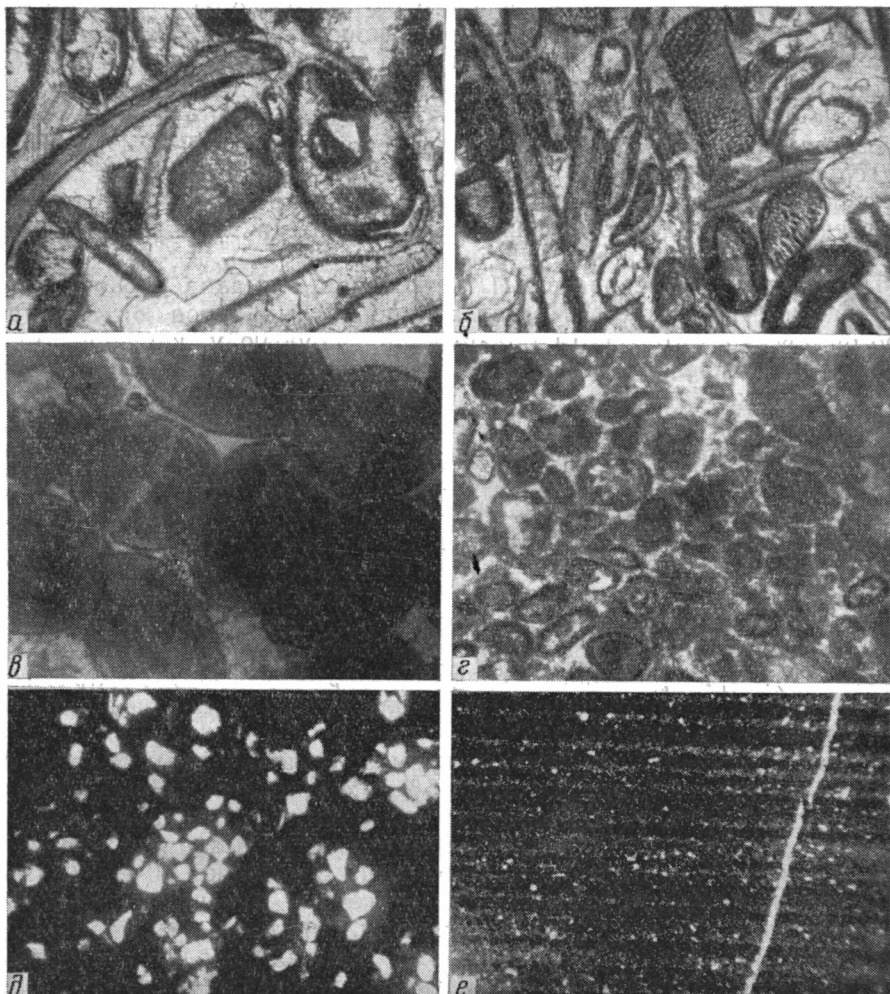
Предыдущие исследователи (Арифджанов, Камалов, 1963) в глинистой части нерастворимого остатка карбонатных пород юго-западных отрогов Гиссарского хребта обнаружили гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, бейделлит, аллофан. Мы во фракции <0,001 мм различных типов пород карбонатной толщи рентгеноструктурным анализом и электронной микроскопией установили гидрослюда, каолинит, хлорит. Основным минералом является гидрослюда, а остальные встречаются в виде примеси. Гидрослюда обычно гидратированная и на дифрактограммах устанавливается по наличию заметного фона в области малых углов. В природных образцах (001) у них 10,1—10,3 Å, а при насыщении глицерином — 9,9—9,8 Å. Эти эффекты объясняются тем, что в структуре минерала присутствует незначительное количество (15—20%) пакетов монтмориллонитового типа (Коссовская, Дриц, 1970). Наличие каолинита диагностируется по характерным отражениям 7 Å (001) и 3,57 Å (002). При прокаливании образцов при 550°С эти рефлексы исчезают. Хлорит устанавливается по рефлексу ~14 Å на дифрактограммах прокаленного препарата.

Общее содержание терригенной примеси в карбонатных породах колеблется в широких пределах: от 2—5% в хемогенных чистых известняках до 7—50% в песчано-глинистых разностях. Минералы тяжелой фракции представлены в убывающем порядке турмалином, цирконом, сфеном, монацитом и др. Турмалин иногда составляет 30—40% тяжелой фракции (структура Мечетли). Аутигенные минералы представлены арагонитом, кварцем, хлоритом, гетитом, пиритом и др.

Среди органогенных остатков в карбонатных породах обнаружены зоогенные и фитогенные разности. Первые представлены крупным органогенным детритом, среди которого встречены обломки раковин брахиопод, гастропод, кораллов и др. Цементирующая масса представлена микрозернистым кальцитом и органогенным шламом с относительно хорошо сохранившимися остатками остракод, многокамерных фораминифер и реже радиолярий. Фитогенные остатки встречаются менее часто и представлены рифообразующими водорослями. В отдельных случаях содержание органогенных остатков, детрита и детритуса составляет 60—80%; в этом случае породы классифицируются как органогенно-детритовые и детритусовые известняки.

Изучение вещественного состава карбонатной толщи позволило выделить в ней несколько разновидностей пород: органогенно-детритовые, детритусовые, оолитовые, песчанистые, глинистые, комковатые и микрозернистые известняки, а также известняки смешанного состава, доломитизированные известняки и известковые доломиты (фиг. 2). Ниже приводится их краткая характеристика.

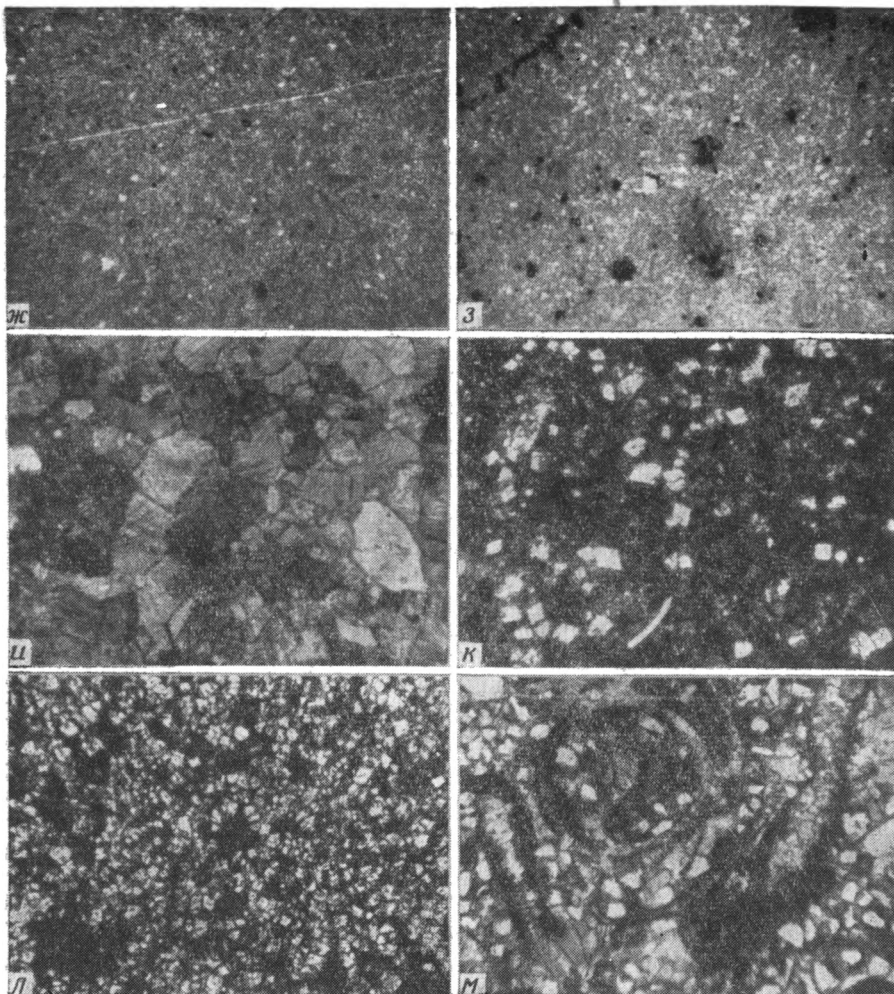
Органогенно-детритовые и детритусовые известняки (фиг. 2, а, б). Основная часть породы представлена крупным раковинным детритом. Вся масса детрита перекристаллизована и имеет волокнистое строение. Иногда породообразующим компонентом становится мелкий органогенный детритус (0,2—1,5 мм). Цемент породы представлен пелитоморф-



Фиг. 2. А, Б. Литологические типы карбонатных пород
Известняк: А. а, б — органогенно-детритовый и детритусовый, в — оолитовый, г — переотложенный оолитовый, д — песчанистый, е — глинистый. Б. ж — комковатый, з — мелкозернистый с вкраплениями сульфидов, и — перекристаллизованный мелкозернистый, к — доломитизированный, л — известковый доломит, м — известняк смешанного генезиса. (Везде $\times 40$ и николи 11, кроме и — николи +)

ным кальцитом. Нередко в породе встречаются относительно хорошо сохранившиеся остатки многокамерных фораминифер, остракод и радиолярий. В небольшом количестве (8—15%) присутствует терригенная примесь, представленная в основном кварцем, глинистыми минералами; реже встречаются зерна полевых шпатов и обломков пород (глинистых сланцев, эффузивов и др.). Этот тип известняков развит незначительно, но встречается почти во всех изученных разрезах и приурочен к низам карбонатной толщи. Образует массивные пластовые и линзообразные тела мощностью 0,3—5 м.

Оолитовые известняки (фиг. 2, в, г). Основную массу породы составляют оолиты в 0,05—0,1 мм, сложенные пелитоморфным слабожелезненным кальцитом. Форма оолитов округлая, овальная, вытянутая,



реже неправильная. Оолиты имеют концентрическое строение. Часто они раздроблены и вдавлены друг в друга. Иногда порода целиком сложена переотложенными оолитами. Пространство между ними заполнено микрозернистым кальцитом. Терригенной примеси 5—7, реже до 20%. Состав ее близок составу предыдущего типа известняков. Оолитовые известняки распространены крайне незначительно, образуют по мощности небольшие пластовые тела (2—3 м) в нижней половине карбонатной толщи и обычно чередуются с органогенно-детритовыми известняками или перекрывают их.

Песчанистые известняки (фиг. 2, д). Главным породообразующим компонентом является микрозернистый кальцит. Терригенной примеси — 15—45%. Доминирует кварц, в подчиненном количестве присутствуют полевые шпаты, обломки пород и глинистые минералы. Этот тип известняков значительно развит в разрезах восточной части региона (структура Мечетли) и приурочен к нижним частям карбонатной толщи; встречается и в верхней части (в регрессивных циклах седиментации). Он образует пластовые тела мощностью 2—8 м.

Глинистые известняки (фиг. 2, е). Основная масса породы сложена

пелитоморфным кальцитом. Глинистое вещество составляет 10—25% и представлено гидрослюдистыми, каолинит-гидрослюдистыми и хлорит-гидрослюдистыми ассоциациями. В общей массе породы нередко отмечаются мелкие включения рассеянного органического вещества. Эта разновидность известняков значительно развита на всей описываемой площади и встречается в нижней и верхней частях карбонатной толщи, образуя крупные пластовые тела мощностью 5—30 м.

Комковатые известняки (фиг. 2, ж). Основным породообразующим компонентом является пелитоморфный кальцит комковатой структуры, обусловленной скоплением тонкозернистого кальцита в комочки, имеющие овальную и округлую с неправильными очертаниями форму, з 0,01—0,08 мм. Иногда в массе породы есть равномерно рассеянная примесь глинистого вещества (5—10%). Этот тип известняков приурочен к средней части карбонатной толщи. Образует крупные пластовые тела мощностью 10—30 м.

Микрозернистые известняки (фиг. 2, з, и). Они наиболее развиты среди карбонатных пород и составляют примерно 60—70% всей толщи. Основным породообразующим компонентом является микрозернистый кальцит, участками перекристаллизованный в мелкозернистые разновидности. Иногда в общей массе породы можно заметить терригенную примесь, представленную угловатыми, слабоокатанными зернами кварца, реже полевых шпатов. Нерастворимого остатка менее 5%. Часто в породе встречаются вкрапления сульфидов (пирит, халькопирит). Известняк образует крупные пластовые тела мощностью 10—50 м и слагает в основном среднюю часть карбонатной толщи.

Доломитизированные известняки и известковые доломиты (фиг. 2, к, л). Встречаются сравнительно редко и приурочены к верхней половине карбонатной толщи (регрессивная аридная часть). Образуют линзообразные, реже мелкие пластовые тела небольшой мощности (0,5—5 м). Преобладающим компонентом в одних случаях является микрозернистый кальцит, в других — перекристаллизованный доломит. В породе отмечается примесь терригенного материала (до 10%), в основном представленного глинистым материалом хлорит-гидрослюдистого состава.

Известняки смешанного генезиса (фиг. 2, м). Встречаются исключительно в восточной части региона. В их сложении участвуют органический детрит, оолиты, микрозернистый кальцит и терригенный материал. Главным породообразующим компонентом является один из них. Этот тип известняков встречен в нижней и верхней частях карбонатной толщи. Образует линзообразные и мелкие пластовые тела мощностью 0,5—4 м.

В целом все вышеуказанные разновидности карбонатных пород образуют пять макрофаций, формирование которых происходило в определенных участках морского бассейна, что определило их фациальный облик. Выделенные макрофации в разрезе образуют закономерный ряд трансгрессивно-регрессивной седиментации с постепенным изменением климата от гумидного (верхний бат, келловей) к аридному (оксфорд? кимеридж — титон). Карбонатные породы в пределах пяти макрофаций отнесены к шести фациям и 13 генетическим типам (табл. 1).

Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна (МПК).

Отложения этой макрофации характеризуют условия прибрежного, часто полуизолированного, участками застойного мелководья морского бассейна. Карбонатные породы в пределах этой макрофации образуют одну фацию — МПК, для которой выделены два генетических типа: МПК-1 и МПК-2.

Макрофация отложений открытого подвижного мелководья морского бассейна (ММ).

Генетические типы и фации юрских карбонатных отложений Гиссарского хребта

Макрофация	Фация	Генетический тип		Средняя мощность, м
		индекс	литологический состав	
Гумидный тип осадконакопления				
Отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна, МП	Глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун, МПК	МПК-1	Алеврито-глинистый известняк, иногда мергель, с тонкой горизонтальной слоистостью, темно-серый с мелкой фауной	1,5—5
		МПК-2	Слабоглинистый известняк, иногда с примесью органогенного детритуса, темно-серый, без видимой слоистости, массивный	2—5
Отложений открытого подвижного мелководья морского бассейна, ММ	Песчано-глинистых и карбонатных осадков малоподвижного мелководья морского бассейна, МММ	МММ-1	Песчано-алевритовый известняк, иногда известняк смешанного состава, без видимой слоистости, темно-серый, массивный	2—3, реже 5—7
		МММ-2	Оолитовый известняк, иногда с примесью песчано-глинистого материала, реже слабодолмитизированный, ожелезненный, темно-серый, без видимой слоистости, массивный	5—7
		МММ-3	Органогенно-детритовый и детритусовый известняк, иногда с примесью оолитов, темно-серый, без видимой слоистости, массивный	3—5, реже 7—10
Отложений, удаленных от побережья участков морского бассейна, МУ	Глинисто-карбонатных осадков, сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна, МУТ	МУТ-1	Глинистый микрозернистый известняк, темно-серый, массивный, иногда плитчатый, с редкими перекристаллизованными остатками фауны	3—4, реже 5—10
	Карбонатных осадков, наиболее удаленных от побережья частей морского бассейна, МУК	МУК-1	Микрозернистый известняк, иногда комковатый, слабоглинистый, темно-серый, массивный	5—10, реже 10—25
		МУК-2	Микрозернистый известняк, темно-серый, реже черный, массивный	10—20, реже 30—40
		МУК-3	Долмитизированный известняк, реже известковый доломит, темно-серый, глинистый, слабоожелезненный, массивный	0,5—2, реже 2,5—5

Таблица 1 (продолжение)

Макрофашия	Фашия	Генетический тип		Средняя мощность, м
		индекс	литологический состав	
Гумидный тип осадконакопления с признаками аридизации климата				
Отложенный заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна с признаками аридизации климата, МА	Алеврито-песчаных и карбонатных осадков открытого прибрежного мелководья морского бассейна с признаками аридизации климата, МАО	МАО-1	Песчано-глинистый известняк, иногда с примесью органогенного детритуса, серый, серовато-бурый, массивный	3—5, реже 5—7

Аридный тип осадконакопления

Отложенный заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна с аридным климатом, при повышенной солености вод, МС	Глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с аридным климатом при повышенной солености вод, МСК	МСК-1	Песчано-глинистый известняк, иногда с примесью органогенного детритуса и включением оолитов слабожелезистый, серовато-бурый, массивный	3—5, реже 7—15
		МСК-2	Слабоглинистый микрозернистый известняк, серовато-бурый, массивный, толстоплитчатый	3—5, реже 5—12
		МСК-3	Доломитизированный известняк, иногда известковый доломит, обычно слабоглинистый, серовато-бурый и коричневатобурый, массивный	0,5—2, иногда 3—5

Осадки данной макрофашии формировались в зоне открытого мелководья. Они занимают значительные пространства. Здесь наряду с песчано-гравийными породами накапливались органогенные и хемогенные известняки. Карбонатные породы этой макрофашии отнесены к фашии МММ, в которой выделены три генетических типа — МММ-1, МММ-2, МММ-3.

Макрофашия отложений, удаленных от побережья участков морского бассейна (МУ).

Осадки этой макрофашии накапливались в значительном удалении от побережья в сравнительно глубоководных участках морского бассейна в спокойной гидродинамической обстановке. Карбонатные породы отнесены к двум фашиям: МУТ, МУК. Осадки фашии МУТ накапливались в сравнительно удаленных частях морского бассейна. Известняки обычно содержат примесь глинистого материала. Они в пределах данной фашии отнесены к одному генетическому типу — МУТ-1. Осадки фашии МУК отлагались в наиболее удаленных участках морского бассейна, куда терригенный материал не поступал, а если и поступал, то в незначительных количествах. Осадки сложены преимущественно хемогенным кальцитом. В пределах данной фашии выделены три генетических типа: МУК-1, МУК-2, МУК-3.

Макрофашия отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна с признаками аридизации климата (МА).

Начиная с середины верхней юры (оксфордский ярус?), в северо-восточной части исследуемого региона (структура Мечетли) происходит заметная регрессия моря и наступает аридизация климата. Вследствие этого в карбонатных породах увеличивается примесь терригенного ма-

териала. В отдельных случаях он образует среди карбонатных пород прослой песчаников, алевролитов и аргиллитов с пестроцветной окраской — от зеленовато-серой до бурой. В прибрежном мелководье наряду с песчаниками и глинами, обычно карбонатизированными, происходит накопление песчаных и глинистых известняков фаций МАО. Они представлены одним генетическим типом МАО-1.

Макрофашия отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна с аридным климатом при повышенной солености вод (МС).

К концу верхней юры (верхний оксфорд, кимеридж — титон) климат становится аридным. Море значительно регрессирует на юг, юго-запад, в результате чего в северо-восточной части региона формируются крупные заливы и лагуны с повышенной соленостью вод, на что указывают появление в известняках значительного количества примеси сингенетического доломита и накопление мощных пластов гипса, а на юге Таджикской депрессии — накопление солей. В центральных частях заливов и лагун накапливались известняки и их доломитизированные разновидности, которые отнесены к фации МСК. В этой фации карбонатные породы принадлежат к трем генетическим типам: МСК-1, МСК-2, МСК-3.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ БОРА В ПОРОДАХ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ

В последнее время интенсивно изучается геохимия бора в осадочных породах с целью использования его для палеофациальных реконструкций (Кейт, Дегенс, 1961; Хардер, 1965; Гуляева, Лыгалова, 1965 и др.). Следует отметить, что большая часть этих исследований касалась геохимии бора в песчано-глинистых породах различного генезиса. О распределении бора в карбонатных породах в литературе содержатся крайне незначительные сведения. Так, В. Г. Гольдшмидт и К. К. Петерс (1938) установили, что доломиты содержат бора 0,0005—0,001%. В известняках Австрии бора 0,00028%, а в мергелях — до 0,0143%.

Основное количество бора в карбонатных породах связано с примесью глинистого материала, в частности с иллитом (Хардер, 1965). Допускается связь определенной части бора с органическим веществом и гетитом. В среднем содержание бора в карбонатных породах составляет 0,0027% (Хардер, 1965). Карбонатные породы аридных бассейнов седиментации содержат бор от следов до 0,019%, в отдельных случаях до 0,031%. Такие высокие содержания бора в них объясняются проявлением гетеровалентного изоморфизма между анионами BO_3^{3-} и CO_3^{2-} (Иванов, 1969).

Цель наших исследований заключалась в изучении распределения бора в карбонатных породах различных фаций и выяснении форм его нахождения. Бор в карбонатных породах анализировался спектральным количественным методом с использованием безборных медных электродов (Шиллинг, Пометун, 1959; Алиханова, 1964). Чувствительность метода $1 \cdot 10^{-4}\%$. Среднеквадратичная ошибка анализа $\pm 5\%$. В каждой пробе бор определялся двукратно и брались средние значения. Кроме валового бора в карбонатных породах определялся бор в нерастворимом остатке. Нерастворимый остаток получали путем обработки пород 5%-ным раствором HCl . По данным анализа валового бора и бора в нерастворимом остатке рассчитывали бор силикатный и бор растворимый. Нерастворимый остаток карбонатных пород разделяли на ряд фракций ($>0,1$; $0,1-0,01$; $0,01-0,001$; $<0,001$ мм), и в них также определяли бор.

Результаты анализа (табл. 2, фиг. 3) показали, что в различных генетических типах пород карбонатных отложений обнаружены незначительные количества бора: 0,0014—0,0060%. Из 27 проб чистых хемоген-

Таблица 2

Распределение бора валового в карбонатных породах юры Гиссарского хребта

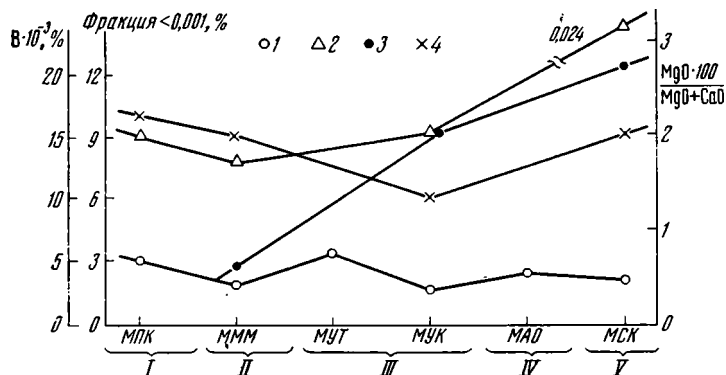
Фация	Генетический тип	Содержание бора в генетическом типе, %	Среднее содержание бора в генетическом типе, %	Среднее содержание бора в фации, %	Минеральный нерастворимый остаток, %	Коэффициент магнетальность пород
МПК	МПК-1	0,0020—0,0063	$\frac{0,0051}{7}$	$\frac{0,0050}{9}$	15,7—24,4	—
	МПК-2	0,0045—0,0048	$\frac{0,0046}{2}$			—
МММ	МММ-1	0,0016—0,0035	$\frac{0,0025}{4}$			
	МММ-2	0,0013—0,0100	$\frac{0,0050}{5}$	$\frac{0,0033}{13}$	5,4—50,0	$\frac{0,62}{4}$
	МММ-3	0,0012—0,0026	$\frac{0,0020}{4}$			
МУТ	МУТ-1	0,0020—0,0096	$\frac{0,0058}{2}$	$\frac{0,0058}{2}$	7,0—20,3	—
МУК	МУК-1	0,0013—0,0071	$\frac{0,0030}{16}$			—
	МУК-2	0,0010—0,0021	$\frac{0,0014}{5}$	$\frac{0,0029}{23}$	1,0—18,8	$\frac{2,10}{7}$
	МУК-3	0,0035—0,0083	$\frac{0,0060}{2}$			—
МАО	МАО-1	0,0035—0,0050	$\frac{0,0042}{3}$	$\frac{0,0042}{3}$	20,5—50,0	—
МСК	МСК-1	0,0024—0,0063	$\frac{0,0037}{6}$			
	МСК-2	0,0013—0,0079	$\frac{0,0032}{6}$	$\frac{0,0035}{17}$	7,2—38,4	$\frac{2,73}{3}$
	МСК-3	0,0016—0,0060	$\frac{0,0035}{5}$			

Примечание. В знаменателе количество проанализированных образцов. Характеристику фаций и генетических типов см. в табл. 1.

ных известняков (фация МУК) в 22 бора не обнаружено, только в пяти пробах его содержание составило 0,001—0,0021%. Особых различий в содержании валового бора в зависимости от типа известняков и климатических условий их образования не наблюдается. Выявлено, что основное количество бора в известняках приурочено к нерастворимому остатку. С хемогенным карбонатным материалом бор не связан. Характер распределения бора в нерастворимом остатке показывает, что он находится главным образом в алеврито-глинистой фракции (табл. 3).

Повышенные содержания бора во фракции 0,1—0,01 мм связаны с присутствием в ней значительного количества турмалина. В глинистой фракции его носителем и концентратом являются гидрослюда, каолинит и хлорит.

Изучение распределения растворимого бора в карбонатных породах показало, что его содержание в них колеблется в широких пределах от 4 до 86% от общего количества бора в породе. Максимальные его содержания тяготеют к органогенным и оолитовым известнякам и к породам,



Фиг. 3. Распределение средних содержаний некоторых форм бора, глинистой фракции и коэффициента магнезиальности в различных фациях карбонатных пород

1 — бор валовый; 2 — бор во фракции $<0,001$ мм; 3 — коэффициент магнезиальности пород; 4 — количество фракции $<0,001$ мм. Макрофации карбонатных отложений: I — заливно-лагунные (гумидные) известняки, II — известняки прибрежного мелководья, III — известняки, сформированные в удаленных от побережья частях морского бассейна, IV — прибрежные известняки с признаками аридизации климата, V — карбонатные породы заливно-лагунного (аридного) генезиса

содержащим значительную примесь глинистого материала. В органо-генных известняках почти весь бор находится в составе органических остатков, и он из них полностью высвобождается в результате обработки раствором HCl.

В случае известняков с примесью терригенного материала растворимый бор извлекается из глинистых минералов и тонкорассеянного органического вещества, где он находится в сорбированном состоянии. Возможно, определенная часть бора поступает в результате растворения гётита, хлорита и некоторых гидроокислов, присутствующих в различных типах известняков. Работами по соосаждению бора с гидроокислами металлов показано, что он интенсивно соосаждается с гидроокисью железа, алюминия, марганца и др. (Эфендиев, 1955; Мун, Бектуров, 1971, и др.).

Содержание силикатного бора зависит от количества нерастворимого остатка карбонатных пород и его состава. Следовательно, колебания содержаний валового бора в породах определенных фаций карбонатных отложений объясняется изменением количества терригенной примеси и органо-генного детрита; чем больше в нерастворимом остатке известняков глинистой фракции, тем больше в них бора.

Более четкая зависимость содержаний бора от фациальных условий накопления карбонатных пород наблюдается в их глинистой фракции (табл. 4, фиг. 3).

Как видно из характера распределения бора в глинистой фракции, его содержание в ней не зависит от количества глины и ее минералогического состава, а возрастает закономерно с изменением физико-хими-

Таблица 3
Распределение бора в различных фракциях нерастворимого остатка пород карбонатной толщи

Фракция, мм	Количество анализов	Среднее содержание бора во фракции, %	Фракция, мм	Количество анализов	Среднее содержание бора во фракции, %
$>0,1$	6	0,0053	$0,01-0,001$	16	0,0132
$0,1-0,01$	16	0,0104	$<0,001$	16	0,0182

Распределение бора в глинистой фракции пород карбонатной толщи

Фация	Количество анализов	Среднее содержание нерастворимого остатка, %	Среднее содержание фракции <0,001 мм, %	Среднее содержание бора во фракции <0,001 мм, %	Ассоциации глинистых минералов
МПК	2	22	10	0,015	Каолинит-гидратированно-гидро- слюдистая
МММ	3	42	9	0,013	Хлорит-гидратиро- ванно-гидрослю- дистая
МУК	6	11	6	0,020	То же
МСК	5	14	9	0,024	»

ческой среды осадкообразования. Так, концентрации бора в глинистой фракции карбонатных пород центральных частей заливов и лагун (фация МПК) и малоподвижного мелководья (фация МММ) остаются примерно одинаковыми (0,015—0,013%). В сторону удаленных частей морского бассейна (фация МУК) они возрастают до 0,020% и в глинистой части карбонатных пород заливов и лагун (фация МСК), образованных в условиях аридного климата, достигает максимума — 0,024%. Это указывает на постепенное увеличение солёности морской воды в период накопления карбонатных отложений. Повышение солёности воды, как известно, приводит к росту концентрации бора в морских водах и соответственно в их осадках (Хардер, 1965; Виноградов, 1967, и др.). Следовательно, можно считать, что при накоплении известняков фаций МПК, МММ солёность воды была близкой к нормальной или слабоопресненной. Известняки фаций МУТ и МУК формировались в условиях нормальной солёности, а при накоплении карбонатных пород фации МАО и МСК солёность была повышенной. На это указывает также увеличение коэффициента магниальности пород от фации МММ к фации МСК, рассчитанного по методу А. Б. Ронova А. И. Ермишкиной (1953).

В литературе высказываются различные мнения о влиянии рассеянного органического вещества на распределение бора в осадках. Имеются утверждения, что между содержаниями бора и $C_{орг}$ в осадках существует прямая зависимость (Хардер, 1965; Гуляева, Лыгалова, 1965, и др.). Однако есть и противоположные указания. Кроме того, высказывается мнение, что между содержаниями бора и $C_{орг}$ в осадках никакой связи не наблюдается (Мун, Бектуров, 1971).

Рассмотрим влияние $C_{орг}$ на распределение бора в исследуемых карбонатных породах. Результаты анализа $C_{орг}$ приведены в табл. 5. Расчет коэффициента корреляции между бором и $C_{орг}$ по обычному методу дал незначимую величину. Однако информационный коэффициент корреляции, рассчитанный согласно методике А. Б. Вистелиуса (1964), по уравнению

$$r_I(xy) = \sqrt{1 - e^{-2I(xy)}}, \quad (1)$$

оказался равным 0,68. Следовательно, связь бора с $C_{орг}$ значимая. Для выяснения вида связи проверялась гипотеза о симметрии корреляционной матрицы (H_1 при альтернативе H_2) по формуле

$$\tilde{T}(H_1: H_2) = \sum_{i \neq j} \sum x_{ij} \ln x_{ij} - \sum_{i < j} (x_{ij} + x_{ji}) \ln (x_{ij} + x_{ji}) + (\ln 2) \sum_{i \neq j} x_{ij}, \quad (2)$$

где x_{ij} — частоты.

Для пары бор — $C_{орг}$

$$2\tilde{T}(H_1: H_2) = 7,1. \quad (3)$$

Содержание $C_{орг}$ и бора в карбонатных породах юры Гиссарского хребта

Разрез	№ пробы	Фация	$C_{орг}$	Бор валовой, %
Лучоб	249	МСК	1,31	0,0050
То же	242	»	0,08	0,0024
Хандиза	203	МММ	0,38	0,0026
Шаргунь	225	»	0,09	0,0013
То же	278	МСК	0,06	0,0012
»	324	»	0,33	0,0044
»	284	»	0,09	0,0014
»	235	МУК	0,05	0,0071
»	239	»	0,13	0,0035
»	242	»	0,04	0,0025
Вандоб	3	»	0,03	0,0013
»	7	»	0,09	0,0015
»	9	»	0,06	0,0040
»	13	»	0,09	0,0018
»	11 ^Б	»	0,14	0,0044
»	15	»	0,01	0,0018
»	19	»	0,07	0,0018
»	23	МУТ	0,46	0,0020
»	33	МММ	0,97	0,0016
»	47	»	0,06	0,0017

Эта величина распределена как χ^2 с числом степеней свободы, равным

$$6 \cdot (6 - 1) : 2 = 15 \quad (4)$$

При 15 степенях свободы и 95% доверительной вероятности (Айвазян, 1968)

$$\chi^2 = 7,26.$$

Следовательно, верна гипотеза H_1 , т. е. концентрации $C_{орг}$ и бора изменяются в карбонатных породах пропорционально. Отсюда следует, что на миграцию и концентрацию бора в карбонатных породах определенное влияние оказывает и органическое вещество.

ВЫВОДЫ

1. В результате детального литолого-фациального анализа пород карбонатной формации и изучения их вещественного состава выделены пять макрофаций, осадки каждой из которых накапливались в определенных участках морского бассейна в изменяющихся климатических условиях (аридизация к верхам разрезов). В пределах каждой макрофации выделены фации и генетические типы, формировавшиеся в определенных физико-химических условиях.

2. В карбонатных отложениях различных фаций встречены незначительные количества бора: 0,0029—0,0058%. При этом в хемогенных чистых известняках бор не обнаружен.

3. Установлено, что между содержаниями бора и $C_{орг}$ в известняках существует значимая корреляционная связь.

4. Выявлено, что основное количество бора в карбонатных породах связано с нерастворимым остатком, где главный концентратор бора — глинистые минералы.

5. Одним из индикаторов фациальной среды образования карбонатных отложений является бор, связанный с глинистыми минералами нерастворимого остатка; с увеличением палеосолености наблюдается увеличение концентрации бора в них.

- Алиханова О. И. Спектральное определение валового и водорастворимого бора в почвах.— Заводск. лаборатория, 1964, № 1.
- Айвазян С. А. Статистические исследования зависимостей. М., «Металлургия», 1968.
- Арифджанов М. Х., Камалов Я. Характер распределения глинистых минералов в карбонатной формации юры юго-западных отрогов Гиссара.— Докл. АН УзССР, 1963, № 10.
- Арифджанов М. Х. Петрографическое расчленение разрезов пород карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Узб. геол. ж., 1967, № 2.
- Арифджанов М. Х., Исхакова С. И., Джураев У. Петрографическая характеристика основных типов карбонатных пород мезозоя южного Узбекистана. Узб. геол. ж., 1970, № 3.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Вистелиус А. Б. Задачи геохимии и информационные меры.— Сов. геология, 1964, № 12.
- Гольдшмидт В. Г., Петерс К. К. К геохимии бора.— В кн.: Сборник статей по геохимии редких элементов. М.— Л., ГОНТИ, 1938.
- Гуляева Л. А., Лыгалова В. Н. Бор в нижнемеловых отложениях Зей-Бурейнской впадины.— В сб.: Микроэлементы в каустобидлитах и осадочных породах. М., «Наука», 1965.
- Иванов А. М. Геохимическое обоснование изоморфизма аниона BO_3^{3-} в карбонатной и сульфатной стадиях седиментации.— В сб.: Геология, геохимия и разработка нефтяных и газовых месторождений. Куйбышев, 1969.
- Кейт М., Дегенс Э. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В сб.: Геохимические исследования. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Косовская А. Г., Дриц В. А. О гидрослюдах осадочных пород.— В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практическое применение. М., «Наука», 1970.
- Мун А. И., Бектуров А. Б. Распределение микроэлементов в водоемах Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1971.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. М., 1970.
- Полянский Б. В. Петрографо-минералогическая характеристика рэт-юрских отложений междуречья Ширкент — Ханака.— Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1962, № 4.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Методика составления количественной литолого-геохимической карты.— Докл. АН СССР, 1953, т. 91, № 5.
- Троцкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения южного Узбекистана. Л., «Недра», 1967.
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация южной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1969, вып. 197.
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация южной Сибири и условия ее образования.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1970, вып. 198.
- Хардер Г. Геохимия бора. М., ИЛ, 1965.
- Шиллинг М. Л., Пометун Е. А. Спектральное определение бора в горных породах.— Заводск. лаборатория, 1959, № 12.
- Штеренберг Л. Е. К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Штеренберг Л. Е., Гречин В. И., Соловьев А. А., Шурина Г. Н. К методике окрашивания карбонатных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Эфендиев Г. К. Сорбционный метод извлечения бора из вод и рассолов.— Тр. Ин-та химии АН АзербССР, Баку, 1955, т. 14.

Геологический институт
Москва
Институт химии АН Таджикской ССР
Душанбе

Дата поступления
12.XI.1974

УДК 550.4 : 546.16 (470.5)

К ГЕОХИМИИ ФТОРА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ (на примере толщи карбона западного склона Северного Урала)

Я. Э. ЮДОВИЧ, Т. И. ИВАНОВА, В. А. ЧЕРНЫХ

Флюорит регионально распространен в отложениях карбона западного склона Северного Урала. Несмотря на явную стратиграфическую локализацию фтора, форма выделений флюорита обычно доказывает его вторичный характер. Сингенетичный фтор положительно коррелирует с выходом нерастворимого остатка, а вторичный мобилизованный фтор находится с нерастворимым остатком в отрицательной корреляции. Процессы мобилизации и переотложения вещества вмещающих пород, в основном в виде вторичного кальцита, захватывали не только фтор, но и другие элементы-примеси — уран, цинк, марганец, стронций, барий. Обнаружены поздние самостоятельные минералы цинка, бария, что вместе с фактом обогащения фтороносных толщ ртутью (на порядок выше кларка) указывает на гидротермальный характер возникших в катагенезе растворов. Источником фтора в водах каменноугольного моря считаются вулканические эксгальции.

Правые притоки р. Печоры, стекающие с западного склона Урала, — Кожим, Щугор, Подчерем, Илыч, Унья — дают прекрасные разрезы всего палеозоя, среди которых особенно полно представлены разрезы карбона.

Особенностью каменноугольных карбонатных толщ нашего региона является региональная зараженность их фтором, что находит отражение в многочисленных проявлениях флюорита. На фигуре показано местоположение основных стратиграфических разрезов карбона, в которых известен флюорит (по личным наблюдениям авторов и литературным данным). Более детальное геохимическое изучение карбонатных толщ с флюоритом мы выполняли в двух пересечениях западного склона Урала — Щугорском и Подчеремском (фигура, разрезы 1, 6 и др.).

Карбонатные образования карбона в бассейнах рек Щугор и Подчерем представлены тремя отделами. В нижнем отделе развиты в значительной степени и терригенные породы с прослоями угля. В среднем и верхнем отделах в основном по фауне фораминифер выделяются башкирский, московский, гжельский и оренбургский ярусы. Накопление отложений нижнего и среднего карбона, к которым обычно приурочен флюорит, происходило в условиях морского мелководья, о чем свидетельствуют органогенно-детритовые структуры пород, преобладающие во всех изученных разрезах.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ФТОРА

Наличие флюорита в каменноугольных отложениях, вскрытых реками Подчерем и Щугор, было отмечено еще первыми исследователями этого края. В настоящее время, по совокупности всех полевых наблюдений, мы можем сформулировать следующие закономерности, которым подчинено распределение флюорита.

флюорита чаще указывают на его эпигенетическую природу: он обычно встречается в прожилках вторичного кальцита или, по крайней мере, в участках перекристаллизации карбонатного материала. Вывод о вторичности флюорита сделан всеми исследователями этих отложений, хотя некоторые из них неправильно именуют кристаллический чистый флюорит «ратовкитом».

Вместе с тем в некоторых более южных разрезах (Илыч, скалы Лек-из, Унья, в 3 км выше дер. Усть-Бердыш) наблюдаются две генерации флюорита (Варсанюфьева, Раузер-Черноусова, 1969): первая — тонко-рассеянный сингенетичный флюорит, придающий породе темно-фиолетовую окраску; вторая — переотложенный флюорит в форме более крупных кристалликов, расположенных в секущих наслоение трещинках вместе с кальцитом.

Присутствие сингенетического флюорита характеризует те участки каменноугольной толщи, где первичные концентрации фтора были особенно значительными. Важно отметить, что сингенетичный флюорит встречается не в известняках, а в сущности, в трех-, четырехкомпонентной породе: кварц (кремень) — кальцит — флюорит — доломит. Эти образования представляют собой известняк (нередко, как в разрезе скалы Лек-из, доломитизированный) с тонкими и частыми полосками кремня.

4) Полевые наблюдения позволяют обычно связывать вторичный флюорит с зонами разломов, нередко крупных. Почти без единого исключения сеть трещин с белым вторичным кальцитом наблюдается в обнажениях в непосредственной близости от установленных нарушений. Эта связь настолько четкая, что в тех случаях, когда в породах установлен жильный кальцит, можно с уверенностью ожидать здесь хотя бы небольшое нарушение. Таков, в частности, разрез нижнемосковских отложений на р. Оселок. Здесь кальцитовые прожилки с очень мелким темно-фиолетовым флюоритом приурочены к сводовой части антиклинали, в ядре которой обнажен средний карбон, а на крыльях — нижняя пермь. Интересно, что флюорит приурочен здесь лишь к тонким послонным прожилкам кальцита. В более мощных (и более поздних) прожилках с друзовым кальцитом, секущих наслоение, флюорита не видно. Вместе с тем (в более южных разрезах!) встречается флюоритовая вкрапленность и без видимого вторичного кальцита в участках перекристаллизации породы (в известняках и доломитах).

5) Как правило, проявления флюорита связаны со слабыми гамма-аномалиями, свидетельствующими о регионально повышенном кларке радиоэлементов (урана) во фтороносных толщах. В частности, такая аномалия обнаружена партией Г. Ф. Проскурина при геологической съемке на р. Оселок (1962 г.); видимо, такую же природу имеют аномалии, изученные И. С. Муравьевым (1958 г.) в разрезе I и нами в разрезах Илыч, Унья и др.

6) По нашим наблюдениям, вторичный флюорит в отложениях серпуховского надгоризонта и среднего-верхнего карбона появился позднее вторичной доломитизации и окремнения, поскольку кальцитовые прожилки с флюоритом рассекают и кремни и доломиты.

Из перечисленных эмпирических закономерностей две являются ключевыми для понимания генезиса флюорита: во-первых, его стратиграфическая приуроченность; во-вторых, его вторичный характер, установленный в большинстве точек. Это приводит к единственно возможному выводу о том, что накопления фтора имели сингенетичную природу (что подтверждается находками сингенетичного флюорита), но подвергались перераспределению в процессах, связанных с крупными тектоническими перестройками региона. Ранее к совершенно аналогичному выводу пришел В. Н. Авдонин (1968), изучавший флюорит на восточном склоне Урала.

Парагенезис флюорита с жильным кальцитом указывает на их общий перенос в одних и тех же растворах. Перенос карбоната кальция в растворах, по всей вероятности, осуществлялся при насыщении подземных вод углекислотой, переводящей карбонат в растворимый бикарбонат. Важно отметить следующее: независимо от гипотез о происхождении углекислоты, к выводу о том, что минералообразующие растворы были обогащены углекислотой, мы пришли также при изучении рудопроявления железа в толще C^b_1 (Юдович и др., 1971).

Эти наблюдения были дополнены данными анализов на фтор более 300 проб известняков карбона — перми из бассейна р. Подчерем. По отдельным стратиграфическим подразделениям были получены следующие средние содержания фтора, вес. % (в скобках — число анализов):

$$\begin{array}{ll} C_1^{1-1} - 0,017 (37) & C_1^{2} (sr) = 0,07 (21) \\ C_1^{1-2} - 0,011 (34) & C_2^{1} - 0,016 (15) \\ C_1^{2} tl + al - 0,047 (28) & C_2^{2} - 0,17 (43) \\ C_1^{2} mkh - 0,15 (28) & C_3 - 0,027 (45) \\ C_1^{2} vn - 0,34 (18) & P_{as} = 0,010 (29) \\ & P_{is} - 0,024 (25) \end{array}$$

Как видим, средние содержания фтора сильно колеблются. На фоновых кларковых содержаниях, не превышающих 0,05 %, отдельные горизонты обнаруживают резкое обогащение фтором. И хотя по этим данным трудно утверждать с уверенностью, что веневский горизонт вдвое богаче фтором, чем московские слои (ибо здесь средние цифры сильно зависят от 1—2 образцов с содержаниями фтора 1 % и выше), ясно, что верхневизейские и московские слои несомненно обогащены фтором по сравнению с остальными. Таким образом, наблюдения о встречаемости флюорита согласуются с картиной средних содержаний фтора. Для слоев с макроскопическим флюоритом весьма характерна сильная дисперсия содержаний: в образцах с флюоритом содержания фтора могут быть выше 1 %, в некоторых образцах без флюорита снижаются до содержаний $0,0001\%^2$, т. е. намного более низких, чем фоновое. Это обстоятельство лишний раз доказывает, что фтор флюорита — продукт перераспределения в пределах определенного горизонта. Из слоев среднего карбона, регионально зараженных фтором, были отобраны также 20 образцов, которые в Воркутинской КГРЭ проанализировали на ртуть (в камерном электроде). Оказалось, что в некоторых пробах содержания ртути, равные $(3-5) \cdot 10^{-5}\%$, на целый порядок превосходят кларк для карбонатных пород. Известно, что обогащения ртутью рассматриваются как индикатор гидротермальных процессов.

Приведенными данными исчерпывается информация, которую можно получить при региональных геохимических исследованиях. Дополнительную информацию дает детальное геохимическое изучение отдельных, наиболее полных разрезов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗА НИЖНИЕ ВОРОТА НА р. ЩУГОР

В разрезе Нижние Ворота на р. Щугор обнажена верхняя часть нижнего отдела (намюрский ярус), полный разрез среднего и верхнего карбона (Чермных и др., 1970). Сравнивая этот разрез с более восточными, следует подчеркнуть наличие в нем терригенных и кремнистых пород (интервал $C^2_2-C_3$), совершенно не характерных для разрезов Оселок, Малый Емель, Морчанов.

Разрез Нижние Ворота характеризует определенную фациальную зону, располагавшуюся в среднем и позднем карбоне в непосредственной близости от размывавшегося поднятия Печорской палеогряды. Эта зо-

² Содержания фтора ниже 0,01 % найдены путем пересчета содержаний, определенных в остатке, не растворимом в 10 %-ной HCl на холоду.

Среднее содержание компонентов (%) и число проб (в скобках) для отдельных стратиграфических пачек разреза

Пачка	Мощность, м	Н. о.	F	Sr	Ba	Mn	Сорг
C ₄₀	60,0	33,5 (12)	0,05 (13)	0,039 (9)	0,003 (9)	0,025 (13)	0,30 (8)
C _{3g} ^a	13,4	20,4 (6)	0,03 (6)	0,045 (3)	0,003 (3)	0,030 (6)	0,41 (2)
C _{3g} ¹	22,0	22,0 (15)	0,05 (15)	0,033 (9)	0,003 (9)	0,046 (16)	0,42 (11)
C _{3m} ⁴	47,8	34,8 (18)	0,08 (22)	0,028 (13)	0,004 (13)	0,058 (21)	0,32 (14)
C _{3m} ³	18,4	3,3 (18)	0,03 (18)	0,053 (11)	0,0027 (11)	≤0,005	0,23 (18)
C _{3m} ²	32,7	15,0 (20)	0,10 (19)	0,048 (11)	0,0044 (12)	»	0,53 (16)
C _{3m} ¹	21,2	6,5 (13)	0,15 (13)	0,10 (10)	0,01 (10)	»	0,28 (11)
C _{2b} ³	30,4	2,3 (14)	0,13 (14)	0,088 (10)	0,014 (10)	»	0,14 (13)
C _{2b} ¹	82,0	0,6 (36)	0,10 (37)	0,074 (22)	0,003 (22)	»	0,05 (37)
C _{1n}	79,3	1,7 (22)	0,06 (25)	0,046 (14)	0,0026 (14)	»	0,07 (20)

на, по-видимому, представляла собою желобообразную депрессию на шельфе. Естественные выходы отложений этой зоны редки, по скважинам карбонатно-терригенные отложения среднего и верхнего карбона могут быть встречены севернее и южнее Нижних Ворот. Детальное описание разреза можно найти в упомянутой работе В. А. Чермных и др. (1970). Здесь отметим только характерные особенности описанного разреза.

1) Чередование в разрезе карбонатных и терригенных отложений, свидетельствующее о частой смене фациальной обстановки. При этом очень вероятно, что песчанистые известняки и аргиллиты, практически лишенные палеонтологических остатков (позднемосковский век, вторая половина позднекаменноугольной эпохи), отвечали более глубоководным фациям, чем чередующиеся с ними известняки.

2) Комплексы фораминифер, брахиопод, кораллов отличаются своеобразием, и этапы их эволюционного преобразования не всегда совпадают. Так, для описанного разреза характерно более раннее, чем где-либо, появление некоторых видов кораллов и брахиопод, отсутствие ряда зональных видов фораминифер. Указанные особенности затрудняют выделение унифицированных стратиграфических подразделений.

3) Заметное обеднение фаунистических комплексов может быть объяснено не только загрязнением морских вод продуктами механического сноса с суши, но и неблагоприятными для жизни гидрохимическими особенностями среды (токсичное влияние фтора?).

Мы опробовали разрез равномерно через 2—3 м по мощности. Пробу весом около 0,5 кг составляли из сколов свежей породы с площади около 100 см². Все взятые пробы (свыше 200) были проанализированы на элементы-примеси полуколичественно по методу просыпки и количественно на P, F, Mn, С_{орг}, Sr, Ba. Приближенно-количественное определение фтора по молекулярной полосе CaF выполнил в Воркутинской КГРЭ Н. Г. Фридлендер с относительной ошибкой воспроизводимости 30% и чувствительностью 0,01%; фосфор определяли по методике Л. Д. Малюшко (1969), остальные элементы — по методикам, описанным в наших работах (Юдович и др., 1971; Кетрис и др., 1972). Результаты анализа валовых проб пород на перечисленные компоненты представлены в таблице. Для суждения о фазовом распределении компонентов в породе анализировали нерастворимые в 5%-ной HCl остатки на содержание Ba, Sr (42 пробы) и порообразующих элементов по методике Е. Л. Берман (1961). Для определения Ba и Sr в нерастворимом остатке (н. о.) готовили эталоны на основе смеси из 70% SiO₂ и 30% Al₂O₃, в которую вводили 0,1% окиси иттрия в качестве внутреннего стандарта. Анализ вели в тонкостенных электродах глубиной 4 мм.

Нижняя половина разреза, примерно до середины московских слоев, характеризуется очень малым выходом нерастворимого остатка, но выше в разрезах преобладают уже смешанные, а не карбонатные породы. Как показывает анализ н. о. из пород этой части разреза, он в основном состоит из кварца и в резко подчиненном количестве содержит глинистое вещество. Обнаружено, %: SiO_2 — 58—87, Al_2O_3 — 2,1—12,7, MgO — 0,42—3,15, MnO — 0,01—0,02, Fe_2O_3 — 1,7—5,5, TiO_2 — 0,3—1,1, CaO — 0,63—15. В пересчете на гидрослюда (весовое соотношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2 : 1$) содержание глинистого вещества в н. о. составляет 5—40%, в среднем около 15%. Наличие в некоторых н. о. повышенных содержаний CaO (до 10—15%) можно связать с присутствием обломочного плагиоклаза.

Для суждения о парагенезисе элементов рассчитывали парные коэффициенты корреляции между всеми найденными анализом компонентами пород. Расчеты на ЭВМ «Наири» выполняла М. П. Кетрис по составленным ею программам. Результаты, представленные в таблице, и дополнительная информация, не попавшая в таблицу, позволяют заключить следующее. Содержания Sr и Ba по разрезу изменяются в пределах двух порядков, %: 0,012—1,2 и 0,001—0,26, соответственно. Подавляющее число проб, однако, попадает в более узкий интервал концентраций — 0,01—0,08 и 0,0001—0,006% для Sr и Ba , соответственно. Максимальное содержание Sr (1,2%) и Ba (0,26%) найдено в пробе известняковой брекчии 159/1д из протвинских слоев. При подсчете среднего эта проба не учитывалась. Средневзвешенные (по мощности) содержания стронция для трех отделов карбона, равные, соответственно, 0,046; 0,063; 0,038 (снизу вверх), довольно близки к числам С. М. Катченкова (1959) для разновозрастных пород Волго-Уральской области (0,028; 0,080; 0,033, соответственно) и гораздо выше оценок среднего содержания стронция в карбонатных породах для Русской платформы, приводимых А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым (1956); для нижнего, среднего и верхнего карбона эти оценки равны, соответственно, 0,040; 0,023; 0,013%. Совпадение данных по нижнему карбону скорее случайное, поскольку в нашем разрезе представлена лишь небольшая его часть.

Приуроченность стронция к карбонатной фазе доказывается анализами н. о., из которых следует, что н. о. вносит в общее количество стронция породы не более 5%. Аномальные содержания стронция, приуроченные к пластам седиментационных брекчий с высокой первичной пористостью, несомненно связаны со вторичными процессами. В аномальных пробах не исключено присутствие целестина. Этот минерал найден нами в разрезе Уньи, сходном с изученным³.

Концентрация бария по разрезу изменяется значительно слабее, причем намечается положительная связь с н. о., о чем свидетельствуют положительные, значимые на уровне 5% коэффициенты корреляции Ba — н. о., найденные для верхнего карбона (+0,65), пачки C_2m^4 (+0,64), пачки C_2m (+0,84). Анализ н. о. показал, что распределение бария между карбонатной и терригенной фазами довольно сложное: доля терригенного бария сильно колеблется от первых до 100%. Аномальные обогащения барием, как и стронцием, связаны со вторичными процессами. В тяжелых фракциях из аномальных проб обнаружен рентгеноструктурным анализом барит.

Марганец в концентрациях выше 0,01% найден только в пробах из верхней части разреза, где преобладают глинистые известняки и алевро-

³ Но вообще причины аномалий по стронцию в разрезах *терригеннокарбонатного типа* были поняты лишь недавно. В большинстве случаев — это *реликтовый* стронций, входящий в состав таких экзотических метастабильных фаз, как арагонит и высокомагнезиальный кальцит. Причина же сохранения этих фаз — заторможенность диагенеза в карбонатных слоях, зажатых между глинистыми экранами.

товые мергели, с выходом н. о. не ниже 20%. Здесь содержания марганца достигают 0,20%. Тесная положительная связь марганца с н. о. доказывается положительным коэффициентом корреляции (0,64), найденным для всех этих проб. Однако анализ н. о. на марганец показал содержания последнего 0,01—0,02%; это значит, что силикатный марганец не может внести в породу более 50% всего содержания. Видимо, часть марганца входит в породу в окисной форме и переходит в раствор при обработке HCl.

Фосфор в концентрации выше 0,01% найден только в 54 пробах с высоким выходом н. о., его распределение в общем аналогично распределению марганца. Видимо, фосфор в изученном разрезе тяготеет к органическому (или глинистому) веществу и никак не связан с фтором.

Содержания *органического углерода* явственно связаны с выходом н. о. Для пачек C_2g^1 , C_2m^3 , C_2m^2 , C_1n найдены значимые корреляционные связи на уровне 5%, равные, соответственно, 0,75; 0,87; 0,55; 0,58.

Частота встречаемости акцессорных элементов-примесей (Ga, Ag, Co, V, Ni, Cr, Zr) изменяется по разрезу в общем параллельно изменению величины н. о., что указывает на приуроченность перечисленных элементов к терригенной фазе. При этом повышенные содержания рудных элементов (Mo, Cu, Zn, Pb, Sn) найдены в тяжелых фракциях, выделенных из проб, богатых фтором. Рентгеноструктурным анализом в этих фракциях был определен сфалерит.

Концентрации фтора по разрезу изменяются весьма резко — размах колебаний превышает два порядка. Можно выделить совокупность фоновых (0,01—0,06%) и повышенных (0,06—1,0%) содержаний фтора. В разрезе выделяется около 10 пачек, устойчиво обогащенных фтором. Наиболее мощные пачки (суммарной мощностью до 60 м) сосредоточены на границе башкирских и московских отложений и могут явиться стратиграфическим репером. Для фоновых содержаний фтора найдена положительная корреляция с н. о. (+0,25 для 131 пробы), а для повышенных — отрицательная (—0,40 для 41 пробы). Для повышенных содержаний имеется отрицательная связь с содержанием хлороформного битума (—0,44 для 34 проб), положительная связь с барием (+0,32 для 41 пробы). В этих же богатых фтором пробах барий отчетливо коррелирует с марганцем (+0,88 по 38 пробам). Анализ выделенных монофракций флюорита показал практически полное отсутствие в нем редких земель, что, по-видимому, свидетельствует о низкотемпературной природе минерала⁴.

Приведенные данные позволяют заключить, что изученный разрез карбона был сингенетично обогащен фтором, причем фтор тяготел к некарбонатной фазе, о чем свидетельствует корреляция «фонового» фтора с н. о. и сильные обогащения фтором московских мергелей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные позволяют отметить основные закономерности геохимии фтора и некоторых малых элементов в изученных отложениях.

1) Отложения среднего и в меньшей степени нижнего карбона регионально заражены фтором; так, в разрезе Нижние Ворота р. Шугор со-

⁴ В. А. Варсанофьева и Д. М. Раузер-Черноусова (1960) приводят некоторые данные исследований флюорита из разреза Лек-иза на р. Илыч (разрез 10). Они пишут: «Преобладающей формой выделения ратовкита являются кристаллики в виде кубиков и зерна с неправильными очертаниями. В кристаллах часто наблюдается зональная структура. Последняя обусловлена неравномерной окраской. Чаще всего видна более интенсивная окраска в центре зерна... Ратовкит с р. Илыч светится фиолетовым цветом в катодных лучах, не светится или имеет слабое свечение в ультрафиолетовых лучах. Явление термолюминесценции не наблюдалось. После термической обработки ратовкиты стали бесцветными».

держание фтора в слоях среднего карбона в общем почти на порядок выше кларка для карбонатных пород. Эта зараженность в виде макроскопической флюоритовой минерализации прослеживается на громадной территории западного склона Урала, а также распространяется на Русскую платформу и восточный склон Урала (Авдонин, 1968). По данным В. Н. Авдонина, на восточном склоне Урала флюорит приурочен к визейским отложениям. В нашем регионе основными фтороносными горизонтами, имеющими значение регионального стратиграфического репера, являются, по-видимому, слои окские, нижнебашкирские и пограничные между башкирским и московским ярусами среднего карбона.

2) Вероятным источником фтора мы, вслед за В. Н. Авдоным, считаем вулканические эксгаляции, приуроченные к началу орогенных процессов в Уральской геосинклинали. Это единственный механизм, позволяющий объяснить широчайшую региональную зараженность фтором каменноугольных известняков. В пользу этого свидетельствует парагенезис сингенетичного флюорита со специфическими ритмичными карбонатно-кремнистыми породами (разрезы Илыч и Унья). В. Н. Авдонин считает также, что распространение флюорита по всему разрезу палеозоя коррелируется с интенсивностью вулканических процессов. Возможно, в этом он не вполне прав; кроме интенсивности, важно учитывать и характер этих процессов. Во всяком случае, в нашем районе макроскопический флюорит мало характерен для остального разреза палеозоя⁵ от ордовика до перми включительно, и, как показывают данные количественных анализов, содержания фтора во всех некарбонатных карбонатных толщах не превышают кларка. Между тем, вулканические процессы в Уральской геосинклинали происходили, конечно, не только в карбоне.

Кроме того, данные о распределении фтора едва ли можно механически обобщать (как это часто делают), включая в них материалы пермским отложениям Приуралья. Пестроцветные лагунно-континентальные формации перми, образованные в условиях аридного климата, могут содержать флюорит (в парагенезисе с целестином, гипсом, доломитом) как результат обычного процесса сгущения морской воды; следовательно, в разрезах пестроцветной перми генезис флюорита может быть совсем иным, чем в наших разрезах, где флюорит не имеет никаких генетических связей с доломитами и встречается, как правило, в известняках с нормальной морской фауной⁶.

3) Рассеянный сингенетичный фтор в процессах катагенеза осадочной толщи, которая в нашем регионе имеет повышенную мощность (зона перехода от платформы к геосинклинали, или, в другой трактовке, перикратон), подвергался мобилизации пластовыми водами. Вместе с фтором в раствор переходили и другие элементы из карбонатной и терригенной составляющих породы: Mn, Sr, Ba, Pb, Zn и др. Растворы были подогреты и, вероятно, содержали значительное количество углекислоты катагенетического или глубинного происхождения. Эти растворы, характеризующиеся содержанием летучих (фтора), рудных радиоактивных и редких элементов, в том числе ртути, можно с полным правом рассматривать как эпитермальные гидротермы.

4) Резкое изменение гидрогеологического режима, связанное с орогенезом (пермь — триас), вызвало восходящее движение пластовых эпи-

⁵ Везде имеются в виду только отложения Елецкой перикратонной зоны; для отложений Лемвинской зоны закономерности иные; в частности, здесь флюорит найден нами в отложениях среднего девона на Малой Печоре (1973 г.).

⁶ Но в визейских и намюрских отложениях Уньи имеются своеобразные, известковистые, по-видимому, седиментационные доломиты; они, как правило, богаче фтором, чем известняки. Здесь накопление фтора можно связывать с начальными фазами эвапоритового процесса.

термальных «гидротерм»; в результате охлаждения и дегазации растворов, двигавшихся в наиболее проницаемых трещиноватых зонах пластов, обычно пространственно связанных с разломами, выпадали вторичный кальцит, флюорит и рудные минералы.

5) Полученные данные представляют несомненный интерес для оценки металлогении карбоновых толщ нашего региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдонин В. Н. Флюорит в карбоновых известняках восточного склона Урала.— В кн.: Минерал. сборн. Ин-та геол., УФ АН СССР, 1968, № 8.
- Берман Е. Л. Количественное спектральное определение породообразующих элементов в горных породах.— В кн.: Материалы 8-го совещ. работн. лабор. геол. орган. низ., вып. 4. М., «Недра», 1961.
- Варсановьева В. А., Раузер-Черноусова Д. М. К характеристике среднекаменноугольных отложений р. Илыч.— В кн.: Сборник трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, Книжное изд-во, 1960.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений.— Геохимия, 1956, № 6.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., Гостеолтехиздат, 1959.
- Кетрис М. П., Иванова Т. И., Юдович Я. Э., Грешных Л. В., Пучков В. Н. Геохимия смешанных терригенно-карбонатных пород из пермских отложений Средней Печоры.— В кн.: Геохимия осадочных формаций и подземных вод Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Сыктывкар, 1972.
- Малюшко Л. Д. Методика количественного спектрального определения фосфора в горных породах.— В кн.: Спектроскопия. Методы и приложения. М., «Наука», 1969.
- Чермных В. А. и др. Нижние Ворота — опорный разрез карбона в бассейне р. Шугор (Северный Урал).— В кн.: Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Сыктывкар, Книжное изд-во, 1970.
- Юдович Я. Э., Щербаков Э. С., Кожоненко Л. Я. Эпигенетическая железистая минерализация на р. Подчерем (Северный Урал).— В кн.: Геология северо-востока Европейской части СССР и Севера Урала. Сыктывкар, Книжное изд-во. 1971.

Институт геологии Коми филиала
АН СССР
Сыктывкар

Дата поступления
20.X.1972

ЗОНАЛЬНОСТЬ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СУЛЬФИДНОЙ СЕРЫ ЗА ВЫКЛИНИВАНИЕМ ЗОН ПЛАСТОВОЙ ЛИМОНИТИЗАЦИИ УГЛЕНОСНЫХ ПОРОД

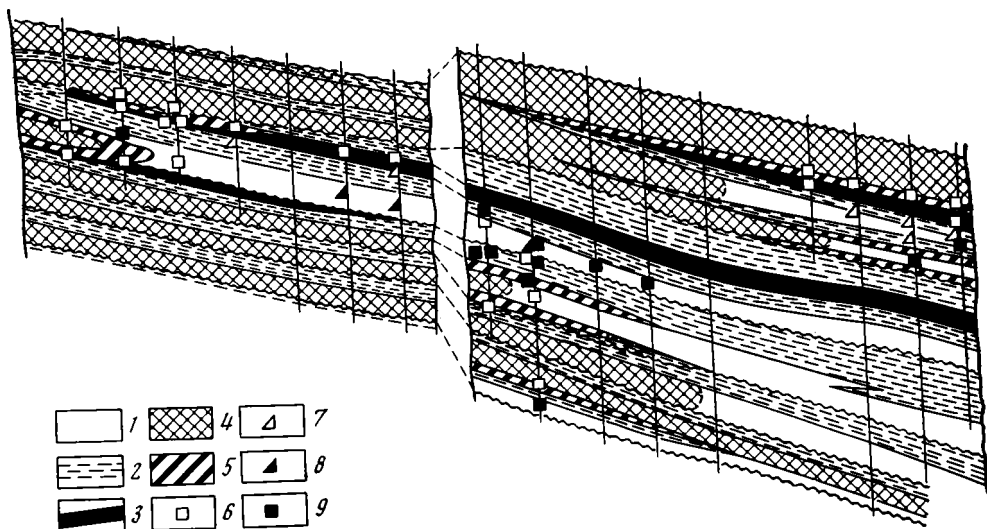
А. К. ЛИСИЦИН, И. А. КОНДРАТЬЕВА, Л. П. НОСИК

Установлено, что за окончанием зон пластовой лимонитизации юрских угленосных пород изотопный состав сульфидной серы закономерно изменяется от легкого, относительно однородного (δS^{34} до $-48,2\text{‰}$) через промежуточные значения и большие вариации до исключительно тяжелого (δS^{34} до $+68,9\text{‰}$) на значительном удалении от лимонитизированных пород. Зональные изменения изотопного состава сульфидной серы свидетельствуют об эпигенетическом формировании пирита и объясняются фракционированием изотопов серы при биогенной сульфатредукции в фильтрующемся потоке пластовых вод.

Сульфидная сера урановых месторождений, связанных с выклиниванием зон эпигенетической лимонитизации пород пластовых водоносных горизонтов, характеризуется широкими вариациями изотопного состава. Отклонения величин δS^{34} от метеоритного стандарта достигают более 50‰ при общем преобладании относительно облегченной серы. Эту особенность изотопного состава сульфидной серы в ураноносных песчаниках западных штатов США М. Л. Дженсен и Е. С. Чиней (Jensen, 1958, 1962; Cheney, Jensen, 1966) объясняют изотопным фракционированием при биогенной сульфатредукции. К аналогичному выводу пришли В. М. Белый и др. (1972, 1973) при изучении ураноносных роллов в песках и песчаниках СССР. Кроме того, они обратили внимание на относительно однородный изотопный состав сульфидной серы в отдельных рудных телах. Однородный и облегченный изотопный состав сульфидной серы рекомендован авторами в качестве критерия экзогенного эпигенетического способа образования сульфидов, связанных с развитием зон пластового окисления. Вместе с тем на одном из месторождений в пределах рудного тела, залегающего в подводно-дельтовых отложениях, была выявлена тенденция к относительному утяжелению серы пиритов по мере удаления от контакта лимонитизированных и сероцветных пород. Изменения величины δS^{34} находились в пределах от $-36,1$ до $+18,0\text{‰}$. В рудных залежах роллового типа К. К. Варрен (Warren, 1972) также отметил увеличение δS^{34} от $-32,7$ до $+18,8\text{‰}$ при удалении от фронта окисления.

В урановом месторождении, локализующемся в юрских угленосных породах, мы имели возможность специально проверить характер изменения изотопного состава сульфидной серы по мере удаления от лимонитизированных пород.

Химическая подготовка образцов для масс-спектрометрического анализа производилась методом окисления сульфидов до SO_2 окисью меди (Устинов, Гриненко, 1965). Измерения выполнялись на приборе МИ-1311 с применением непосредственного метода регистрации выходных напря-



Фиг. 1. Обобщенный разрез угленосной толщи
1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — угли; 4 — лимонитизированные породы; 5 — рудные залежи; величины серы дисульфидов железа, ‰: 6 — <-20 , 7 — $0-+20$, 8 — $0-+20$, 9 — $>+20$

жений с точностью $\pm 0,0022$ от отношения S^{32}/S^{34} , или $\pm 0,01\%$. В качестве стандарта при определении величин δS^{34} образцов использовалась сера троилитной фазы метеорита Сихотэ-Алинь.

Угленосная толща, вмещающая урановые рудные тела, участвует в заполнении межгорной впадины и сложена пятью ритмично построенными циклами отложений аллювиального и озерно-болотного фациальных комплексов. Породы этих комплексов чередуются в разрезе, создавая характерное строение каждого цикла, начинающегося с грубозернистых, хорошо проницаемых песков и заканчивающегося алевролитами, глинами и пластами бурого угля. По песчаным слоям, залегающим в основании циклов, от борта депрессии развиты зоны пластового окисления, в пределах которых минералы закисного железа частично или полностью замещены гидроокислами (фиг. 1).

Урановые рудные залежи располагаются в сероцветных породах, песчаных, хорошо проницаемых и слабопроницаемых алевролитоглинистых и угольных пластах, но во всех случаях пространственно и генетически они связаны с зонами кислородного окисления.

В пластах песчаников, обогащенных углефицированными растительными остатками, рудные концентрации образуют узкие серповидные рудные тела (роллы) на контакте лимонитизированных и серых, не затронутых кислородным окислением пород.

В песчаниках, практически не содержащих органических остатков или с редкими их включениями, контакт лимонитизированных и серых пород не сопровождается рудной минерализацией, но в подстилающих и покрывающих слоях алевролитов, обогащенных растительным детритом, на контактах с песчаниками образуются лентообразные рудные тела небольшой мощности.

В угольных пластах ураном обогащается обычно их прикровлевая часть, под контактом с лимонитизированными песчаниками; если угольные пласты перекрыты алевролитоглинистыми отложениями, урановая минерализация в них отсутствует.

Породы юрской угленосной толщи по терригенно-минералогическому составу являются типичными граувакками, причем среди обломков по-

род преобладают кислые и средние эффузивы со стекловатой, криптокристаллической, микрофельзитовой структурой основной массы. При этом обломки эффузивов часто импрегнированы гидроокислами железа, что создает своеобразный минералого-геохимический фон для последующих процессов аутигенного минералообразования.

В породах, не затронутых процессами эпигенетического кислородного окисления, и за пределами зон уранового оруденения устанавливается ряд аутигенных минеральных образований, среди которых наиболее развиты сидерит, каолинит, пирит.

Сидерит встречается во всех литологических разностях пород, но распределен в них неравномерно. В пластах песчаников он образует мелкие линзовидные стяжения, приуроченные к скоплениям углефицированных растительных остатков. С увеличением тонкозернистости отложений содержание сидерита в них увеличивается; в пачках алевролитов и глин сидерит постоянно присутствует в виде рассеянных кристаллов или образует массивные прослои, лишь незначительно обогащенные обломочным материалом. Характерно, что сидерит непосредственно ассоциирует с органическими остатками либо обогащает прослои с высоким их содержанием.

Типоморфным глинистым минералом угленосных пород является каолинит. Он постоянно присутствует в составе глинистого цемента терригенных пород, представленного тонкочешуйчатой низкополяризующей массой. Изредка можно наблюдать веерообразные выделения крупных чешуек каолинита. Помимо цемента, каолинит развивается по обломкам плагиоклазов и биотита.

Дисульфиды железа, среди которых преобладает пирит, встречаются во всех основных литологических разностях пород, но формы его выделений различны.

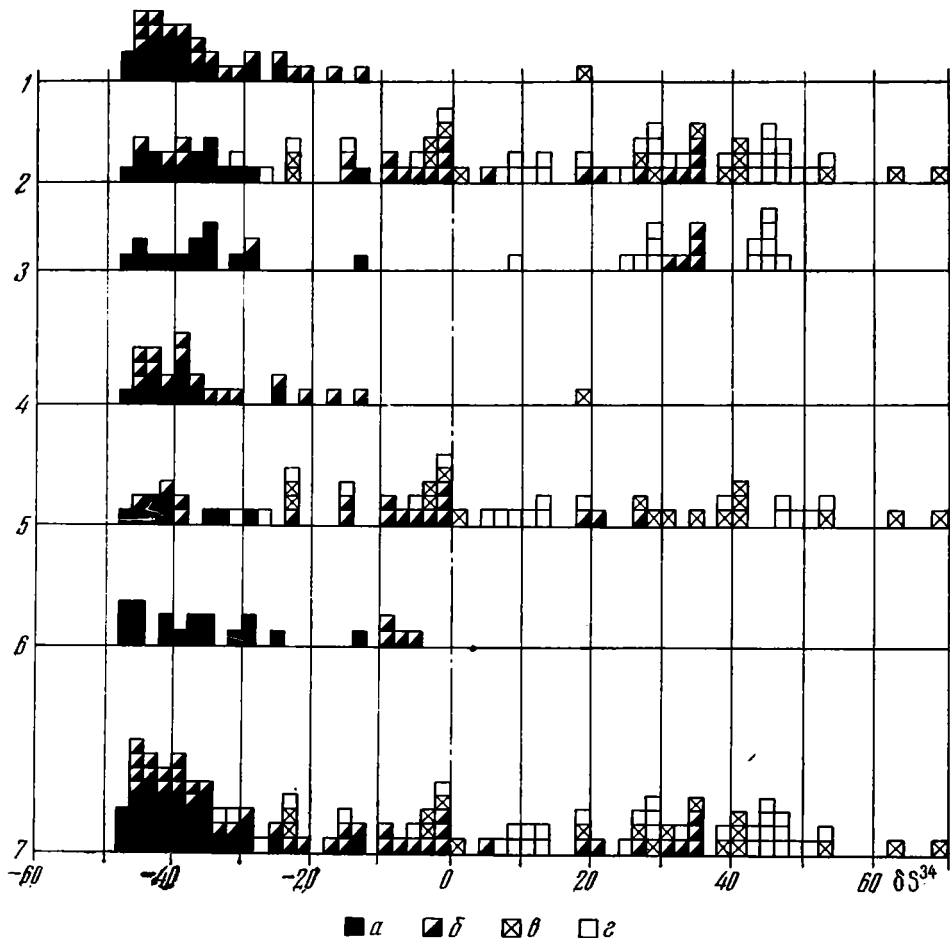
В пластах углей пирит залегает в виде прожилков, тонких просечек, сыпи мелких кристаллов по плоскостям трещинок. Пиритизация угльных пластов сильнее всего проявлена вблизи окисленной кровли, в глубь пластов она ослабевает, и на большом расстоянии от лимонитизированных пород пирит в углях не отмечается.

В алевролитах пирит находится в виде стяжений или мелкокристаллических выделений, но лишь вблизи контактов с лимонитизированными песчаными прослоями.

В песчаниках пирит развит широко и встречается в двух основных морфологических разновидностях: в виде мелких кристаллов, рассеянных в породе, и в виде крупных стяжений. Содержание мелкокристаллического пирита заметно увеличивается вблизи окончания зон пластовой лимонитизации. Стяжения пирита имеют правильную сферическую или более сложную форму, размеры 1—5 см, резкие контакты с вмещающими песчаниками. Внутри стяжений массивный пирит со следами коррозии цементирует обломочные зерна, проникает в них по трещинам; признаков концентрического или радиально-лучистого строения при этом не обнаружено. В отдельных случаях пирит псевдоморфно замещает обломки углефицированной древесины или нарастает вокруг них.

Характерным для сульфидных стяжений является приуроченность к песчано-гравелитовым слоям и пачкам, а в их пределах — тяготение к их приконтактным частям. Стяжения сульфидов по площади распространены широко, и в отдельных горизонтах песчаников они встречены на расстоянии 3—4 км от выклинивания зоны пластовой лимонитизации.

Таким образом, для всех морфологических разновидностей пирита характерна приуроченность к водопроницаемым отложениям или контактам с ними; в этом отношении закономерности размещения пирита в юрской угленосной толще противоположны закономерностям размещения сидерита, тяготеющего к алевролито-глинистым, слабо проницаемым отложениям.

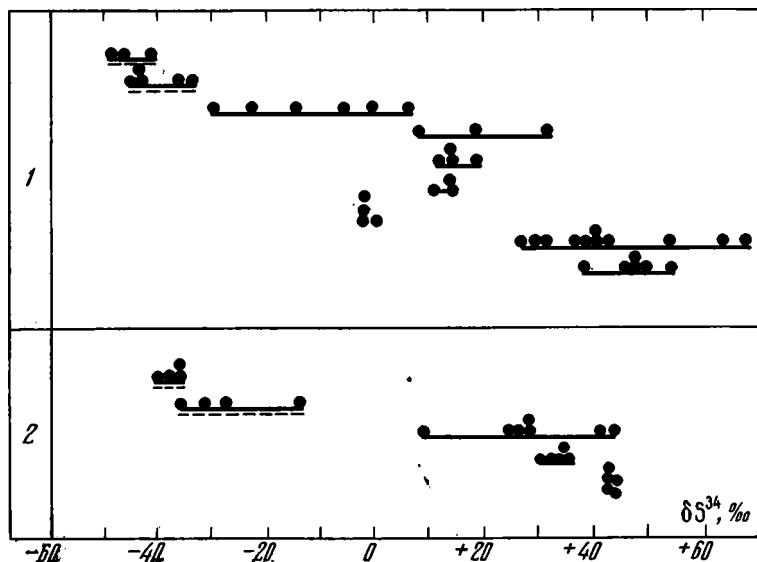


Фиг. 2. Вариации изотопного состава сульфидной серы
Пиритсодержащие породы: 1 — угли и алевролиты, 2 — песчаники; морфология выделений пирита: 3 — мелкорассеянный, 4 — прожилковый, 5 — стяжения, 6 — в руде; 7 — данные по месторождению в целом. Удаленность от лимонитизированных пород: α — метры (до 10) по пласту и сантиметры (до 100) по разрезу; δ — десятки метров (до 100) по пласту и метры (до 10) по разрезу; θ — сотни метров по пласту, и десятки метров по разрезу; ε — километры (2—4) по пласту

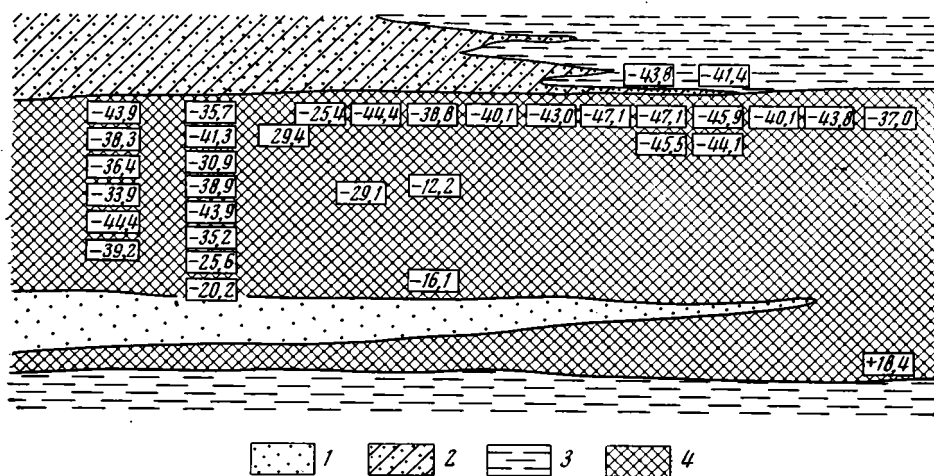
Изотопному анализу были подвергнуты все морфологические разновидности пирита, отобранные, по возможности, на различных расстояниях от контакта с лимонитизированными породами. На фиг. 1 показаны основные места отбора 67 проб пирита.

Результаты выполненных анализов прежде всего показывают исключительно широкий разброс значений δS^{34} пиритной серы данного месторождения, который достигает более 117‰ (от -48,2 до +68,9). Эти вариации изотопного состава сульфидной серы шире известных вариаций изотопного состава серы в углях (Виноградов, Кизильштейн, 1969) и в осадочно-диагенетических сульфидах вообще (Дегенс, 1967). Весь этот исключительный разброс значений δS^{34} установлен в песчаниках. Дисульфиды из углей и алевролитов отличаются меньшими вариациями величин δS^{34} ; для них характерно преобладание облегченной серы (фиг. 2).

Очень широкие вариации величин δS^{34} установлены в тонкорассеянном пирите и пиритовых стяжениях, тяготеющих к обугленным растительным остаткам и не обнаруживающих видимой связи с последними. Прожилковые выделения пирита отличаются относительно однородным



Фиг. 3. Вариации изотопного состава серы в отдельных образцах пирита
1 — стяжения пирита; 2 — мелкокристаллический пирит, выделенный из тяжелой фракции; подчеркнуто пунктиром — образцы руды



Фиг. 4. Изотопный состав серы пиритов в углях
1 — песчаник; 2 — лимонитизированный песчаник; 3 — алевролит; 4 — уголь; числа на фигуре — величина δS^{34} в пирите, ‰

изотопным составом с ясно выраженным максимумом величин δS^{34} около -40‰ (фиг. 2).

В пределах отдельных образцов изотопный состав серы также не всегда одинаков. Наряду с образцами, дающими практически повторяющиеся величины δS^{34} , встречаются пиритовые стяжения и пробы мелкокристаллического пирита с вариациями изотопного состава, измеряющимися целыми процентами (фиг. 3). В двух случаях отдельно анализировался пирит из центральной части стяжений и из их периферии. В пирите, замещающем и окружающем обломок обугленной древесины, внутренняя псевдоморфная часть имеет $\delta S^{34} = +21,1\text{‰}$; периферия, не имеющая признаков структуры древесины, — $-45,6\text{‰}$. В данном случае результаты изотоп-

ных анализов можно интерпретировать как облегчение сульфидной серы в растворе по мере роста пиритового стяжения. В крупном стяжении пирита неправильной формы, не содержащем каких-либо признаков замещения обугленной древесины, пробы из его внутренней части характеризуются величинами $\delta S^{34} = +7,39, -5,94, -30,06\text{‰}$, а из периферической — величинами $\delta S^{34} = -0,06; -14,39; -22,82\text{‰}$. Здесь однонаправленного облегчения сульфидной серы по мере роста стяжения не наблюдается, можно говорить лишь об уменьшении ее неоднородности в этом процессе.

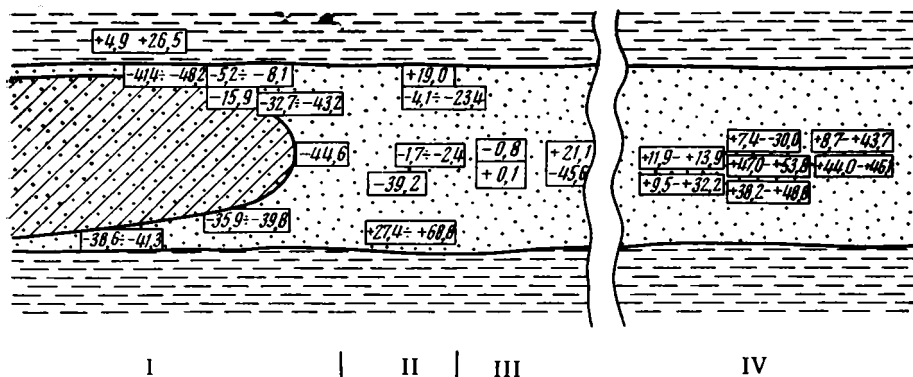
Из данных фиг. 2 и 3 следует, что пириты ураноносных пород отличаются резким облегчением серы против метеоритного стандарта. Это облегчение устанавливается во всех образцах независимо от форм выделения пирита и состава рудоносных пород, будь то угли, алевролиты или песчаники.

Анализ изменения изотопного состава сульфидной серы в зависимости от расстояния до контакта с лимонитизированными породами позволил установить определенную закономерность. На схеме строения угольного пласта (фиг. 4) видно, что все образцы, взятые непосредственно в кровле и верхней части пластов, сильно облегчены. Среднее значение δS^{34} по 27 образцам составляет $-39,3\text{‰}$ при вариациях от $-25,4$ до $-47,1\text{‰}$. Лишь в образцах, расположенных вблизи подошвы пластов углей, на глубине более 3—5 м от покрывающих углей лимонитизированных песчаников, начинает ощущаться относительное утяжеление серы до -25 и даже -12‰ . Образец, в котором обнаружена «тяжелая» сера ($\delta S^{34} = +18\text{‰}$) — это пиритовый прожилок в 17 м ниже обогащенной ураном кровли угольного пласта.

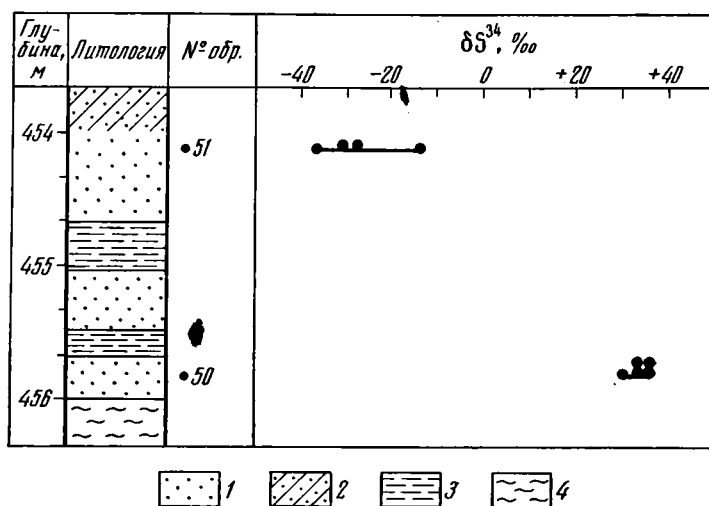
Пириты, отобранные из алевролитов непосредственно над прослоем лимонитизированного песчаника, также отличаются очень легкой сульфидной серой. В анализировавшемся пиритовом стяжении $\delta S^{34} = -41,4\text{‰}$, а в пирите, рассеянном в алевролите, $\delta S^{34} = -43,8\text{‰}$.

В песчаниках изотопный состав пиритной серы обнаруживает четкую зональность в зависимости от расстояния до контакта с лимонитизированными породами (фиг. 5). Все образцы из участков, прилегающих к зонам пластового окисления, характеризуются чрезвычайно легким и однородным изотопным составом. Среднее значение δS^{34} в 5 образцах, отобранных на расстоянии не более 1 м от лимонитизированных пород, $-44,75\text{‰}$ при вариациях от $-41,4$ до $-48,2\text{‰}$. В пределах урановых рудных тел в песчаниках среднее по 16 анализам значение $\delta S^{34} = -31,0\text{‰}$ при вариациях от $-5,2$ до $-48,2\text{‰}$. Далее, непосредственно за рудой, на расстоянии до первых сотен метров от контакта с лимонитизированными породами, значения δS^{34} приближаются к 0 и становятся положительными, хотя здесь же наблюдаются и максимальные отклонения в обе стороны. В 12 образцах значения δS^{34} положительные, в пяти — отрицательные. Среднее значение δS^{34} по 33 анализам составляет $+14,2\text{‰}$ при вариациях от $-45,6$ до $+68,9\text{‰}$. На удалении до 2—4 км от зон пластового окисления величины δS^{34} в пиритах песчаников имеют почти исключительно положительные значения. 26 результатов анализов семи образцов дисульфидов железа разной морфологии показали положительные значения δS^{34} ; в двух пиритовых стяжениях шестью анализами установлены отрицательные величины δS^{34} . Среднее значение δS^{34} по 32 анализам составляет здесь $+23,4\text{‰}$ при вариациях от -30 до $+53\text{‰}$.

Естественно, что в породах неоднородных по составу и проницаемости в разрезе и латеральном направлении, эти зональные изменения изотопного состава серы выражаются лишь в общей тенденции. Направленные изменения осложнены также неоднородностью изотопного состава в каждом месте отбора проб и каждом отдельном сульфидном стяжении. Характер осложнения зональности, вызванный, в частности, неоднород-



Фиг. 5. Изотопный состав серы пиритов в песчаниках
I — контакт с зоной пластового окисления; расстояние от зоны пластового окисления, м: II — десятки, III — сотни, IV — тысячи. Условные обозначения см. на фиг. 4



Фиг. 6. Изотопный состав серы пиритов в разрезе скважины
1 — песчаник; 2 — лимонитизированный песчаник; 3 — алевролит;
4 — глина

ностью пластов, хорошо виден на фиг. 6. Тонкие алевролитовые прослои отделяют здесь сильно облегченные пириты, прилежащие к лимонитизированному песку, от пиритов резко утяжеленных, залегающих менее чем в 2 м под лимонитизированными породами.

Тем не менее есть все основания говорить о вполне закономерном изменении изотопного состава сульфидной серы от легкого, относительно однородного вблизи лимонитизированных пород, через промежуточные значения и большие вариации до исключительно тяжелой серы, устанавливаемой на значительном удалении от зон пластовой лимонитизации. При этом зональные изменения сульфидной серы в песчаных водоносных горизонтах проявлены в одинаковой мере в мелкокристаллическом пирите и в крупных его стяжениях.

Таким образом, изменения изотопного состава серы увязываются с литолого-гесхимической зональностью пород, обязанной внедрению кислородных инфильтрационных вод в водоносные горизонты угленосной толщи.

Зональное утяжеление сульфидной серы настолько закономерно и велико, что приводит к выводу об эпигенетическом происхождении пиритов всех морфологических разновидностей, включая и сферические стяжения, напоминающие по форме обычные диагенетические образования.

Как было упомянуто выше, дисульфиды железа в изученных угленосных образованиях тяготеют к проницаемым песчаным отложениям либо контактам с ними, что также может служить признаком их эпигенетического образования.

Известно (Зарицкий, 1970, и др.), что диагенетическое сульфидообразование характерно для угленосных отложений, связанных с морскими бассейнами; для осадков континентальных пресноводных водоемов, представителем которых являются изученные юрские отложения, оно не типично и является «запрещенным» признаком. Действительно, диагенетическими минералами, определяющими геохимическую обстановку, здесь являются сидерит и каолинит, свидетельствующие о значительном перераспределении железа в осадках и фиксации его в карбонатной форме, что могло осуществляться лишь при отсутствии сульфатредукции, в условиях ультрапресных вод гумидного климата.

Условия для процесса сульфатредукции могли возникнуть на более поздних этапах геологического развития района, при инфильтрации поверхностных вод в пластовые водоносные горизонты, в условиях региональной аридизации климата, т. е. в послеюрское время. При этом интенсивность образования эпигенетических сульфидов определялась активностью сульфатредуцирующей микрофлоры, которая тесным образом связана с наличием органического вещества, способного к биохимическому окислению. С этих позиций наиболее благоприятными горизонтами для эпигенетического сульфидообразования явились песчаники, содержащие обильные включения растительного детрита.

Генетическая интерпретация результатов изотопных анализов опирается, как известно, на ряд бесспорно установленных положений, к которым можно отнести следующие.

Постоянный изотопный состав серы в метеоритах. Изотопный состав метеоритного троилита принимается за стандарт, от которого ведется отсчет величин δS^{34} . Не встречает возражений и принимается всеми исследователями положение, что средний изотопный состав планетной серы отвечает составу серы метеоритной.

Основным процессом, приводящим к фракционированию изотопов серы в пределах осадочной оболочки, является биогенная сульфатредукция. Высокотемпературные гипогенные процессы не приводят к существенному разделению изотопов серы. Во всяком случае теоретически это маловероятно и экспериментально не подтверждено.

Постоянный изотопный состав сульфатной серы современных океанических вод, для которых $\delta S^{34} = +20\text{‰}$. Утяжеление против метеоритного стандарта объясняется фракционированием изотопов серы при биогенной сульфатредукции. Однородный изотопный состав океанического сульфата объясняется хорошим перемешиванием вод. Соответственно осадочно-диагенетические сульфиды в целом облегчены против метеоритного стандарта и имеют неоднородный изотопный состав вследствие неоднородности и изменчивости условий на морском дне и в донных отложениях.

Опираясь главным образом на эти положения, исследователи изотопного состава серы в урановых роллах пришли к выводам о биогенной природе сопутствующих сульфидов. Результаты изучения изотопного состава сульфидной серы уранового месторождения в юрских угленосных отложениях также хорошо согласуются с имеющимися данными по фракционированию изотопов серы при бактериальной сульфатредукции.

Однородный и облегченный изотопный состав серы вблизи контакта с лимонитизированными породами характерен и для разобранного случая. Вместе с тем закономерное возрастание величин δS^{34} по мере удаления от границы лимонитизации в пластах песчаников указывает на большую протяженность в них зоны биогенной сульфатредукции. Как показано в работе В. А. Гриненко и Л. Н. Гриненко (1974) со ссылками на исследования И. Р. Каплана и С. К. Риттенберга (Kaplan, Rittenberg, 1964), а также Дж. Монстера (Monster, 1967), максимальное разделение изотопов серы установлено при бактериальной сульфатредукции в условиях, когда в продукты реакции переходит только небольшая часть исходного вещества. При этом изотопный эффект возрастает с уменьшением скорости реакции.

Очевидно, именно такие условия имеют место за окончанием зон пластовой лимонитизации угленосных пород. При невысокой химической активности углистого органического вещества зона его анаэробного окисления в хорошо проницаемых породах вытягивается на большое расстояние по направлению фильтрации пластовых вод. Соответственно сразу за окончанием пластовой лимонитизации образуются облегченные сульфиды, а с удалением от этого контакта — сульфиды из все более тяжелого сульфатного остатка, вплоть до резко утяжеленного против метеоритного стандарта.

Этот растянутый в пространстве процесс формирования сульфидов с разным изотопным составом серы во времени смещается по направлению движения пластовых вод. Продвижение фронта кислородного окисления песчаных пород неизбежно вовлекает в окисление ранее образованные сульфиды. Поэтому у фронта пластового окисления происходит многократное окисление ранее образованных сульфидов и восстановление части новообразованного сульфата (Белый и др., 1972). Это многократное сложение эффекта изотопного фракционирования в открытой системе с восстановлением лишь части растворенного сульфата хорошо объясняет однородный и резко облегченный изотопный состав сульфидов вблизи окончания зон кислородного окисления. Утяжеление сульфидной серы по мере удаления от лимонитизированных пород является следствием ее образования из все более тяжелого сульфатного остатка.

Образование дисульфидов железа разной морфологии — равномерно рассеянных, прожилковых или в виде стяжений — в данном случае зависит, по-видимому, от характера проницаемости пород и режима сульфатредукции в разных участках угленосной толщи. Образование наиболее спорных по генезису стяжений пирита происходило, вероятно, в условиях наиболее угнетенного процесса сульфатредукции, при котором небольшие количества исходных веществ стягивались к центрам кристаллизации из значительных объемов пород, образуя в итоге стяжения различной формы.

Неоднородность изотопного состава эпигенетических дисульфидов железа объясняется длительностью их образования при изменяющемся изотопном составе растворенного сульфата. Это изменение изотопного сульфата неизбежно вследствие приближения фронта аэробного окисления к каждому месту кристаллизации дисульфидов и изменения во времени общегеологической и климатической ситуаций.

Следовательно, изотопный состав сульфидной серы за выклиниванием зон пластовой лимонитизации, обусловленный процессом биогенной сульфатредукции, может быть однородно облегченным и зонально изменяющимся. Непосредственно за фронтом кислородного пластового окисления образуются сульфиды существенно облегченного состава. С удалением от этого фронта по потоку пластовых вод, при протяженной зоне биохимического окисления органического вещества, остаточные количества утяжеленного сульфата могут обусловить формирование сульфидов утяжеленного изотопного состава.

Из полученных результатов следует также, что использование изотопного состава серы при решении генетических вопросов требует обязательного анализа закономерностей его пространственной изменчивости и применения изотопных данных в комплексе с другими геолого-геохимическими методами исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В. М., Виноградов В. И., Лисицин А. К. Изотопный состав серы в урановых роллах и его генетическое значение.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 6.
- Белый В. М., Виноградов В. И., Зеленова О. И., Кондратьева И. А., Лисицин А. К. Поведение изотопов серы при формировании экзогенных эпигенетических месторождений урана.— В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973.
- Виноградов В. И., Кизильштейн Л. Я. Об изотопном составе дисульфидной серы в углях Донецкого бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М., «Наука», 1974.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.
- Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диатенеза угленосных отложений (на материалах Донецкого бассейна), ч. 1. Изд-во Харьковск. ун-та, 1970.
- Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М., «Наука», 1965.
- Cheney E. S., Jensen M. L., Stable isotopic geology of the Gas Hills, Wyoming, Uranium District. Econ. Geol., 1966, v. 61, No. 1, p. 44—73.
- Jensen M. L. Sulfur isotopes and the origin sandstone-type uranium deposits. Econ. Geol., 1958, v. 53, No. 5.
- Jensen M. L. Biogenic sulfur and sulfide deposits, in biogeochemistry of sulfur isotopes. Proc. of a Nat. Sci. Found Symposium, Yale Univ., New Haven, 1962, p. 1—15.
- Kaplan J. R., Rittenberg S. C. The microbiological fractionation of sulfur isotopes, J. Gen. Microbiol., v. 34, 1964.
- Monster J. Isotopes effect in Two-step consecutive first order irreversible reaction. Report No. 44, Dept Chemistry, McMaster Univ., Canada, 1967.
- Warren C. C. Sulfur isotopes as a clue to the genetic geochemistry of a rolltype uranium deposits. Econ. Geol., 1972, v. 62, No. 6, p. 759—767.

ИГЕМ
Москва

Дата поступления
16.XII.1974

О МИНЕРАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВАЛДАЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н. Я. ТИХОМИРОВА, В. В. КИРСАНОВ, Л. Н. МИХАЙЛОВСКАЯ

Анализируется минеральная зональность валдайских отложений верхнего венда Русской платформы, установленная по кластогенным и аутигенным компонентам пород. Количественная оценка соотношения минералов главных и второстепенных ассоциаций минеральных провинций, определенная по данным массовых петрографо-минералогических анализов, позволила получить объективные критерии для суждения об изменении вещественного состава пород на площади в связи с неоднородными палеогеографическими условиями северной и южной частей региона в валдайскую эпоху.

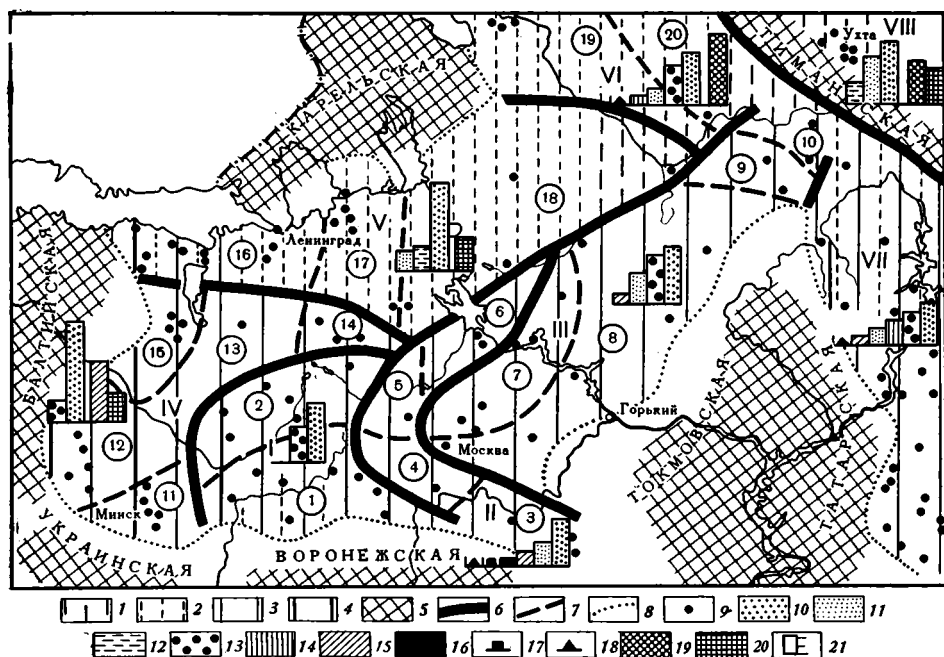
Одним из главных путей познания фациально неоднородных и практически немых древнейших платформенных отложений является изучение особенностей вещественного состава пород. В настоящей работе приводятся данные по количественному распределению в валдайских отложениях верхнего венда центральных районов Русской платформы породообразующих и аксессуарных минералов кластогенного и аутигенного происхождения. На основе распределения минералов впервые произведено районирование области развития валдайских отложений. Массовые петрографо-минералогические анализы, полученные авторами и любезно предоставленные М. Ф. Викуловой, А. Н. Гейслером, А. И. Зоричевой, Н. С. Иголкиной, Л. С. Коссовым, Т. И. Кушнаревой, Н. С. Лагутенковой, Н. С. Окновой и И. Е. Постниковой, были систематизированы по методике Н. Я. Тихомировой (1962, 1968).

Валдайские отложения представлены преимущественно глинистыми образованиями мощностью 50 — более 1000 м, имеющими циклическое строение (Келлер, 1968; Кирсанов, 1968, 1970; Солонцов, Аксенов, 1970). В основании каждого цикла залегают пачки песчаников и алевролитов. Наиболее четко выделены крупные циклы седиментации, известные под названием редкинской (Соколов, 1964, 1971) и поваровской серий (Аксенов, Кирсанов, 1974; Кирсанов, 1974). В разрезе редкинской серии выделяются вяземская, нелидовская и бородинская свиты. Глинистые породы вяземской и нелидовской свит включают маркирующие вулканосадочные пачки коричневых аргиллитов с прослоями пепловых туфов и монтмориллонитовых глин, выше которых обычно прослеживаются маркирующие пачки аргиллитов, обогащенные органическим веществом. Зеленоцветные и пестроцветные терригенные отложения поваровской серии (макарьевская, переславская, петровская, селигерская свиты) отличаются обилием лентовидных пленок бурых водорослей вендотениевого типа (Гниловская, 1971). Ниже перейдем к характеристике минеральных провинций валдайских отложений по породообразующим и аксессуарным минералам.

Районирование области развития валдайских отложений венда по господствующим типам песчаников и алевролитов (фиг. 1) показывает значительное различие северной и южной частей Русской платформы.

Северная часть региона (терригенно-минералогические провинции V, VI, VIII) выделяется повышенным содержанием кварца в породах, широким развитием полевошпат-кварцевых, иногда кварцевых песчаников и алевролитов. Степень распространения существенно кварцевых пород увеличивается к востоку и уменьшается к северо-западу, где нередко преобладают аркозовые, а иногда и полимиктовые разновидности пород (северо-западная часть Эстонии). Южная половина региона (провинции I—IV, VII) отличается высоким содержанием в отложениях полевых шпатов, местами обломков пород, т. е. широким развитием аркозовых и полимиктовых разновидностей алевролитов и песчаников.

В соответствии с петрографической зональностью наблюдается закономерное изменение по площади коэффициента зрелости, или палео-



Фиг. 1. Карта терригенно-минералогических провинций центральных районов Русской платформы для валдайского времени (верхний протерозой) (составила Н. Я. Тихомирова при участии А. Н. Гейслера, В. Б. Домрачевой, А. И. Зоричевой, Н. С. Иголкиной, Г. Н. Келль, В. В. Кирсанова, Л. С. Косового, Т. И. Кушнारेвой, Н. С. Лагутенковой, К. А. Менс, Л. Н. Михайловской, Н. С. Окновой, И. Е. Постниковой, Л. Ф. Солонцова, М. М. Толстихиной, К. Э. Якобсона по материалам ВСЕГЕИ, ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВНИИ, Геологического института г. Казани, ИГ и РГИ, Института геологии АН ЭССР, СЗТГУ, треста «Киевгеология», УТГУ)

Господствующие типы песчаников и алевролитов: 1 — кварцевые, 2 — полевошпато-кварцевые, 3 — аркозовые, 4 — кварц-полевошпатовые и полимиктовые; 5 — области сноса; границы: 6 — терригенно-минералогических провинций (числа на карте: I — Западно-Двинской, II — Рыбинской, III — Волжской, IV — Белорусской, V — Балтийской, VI — Беломорской, VII — Приуральской, VIII — Притиманской), 7 — подпровинций (числа на карте: 1—20), 8 — валдайской серии; 9 — местоположение изученных разрезов; среднее содержание главных акцессорных минералов провинций: 10 — циркон, 11 — турмалин, 12 — рутил, 13 — гранат, 14 — апатит, 15 — группа эпидота, 16 — высокоглиноземистые минералы (корунд, дистен, силлиманит, андалузит, ставролит), 17 — пироксены, 18 — амфиболы, 19 — группа «черных рудных» (ильменит, гематит, магнетит), 20 — лейкоксен и другие вторичные титановые минералы; 21 — масштаб

географического коэффициента K_1 , отвечающего соотношению кварца и полевых шпатов. Для северных провинций его значение в среднем 3,5 и 32,3, в то время как для южных провинций — 2,5 при наименьшей величине (1,8—1,7) в провинциях III, IV и наибольшей (3,9) в провинции I.

ПРОВИНЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Терригенно-минералогические провинции. Основной особенностью терригенно-минералогических провинций валдайской эпохи является высокое содержание в породах минералов, весьма устойчивых и устойчивых к процессам выветривания, — циркона, турмалина, рутила и др., а также граната. Прочие минералы — пироксены, амфиболы, высокоглиноземистые (силлиманит, корунд, дистен, андалузит), апатит, эпидот и ряд других — в среднем имеют крайне низкие содержания в тяжелых фракциях пород, заметно повышающиеся лишь эпизодически (фиг. 1, 2).

По соотношению устойчивых и неустойчивых минералов выделяется три типа провинций: весьма устойчивых и устойчивых минералов с низким содержанием граната (провинции V, VIII, фиг. 1, 2); весьма устойчивых и устойчивых минералов с повышенным содержанием граната (I, III, IV); весьма устойчивых и устойчивых минералов с повышенным содержанием граната, а также малоустойчивых и неустойчивых минералов — эпидота, апатита, пироксенов, амфиболов и др. (II, VI, VII).

Провинции первого типа находятся в северной части региона, совпадая с областью развития преимущественно кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов. Провинции второго и третьего типов занимают в основном южную половину региона, соответствующую провинциям аркозовых и полимиктовых песчаников и алевролитов.

Провинции I—III центральной части Московской синеклизы в отличие от прилегающих к ним провинций IV—VII имеют менее высокое содержание в породах «черных рудных», лейкоксена, рутила, циркона, ставролита (по сравнению с провинциями IV, V), апатита (по сравнению с провинциями VI, VII) и более широкое распространение граната, турмалина, высокоглиноземистых минералов при преобладании андалузита над корундом среди последних.

Отличительные особенности провинций I—III сводятся к неоднородному соотношению общих минералов главной ассоциации — циркона и граната и различной степени распространения второстепенных компонентов ее — высокоглиноземистых минералов, турмалина, эпидота, сфена, амфиболов, пироксенов (фиг. 2).

Западно-Двинская провинция характеризуется андалузит-гранат-цирконовой ассоциацией минералов. Для провинции II характерна наиболее сложная ассоциация минералов — андалузит-пироксен-сфен-амфибол-эпидот-турмалин-цирконовая. Провинции III свойственна эпидот-турмалин-гранат-цирконовая ассоциация минералов.

В пределах терригенно-минералогических провинций наблюдается закономерное изменение в содержании многих минералов. Так, в центральных провинциях I—III с севера на юг увеличивается среднее содержание в породах граната, эпидота, сфена; оно уменьшается для циркона и турмалина (от подпровинций 2, 4, 6, 7 к подпровинциям 1, 3, 5, 8). С запада на восток уменьшается содержание циркона, «черных рудных», лейкоксена и увеличивается количество турмалина (от провинций IV, I к провинциям II, III). Высокоглиноземистые минералы локализуются в пределах смежных подпровинций 2, 4, 5, резко уменьшаясь в более западных и восточных подпровинциях 11—15, 7—10, а пироксены и амфиболы в заметном количестве наблюдаются лишь преимущественно в подпровинциях 3, 5, 6 (фиг. 1, 2, 3).

В более северных и восточных провинциях (IV—VIII) по сравнению с центральными (I—III) заметно изменяется не только состав главных

минералов, но и направленность в степени распространения их по площади. В частности, от подпровинций центральной части района (13, 14) к более западным и северным (12, 15, 16) закономерно увеличивается содержание устойчивых к выветриванию минералов — циркона, «черных рудных», лейкоксена — и уменьшается количество неустойчивых и умеренно устойчивых — граната, эпидота, амфиболов (фиг. 1, 2, 3).

Самые восточные провинции VII, VIII своеобразны по составу минералов (фиг. 2). Провинция VII по соотношению минералов наиболее близка к провинции II, отличаясь повышенным содержанием апатита (максимальным в регионе), пониженным — пироксенов, высокоглиноземистых минералов и наличием пиропов.

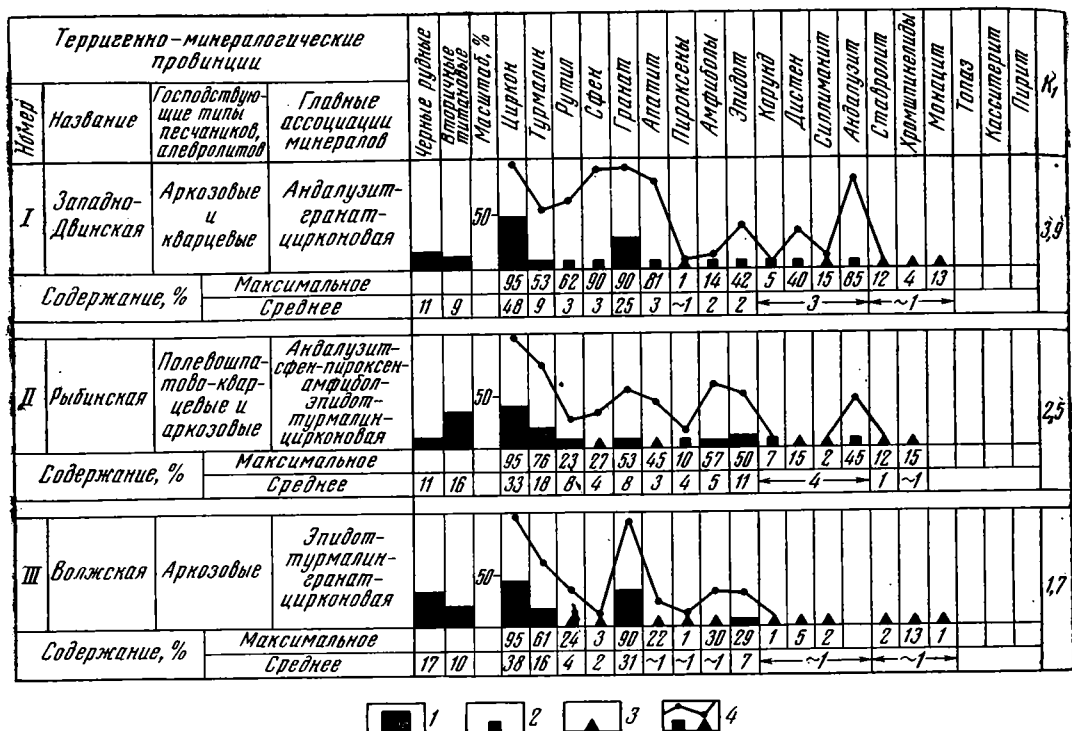
Более других выделяется провинция VIII с ассоциацией минералов, весьма устойчивых к процессам выветривания, представленных цирконом, турмалином, рутилом, лейкоксом, а также ильменитом.

Аутигенно-минералогические провинции. Аутигенные минералы валдайских отложений являются в большинстве случаев акцессорными компонентами. Реже эти минералы образуют маломощные (доли сантиметра или немного более) прослои хемогенных пород, местами барита, целестина, флюорита (Иванова, 1966; Копелиевич, 1965; Менс, Пиррус, 1967; Солонцов, Дистанов, 1955).

По соотношению аутигенных минералов, господствующих в тяжелой фракции пород, на площади развития отложений валдайской серии определились провинции трех типов со следующими ассоциациями минералов: сульфидов железа и вторичных титановых минералов; гидроокислов железа и вторичных титановых минералов; вторичных титановых минералов.

Провинция сульфидов железа и вторичных титановых минералов приурочена к центральной части Московской синеклизы — территории терригенно-минералогических провинций I—III (фиг. 1, 4), сложенной преимущественно глинистыми и наиболее тонкозернистыми обломочными породами, в основном серыми. Эти отложения местами обогащены органическим веществом и содержат микропрослои доломита, известняка, ангидрита, гипса, анкерита или примесь глауконита, фосфатов, барита, целестина, флюорита, иногда редких сульфидов (халькопирита, галенита, сфалерита и др.). Характерно значительное преобладание в тяжелой фракции пород сульфидов железа или вторичных титановых минералов над гидроокислами железа и максимальное в регионе содержание прозрачных разновидностей окислов титана (анатаз, брукит), глауконита (в среднем 5%, в отдельных пробах до 19%), фосфатов, целестина, флюорита, сульфатов, редких сульфидов. Указанные аутигенные минералы особенно характерны для территории провинций I, II, где отмечено и более широкое распространение прослоев туфов. Район провинции III помимо обедненного состава перечисленных выше второстепенных минералов отличается более высоким содержанием сульфидов железа и меньшим — окислов железа и титана (фиг. 4).

Провинция гидроокислов железа и вторичных титановых минералов находится западнее и северо-западнее провинции первого типа, соответствуя районам провинции IV и южной части провинции V. Последняя занимает краевую зону бассейна седиментации (Махнач, 1958; Менс, Пиррус, 1967) и проходящую от нее к северо-востоку зону повышенной песчаности и красноватости осадков (Гейслер, 1967). Эта аутигенно-минералогическая провинция выделяется по высокому содержанию в тяжелой фракции пород гидроокислов железа и вторичных титановых минералов, представленных преимущественно полупрозрачными разновидностями, крайне малому количеству сульфидов железа и второстепенных аутигенных минералов; среди последних отмечен лишь сидерит, местами барит. Для района провинции IV с наиболее грубозернистым составом обломочных пород характерно максимальное в регионе содержание



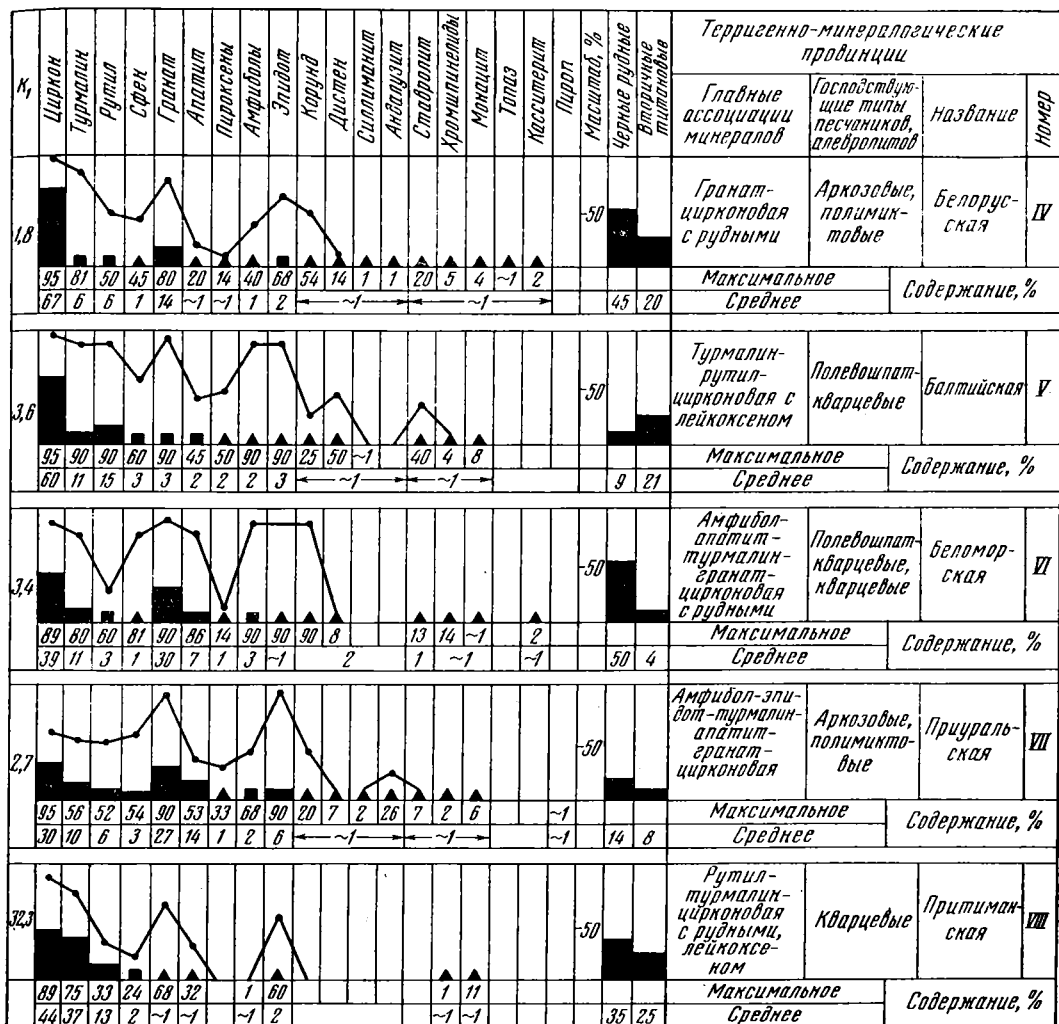
Фиг. 2. Среднее и максимальное содержания кластогенных минералов тяжелой фракции пород (0,01—0,25 мм) по терригенно-минералогическим провинциям и значение коэффициента зрелости пород K_1 . Среднее содержание минералов %: 1 — >5, 2 — 2—5, 3 — 1 и менее; 4 — кривая максимального содержания минералов

гидроокислов железа, заметно преобладающих над вторичными титановыми минералами. К северо-востоку, на территории южной части провинции V, в разрезе валдайских отложений уменьшаются грубозернистые образования и наблюдается обратное соотношение указанных минералов.

Провинция вторичных титановых минералов, отвечающая территории провинции VIII, выделяется максимальным в регионе содержанием вторичных титановых минералов (почти исключительно полупрозрачных) и минимальным — гидроокислов и особенно сульфидов железа.

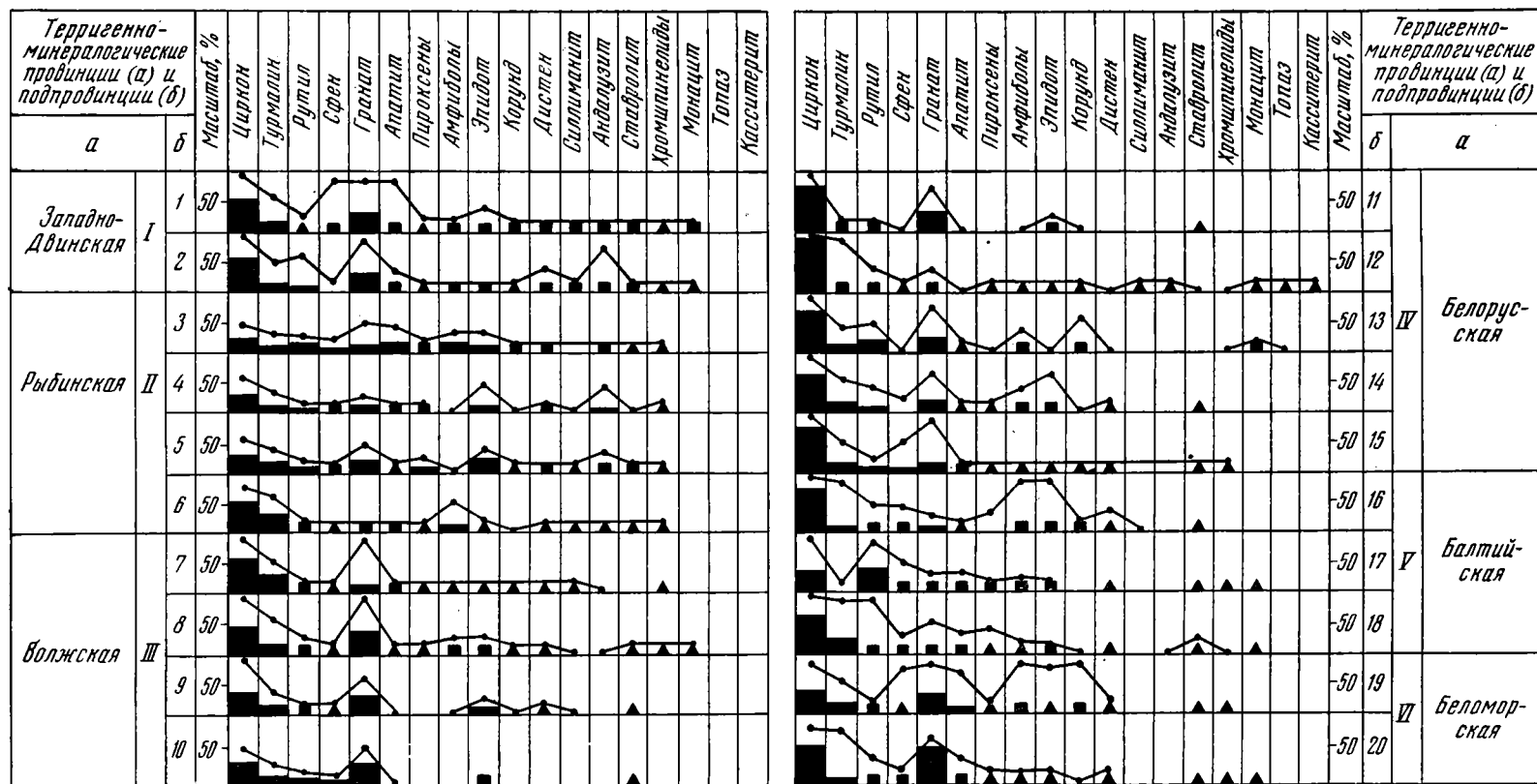
Таким образом, по мере удаления от краевой зоны бассейна седиментации к центральным районам окислительные фации (преимущественно гидроокислов железа, глауконитовая; провинции IV, V) замещаются слабовосстановительными и восстановительными (сидеритовая, глауконит-доломит-сульфидная, сульфидно-сидеритовая; провинции I—III). Соотношение окислов и гидроокислов железа (коэффициент K_2) изменяется при этом от 0,2—0,7 в пределах сульфидно-сидеритовых до 3—6 в районах окислительных провинций. Присутствие тонких прослоев доломита, ангидрита, изредка целестина, флюорита в отложениях восстановительных фаций позволяет предположить возможность условий, близких к лагунам в отдельные отрезки времени редкинской эпохи (Кирсанов, Шибалин, 1970).

Рассмотренные выше особенности в распределении кластогенных и аутигенных минералов на площади развития валдайских отложений показывают, что наблюдающееся различие отложений по соотношению породообразующих и аксессуарных компонентов связано с изменением фациальных условий древнего водоема и с неоднородным составом ма-

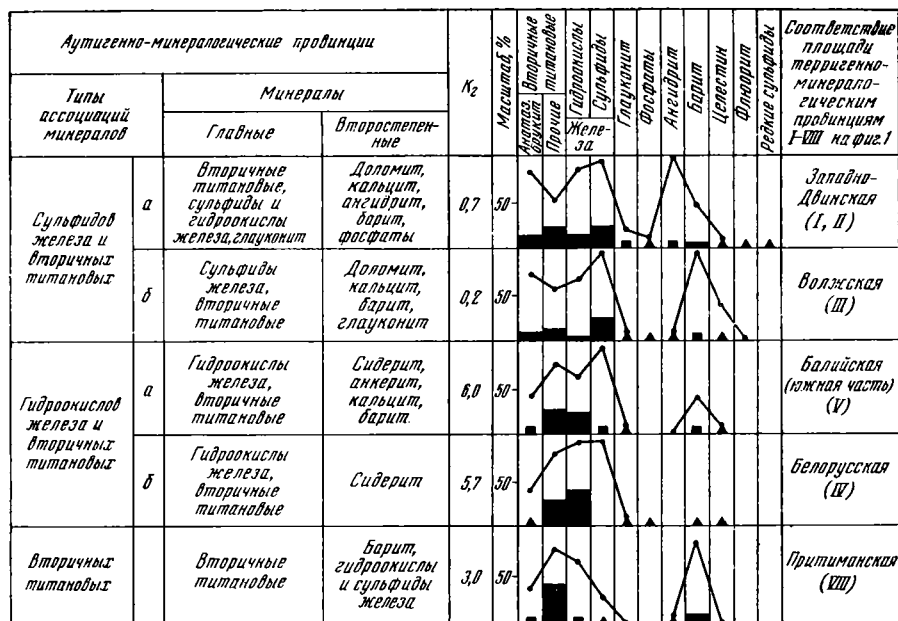


теринских пород окружающих областей сноса. Состав минералов главных и второстепенных ассоциаций терригенно-минералогических провинций I—VIII позволяет предполагать, что среди материнских пород, участвовавших в образовании валдайских осадков, имелись следующие древние осадочные породы, метаморфические и магматические образования: коры выветривания; кварциты (в том числе железистые); различные кристаллические сланцы и гнейсы, местами обогащенные гранатом, высокоглинозистыми минералами, амфиболами, эпидотом, хлоритом; магматические и метаморфические породы основного и кислого ряда, иногда с хромицинелидами, титановыми минералами или содержащими монацит, изредка топаз, касситерит.

В северной, северо-западной и северо-восточной питающих провинциях — Карельской, Прибалтийской и Тиманской — можно предположить широкое развитие древних кор выветривания, кварцитов, местами железистых (повышенное содержание хорошо окатанных и весьма устойчивых прозрачных акцессорных минералов, лейкоксена, «черных рудных», кварца, обломков каолинизированных пород в отложениях провинций IV—VI, VIII). Титаноносные образования среди материнских пород имелись в Карельской и Тиманской областях сноса вблизи подпровинции 17 и провинции VIII (высокое содержание рутила в пер-



Фиг. 3. Среднее и максимальное содержание кластогенных минералов тяжелой фракции пород (0,01—0,25 мм) по терригенно-минералогическим подпровинциям
Условные обозначения см. на фиг. 2



Фиг. 4. Среднее и максимальное содержания аутигенных минералов тяжелой фракции пород (0,01—0,25 мм) по аутигенно-минералогическим провинциям и значение коэффициента K₂, отвечающего соотношению гидроокислов и сульфидов железа

Условные обозначения см. на фиг. 2

вом и лейкоксена, ильменита во втором случае). К северу от подпровинций 18, 19 были развиты метаморфические породы с турмалином, местами корундом, дистеном (высокие, средние или максимальные значения минералов в указанных провинциях). Южные питающие провинции — Украинская, Воронежская, Токмовско-Татарская — отличались от северных широким развитием существенно полевошпатовых и обогащенных гранатом метаморфических или магматических образований. Преимущественно такие породы, иногда с повышенным содержанием турмалина, эпидота, были характерны для Токмовско-Татарской области сноса (повышенное содержание данных минералов в подпровинциях 7—10). В северной части Татарской области можно предположить и присутствие ультраосновных пород с хромшпинелидами и пиропами.

Воронежская питающая провинция выделялась повышенным развитием высокоглиноземистых кристаллических сланцев (с андалузитом и другими минералами этой группы) и местами пород с высоким содержанием эпидота, амфиболов, пироксенов, апатита, хромшпинелидов (повышенное содержание минералов в породах провинций I, II).

Для Украинской области сноса можно предположить широкое распространение гранитов, гранитогнейсов с высоким содержанием циркона, местами с монацитовой, топазовой или касситеритовой минерализацией (повышенное содержание или присутствие соответствующих минералов в породах подпровинций 11, 12).

Последовательное уменьшение степени распространения минералов, характерных для рассмотренных выше областей сноса к приосевой части Московской синеклизы определяет ее как пограничную зону между северной, западной и южной питающими провинциями.

Монацит встречен почти во всех терригенно-минералогических провинциях (за исключением провинции II); наиболее высоко его содер-

жание в пределах провинций I, V (в подпровинциях 1, 2, 17). Топаз и касситерит отмечены лишь в пределах провинции IV, для которой, кроме того, характерен и монацит (подпровинция 12).

Пироп — один из обычных спутников алмазов — в ассоциации с минералами основных и ультраосновных пород наблюдался в северной части Приуральской провинции. Хромшпинелиды (хромит, хромпикотит) наиболее высокого содержания и максимального распространения достигают в пределах провинций II, III, VI (особенно в подпровинциях 5, 7, 8, 19). Титановые минералы — ильменит, лейкоксен, рутил, сфен — наиболее характерны для VIII, северной части VII, западной окраины VI (подпровинция 17) провинций. Магнетит и гематит максимального содержания достигают в пределах провинций V, VI. Глауконит- и фосфатсодержащие породы, редкие сульфиды железа, меди, свинца и цинка в виде редкой вкрапленности отмечены в породах провинции II.

Итак, районирование области развития валдайских отложений на Русской платформе по распределению кластогенных и аутигенных минералов позволило получить объективные критерии для дальнейших литологических исследований, связанных с корреляцией разрезов, выделением фаций, формаций и прогнозированием полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов Е. М., Кирсанов В. В. К стратиграфии верхнего докембрия центральных районов Русской платформы. Тезисы докладов Совещания по верхнему докембрию Русской платформы. М., 1974.
- Гейслер А. Н. Палеогеография северо-запада Русской платформы в валдайское (вендское) и раннекембрийское время. — Тр. ВСЕГЕИ, Л., нов. сер., 1967, т. 110.
- Гниловская М. Б. Древнейшие водные растения венда Русской платформы (поздний докембрий). — Палеонтол. ж. АН СССР, 1971, № 3.
- Иванова З. П. Сопоставление додевонских отложений восточных и центральных областей Русской платформы. — Тр. ВНИГРИ, Л., 1966, вып. 51.
- Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). — В кн.: Очерки по региональной геологии СССР, вып. 2. Изд-во МГУ, 1968.
- Кирсанов В. В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4.
- Кирсанов В. В. Вендские отложения центральных районов Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12.
- Кирсанов В. В., Шибалин А. И. Геохимические особенности отложений валдайской серии верхнего венда Московской синеклазы. — Геол. нефти и газа, 1970, № 12.
- Кирсанов В. В. К вопросу о стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия в центральных районах Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. «Наука», 1974.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Махнач А. С. Древнейшие отложения Белоруссии. Минск, Геол. ин-т АН БССР, 1958.
- Менс К. А., Пиррус Э. А. Литология и распространение отложений валдайской серии в северной Прибалтике. Таллин, ИГ АН ЭССР, 1967.
- Соколов Б. С. Вендский комплекс и проблема границы докембрия и палеозойской группы. — В кн.: Материалы XXII сессии МГК, проблема 10, 1964.
- Соколов Б. С. Венд севера Евразии. — Геология и геофизика СО АН СССР, 1971, № 6.
- Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов, 1970, № 6.
- Солонцов Л. Ф., Дистанов У. Г. К минералого-стратиграфической характеристике додевонских отложений востока Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 1.
- Тихомирова Н. Я. К вопросу об изучении типоморфизма минералов для корреляции осадочных пород. — Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1962, т. 72.
- Тихомирова Н. Я. О применении метода перспективной корреляции при изучении древнейших платформенных отложений. — Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1968, нов. сер. «Математические методы в геологии», вып. 1.

УДК 549.211 : 552.51 (477)

АЛМАЗОНОСНОСТЬ КЛАСТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ БАЛТСКОЙ СВИТЫ УКРАИНЫ

**А. П. БОБРИЕВИЧ, Л. И. ДРУЖИНИН, В. Н. КВАСНИЦА,
А. И. КРУЧЕК, Д. А. ЛАВРОВ, Г. И. СМЕРНОВ**

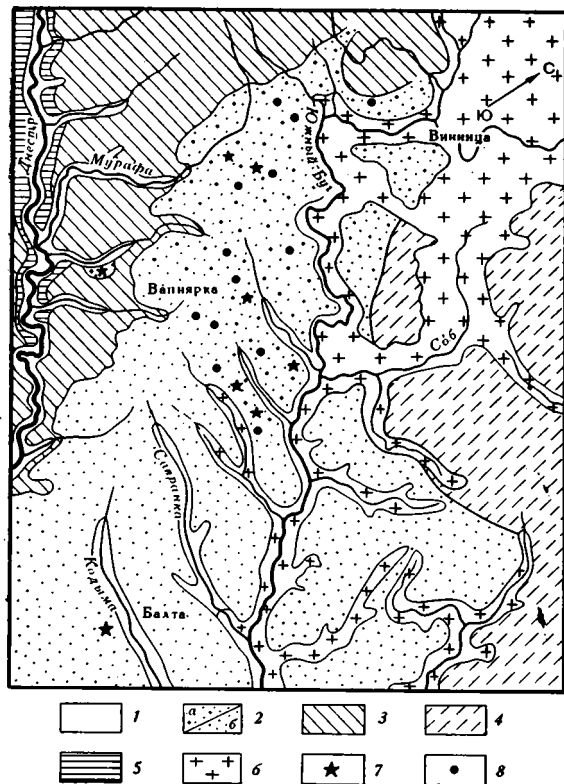
В неогеновых балтских отложениях Украины авторами обнаружены мелкие кристаллы алмаза и его парагенетического минерала-спутника — пироба. Алмазы приурочены к грубозернистым дельтовым и русловым типам балтских осадков. Приводится детальная характеристика алмазов. Находки алмазов, а также повышенных концентраций пироба подтверждают выделение балтских образований в качестве их вторичного коллектора.

Впервые кристаллы алмаза мелкого класса в терригенных образованиях балтской свиты неогена мы обнаружили в 1966 г. (Бобриевич и др., 1968). Их находка в центральной части распространения отложений (бассейн нижнего течения р. Сильница) и повышенные концентрации характерного спутника алмаза — пироба — способствовали тому, что было обращено особое внимание именно на грубозернистые образования толщи, как возможный вторичный коллектор крупных алмазов. Этот вывод подтверждается также находками крупных кристаллов алмаза и повышенными содержаниями пироба в современном аллювии ряда рек, размывающих балтские отложения (Ружицкий, 1959).

Балтские терригенные образования в пределах Украины развиты широко: их площадь более 25 тыс. км² (фиг. 1). Мощность свиты на севере составляет первые метры, на юге, в районе ж.-д. ст. Вапнярка, — до 130 м. Вариации мощностей балтских отложений и характер абсолютных отметок подошвы позволяют судить о существовании широкой балтской ложбины стока субмеридионального простираения с крутыми западными и более пологими восточными склонами. Центральная часть этой ложбины в общем совпадает с современной долиной р. Южный Буг или находится несколько западнее ее.

Балтские образования залегают преимущественно на породах среднего сармата (известняки, песчаники, алевролиты и др.), а в северных и восточных районах — на породах кристаллического фундамента (граниты, гнейсы и др.) и их коре выветривания. Перекрывается толща балта пестроцветными глинами (мэотис — плиоцен) и четвертичными образованиями.

Толща балтских образований представлена песками различной зернистости, иногда с галечно-гравийным материалом, суглинками, супесями, алевролитами, глинами, реже песчаниками, алевролитами и конгломератами. Для этих отложений обычны большая невыдержанность по мощности и простираению, а также грубозернистость и плохая отсортированность кластического материала. Песчаные отложения характеризуются мелкой косой, реже волнистой слоистостью с углами падения косых прослоек до 30—40° в южном, юго-юго-западном и юго-юго-



Фиг. 1. Схема алмазонасности и пиропонасности балтских отложений Украины

1 — четвертичные аллювиальные образования; 2 — миоцен — плиоцен, балтская свита, отложения; 3 — грубозернистые, 4 — мелкозернистые; 5 — миоцен, сарматский ярус; 6 — палеоген — неоген (нерасчлененные); 7 — мел; 8 — архей — протерозой; 9 — районы находок мелких алмазов; 10 — повышенные содержания пироба (более 50 знаков на 20 л исходной породы)

восточном направлении. Возраст балтской свиты — конец среднего сармата — плиоцен (Виноградов, Дідковский, 1964; Мельник, 1970).

Выделяются следующие группы фаций балтских отложений. Континентальных фаций: песчаные и песчано-галечные отложения поймы; песчаные и песчано-галечные отложения русла; фации прирусловой отмели и перекатов; надводные дельтовые отложения. Переход-

ных фаций: пески пересыпей, кос и баров; пески дельтовых отложений, в основном в подводной их части. Морских фаций: глинистые и алевритовые осадки прибрежного моря; пески и алевриты зоны волнений прибрежной части моря; глинистые осадки заливов; пески и алевриты зоны волновой ряби заливов и лагун побережья.

Совместными работами Побужской геологической экспедиции треста «Киевгеология» и Института минеральных ресурсов найдены алмазы в северных районах распространения балтской толщи: на междуречье средних течений рек Мурафа, Южный Буг (проба 1), на левобережье среднего течения р. Мурафа (проба 2), на правобережье среднего течения р. Русава (проба 3), на правобережье среднего течения р. Сильница (проба 4), на междуречье верхних течений рек Берладинка, Тростянец (проба 5), в бассейне нижнего течения р. Сильница (проба 6), на междуречье средних течений рек Берладинка, Тростянец (проба 7). Кроме того, работами И. П. Яловенко и др. (1969) алмазы обнаружены и в более южных районах развития толщи балта — на правобережье среднего течения р. Кодыма (проба 8) (фиг. 1). В этих районах найдено 27 алмазов размером $0,15 \times 0,125$ — $0,35 \times 0,5$ мм, причем наибольшее количество (10 и 7 кристаллов) обнаружено соответственно в пробах 3, 7. Объемы проб составляли обычно не менее $1,2 \text{ м}^3$, но в отдельных случаях достигали 55 м^3 (пробы 3, 7).

В генетическом отношении алмазосодержащие образования балтской свиты относятся к фациям дельт и речных долин (Дружинин, 1970). Надводно-дельтовые отложения бассейнов рек Сильница, Тростянец, верховьев р. Мурафа (пробы 4—7) представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми песками и галечно-гравийным материалом с небольшими прослоями глинистого алеврита. Гранулометрическая характеристика отложений приведена в табл. 1 (пробы 4—7). Для рассматриваемых осадков характерна четкая косая слоистость, которая

Таблица 1

**Гранулометрическая характеристика и выход минералов тяжелой фракции
алмазonoсных отложений балтской свиты**

№ пробы	Генетический тип отложений	Опробованная мощность, м	Выход тяжелой фракции, кг/м³ (от — до — среднее)	Выход фракций, мм (%)						
				>2	2—1	1—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	0,1—0,01	<0,01
1	Древние речные	8,0	0,4—7,1 1,6	29,3	18,1	20,4	28,8	3,3	0,1	—
2	То же	5,7	0,1—2,4 0,95	16,2	20,4	17,3	28,6	10,9	2,9	3,7
3	Дельтовые	5,8	20,7	35,7	17,5	18,8	20,8	7,1	0,1	—
4	То же	13,5	0,2—0,8 0,56	17,0	2,5	20,5	35,0	20,0	2,8	2,2
5	»	8,3	0,4—2,3 1,1	45,0	12,5	12,5	21,3	8,5	0,2	—
6	»	1,2	0,4—1,0 0,7	33,1	20,0	31,4	5,3	7,6	2,6	—
7	»	1,1	0,2—1,6 0,8	7,5	7,5	25,0	50,0	8,5	1,0	0,5
8	» (подводная часть)	0,8	17,5	—	2,9	12,0	78,0	5,0	2,1	—

подчеркивается различием в их гранулометрии: более крупнозернистый материал обычно приурочен к основаниям слоев. Галечно-гравийный материал, как правило, составляет основание пачки слоев с более грубозернистыми осадками.

Содержание тяжелой фракции дельтовых образований в среднем 0,56—1,1 кг/м³ (табл. 1, пробы 4—7).

Следует отметить весьма широкое площадное распространение грубозернистых образований древней дельты на водоразделе средних течений рек Днестр и Южный Буг. На этой площади выделены участки с более крупным материалом в бассейне верхнего течения р. Сильница, на левобережье среднего течения р. Мурафа и в более северных районах (фиг. 1).

Тяжелая фракция алмазосодержащих балтских дельтовых отложений в основном характеризуется ильменит-турмалин-альмандиновой, турмалин-альмандиновой и альмандин-ильменитовой ассоциациями (табл. 2, пробы 4—7). Последняя свойственна восточной части балтской толщи, обнаженной в бассейне р. Сильница.

Русловые алмазonoсные отложения балтской свиты приурочены к северной части района и особенно характерны для междуречий средних течений рек Мурафа, Южный Буг (пробы 1, 2) и в основном представлены разнозернистыми песками и галечно-гравийным материалом в виде четко выраженного горизонта. Для него характерна плохая сортировка в целом и некоторое увеличение крупности материала к основанию, крупная косая одно- и разнонаправленная слоистость.

Минеральный состав русловых балтских осадков характеризуется ильменит-альмандиновой и турмалин-альмандиновой ассоциациями с существенным содержанием ставролита, лейкоксена, рутила (табл. 2, пробы 1, 2). Содержание тяжелой фракции составляет в среднем 0,95—1,6 кг/м³ (табл. 1), что значительно выше, чем в дельтовых типах отложений.

Несколько необычно положение района развития алмазоносных образований балта на левобережье р. Русава (фиг. 1), где найдено 10 кристаллов алмаза. По-видимому, это уцелевший от размыва останец некогда более распространенных в Приднестровье грубокластических отложений балта континентальных фаций. Обращает на себя внимание повышенное содержание здесь минералов тяжелой фракции — $20,7 \text{ кг/м}^3$ (табл. 1, проба 3), что связано с благоприятными условиями их аккумуляции в приплотиковой части толщи. Минеральный состав отложений левобережья р. Русава довольно разнообразный: кроме альмандина и ильменита, определяющих их шлихоминералогическую ассоциацию, встречаются, в частности, магнетит (7,5%), дистен — силлиманит (6,0%),

Таблица 2

Минеральный состав тяжелой фракции алмазоносных балтских отложений *
(%, кроме пироба)

Минерал **	№ пробы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Магнетит	1,0	3,4	7,5	0,2	0,3	0,3	0,6	0,8
Ильменит	4,1	11,4	23,4	2,5	9,7	54,8	14,6	21,7
Альмандин	61,4	56,9	39,0	72,4	52,5	33,6	40,1	65,4
Пироп ***	32	16	52	11	22	15	155	3
Турмалин	13,2	7,2	2,8	10,7	13,7	0,2	15,4	1,2
Ставролит	8,2	1,2	5,5	1,7	1,5	0,8	3,6	4,0
Пироксены	0,1	—	2,3	Зн.	Зн.	—	Зн.	Зн.
Эпидот	Зн.	0,4	Зн.	»	»	—	»	»
Рутил	5,1	6,2	2,4	2,1	6,2	6,1	6,6	3,7
Лейкоксен	5,9	7,4	1,3	6,4	9,9	Зн.	15,2	Зн.
Циркон	0,5	—	1,5	1,3	1,3	0,8	1,5	1,1
Дистен—силлиманит	0,4	4,1	6,0	2,3	4,9	3,4	2,4	1,9
Гидроокислы железа	Зн.	0,2	—	—	—	—	—	0,2
Амфиболы	0,1	1,6	9,8	—	—	Зн.	—	Зн.
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

* Легкая фракция представлена в основном кварцем, полевыми шпатами, калцитом, а также глаукоцитом, хлоритом, обломками пород.

** В единичных знаках в отдельных пробах встречаются также шпинель, гематит, анатаз, барит, уа-санит, сульфиды, корунд, оливин, андалузит, биогит, апатит, сидерит, подолит, коллофан, брукит.

*** Число зерен на 20 л исходного материала.

ставролит (5,5%) и др. (табл. 2, проба 3). Главной же особенностью является присутствие среди них относительно высоких содержаний менее устойчивых минералов, таких, как амфиболы (9,8%) и пироксены (2,3%).

Алмазоносные отложения правобережья р. Кодыма — подводно-дельтовые. Они сложены равномерными среднезернистыми косо- и горизонтально-слоистыми песками с несколько повышенным содержанием ($17,5 \text{ кг/м}^3$) и качественным разнообразием минералов тяжелой фракции, которая характеризуется ильменит-альмандиновой ассоциацией (табл. 2, проба 8; Яловенко и др., 1969).

Относительно равномерный мелко- и среднезернистый песчаный материал подводной части балтской дельты (табл. 1, проба 8) практически исключает возможность обнаружения в ней кристаллов алмаза крупного класса.

В отложениях балтской свиты широко распространен характерный спутник алмаза — пироп. Его содержание в отдельных шлиховых пробах достигает 420 знаков на 20 л исходной породы, причем содержание пироба в алмазоносных пробах не превышает 155 знаков (табл. 2). Данные по размерам, окраске и степени окатанности зерен пироба приведены в табл. 3.

Физико-химические свойства пиропы из балтских отложений имеют следующие основные параметры: удельная плотность — $3,63-3,86 \pm \pm 0,001$; показатель преломления — $1,738-1,755$. Содержание отдельных минералов, мол. %: пироп — $64,9-73,4$; альмандин — $13,8-19,7$; спессартин — $0,6-1,0$; уваровит — $1,6-11,6$;grossуляр — $5,9-10,9$ (по данным химических анализов, выполненных на рентгеновском микроанализаторе группой Н. В. Соболева, ИГГ СО АН СССР, и О. П. Шаркиным, ИГФМ АН УССР). Спектральным анализом в некоторых пиропе установлены кобальт, никель, ванадий. Расчет ребра элементарной ячейки (по результатам рентгенометрических анализов) колеблется от $11,477$ до $11,530 \text{ \AA}$ (анализы Р. Г. Сизовой, ИМР).

Таблица 3

Распределение зерен пиропы по размерам, окраске и степени окатанности, %

Характеристика		№ пробы						
		1	2	3	4	5	6	7
Цвет	Малиново-красный	44,3	37,0	55,9	46,7	15,8	67,5	31,3
	Оранжево-красный	—	63,0	25,9	20,0	42,1	9,5	25,0
	Лиловый	22,3	—	1,6	—	—	14,9	6,3
	Лилово-розовый	33,4	—	16,6	33,3	42,1	8,1	37,4
	Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Размер зерен, мм	< 0,2	—	—	1,7	6,7	5,3	16,1	6,3
	0,3	—	—	3,3	13,4	5,3	14,9	12,6
	0,4	11,2	33,3	11,7	40,0	32,6	16,1	56,3
	0,5	44,5	33,3	30,0	33,4	32,6	29,8	12,6
	0,6	22,2	—	21,7	6,5	10,6	11,9	6,3
	0,7	22,1	33,4	27,5	—	10,6	8,9	—
	> 0,8	—	—	4,1	—	3,0	2,3	5,9
	Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Степень окатанности	Слабо окатанные	77,8	37,0	20,1	40,0	10,6	17,9	93,6
	Неокатанные	22,2	63,0	79,9	60,0	89,4	82,1	6,4
	Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Основные цветовые разновидности пиропы из балтских отложений — малиново-красные, оранжево-красные, лилово-розовые. Густо окрашенным пиропам свойственно явление дихроизма. Крупность зерен пиропы в основном $0,4-0,6 \text{ мм}$ (78%). Зерна классов $0,6-1,0 \text{ мм}$ составляют 18%, а зерна крупнее $1,0 \text{ мм}$ — 0,8%. Пиропы представлены обломками различной формы. Отдельные зерна характеризуются наличием скульптур (бугорчатой, черепитчатой, каплевидной и др.).

Изучение распространения пиропы и его некоторых физических свойств позволило выявить следующие основные закономерности. Так, наибольшие концентрации зерен пиропы приурочены к средним и верхним горизонтам балтской свиты. К юго-юго-востоку уменьшается содержание пиропы и увеличивается степень окатанности его зерен. Наибольшее количество пиропы приурочено к грубокластическим русловым

и дельтовым фаціальным типам балтских осадков. Более окатаны зерна пиропы мелких гранулометрических классов (4—2 мм). В центральной части распространения балтских образований размер зерен пиропы соизмерим с таковым зерен других минералов тяжелой немагнитной фракции. В северной части балтских отложений зерна пиропы несколько крупнее, а в южной — мельче зерен других тяжелых минералов. Зерна пиропы из отложений Балта имеют несколько большие размеры и меньшую степень окатанности, чем таковые из современного аллювия рек Правобережной Украины.

Первые три кристалла алмаза балтских отложений мы извлекли из грубозернистых песков в бассейне нижнего течения р. Сильница (проба 6). Один из них — изометрически округлое зерно размером $0,3 \times 0,2$ мм со слабыми признаками ромбододекаэдрической огранки. Его поверхность тонко и равномерно матирована. При скрещенных николях под микроскопом наблюдается слабая анизотропия. При большом увеличении отмечаются темные точечные включения, возможно, графита. В ультрафиолетовых лучах (УФЛ) люминесцирует ровным оранжево-красным цветом.

Второе зерно размером $0,25 \times 0,2$ мм является сростком многочисленных мельчайших кристалликов. Поверхность агрегата — от слегка матовой до гладко-блестящей. Окраска розово-кремовая, неравномерная. Сросток непрозрачен, полупрозрачивает лишь по краям. Под микроскопом в агрегате отмечаются кристаллики совершенно непрозрачные и мутные, со слабой анизотропией. В УФЛ люминесцирует неравномерно: среди оранжево-красных участков есть лилово-красные.

Третий алмаз — остроугольный неправильный осколок размером $0,3 \times 0,2$ мм. Светло-розовый, прозрачный, слабо анизотропный. В УФЛ свечение ровное, бледно-зеленое. На маленьком реликте естественной грани наблюдается параллельная штриховка.

Два кристалла алмаза размером $0,3 \times 0,28$ мм из отложений балтской свиты в более южной части их развития (карьер у с. Пасицеллы, вблизи г. Балта) обнаружили И. П. Яловенко и др. (1969).

В дальнейшем из балтских отложений было извлечено еще 22 алмаза. Наиболее крупный из них ($0,5 \times 0,4 \times 0,35$ мм) был обнаружен в средне- и мелкозернистых песках (среднее течение р. Сильница, проба 4). Он представлен осколком октаэдрического кристалла (фиг. 2, 2), на котором первоначальная поверхность сохранилась лишь частично и несет на себе следы интенсивного механического износа (матировка, сколы, выбоины, трещины). По всей видимости, он является частью довольно крупного кристалла алмаза. Осколок бесцветный, полупрозрачный. Под микроскопом в скрещенных николях наблюдается слабая анизотропия. В ультрафиолетовых лучах характеризуется слабой голубовато-зеленой люминесценцией.

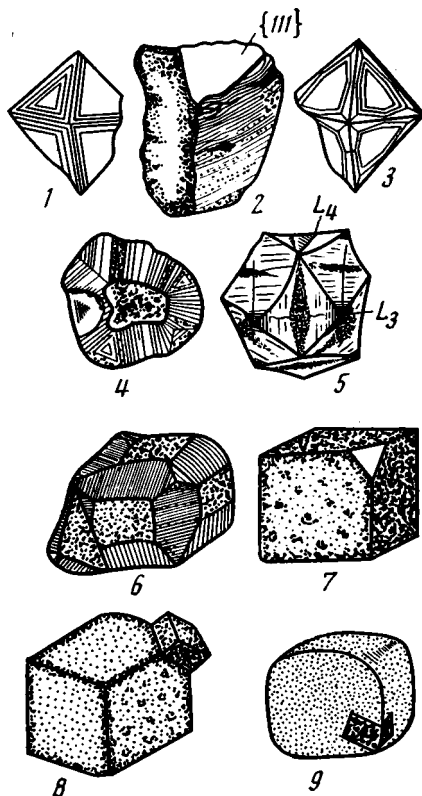
10 алмазов было найдено в разномзернистых и крупнозернистых песках с гравийным и галечно-гравийным материалом на правобережье среднего течения р. Русава (проба 3).

Первый из них (фиг. 2, 1) представлен поврежденным октаэдрическим кристаллом размером $0,23 \times 0,14$ мм. За счет роста кристалла уменьшающимися по площади тригональными пластинками на месте его ребер четко выражены параллельная штриховка, а на месте некоторых граней {111} — усеченные слоистые тригональные пирамидки. Сколы, в основном, по спайности свежие, блестящие. Алмаз бесцветный, прозрачный. Под микроскопом наблюдается слабая анизотропия. В УФЛ свечение слабое неопределенное.

Второй кристалл (фиг. 2, 3) — обломок октаэдра, сложенный дитригональными слоями роста. Размеры обломка $0,2 \times 0,175$ мм. Сколы гладкие по спайности и раковистые по другим направлениям, свежие. Окраска дымчатая, полупрозрачен, слабо анизотропен.

Фиг. 2. Формы кристаллов алмаза из отложений балтской свиты

1 — октаэдр, сложенный уменьшающимися тригональными слоями роста (проба 3); 2 — осколок октаэдрического кристалла (проба 4); 3 — октаэдр, сложенный дитригональными слоями роста (проба 1); 4 — алмаз переходной формы от октаэдра к ромбододекаэдру (проба 3); 5 — кристалл ромбододекаэдрического габитуса (проба 7); 6 — сросток кристаллов комбинационной формы — куб — ромбододекаэдр (проба 3); 7 — кубический кристалл (проба 3); 8 — куб с востком кристалла кубического габитуса (проба 3); 9 — кубоид (проба 3)



Третий алмаз — незакономерный сросток темноватых непрозрачных кристаллов комбинационной формы — куб — ромбододекаэдр. Размеры сростка $0,20 \times 0,15$ мм. Неравномерно развитые ложные ромбододекаэдрические поверхности неровные и скульптурированы поперечной штриховкой. «Грани» {100} ячеистые, шероховатые. На месте вершин кристаллов развиты усеченные тригональные и остроугольные дитригональные пирамидки. Люминесценция в УФЛ слабая, оранжевая.

Четвертый алмаз — также незакономерный сросток кристаллов комбинационной формы, аналогичный третьему. Размеры сростка $0,175 \times 0,15$ мм. Кристаллы дымчатые, полупрозрачные, в УФЛ не люминесцируют.

Пятый кристалл — изометричный почти идеальный куб (фиг. 2, 7), одна из вершин которого срезана гладкой ровной поверхностью {111}. Размеры куба $0,20 \times 0,20$ мм. Ребра куба неровные, слегка закруглены. Поверхность граней {100} матовая, шероховатая. Кристалл дымчатый, полупрозрачный, с мелкими черными включениями. В УФЛ светится средним по интенсивности неопределенным цветом.

Шестой кристалл представляет собой слегка удлиненный вдоль четверной оси куб с востком идеального кубического кристалла на одной из своих вершин (фиг. 2, 8). Кристаллы желтоватые, непрозрачные, с жирным блеском. Поверхности {100} матовые, шероховатые. Некоторые вершины крупного индивида притуплены маленькими площадками граней {111}, гладкими и плоскими. Размеры алмаза $0,20 \times 0,20$ мм. В УФЛ свечение среднее, неопределенное.

Седьмой алмаз — буроватый непрозрачный сфероидальный кубоид (фиг. 2, 9) с размерами $0,14 \times 0,14$ мм. Поверхность граней кристалла шероховатая. На двух из них развиты две крупные слившиеся четырехугольные впадины, ориентированные под углом 45° к контурам граней кубоида. Сфероидальность кристалла в основном за счет округления ребер, грани же индивида слабо выпуклы. В УФЛ свечения не обнаруживает.

Два кристалла представлены угловатыми бесформенными осколками размерами $0,27 \times 0,14 \times 0,10$ и $0,25 \times 0,20$ мм. Первый из них лимонно-желтый, прозрачный, слабо анизотропен, со свежими сколами по спайности. Люминесценция в УФЛ средняя, голубовато-зеленая. Второй — дымчатый, полупрозрачный. Его поверхность частично матовая,

частично (на свежих сколах) гладкая блестящая. В УФЛ не люминесцирует.

Десятый алмаз представлен своеобразным зеленым кристаллом, характеристика которого приводится ниже.

Семь алмазов было обнаружено в грубозернистых песках с примесью гравийного материала на междуречье средних течений рек Берладинка и Тростянец (проба 7).

Первый алмаз представлен осколком кристалла размером $0,250 \times 0,225 \times 0,15$ мм, на котором наблюдается комбинация двух естественных поверхностей: грани {111}, сложенной неравномерно развитыми округло-щитовидными уменьшающимися пластинками, и {100} — неровной, сложенной как бы вершинками пластин октаэдрических граней. Алмаз бледно-желтый, полупрозрачный.

Второй — изометрический кристалл переходной от октаэдра к ромбододекаэдру формы, размером $0,20 \times 0,20$ мм. По своей морфологии он несколько подобен алмазу, изображенному на фиг. 2, 4. Его неравномерно развитые додекаэдрические поверхности часто вогнуты и скульптурированы тонкой сноповидной штриховкой. Степень вытеснения октаэдрических граней различная: от хорошо развитых до образования на их месте остроугольных пирамидок. На одной из граней {111} развита крупная единичная усеченная треугольная впадина, контуры которой параллельны ребрам октаэдра. Некоторые из вершин кристалла притуплены маленькими неровными площадками, соответствующими положению граней куба. Окраска лимонно-желтая, прозрачен. Под микроскопом слабо анизотропен. В УФЛ не светится.

Третий — угловатый осколок с реликтами октаэдрической грани, сложенной относительно толстыми уменьшающимися тригональными пластинами роста. Размер $0,25 \times 0,175 \times 0,15$ мм. Алмаз бесцветный, полупрозрачный.

Четвертый алмаз представлен кристаллом кубического габитуса, несколько вытянутого по оси L_z . Размер $0,25 \times 0,225$ мм. Одна из вершин сколота по {111}. На ряде вершин наблюдаются шиповидные выступы. Поверхность куба испещрена многочисленными четырехугольными углублениями, повернутыми под углом 45° к ребрам куба. На одном из ребер наблюдается конусовидное притупление с шестоватой скульптурой, соответствующее положению грани {110}. Окраска буровато-серая, непрозрачен.

Пятый также представлен кристаллом кубического габитуса с тремя сколотыми по {111} вершинами. Размер $0,40 \times 0,35$ мм. На сохранившихся вершинах наблюдаются маленькие треугольные пластинки {111}. На месте ребер развиты различные по ширине поверхности с шестоватой скульптурой, соответствующие положению граней {110}. Две поверхности, соответствующие граням куба, заметно вогнуты. Внешне этот алмаз близок по своей морфологии кристаллу, изображенному на фиг. 2, 6. Алмаз бесцветный, полупрозрачный.

Шестой и седьмой относятся к зеленым алмазам, характеристика которых приводится ниже.

В разнозернистых с примесью гравийного материала песках среднего течения р. Мурафа (проба 2) обнаружен всего один изометрический кристалл алмаза кубического габитуса, размером $0,17 \times 0,17$ мм. Внешне он аналогичен кристаллу, показанному на фиг. 2, 6, с той лишь разницей, что ячеистые, несколько вогнутые поверхности {100} здесь играют основную габитусную роль, а {110}, развитые на месте ребер — явно подчиненную. Алмаз золотисто-желтый, полупрозрачный. В УФЛ свечения не обнаруживает.

В различных пунктах развития балтских отложений найдены своеобразные по форме, интенсивно зеленые алмазы. Всего было извлечено шесть зерен (пробы 5, 7 — по два, 1, 3 — по одному), которые соответ-

ственно характеризуются размерами: $0,25 \times 0,25$; $0,15 \times 0,10$; $0,15 \times 0,125$; $0,225 \times 0,25$; $0,35 \times 0,25$; $0,20 \times 0,145$ мм. Наиболее интересные формы показаны на фиг. 2, 4, 5.

На фиг. 2, 4 (проба 3) изображен алмаз переходной формы — от октаэдра к ромбододекаэдру, чуть удлиненному вдоль одной из осей второго порядка. На месте граней октаэдра развиты маленькие, как бы усеченные тригональные и остроугольные пирамидки. Значительные по площади ложные ромбододекаэдрические поверхности часто вогнуты и грубо иштрихованы, а одна из них выпуклая, гладкая. Некоторые вершины кристалла притуплены слабо вогнутыми неправильной формы площадками, по своему положению отвечающими граням куба.

На фиг. 2, 5 (проба 7) показан наиболее характерный представитель зеленых алмазов, почти изометричный ромбододекаэдрический, вследствие интенсивного антискелетного роста которого каждая грань октаэдра замещена дитригональной (реже тригональной) пирамидкой. «Ромбододекаэдрические грани», как правило, вогнуты по длинной диагонали ромба и покрыты грубой сноповидной штриховкой. На большинстве поверхностей $\{110\}$ прослеживаются извилистые гранные швы. Вершины кристалла несколько вытянутые, шиповидные. Вследствие вытянутости вершин и вогнутости ромбододекаэдрических поверхностей кристалл имеет весьма своеобразный облик.

Остальные зеленые алмазы представлены обломками кристаллов, в той или иной мере несущими признаки характеризующего морфологического типа.

Все кристаллы этой разновидности полупрозрачны до непрозрачных, в УФЛ не светятся.

ВЫВОДЫ

1. Новые находки мелких кристаллов алмаза в балтской свите подтверждают ее выделение в качестве вторичного коллектора этого минерала.

2. Наиболее перспективны в отношении россыпной алмазности балтские отложения фации речных русел и надводных частей дельты.

3. Сравнительно широкое распространение в исследуемых отложениях грубозернистого материала благоприятствует возможности обнаружения алмазов более крупных классов. Подтверждение этому — находка осколка крупного алмаза непосредственно в песчаных отложениях балтской свиты в среднем течении р. Сильница и ранее выявленные сравнительно крупные алмазы в аллювии рек, размывающих балтские отложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобрівевич О. П., Грицик В. В., Дружинин Л. М., Смирнов Г. І., Тарасюк О. Н. Нові знахідки алмазу на Правобережній Україні.— Доповіді АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 8.
- Виноградов Г. Г., Дідковський В. Я. Нові данні про вік та обсяг «балтської світи». — Геол. ж., 1964, т. 24, вимп. 1.
- Дружинин Л. Н. Алмазность балтских отложений.— В кн.: Алмазность юго-западной окраины Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Мельник А. П. Литология и закономерности формирования неогеновых отложений Побужья. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Рузицкий В. О. О находках алмазов на Русской платформе и перспективах ее алмазности.— Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР, 1959, № 1.
- Яловенко И. П., Полканов Ю. А., Сторчак П. Н., Бирюкова И. А. Новые данные об алмазности песчаных отложений юга Украины и Молдавии.— В сб.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 2. Днепропетровск, 1969.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.623.8 : 551.732 (571.5)

**О СЕПИОЛИТОВЫХ ПОРОДАХ
В КЕМБРИИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Я. К. ПИСАРЧИК

При изучении кембрийских отложений Сибирской платформы автор встретил карбонатно-глинистые образования, в которых глинистое вещество оказалось сепиолитом.

Широкое развитие магнезиальных гидросиликатов (хлоритов, высокомагнезиальных гидрослюд, талькоподобных минералов) в составе глинистой примеси в кембрийской галогенно-карбонатной формации Иркутского амфитеатра установлено ранее (Писарчик, 1956, 1963 и др.). Сепиолит в толще кембрия встречен впервые — в Олекминском районе, на южном склоне горы Метегер, на левом берегу р. Лены. Здесь на значительном протяжении обнажается почти горизонтально залегающая метегерская свита (Бобров, Боброва, 1962; Бобров, 1964) мощностью около 90 м. Это верхний член кембрийской галогенно-карбонатной формации.

Метегерская свита сложена сероцветными первичными доломитами, в отдельных прослоях — глинистыми и подчиненными им первичными известняками, приуроченными преимущественно к нижней половине свиты. В породах распространена кальцитизация, а в доломитах есть следы сульфатов в виде псевдоморфоз кальцита по длиннопризматическим кристаллам ангидрита и иногда в виде замещения кальцитом имевшейся в доломите примеси первичного тонковолокнистого ангидрита. Все это однозначно свидетельствует о том, что исходные отложения метегерской свиты были сульфатонасыщенные, а затем при их дренаже подверглись обычным для зоны гипергенеза преобразованиям, в процессе которых произошло обессульфачивание пород и их кальцитизация (Писарчик, 1963 и др.).

Самая верхняя часть склона р. Лены сложена красноцветными доломитовыми мергелями и песчаниками нижней части верхоленской свиты. Эти более мягкие породы не образуют скальных выходов, как отложения метегерской свиты, и обнаруживаются почти исключительно в виде элювия и делювия.

Контакт между метегерской и верхоленской свитами не обнажен, однако он обычно четко прослеживается вдоль левобережья р. Лены на протяжении нескольких километров, благодаря смене сероцветной окраски скальных выходов метегерской свиты на красноцветную окраску элювия и делювия пород верхоленской свиты при одновременном

наличии перегиба в рельефе. Кроме того, этот контакт подчеркнут широкой (более 10 м) полосой белых «выцветов», прослеживающейся на 1—1,5 км по простиранию и отчетливо видной издали.

Эти белые образования были описаны А. К. Бобровым и С. А. Бобровой (1962) как гипсы. В действительности они оказались карбонатно-сепиолитовой породой, которая на выходах образует уплотненную довольно твердую бугристую корку с ячейсто-ноздреватой поверхностью. Растительный покров на ней практически отсутствует. Линзы и пластообразные тела сульфатов кальция (гипс, ангидрит) очень часто встречаются в основании верхоленской свиты (Писарчик, 1963; Писарчик и др., 1975), но в этом месте отсутствуют.

Карбонатно-сепиолитовая порода белая, землистая, пачкает руки, легкая, пористая (объемный вес — 1,43), очень вязкая. Во влажном состоянии порода приобретает слабый фиолетовый оттенок, что обусловлено, видимо, наличием в ней примеси окисных соединений железа (намытых из отложений верхоленской свиты). В воде порода размокает, превращаясь в тестообразную, а затем сметаноподобную массу. Водная суспензия довольно легко коагулирует. Однако после нескольких сливов (декантации) суспензия становится более устойчивой.

Под микроскопом в иммерсионных препаратах основная масса породы состоит из очень тонковолокнистого бесцветного минерала — сепиолита. В значительном количестве присутствуют зерна кальцита и в меньшей мере ромбоэдри доломита размером до 0,05 мм и редко более. Кальцит обнаружен в виде обломков более крупных кристаллов. Пелитоморфного кальцита не найдено. Это позволяет считать имеющийся в породе кальцит вторичным, возникшим при гипергенной кальцитизации (Писарчик, 1963 и др.).

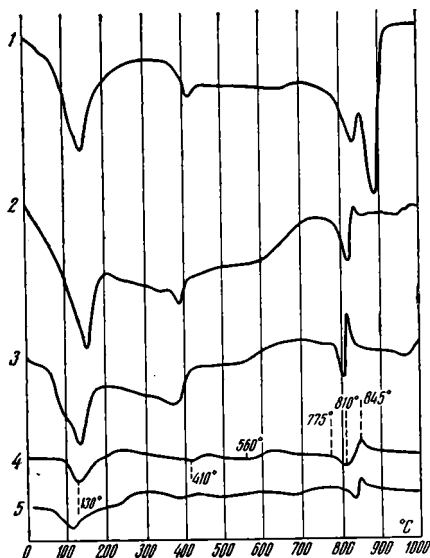
Сепиолит, слагающий основную массу породы, имеет $Np_i \approx 1,500$ и $1,521 \geq Ng \geq 1,516$. Такой же тонковолокнистый облик сохраняет он и во фракции $< 0,001$ мм, полученной из нерастворимого в 5%-ной соляной кислоте остатка этой породы. Показатели преломления в нем несколько ниже: $Np_i \geq 1,496$ и $Ng \approx 1,516$. Незначительное понижение показателей преломления глинистых минералов (на 0,003—0,005), связанное с обработкой исходной пробы 5%-ной соляной кислотой, автор отметил ранее и для некоторых других разновидностей глинистых минералов (гидрослюда, магнезиальные хлориты) из кембрийской галогенно-карбонатной толщи Сибирской платформы (Писарчик, 1963).

Количество нерастворимого в 5%-ной соляной кислоте остатка в породе составляет 49,6—54,6%. Термообъемным анализом по методу Л. Г. Берга определено¹, что в ней содержится 7,64—14,2% доломита и 30,13% кальцита, т. е. сумма карбонатов составляет 37,77—44,33%. Сульфатов в иммерсионных препаратах не обнаружено, а химическим анализом установлено присутствие их в виде следов.

Приведенные данные подтверждают, что изучаемые породы карбонатно-глинистые и волокнистый глинистый минерал оказался почти нерастворимым в 5%-ной соляной кислоте без подогревания.

Дифференциальные кривые нагревания получены для всей породы и фракций $< 0,001$ мм, выделенных путем отмучивания породы, а также ее нерастворимого в 5%-ной соляной кислоте остатка (фиг. 1). На первой из них (фиг. 1, 1) четко видны высокотемпературные эндотермические эффекты, характеризующие присутствие значительного количества карбонатов (кальцита, доломита). На обеих термограммах фракций $< 0,001$ мм (фиг. 1, 2, 3) четко обнаруживаются все характерные для наиболее чистых разновидностей сепиолитов (Гинзбург, Рукавиш-

¹ Определения карбонатности, нерастворимого остатка и термические анализы выполнены в литологической лаборатории ВСЕГЕИ Н. П. Киселевой, объемный вес определен А. К. Фроловой.



Фиг. 1. Дифференциальные кривые нагревания

Обр. 486 (гора Метегер): 1 — порода, 2 — фракция $<0,001$ мм, 3 — фракция $<0,001$ мм, полученная из нерастворимого в 5%-ной соляной кислоте остатка; сепиолит: 4 — из коры выветривания Урала, по И. И. Гинзбургу и А. И. Рукавишниковой (1951), 5 — из Ампандандравы на Мадагаскаре, по А. Прейзингеру (1962)

никова, 1951, и др.) эндо- и экзо-термические эффекты. На кривой нагревания фракции $<0,001$ мм из нерастворимого остатка намечается слабое смещение термических эффектов влево.

Для сравнения на фиг. 1 приведены термограммы сепиолита, заимствованные из литературы (Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Прейзингер, 1962). В таблице даны результаты химических анализов

этих сепиолитов, а также фракций $<0,001$ мм образца сепиолита с горы Метегер.

Характерно, что на всех термограммах фиг. 1 фиксируется очень четко выраженный низкотемпературный эндотермический эффект в интервале $100-200^{\circ}\text{C}$. Он соответствует высокому содержанию низкотемпературной воды, обнаруживаемой химическими анализами (таблица). По А. Прейзингеру (1962), в сепиолите часть низкотемпературной воды цеолитная, а часть адсорбционная. При этом всю воду, содержащуюся в сепиолите из Ампандандравы (включая всю H_2O^-)², он вводит при пересчете в формулу сепиолита (см. ниже), что и отражено для рассматриваемого образца в таблице: молекулярное количество показано суммарно для H_2O^+ и H_2O^- .

В таблице приведен анализ фракции $<0,001$ мм, полученной из нерастворимого в 5%-ной соляной кислоте остатка, а также той же фракции, выделенной из всей породы (без обработки ее 5%-ной соляной кислотой). Последний анализ сделан отчасти для проверки наличия в данной фракции карбонатов. CO_2 всего 0,07%. Это говорит о том, что сепиолит легко отделяется от карбонатов путем отмучивания. Однако анализ обеих фракций выполнен и для выяснения возможного влияния обработки 5%-ной соляной кислотой на состав и структуру сепиолита. Химические анализы сепиолитов обнаруживают большое сходство (таблица).

Содержание H_2O у сепиолитов переменное, $\text{SiO}_2:\text{MgO}=1,5$. Химическая формула сепиолита, по А. Г. Бетехтину (1950), $2\text{MgO}\cdot 3\text{SiO}_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$, по В. Б. Татарскому (1958), $2\text{MgO}\cdot 3\text{SiO}_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Для сепиолита из Мадагаскара А. Прейзингер (1962) вывел следующую формулу: $3\text{SiO}_2\cdot 2\text{MgO}\cdot 4,02\text{H}_2\text{O}$.

Пересчет химического анализа фракции $<0,001$ мм нашего образца указывает, что минерал имеет формулу $3,08\text{SiO}_2\cdot 2\text{MgO}\cdot 3,4\text{H}_2\text{O}$, т. е. близкую к сепиолиту из Мадагаскара. При химическом анализе нашего образца установлено, что часть SiO_2 растворима. Во всей карбонатно-сепиолитовой породе количество растворимого кремнезема составило 4,87%, а в нерастворимом в 5%-ной соляной кислоте остатке — 9,37%.

² А. Прейзингер (1962) привел только суммарное количество воды в сепиолите (21,27%; молекулярное количество — 1,1806). Раздельно количество H_2O^- и H_2O^+ этого образца приведено в монографии И. И. Гинзбург, А. И. Рукавишниковой (1951) и в обобщающей работе В. Б. Татарского (1958), откуда мы и заимствовали эти данные.

Электроннографическое изучение сепиолита с горы Метегер, произведенное во ВСЕГЕИ В. А. Шитовым и К. С. Мищенко, показало, что глинистая фракция здесь мономинеральна и основным, если не единственным, ее минералом является действительно сепиолит. Строение его тонковолокнистое (фиг. 2). Параметры элементарной ячейки сепиолита из фракции $<0,001$ мм всей породы составляют: $a_0 = 5,24$, $b_0 = 24,2$, $c_0 = 13,6$ КХ, $\beta = 90^\circ$. Структура весьма совершенная. Отсутствие общего фона свидетельствует о кристаллическом веществе. Во фракции $<0,001$ мм из нерастворенного в 5%-ной соляной кислоте остатка параметры элементарной ячейки остаются те же, однако структура менее совершенная, рефлексы слегка «размыты», присутствует фон, проявление которого обусловлено, видимо, частичным разрушением кристаллов при такой обработке, что соответствует некоторому изменению его химического состава (таблица).

Таким образом, комплекс проведенных исследований однозначно показывает, что глинистое вещество в карбонатно-глинистых породах горы Метегер сложено именно сепиолитом.

Изученные карбонатно-сепиолитовые образования в целом представляют собой своего рода элювиальную шляпу, развившуюся здесь в результате гипергенного преобразования сильно дренированных отложений кембрия. Наиболее интенсивно эти преобразования проявились на контакте двух различных по комплексу физических свойств (включая степень проницаемости) и вещественному составу свит: метегерской — преобладающе карбонатной и вышележащей верхоленской — существенно глинистой (мергельной).

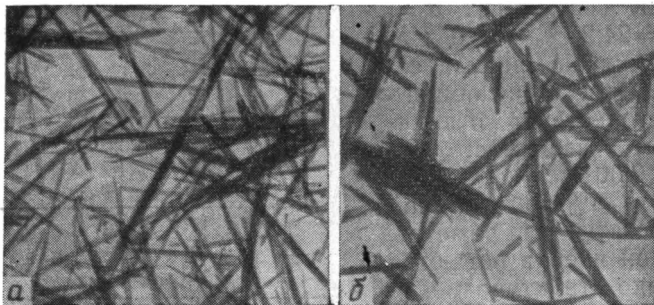
Химический состав сепиолитов

Место залегания образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	SO ₃	П. п. п.	Сумма
Гора Метегер (фракция $<0,001$ мм исходного образца)	55,38 0,9223	Следы	0,50 0,0048	1,05 0,0066	0,17 0,0024	Следы	24,42 0,5985	0,12 0,0021	0,16 0,0026	0,14 0,0015	0,07 0,0016	8,65 0,4805	—	—	9,75 0,5416	100,41
То же (фракция $<0,001$ мм из нерастворимого в 5%-ной соляной кислоте остатка)	61,20 1,0200	*	0,92 0,0090	0,82 0,0051	0,16 0,0022	*	19,20 0,4764	0,14 0,0025	0,18 0,0029	0,14 0,0015	—	8,44 0,4688	—	—	9,04 0,5022	100,24
Урал	56,06 0,9343	—	0,12 0,0012	0,27 0,0017	0,17 0,0024	*	24,46 0,5995	0,24 0,0042	—	—	0,30 0,0068	9,25 0,5139	9,29 0,5161	0,14 0,0015	0,14	100,14
Мадагаскар, Амланд-рава	52,50 0,8741	—	0,60 0,0059	2,99 0,193	0,70 0,0097	—	21,31 0,5285	0,47 0,0083	—	—	—	12,06 1,1806	9,21	—	—	99,84

Примечание. Числитель дробы — вес, %, знаменатель — молекулярные количества; п. п. п. в образцах с горы Метегер дана за вычетом H₂O⁻, а в образце с Урала — за вычетом H₂O⁺ и SO₃.

Обилие в данных образованиях кальцита (вторичного), образующегося при гипергенезе главным образом в процессе десульфатизации путем метасоматического замещения сульфатов (Писарчик, 1963, и др.), позволяет предполагать, что первоначально эти образования были доломито-ангидрито-глинистыми. Такое предположение соответствует и очень частому развитию ангидрита (гипса) на Сибирской платформе в основании верхоленской свиты. Не противоречит ему присутствие следов сульфатов в рассматриваемых карбонатно-сепиолитовых породах.

Мы уже говорили, что в пределах Иркутского амфитеатра известна высокая магнезиальность (иногда до 30%) глинистого вещества в кем-



Фиг. 2. Электронно-микроскопические снимки сепиолита из кембрийских отложений юга Сибирской платформы горы Метегер, обр. 486, $\times 7850$

а — из суспензии породы, *б* — из суспензии, полученной из нерастворимого в 5%-ной соляной кислоте остатка

брийской галогенно-карбонатной толще и в нижних частях покрывающей ее согласно верхоленской свиты. Установлено также слабое преобразование вещественного состава глинистой составляющей пород в зоне развития активных гипергенных изменений (Писарчик, 1963).

Изложенное позволяет полагать, что в описанном выходе карбонатно-сепиолитовых пород горы Метегер глинистая составляющая в большой степени отражает по крайней мере по своему химизму, особенности глинистого вещества в тех отложениях, за счет преобразования и выщелачивания которых оно скопилось в зоне гипергенеза.

Как известно, кембрийская галогенно-карбонатная формация протягивается из Иркутского амфитеатра в северо-восточном и восточном направлениях примерно до устья р. Толба (Писарчик и др., 1975). Обнажения горы Метегер находятся в зоне развития данной формации. При этом верхние подразделения галогенно-карбонатной формации во всем регионе ее распространения сульфатоносны, а часто и соленосны. Признаки былой сульфатоносности пород метегерской свиты в районе горы Метегер отмечены выше. Упомянуто также о сульфатоносности в юго-западных частях Сибирской платформы и низов верхоленской свиты (Писарчик, 1963; Писарчик и др., 1975).

Естественно предполагать, что глинистое вещество в отложениях галогенно-карбонатной формации и низах верхоленской свиты (образовавшихся в зоне развития лагунных фаций повышенной солености) подчиняется в районе горы Метегер тем закономерностям, какие установлены для Иркутского амфитеатра. Оно характеризуется высокой магнезиальностью, изменяющейся в общем в прямой зависимости от степени солености вод в бассейне в период осадконакопления. Такое

предположение подтверждается некоторыми исследованиями глинистого вещества, произведенными автором для кембрийских отложений районов Нохтуйска и Олекминска.

Следовательно, сепиолитсодержащие породы горы Метегер можно рассматривать как своего рода «нерастворимый остаток», накопившийся в результате гипергенного преобразования, выщелачивания и кальцитизации карбонатно-сульфатно-глинистых (а возможно, и соленосных) отложений приконтактной части галогенно-карбонатной толщи и верхоленской свиты в тех участках, где этот контакт находится в зоне глубоко зашедших процессов гипергенеза.

Как известно, сепиолит в осадочных породах связан обычно с карбонатными породами (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Широкое развитие новообразований сепиолита почти всегда совместно с кальцитом в коре выветривания — зоне гипергенеза боратовых (ашаритовых) пород Индерского поднятия установил Я. Я. Яржемский (1968). По данным М. А. Ратеева (1963, 1964), сепиолиты в карбоне Русской платформы связаны с доломитами каширского горизонта, часто загипсованными. Он пришел к выводу, что сепиолиты отложились в аридной зоне и представляют собой хемогенные седиментационные или седиментационно-диагенетические образования.

Такой вывод соответствует нашему мнению о происхождении сепиолита в кембрийских отложениях горы Метегер. Однако мы не исключаем при этом некоторого изменения глинистой составляющей в изученном нами выходе в процессе гипергенных преобразований. Возможно, эти изменения заключались лишь в дополнительной раскристаллизации сепиолита в зоне гипергенеза.

Известно (Чеймберс, 1962), что сепиолит широко применяется в промышленности в качестве адсорбента, особенно в процессах рафинирования минеральных масел, в производстве сахара и т. п., а также в ряде других областей промышленности, например, в процессах, где тонковолокнистая структура кристаллов сепиолита дает возможность получать суспензии с высокой устойчивостью (главным образом в буровых работах и др.).

Для выяснения возможности практического использования описанных нами сепиолитовых пород необходимы дальнейшие исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.
- Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба (северо-восточной его части). — В сб.: Строение и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1964.
- Бобров А. К., Боброва С. А. Об объеме и возрасте метегерской свиты кембрия Березовского и Ангара-Ленского прогиба. — Научн. сообщ. Якутск. фил. АН СССР, 1962, вып. VII (геология).
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Писарчик Я. К. Новые данные о составе глинистого вещества карбонатно-галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. — Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, вып. 1.
- Писарчик Я. К. Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с их нефтегазоносностью и соленосностью). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 89.
- Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии (с атласом литолого-палеогеографических карт). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 215.
- Прейзингер А. Рентгеновское исследование структуры сепиолита. — В сб.: Вопросы минералогии глин, М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Ратеев М. А. Минералогия и генезис палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. — Тр. ГИН АН СССР, М., 1964, вып. 12.

Татарский В. Б. Минералы осадочных пород.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Чеймберс Г. П. Промышленное использование минерала сепиолита.— В сб.: Вопросы минералогии глин. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Яржемский Я. Я. Вопросы формирования боратов. Л., «Недра», 1968.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
13.XII.1974

УДК 553.985 : 551.72 + 551.732 (571.1)

О ПРИРОДЕ ЧЕРНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ВЕНДСКИХ И НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

**Ю. М. ШУМЕНКОВА, Г. М. ПАРПАРОВА, Л. С. БЕЛЯЕВА,
В. А. РУДАВСКАЯ, А. Р. СОБОЛЕВА, Е. М. ФАЙЗУЛЛИНА**

В отдельных прослоях пород венда и нижнего кембрия Иркутского амфитеатра видно множество примазок, прослоек и включений черного органического вещества неясной природы, напоминающего углистый детрит и твердые битумы. Эти черные образования мы изучали в обычных петрографических и люминесцентных шлифах пород, а также в беззольных концентратах органического вещества, выделенных из породы механически и обогащенных плавиковой кислотой. Для литологических, люминесцентных и палеоальгологических наблюдений использовались десятки образцов из скважин Ангара-Ленского, Присяянского и Саяно-Енисейского районов. Молекулярная структура и отражательная способность черных включений изучалась в единичных образцах вследствие методических трудностей получения высококачественных аншлифов и беззольных концентратов. Наиболее полно изучалась нижняя часть разреза отложений Иркутского амфитеатра (ушаковская, мотская свиты). Характеристика черных включений в породах усольской, бельской, булайской и ангарской свит проводилась выборочно.

Терригенные отложения ухаковской и мотской свит представлены светло- и темно-серыми почти черными аргиллитами, алевролитами и реже песчаниками. В них часто встречаются очерненные поверхности наслоения и прослои черного вещества. Содержание черных включений в отдельных прослоях пород 10—50%. Мощности этих прослоев колеблются от долей до сантиметров. Очерненные плоскости наслоения пород большей частью неровные, волнистые, «блестящие».

В отложениях средне- и верхнемотских подсвит аналогичные включения отмечаются в коричневато-серых плитчатых, слоистых доломитах, темно-серых алевролитах и мелкозернистых песчаниках. Иногда наблюдаются еще более тонкие линзовидные включения в виде небольших «глазков» — пятнышек очень тонкого темно-серого материала с коричневатым оттенком и жирным блеском.

По тонкослоистому характеру распределения в породах большая часть черных включений в ухаковской и мотской свитах напоминает

углистый детрит более молодых отложений, например мезозойских Западно-Сибирской низменности, захоронявшихся вместе с осадком.

В карбонатных породах вышележащих свит — усольской, бельской, булайской, ангарской — черные включения образуют примазки на плоскостях раскола по наслонению породы. В шлифах черных включений не более 20%, мощность — 2 мм — 10 см. Наиболее крупные из них — черные, блестящие, «углеподобные» — отмечаются в ангарской свите южной части Иркутского амфитеатра.

Иногда сходное черное вещество наблюдается на плоскостях диагональных и вертикальных сколов (трещин) во вторичном залегании. Оно не изучено.

Черные включения по всему разрезу вендских и нижнекембрийских отложений характеризуются полным отсутствием люминесценции¹, бесструктурностью, коллоидным строением. Формы их различные — тонкие извилистые прожилки, параллельные напластованию, расплывчатые пятна и сгустки, окрашивающие породу в бурый цвет, и цемент в ленточных пропластках алевролита. Черные выделения часто встречаются в стилолитовых швах.

Сингенетичность породе тонких извилистых прожилков черного органического вещества и тех его выделений, которые не связаны с трещинами, пустотами породы и часто, напротив, пересекаются ими, не проникая в них, очевидна. Подобный характер распределения в породе резко отличает их от типичных вторичных битумопроявлений, обычно приуроченных к пустотам, трещинам и кавернам.

По данным палеоальгологических исследований, в породах ушаковской и мотской свит изучаемые включения в препаратах мацерации выглядят как гладкие, плотные, угловатые обломки от темно-коричневого до черного цвета без каких-либо четких морфологических признаков. Иногда они встречаются в виде трехлопастных сферических тел, относящихся к роду *Turuchanica* Rud. Подобные абсолютно черные «углефицированные» образования в различных геологических формациях отмечали многие исследователи. В последнее время на основании палеоальгологических исследований появилась точка зрения, что подобное изменение растительного материала зависит от физико-химических свойств органических оболочек и особенностей вмещающих пород на стадии катагенеза.

В прозрачно-полированных шлифах была установлена полная непрозрачность черных включений. В отраженном свете они довольно однотипны и в пределах от длиннопламенной до газовой стадии катагенеза органического вещества в аншлифах характеризуются серовато-белым цветом в воздухе и темно-серым в иммерсии. В породах ушаковской и мотской свит их отражательная способность 4—6% (средние значения 4,1—5,1%). Примерно в таких же пределах она изменяется в породах усольской и бельской свит (таблица). В образцах из ангарской свиты отмечаются несколько меньшие значения отражательной способности: 3,4—4,4% (средние — 4%)². Близкие значения отражательной способности (5,3—6,3%) в воздухе имеют лейптинитовые компоненты в клареновых углях Донбасса типа «а» и «в» по восстановленности на буроугольной, длиннопламенной и газовой стадиях метаморфизма (Сарбеева, Крылова, 1968), а также бурые водоросли ($R=6-6,3\%$) длиннопламенной стадии катагенеза из мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности (Войцеховская и др., 1968)³.

¹ В случае присутствия на этих включениях вторичного сорбированного битумоида цвет их в ультрафиолетовых лучах становится коричневатым.

² Не исключено, что в отдельных образцах значения отражательной способности немного занижены из-за трудностей получения высококачественных аншлифов.

³ При использовании литературных данных иногда значения показателей преломления отдельных компонентов переводились в соответствующие значения отражательной способности.

Значения отражательной способности R_B в воздухе черных органических включений из отложений венда и нижнего кембрия Иркутского амфитеатра

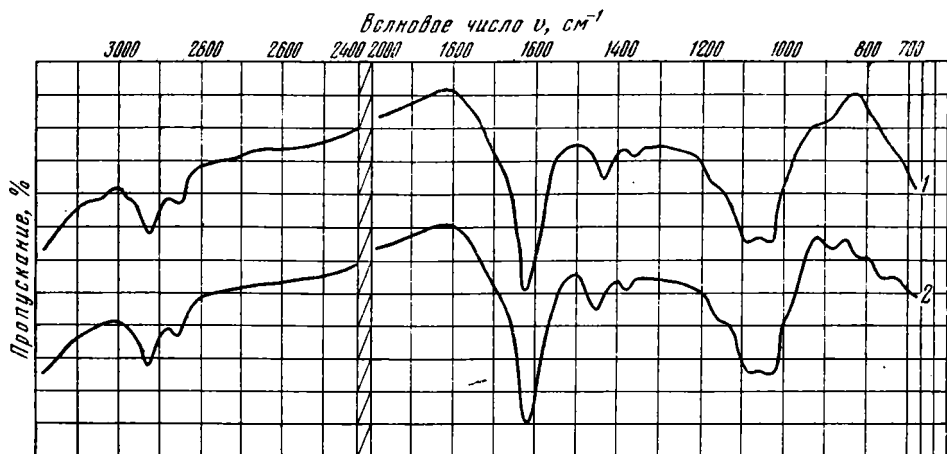
№ образца	Разведочная площадь, № скважины	Глубина отбора, м	Возраст	R_B от — до, среднее, %
124	Георгиевка, 14	732—735	Cm_{ang}	$\frac{3,5-4,4}{4,0}$
18—19	Зима, 11	429—509	»	$\frac{3,5-4,3}{4,0}$
33	Хырсантьево, 46	1165—1169,6	Cm_{bel}	$\frac{4,0-5,3}{4,4}$
38	Троицкое, 20	479—480	»	$\frac{4,0-5,3}{4,4}$
213	Кривая Лука, 1	2160,5—2207,5	Cm_{us}	$\frac{4,1-5,0}{4,6}$
142	Бочакта, 3-Р	2582,7—2588,7	V_{mot}	$\frac{4,5-6,0}{5,1}$
90	Казарка, 3-Р	2479,5—2486,4	»	$\frac{4,0-5,0}{4,3}$
111	Казарка, 3-Р	2564,2—2570,6	»	$\frac{4,0-4,9}{4,4}$
53	Карасай, 1-СП	1324,9—1391,7	V_{usch}	$\frac{4,1-4,6}{4,1}$

Некоторое сходство значений отражательных способностей исследуемого вещества лейптинитовых компонентов углей и бурых водорослей при примерно одинаковых стадиях катагенетического преобразования органического вещества является лишним доказательством растительной природы этих включений. Это соображение было бы явно лишено убедительности, если бы не проведенные нами ранее исследования твердых битумов (Лебедев, Парпарова и др.). Как показали эти исследования, отражательная способность альбертитов — 5,5—6,1%, а импсонитов и антроксолитов — 7,2—14,2%.

Ближе всего к изучаемым объектам по отражательной способности стоят альбертиты. Однако они прекрасно просвечивают в прозрачно полированных шлифах и при этом красновато-коричневатые. При непрозрачности в проходящем свете большая часть исследуемых черных включений имеет более низкую отражательную способность, чем альбертиты, скорее характерную для асфальтитов, растворимых почти полностью в органических растворителях. В то же время проварка в канифоли с ксилолом при изготовлении шлифов никак не меняет эти включения. Подобная устойчивость по отношению к такому сильному растворителю, как ксилол, типична именно для растительной органики и вряд ли объяснима для битумов со столь низкой отражательной способностью.

Методом молекулярной спектроскопии были изучены два образца: из отложений мотской свиты площади Бочакта (обр. 142, скв. 3-Р) и из отложений ангарской свиты площади Георгиевка (132, скв. 14).

Эти образцы обнаружили близкую друг другу молекулярную структуру (фигура), сходную с таковой высших растительных остатков (витриниты гумусовых углей) (Файзуллина, 1967). В инфракрасных спектрах изученных черных включений, как и в спектрах витринитовых микрокомпонентов углей, обнаруживаются высокая интенсивность полосы при 1600 см^{-1} (хотя она уже, чем в спектрах гумусовых углей) и определенное содержание алифатических структур, главным образом в



Инфракрасные спектры черных включений, выделенных из пород нижнего кембрия
1 — обр. 132 — ангарская свита, площадь Георгиевка; 2 — обр. 142 — мотская свита, площадь Бочакта

виде CH_2 -групп, а также полное отсутствие полосы карбонильной $\text{C}=\text{O}$ -группы при 1700 см^{-1} , весьма характерной для инфракрасных спектров твердых битумов (Файзуллина, 1968). Отличительной чертой инфракрасных спектров витринитов гумусовых углей является присутствие трех полос поглощения, принадлежащих углеводородистым ароматическим связям замещенных структур в области $700\text{--}900 \text{ см}^{-1}$, обнаруживающихся в витринитовых микрокомпонентах на всех стадиях метаморфизма, включая полуантрацитовую. В спектрах изученных образцов эти полосы проявляются лишь для обр. 142, а в спектре обр. 132 они отсутствуют.

Таким образом, проведенные разными методами исследования черных включений в отложениях ушаковской и мотской свит свидетельствуют об их растительной природе. Это доказывается их слоистым «углистым» расположением в породе, в большинстве случаев отсутствием связи с пустотами и трещинами, устойчивостью при проварке в ксилоле при низких значениях отражательной способности, близких к таковым в малометаморфизованных бурых водорослях и лейптинитовых компонентах углей, результатами палеоальгологических исследований и особенностями молекулярной структуры.

Исследуемые образования, вероятнее всего, остатки каких-то древних водорослей, произраставших в мелководном бассейне. Близость их молекулярного строения к остаткам высших растений наводит на мысль о возможном сходстве с бурыми водорослями.

Черный цвет этих растительных остатков объясняется, вероятно, несколькими причинами диагенетического и катагенетического характера. Накопление этих проблематичных водорослей происходило в бедных органическим веществом породах, в которых, по-видимому, диагенетическое преобразование рассеянного органического вещества шло по линии его интенсивного окисления, своеобразной «псевдофузенизации» сорбированных и детритных компонентов. Учитывая значительные глубины погружения этих отложений (до 4 км) и степень катагенетического преобразования рассеянного органического вещества, которая была не ниже газовой, вряд ли правильно было бы не учитывать явление катагенеза как одну из причин специфических свойств изучаемого материала. Вполне возможной причиной черного цвета этих включений может быть их очень древний возраст, приводивший к потемнению органических остатков за сотни миллионов лет. Уточнение природы расти-

тельных остатков, процессов их преобразования, а также сравнительное изучение включений черного органического вещества, явно находящегося во вторичном залегании,— задача ближайшего будущего.

ЛИТЕРАТУРА

- Войцеховская А. Г., Парпарова Г. М., Ильченко Л. Н. О бурых водорослях рода *Laminarites* мезозойских отложений Усть-Енисейского района и Западно-Сибирской низменности.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 69. Новосибирск, 1968.
- Сарбеева Л. И., Крылова Н. М. Отражательная способность углей метаморфического ряда.— В кн. Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. 1968.
- Файзуллина Е. М. Инфракрасные спектры поглощения некоторых микрокомпонентов углей Донбасса.— Химия тв. топлива, 1967, № 3.
- Файзуллина Е. М. Исследование твердых битумов методом инфракрасной спектроскопии.— Химия тв. топлива, 1968, № 1.

ВНИГРИ
Ленинград

Дата поступления
19.II.1974

МЕТОДИКА

УДК 549.12 : 549.12

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЭЛЕКТРОНОГРАФИИ И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ В СТРУКТУРНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Б. Б. ЗВЯГИН

Методы дифракции электронов, составляющие существо электронографии, уже не новы. Известны их специфические возможности, области применения и отличия от родственного им, но значительно более широко распространенного рентгеноструктурного анализа. В изучении минералов они продемонстрировали высокую эффективность при выявлении низших степеней кристалличности, тонкой структурной характеристике минералов, диагностике полиморфных и политипных модификаций, определении и уточнении кристаллических структур, в том числе и мелкокристаллических веществ. На многочисленных примерах можно было убедиться, какая ценная информация заложена в своеобразных дифракционных картинах — электронограммах от текстур — и картинах микродифракции электронов, в связи с чем, например, электронограммы от текстур как средство изучения политипии минералов не имеют себе равных.

Вместе с тем следует отметить, что электронография не стояла на месте. Развивались и совершенствовались аппаратура, эксперимент и интерпретации дифракционных картин. Промышленность стала выпускать электронографы с непосредственной регистрацией интенсивности и фильтром-противополем для отделения электронов, испытывших энергетические потери; как показали А. С. Авилов и др. (1973), при этом увеличиваются точность и определенность получаемых структурных данных.

Созданный давно в СССР уникальный 400-киловольтный электронограф в последние годы начал активно функционировать в исследовательских целях, раскрыв новые методические возможности электронографического структурного анализа и повышения точности структурных определений прежде всего вследствие большего соответствия наблюдаемых интенсивностей рефлексов кинематическим законам рассеяния электронов при ускоряющих напряжениях выше 100 кВ.

Развитие методики микродифракции электронов отвечало огромному прогрессу в электронно-микроскопическом приборостроении. Электронные микроскопы получили повсеместное распространение, и применение микродифракции стало общедоступным; более того, оно с необходимостью диктовалось самой практикой электронной микроскопии, оказывавшейся сплошь и рядом в тупике при решении своих задач. По

мере усложнения этих задач, сопровождавшего, в частности, имевший место резкий скачок в качестве приборов, совершенствовалась и экспериментальная техника микродифракционного исследования. Были разработаны препаратодержатели с гониометрическими головками, позволяющими рационально менять ориентировку объекта. Высокая точность их изготовления обеспечила возможность такого вращения объекта во время съемки, при котором он, имея размеры порядка микрона, оставался на оптической оси прибора (Noble et al., 1972).

Для индивидуальной количественной характеристики и минералогической идентификации отдельных частиц чрезвычайно полезной оказалась разработанная независимо друг от друга А. И. Горшковым (1970) и Э. Сюито и др. (Suito et al., 1969) методика получения базальных отражений от загнутых краев и линий перегиба кристаллов. Как выдающееся явление в области микродифракции надо, наконец, расценивать применение анализа интенсивностей картин микродифракции с целью нахождения взаимного расположения атомов в кристаллических структурах, столь успешно оправдавшее себя в изучении минералов с гибридной структурой, осуществленном Н. И. Органовой и др. (1972).

Совершенствование и развитие электронографии нашло свое выражение и в ряде конкретных исследований, осуществленных в последние годы, в результате чего были получены новые или уточнены старые структурные данные, что явилось вкладом в структурную минералогию. Эффективность электронографии в этом отношении проявилась для чрезвычайно плохо кристаллизованных веществ и минералов с совершенной структурой. Существенно, что в значительной мере это объекты, в том или ином отношении «неудобные» для рентгеновского метода.

1. *Выяснение структурно-минералогического своеобразия кризкооллы (Чухров и др., 1968).* Возможность уточнения представлений о природе этого чрезвычайно дисперсного и плохо окристаллизованного минерала оказалась реализованной главным образом благодаря картинам микродифракции электронов, полученным от микроагрегатов параллельных волокон, так как в этих картинах, пятна рефлексов хотя и расплывчатые, были распределены в двух измерениях. В результате анализа геометрии такой картины и формы рефлексов была найдена элементарная ячейка и предположительная модель структуры, в которой слои искаженных $\text{Si—(O, OH)-октаэдров}$ соединяются сетками Si-тетраэдров , обращенных вершинами в разные стороны от плоскости своих оснований. Одновременно выяснилось, что медмонтит и медистый галлуазит представляют смеси соответственно слюды и галлуазита с хризкоколлой.

2. *Изучение окислов и гидроокислов железа (Чухров, 1974).* Плодотворное сочетание микродифракции электронов (локальная структурная характеристика) и высоковольтной электронографии (малая длина волны) оказалось особенно уместным в этом случае для выявления тонких неоднородностей и фиксации предельно низких степеней кристалличности. В этой, казалось бы, детально изученной области были обнаружены многие новые факты и уточнены структурные особенности некоторых фаз. Для фазы, впервые описанной К. М. Тау и В. Ф. Бредли (Towe, Bradley, 1967), был найден природный аналог — минерал ферригидрит, для которого предложена структурная модель, объясняющая период в четыре слоя при двухслойной гексагональной упаковке (O, OH), характеризующаяся формулой $\text{Fe}_2(\text{O}_4\text{H}_2)_2$. Предложена новая модель для структуры магнитного гидроокисла δ — FeOOH , в которой чередуются слои Fe-октаэдров, заселенных по гематитовому и антигематитовому законам.

3. *Уточнение кристаллической структуры накрита (Звягин и др., 1973).* Здесь особенно наглядно проявилась эффективность высоковольтной электронографии. Достоверность и надежность полученных структурных данных явились следствием очень высокого качества электро-

нограмм от текстур, содержащих более 800 хорошо разрешенных рефлексов, и хорошего соответствия интенсивностей кинематическим законам рассеяния электронов. В частности, было обнаружено существенное отличие слоев накрита от слоев каолинита и диккита, выражаемое меньшим углом дитригонального разворота тетраэдров ($2-4^\circ$ вместо $7-10^\circ$), обусловленное иным характером межатомных сил и поэтому имеющее глубокий кристаллохимический смысл. При рентгеновском исследовании монокристаллов накрита этот факт не удалось выявить (Blount et al., 1969).

4. *Уточнение кристаллической структуры диоктаэдрической слюды $2M_2$.* В этом случае также были получены кристаллохимически интересные результаты. Выяснилось, что атомы О, прилегающие к межслоевым промежуткам, упакованы примитивным образом так, что между слоями полиэдры призматические. Согласно средним межатомным расстояниям, изоморфные замещения Si на Al имеют место только в одном из двух симметрически независимых тетраэдров. Во всех структурных данных проявляется специфика химического состава и расположения слоев для модификации $2M_2$.

Важное достоинство электронографии — выразительность дифракционных картин, при которой многие структурные особенности выявляются с легкостью и простотой, без сложных расчетов. Примером может служить величина искажения моноклиналного угла по сравнению с идеальным значением, задаваемым соотношением $c \cos \beta = -a/3$. Величину и знак отклонения можно оценить визуально по равномерности — неравномерности расположения рефлексов с $k \neq 3n$, совпадению или расщеплению рефлексов с $k = 3n$. Так, визуально можно отличить триоктаэдрические лепидолиты 1М от 3Т, фиксируются отличия парагонитов от мусковитов в знаке упомянутого искажения.

Особенно ценна эта особенность для диагностики политипных модификаций. Именно это обстоятельство сыграло положительную роль в развитии представлений о политипии и факторах политипии ряда минералов, как это видно из следующих примеров.

1) *Политипное своеобразие галлуазита (Chukhrov, Zvyagin, 1966).* Как в картинах микродифракции, так и электронограммах от текстур, были зафиксированы признаки принадлежности галлуазита (без воды) к особой политипной модификации, выраженной через символы смещений двумерных сеток в структуре, как $\sigma_2\tau_+\sigma_2\tau_-\sigma_3$..., и, таким образом, галлуазит является самостоятельным минералом каолинитовой группы.

2) *Политипия молибденитов (Чухров и др., 1968).* В электронограммах от текстур очень четко отображаются признаки политипных модификаций молибденита, в связи с чем они распознаются и в смесях друг с другом и как примеси к другим минералам. Благодаря высокопроизводительности метода удалось изучить много сотен образцов из разных месторождений и на этой основе сделать выводы об определяющей роли скорости природных процессов, градиента физико-химических и термодинамических условий при кристаллизации двух существующих в природе политипных модификаций молибденита.

3) *Природа цинковых глин (Чухров и др., 1971).* По электронограммам от текстур был идентифицирован основной минерал цинковых глин — цинальсит, обладающий серпентиноподобной структурой, представляющей полубеспорядочные политипные модификации А, В и их сочетания.

4) *Политипное своеобразие пирофиллитов и тальков (Звягин и др., 1968).* Особенности распределения интенсивностей электронограмм от текстур выявили существенное отличие пирофиллитов и тальков от слюд во взаимном расположении смежных тетраэдрических сеток соседних трехэтажных слоев. Из семи теоретически возможных экспериментально идентифицированы две политипные модификации пирофил-

лита (2М и 1Тк) и одна талька (1Тк), выражаемые формулами $\sigma_3\tau_1\sigma_3\tau_3\sigma_3$, симметрия $C_{2/c}$ и $\sigma_2\tau_4\sigma_2$ ($C\bar{1}$).

5) Феррипирофиллит (Чухров и др., 1972). По электронограммам от текстур обнаружена Fe-разновидность пирофиллита $Fe_2(Si_4O_{10})(OH)_2$ со структурой политипной модификации 2М ($\sigma_3\tau_1\sigma_3\tau_3\sigma_3$). Замещение в октаэдрах Al на Fe привело к увеличению b от 8,90 до 9,10 Å.

6) Структурная кристаллография астрофиллитов. Благодаря электронографическим данным удалось установить соответствие результатов разных структурных исследований астрофиллита одной и той же решетке (Врублевская и др., 1974). По электронограммам от текстур идентифицированы 2 из 14 теоретически выведенных политипных модификаций этого минерала.

7) Идентифицирована ранее не описанная политипная модификация однослойного диоктаэдрического хлорита — кукейта с формулой $|\sigma_{35}'|\tau_{++}|\sigma'_{55}|$ и симметрией $C\bar{1}$.

ЛИТЕРАТУРА

- Авилов А. С., Имамов Р. М., Караханян Р. К., Пинскер З. Г. Исследование интенсивностей электронной дифракции на пленках NH_4 , Cl, NaCl, TiCl с использованием электрической регистрации и электронного фильтра. — Кристаллография, 1973, т. 18, вып. 1.
- Горшков А. И. Применение микродифракции электронов для получения базальных рефлексов от пластинчатых слоистых силикатов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 3.
- Врублевская З. В., Звягин Б. Б., Федотов А. Ф. Сопоставление триклинных ячеек при заданной координатной плоскости решетки. — Кристаллография, 1974, т. 19, вып. 2.
- Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Соболева С. В. Структура пирофиллита и талька в свете политипии слюдоподобных минералов. — Кристаллография, 1968, т. 13, вып. 4.
- Звягин Б. Б., Соболева С. В., Федотов А. Ф. Уточнение структуры накрыта методом высоковольтной электронографии. — Кристаллография, 1973, т. 17, вып. 3.
- Органова Н. И., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. Структурное исследование точиллинита. — Кристаллография, 1972, т. 17, вып. 4.
- Чухров Ф. В. Гипергенные окислы железа. М., «Недра», 1974.
- Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Горшков А. И., Ермилова Л. П., Рудницкая Е. С. О хризокollaх. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 6.
- Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Ермилова Л. П., Соболева С. Б., Хитров В. Г. Политипы молибденита и их нахождение в рудах. — Геол. рудн. месторожд., 1968, X, № 2.
- Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Горшков А. И., Ермилова Л. П., Рудницкая Е. С. О природе некоторых цинковых глинок и цинальсита. — В сб.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971.
- Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Ермилова Л. П., Молева В. А. Феррипирофиллит — новый минерал. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1971 г. М., 1972.
- Blount A. M., Threadgold I. M., Bailey S. W. Refinement of the crystal structure of nacrite. — Clays and Cl. min., v. 17, No. 3, 1969.
- Chukhurov F. V., Zvyagin B. B. Halloysite a crystallochemically and mineralogically distinct species. Proc. Intern. Clay Conf. 1966. Jerusalem.
- Noble F. R., Windle W., Golly C. R. L. Identification of clay minerals by selected area electron diffraction. Preprints of 1972, Internat. Clay conf., v. 11, Madrid, 1972.
- Suito E., Arakawa M., Yoshida T. Electron microscopic observation of the layers of organo montmorillonite. — Proc. Internat. Clay Conf. Tokyo, 1969, v. 1.
- Towe K. M., Bradley W. F. Mineralogical constitution of colloid «hydrous ferric oxide». — J. Colloid a. Interface Science, 1967, v. 24, No. 3.

ПРЕДЛАГАЕМ ВАШЕМУ ВНИМАНИЮ КНИГУ ИЗДАТЕЛЬСТВА «Н А У К А»

МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СИБИРСКИХ РАВНИН. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды Института геологии и геофизики. Вып. 104. 1971. 140 стр. 1 р. 17 к.

В сборнике помещены статьи, помогающие решению ряда дискуссионных проблем четвертичной геологии\ сибирского севера — арены интенсивного хозяйственного освоения в ближайшие годы. Основные материалы, приводимые в сборнике, получены при изучении стратиграфии и образования плейстоценовых (четвертичных) отложений Западной Сибири и запада Тайширской низменности. Изложены результаты исследования органических остатков (споры, пыльца, диатомовые водоросли) из опорных разрезов. Проводится ревизия интерпретации образования некоторых горизонтов; намечены литолого-минералогические показатели происхождения отдельных типов пород; выявлен ряд фаз развития растительности в межледниковые эпохи и этап расселения байкальских диатомовых в каргинское время.

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Ц-15, ул. 50 лет Узбекистана, 11; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.