



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

БОЛЬШОЙ РОЛЬНИЙ Э. Э.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

5

1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

5

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

1976

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Е. М. Емельянов, А. И. Блажчишин, Г. С. Харин.</i> О роли эндогенных источников в формировании химического состава осадков Северной Атлантики	3
<i>В. Б. Курносов, И. О. Мурдма.</i> Глинистые минералы в современных осадках окраинных морей западной части Тихого океана	22
<i>П. Н. Куприн, В. М. Сорокин.</i> Нерастворимая часть органического вещества осадков Черного моря	35
<i>В. Н. Холодов, Ю. О. Гаврилов, Б. П. Градусов, Н. П. Чижикова.</i> Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. I	49
<i>Л. И. Боголюбова, С. М. Махмутова, А. Л. Соколова.</i> К методике выделения фракции глинистых минералов из современных осадков, обогащенных органическим веществом	67
<i>М. Е. Каплан, М. Н. Вавилов.</i> Состав и генезис битуминозных отложений триаса северо-востока Сибири	80
<i>Я. Я. Малдре.</i> Молибден в дикинонемовых сланцах Северной Эстонии	94
<i>М. Д. Булгакова.</i> Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области	99
<i>О. В. Савчинская.</i> Об условиях образования пещерного мела юга Русской платформы по палеоэкологическим данным	109
<i>О. В. Япаскурт.</i> Преобразования песчаников протерозоя Южного Улутау при переходе от эпигенетической к раннеметаморфической стадии	118
<i>Методика</i>	
<i>В. А. Самаркин.</i> Количественный термографический анализ пород и руд экзогенных серных месторождений	126
<i>В. Г. Фекличев.</i> Массовые измерения светопреломления гранатов из осадочных пород на приборе ППМ-1	131
<i>Л. Е. Штеренберг, Н. Л. Калашникова, Е. М. Нактинас.</i> К методу определения форм железа в природных водах	135
<i>Критика и дискуссии</i>	
<i>О. Ф. Сафонова, Л. Н. Фурмакова, В. А. Бронева, Б. М. Михайлов.</i> По поводу статьи Р. Я. Склярова «Об одном из основных условий образования бокситов»	140

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

5

SEPTEMBER — OCTOBER

1976

CONTENTS

<i>E. M. Yemeliyanov, A. I. Blazhchishin, G. S. Kharin.</i> On the role of endogenic sources in formation of the chemical composition of the North Atlantic sediments	3
<i>V. B. Kurnosov, I. O. Murdmaa.</i> Clay minerals in recent sediments of the marginal seas in the western part of the Pacific Ocean	22
<i>P. N. Kuprin, V. M. Sorokin.</i> An insoluble part of the organic matter of the Black Sea sediments	35
<i>V. N. Kholodov, Yu. O. Gavrilov, B. P. Gradusov, N. P. Chizhikova.</i> Clay minerals in Chokraksko-Karaganskie deposits of the East Pre-Caucasian. I.	49
<i>L. I. Bogolyubova, S. M. Makhmutova, A. L. Sokolova.</i> On methods of isolation of a fraction of clay minerals from recent sediments enriched in organic matter	67
<i>M. E. Kaplan, M. N. Vavilov.</i> Composition and genesis of Triassic bituminous deposits of the north-east of Siberia	80
<i>Ya. Ya. Maldre.</i> Molybdenum in diktyonemous shales of North Esthonia	94
<i>M. D. Bulgakova.</i> Siliceous rocks of the Verkhoyano — Kolyma folded area	99
<i>O. V. Savchinskaya.</i> On conditions of chalk formation in the south of the Russian platform according to paleoecological data	109
<i>O. V. Yapaskurt.</i> Transformation of Proterozoic sandstones of South Ulutau while passing from the epigenetic to early metamorphic stage	118
<i>Methods</i>	
<i>V. A. Samarkin.</i> The quantitative thermographic analysis of rocks and ores of exogenic sulphur deposits	126
<i>V. G. Feklichev.</i> Mass measurements of refraction of garnets from sedimentary rocks by means of the PPM-1 device	131
<i>L. E. Shterenberg, N. L. Kalashnikova, E. M. Naktinas.</i> On the method of determination of iron form in natural waters	135
<i>Criticism and discussion</i>	
<i>O. F. Safonova, L. N. Furmakova, V. A. Bronevoi, B. M. Mikhailov.</i> On the paper by R. Ya. Sklyarov «On one of the main conditions of bauxite formation»	140

УДК 551.21 : 552.5(261/264)

**О РОЛИ ЭНДОГЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ
В ФОРМИРОВАНИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ
СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ**

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, А. И. БЛАЖЧИШИН, Г. С. ХАРИН

Изложены результаты химического изучения осадков в Исландии и на о. Ян-Майен. Выяснено, что в современных осадках химические элементы связаны в основном с пиро- и вулканокластикой. В отдельных районах, приуроченных к глубинным разломам, встречены древние железомарганцевые осадки и корки, обогащенные Ni, Co, V, Cu, Mo, Cd и другими элементами, происхождение которых связано с эндогенным веществом.

В результате многолетнего изучения вулканических областей Северной Атлантики были выявлены участки дна океана, где современные и древние осадочные породы содержат повышенные концентрации ряда химических элементов (Fe, Mn и др.), представленных главным образом гидроокисными их соединениями. В связи с тем, что рудоносным осадкам, широко распространенным в Тихом океане, посвящен ряд исследований (Boström, Peterson, 1969; Boström, 1973; Страхов, 1974₁, 1974₂), а в северной, вулканически наиболее активной части Атлантического океана, эти осадки описаны слабо, их литолого-геохимические особенности вызывают особый интерес.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА РАБОТ

Авторами изучено 95 проб (станций) верхнего слоя осадков (0—5 см), 25 колонок (длиной до 6 м) и около 90 проб изверженных и сцементированных осадочных пород, из районов хребта Рейкьянес, Фареро-Исландского порога, Датского пролива и Норвежско-Гренландского бассейна (включая о. Ян-Майен). Этот материал был детально исследован в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИОАН (аналитики Г. В. Журавлева, Н. Г. Лозовая, Г. С. Хандрос, Н. Г. Кудрявцев, Ц. Х. Яблуновская и авторы). Содержание элементов определялось химическим (CO₂, C_{орг}, P, Ti, Al), атомно-абсорбционным (Fe, Mn, Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Cd), пламенно-фотометрическим (K₂O и Na₂O) и количественным спектральным (Ba, Zr, V, Mo, Be, Ge, Sn) методами. Минеральный состав песчано-алевритовых фракций был изучен в иммерсии, шлифах и мазках, валовый состав осадков — на дифрактометре «Дрон-1,5».

О НАЛИЧИИ СОВРЕМЕННЫХ РУДОНОСНЫХ ОСАДКОВ

Надежными химическими фактами, указывающими на наличие эндогенного рудного вещества в осадках, являются повышенные количества Fe и Mn. Повышенными считаются содержания (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество), превышающие 10—12% Fe и

0,20% Mn в районах распространения вулканокластических осадков базальтового состава или $>6\%$ Fe и $>0,50\%$ Mn в районах распространения биогенных или терригенных осадков. Однако сами по себе ареалы с такими содержаниями Fe и Mn еще не указывают на наличие эндогенных (рудных) источников, так как концентрации могут возрастать и за счет различных экзогенных факторов. В этом случае на помощь приходит так называемый коэффициент рудоносности $(Fe+Mn)/Ti$ (Страхов, 1974). Если в вулканических районах значение коэффициента больше 25, то это указывает на наличие эндогенного источника вещества.

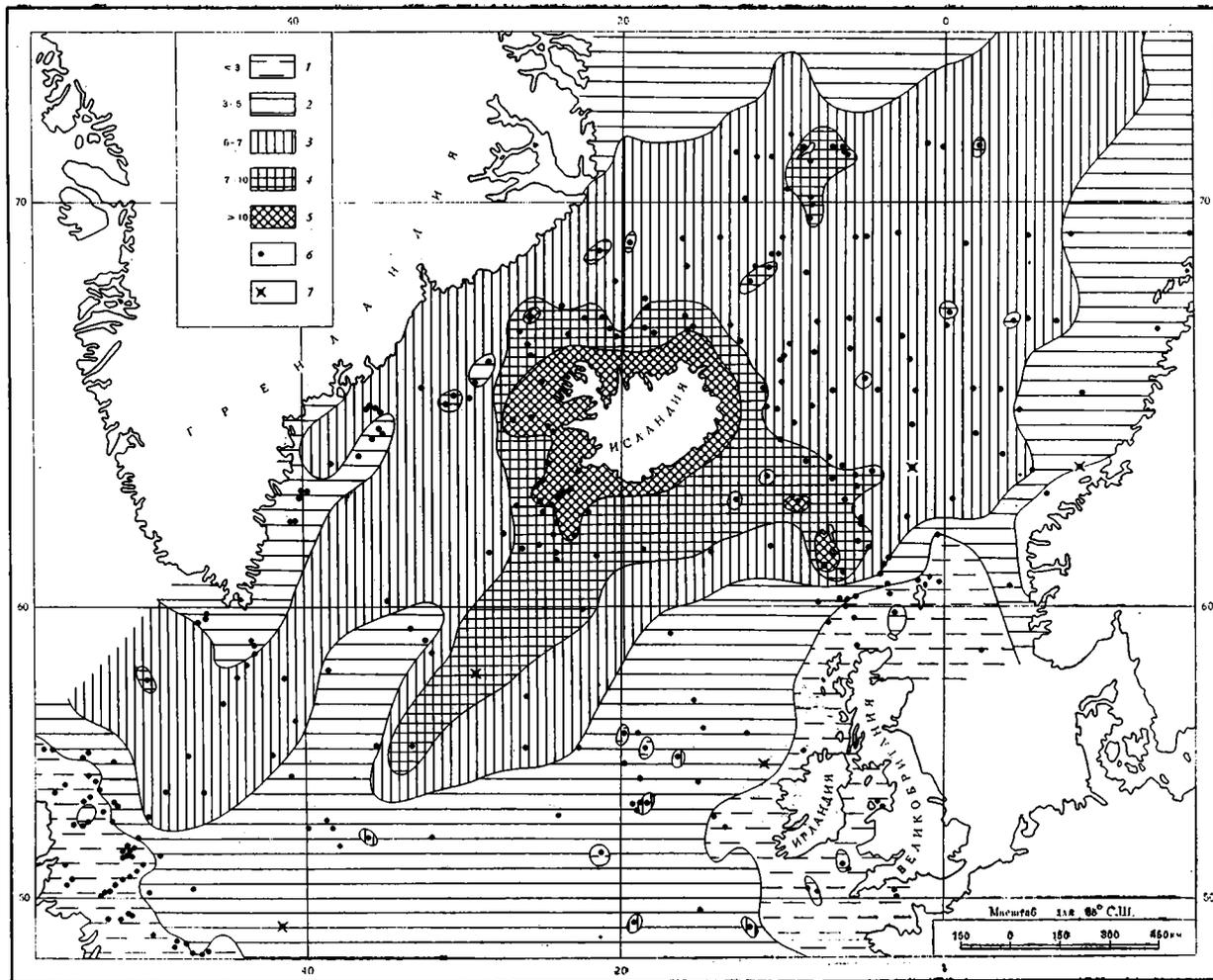
Как видно из схемы (фиг. 1)¹, повышенные содержания Fe тяготеют к вулканам и вулканическим районам, где распространены вулканокластические осадки, содержащие от 5,47 до 12,88%, в среднем 8,23% этого элемента (Емельянов, Харин, 1974; Емельянов, 1975). Детальное изучение минералогии осадков показало, что железо в них входит в состав пирокластики (Емельянов и др., 1975). Лишь на отдельных станциях часть Fe (10—30% от валового содержания) находится в форме гидроокислов. Количество Mn в вулканокластических осадках колеблется от 0,06 до 0,36%, в среднем 0,17%. В областях распространения их, т. е. вблизи вулканов и вулканических островов, Mn, Ti и Fe также преимущественно пирокластические. Повышенные содержания Mn были обнаружены в основном за пределами распространения вулканокластических осадков — в пелагических частях Норвежского моря и Северной Атлантики (фиг. 2), причем накопление этих элементов здесь обусловлено различными экзогенными факторами.

Таким образом, из распределения Fe и Mn следует, что в настоящее время в Северной Атлантике нет ареалов, где существенно проявлялась бы гидротермальная деятельность и рудное вещество в заметных количествах поступало бы из недр Земли. Этот вывод подтверждается также невысокими значениями коэффициента $(Fe+Mn)/Ti$ (фиг. 3) и низкими концентрациями металлов в термальных источниках Исландии (Арнорссон и др., 1974). Однако не исключено, что в отдельных участках рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта могут быть обнаружены рудоносные осадки эндогенного происхождения, подобные описанным в работе Р. Скотта с соавторами (Scott et al., 1974). Этими исследователями в районе разлома Кейн (27° с. ш.), восточнее рифтовой долины, был выявлен район гидротермальной деятельности с повышенной температурой придонных вод и эндогенной минерализацией (были также найдены марганцевые корки на базальтах).

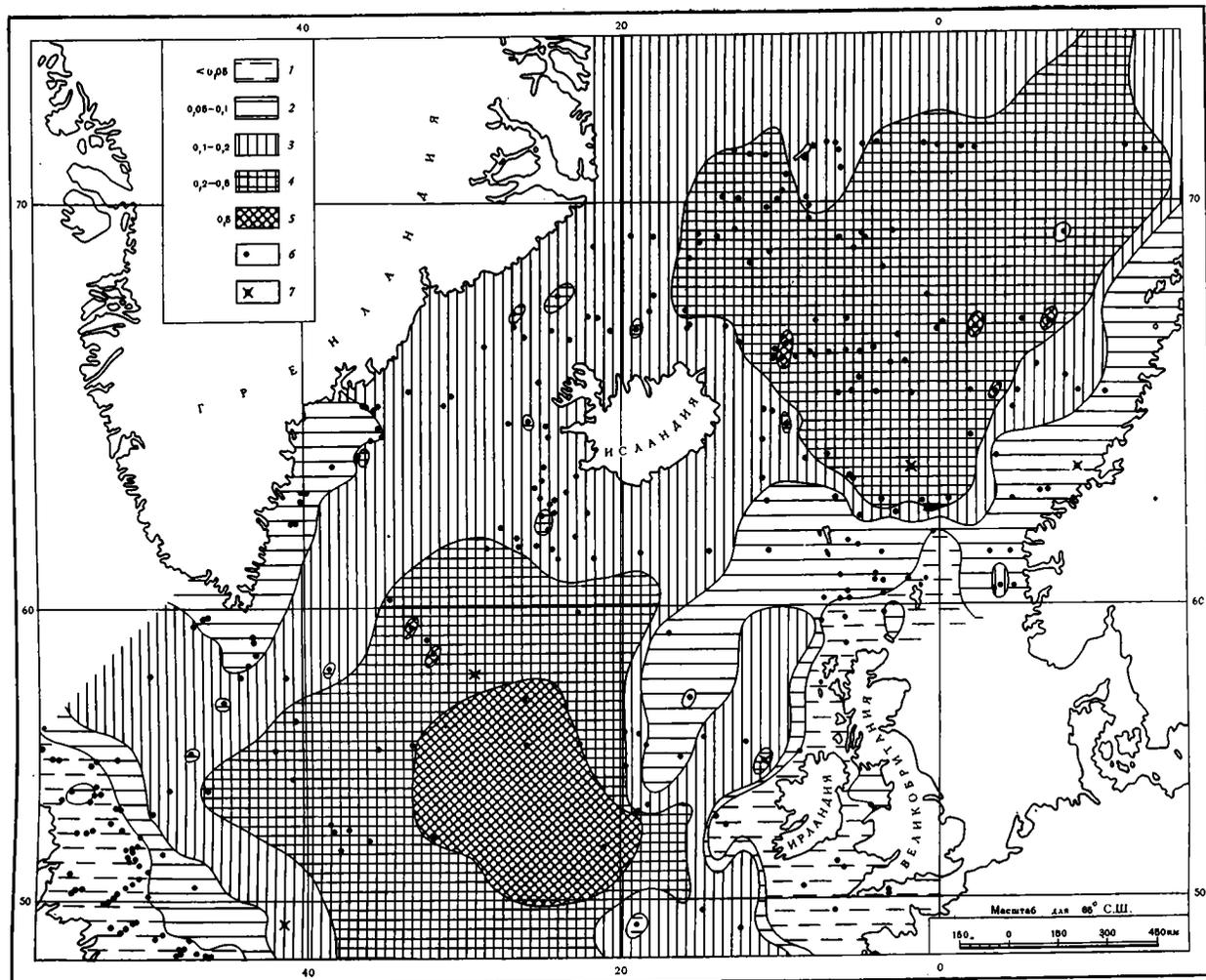
ДРЕВНИЕ РУДОНОСНЫЕ ОСАДКИ

Древние (миоцен-плейстоценовые) осадки и породы были подняты трубками и драгами. В них оказалось местами обогащение Fe до 19%, Mn до 13,37% и другими элементами. В отдельных же конкрециях и корках, обнаруженных в древних породах, содержания Fe возрастают до 40,70% и Mn до 16,45% (табл. 1, 2, 3). Осадки и породы, обогащенные этими элементами, в основном неогенового возраста, распространены в наиболее активные в настоящее время (видимо, и в геологическом прошлом) вулканических районах — подводных хребтах и вулканических горах (фиг. 4). На подводном хребте Ян-Майен, а также на Исландском плато широко развиты уступы, заложенные на глубинных тектонических разломах. Драгирование уступов показало, что они сложены в основном неогеновыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В основании некоторых уступов отмечены также более древние осадочные и метаморфические породы. В северной части хребта Ян-

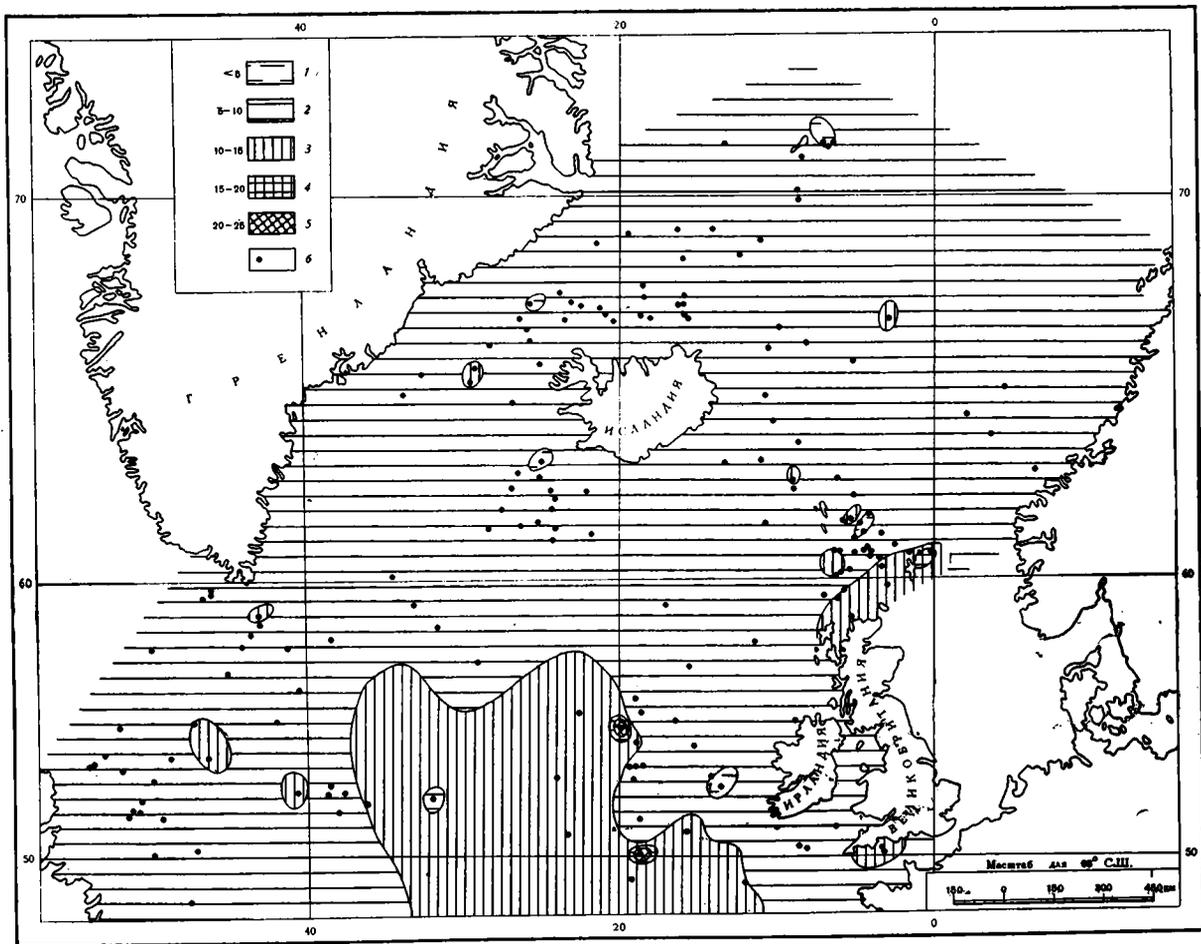
¹ При составлении схем для Fe и Mn (фиг. 1 и 2) использованы также данные И. К. Авилова (1965) и Т. И. Горшковой (1964).



Фиг. 1. Распределение железа в верхнем слое донных осадков (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество), %
 1 — < 3; 2 — 3—5; 3 — 5—7; 4 — 7—10; 5 — > 10,
 6 — место отбора проб;
 7 — данные Chester, Mes-siha-Hanna, 1970



Фиг. 2. Распределение марганца в верхнем слое донных осадков (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество), %
 1 — < 0,05; 2 — 0,05—0,10; 3 — 0,10—0,20; 4 — 0,20—0,50; 5 — > 0,50;
 6 — место отбора проб;
 7 — данные Chester, Mes-siha-Hanna, 1970



Фиг. 3. Значение коэффициента $(Fe+Mn)/Ti$ в верхнем слое осадков
 1 — <5 ; 2 — 5—10; 3 — 10—15; 4 — 15—20; 5 — 20—25; 6 — место отбора проб

Таблица 1

Минеральный состав древней железомарганцевой корки, пробитой ударной трубкой (ст. 1364, 68°50'6" с. ш., 08°59'4" з. д., глубина 1550 м)

Компоненты	Горизонт * 0—16			Горизонт 16—26			Горизонт 26—35			Горизонт 35—50		
	Фракции, мм									>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01
	>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01			
Агрегаты гидроокислов Fe, Mn	99,4	88,5	91,8	98,7	87,5	89,7	78,9	71,1	48,3	86,5	88,2	76,2
Карбонаты аутигенные	0,1	3,7	0,2	1,1	6,8	4,5	16,2	19,6	24,6	11,5	8,4	10,2
Хлориты аутигенные	—	0,6	—	—	0,4	0,3	0,9	0,6	—	0,2	—	—
Сульфиды	0,02	—	—	—	—	—	0,2	—	—	0,3	—	—
Кварц	0,2	1,7	4,8	0,1	0,4	1,0	0,8	1,4	0,6	0,6	0,5	0,6
Полевые шпаты	0,05	3,7	0,05	—	1,0	—	—	—	—	0,1	—	—
Фораминиферы	0,02	—	0,5	—	—	—	0,3	1,0	—	—	—	—
Глинистые агрегаты	—	1,7	1,9	—	3,3	4,5	2,6	6,2	26,2	0,8	2,5	13,0
Остальные	0,1	0,1	—	0,1	0,5	—	0,1	0,2	0,3	—	0,4	—

* Горизонт, см.

Таблица 2

Химический состав древней (?) железомарганцевой корки, пробитой ударной трубкой (ст. 1364, глубина 1550 м)

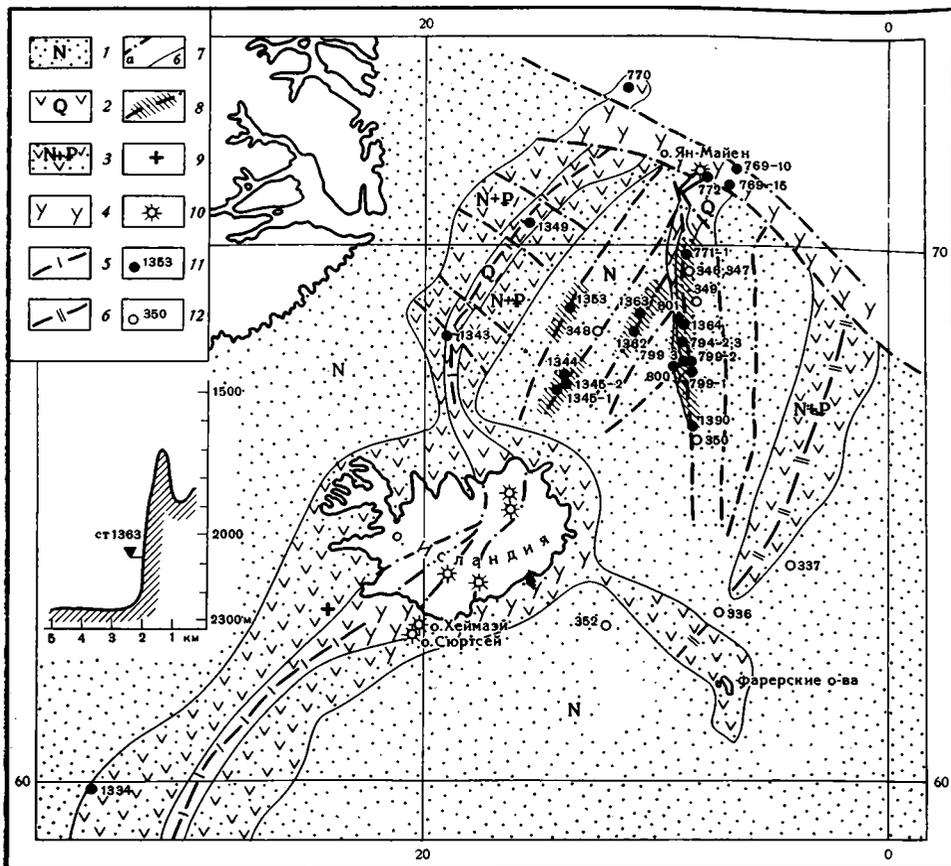
Горизонт, см	Тип осадка	Содержание, %					Содержание, % 10 ⁻⁴						(Fe+Mn)/Ti
		CaCO ₃	Сорг	Fe	Mn	Ti	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	Cd	
0—16	Корка гидроокислов Fe и Mn плотная, дегидратированная, слоистая												
16—26		2,50	0,60	20,35	13,4	0,84	283	583	186	181	37	<6	40
16—26	Корковая дресва с фрагментами терригенного осадка	6,75	0,48	19,25	11,0	0,72	166	43	135	135	42	<6	42
26—35		18,76	0,60	17,35	8,9	0,65	152	39	128	72	46	<6	40
35—50	Корка гидроокислов Fe и Mn с примесью терригенного материала	24,26	0,45	13,45	8,2	0,38	96	267	80	333	23	<6	57

Таблица 3

Химический состав железомарганцевых корок и железистых пород Северной Атлантики

Компоненты	Номер пробы														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Содержание, %															
Si	16,44	20,12	24,46	8,93	23,47	—	—	—	—	6,34	—	13,06	5,89	3,82	4,20
Ti	0,52	0,46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	2,88	8,49	4,90	3,29	6,95	—	—	—	—	7,15	—	3,29	0,69	1,85	8,76
Fe	11,85	13,60	10,20	18,97	12,30	19,20	24,75	24,20	22,75	22,80	21,80	19,35	27,70	36,80	40,70
Mn	3,90	3,98	1,71	13,37	0,24	8,74	15,00	16,45	1,84	1,56	1,29	10,25	8,51	3,90	2,19
Mg	0,86	1,97	2,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	3,39	0,79	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	1,56	2,09	2,53	—	—	0,84	1,05	0,90	1,42	1,27	1,48	1,55	1,10	0,56	0,56
K	1,36	1,47	1,47	—	—	1,10	0,27	0,81	0,31	0,59	0,42	0,59	1,12	0,31	0,33
P	0,03	0,17	0,07	0,25	0,02	—	—	—	—	0,95	—	0,36	0,08	1,17	0,57
Содержание, % · 10 ⁻⁴															
Ni	155	750	370	—	—	147	196	195	490	400	360	156	460	44	70
Co	65	960	230	—	—	239	389	431	420	400	310	790	340	41	18
Cr	103	26	57	—	—	735	39	27	157	372	170	21	18	23	20
Zn	55	360	165	—	—	540	640	640	430	390	460	420	238	65	63
Cu	75	461	118	—	—	324	364	264	444	353	380	256	203	21	20
Pb	—	—	—	30	5	—	—	—	—	—	—	200	2	20	7
Mo	—	—	—	50	2	—	—	—	—	—	—	—	100	30	30

1 — марганцовисто-железистый базальтовый милонит, станция 769-15, образец 6; 2—5 — марганцовисто-железистые неогеновые осадочные породы (алевролиты и аргиллиты): 2 — станция 800, образец 1, 3 — станция 801, образец 13, 4 — станция 1390, образец 1а, 5 — станция 1390, образец 2; 6—11 — железомарганцевые и железистые корки, развитые на поверхности базальтовых лав: 6 — станция 1330 (разлом Гиббс), 7 — станция 1334, 8 — станция 1343, 9 — станция 1345-2, 10 — станция 1349, 11 — станция 1344; 12, 13 — марганцовисто-железистые корки, развитые на осадочных породах: 12 — корка полосчатой текстуры, станция 1362, 13 — корка брекчвидной текстуры, станция 1364; 14, 15 — плотные литифицированные марганцовисто-железистые конкреции: 14 — станция 1345-2, образец 1а, 15 — станция 1349, образец 4. Расположение станций см. фиг. 4. Прочерк — нет определения. Анализы выполнены в лаборатории геологии Атлантики Института океанологии АН СССР (аналитики Г. С. Хандрос, Ю. О. Шайдулов) и в Центральной лаборатории Западно-Сибирского Геологического управления (аналитики И. А. Дубровская, А. Л. Тресветский)



Фиг. 4. Схема геологического строения Северо-Атлантической вулканической провинции. Четвертичные осадки сняты

1 — неогеновые осадки с пирокластикой и осадочные породы неогена; 2 — четвертичные излияния базальтов; 3 — неоген-палеогеновые базальты и пирокластические породы; 4 — щелочные базальты и трахиты; 5 — ось современной рифтовой зоны; 6 — ось отмершей третичной рифтовой зоны; 7 — разломы (а) и стратиграфические границы (б); 8 — разломы, выраженные уступами, на которых развиты ожелезненные, омарганцованные и фосфатистые неогеновые породы; 9 — станции, где были встречены современные ожелезненные вулканогенные осадки с зачаточными оолитами и бобовинами гидрогетита; 10 — главные действующие вулканы; 11 — места драгировок оруденелых пород; 12 — скважины глубоководного бурения. На врезке показан промерный профиль и положение станции 1363 с рудным прослоем

Майен на уступах собраны щелочные базальты. Аналогичные базальты развиты и в трансформенном Ян-Майенском разломе. Характерной особенностью уступов-разломов является обилие марганцовисто-железистых проявлений как в осадочных, так и в магматических породах. Так, в Ян-Майенском разломе на станции 769-15 драгой собрано большое количество (около 1 т) образцов базальтовых милонитов, тонкая милонитизированная масса которых замещена поршкловатыми аморфными агрегатами окислов железа и марганца (табл. 3, анализ 1) и смектинами. Для железомарганцевых проявлений в осадочных породах на уступах Ян-Майенского хребта и Исландского плато весьма характерна приуроченность к трещинам в осадочных породах, представленных чаще всего аргиллитами и туфоаргиллитами с переменным количеством псефитового, псаммитового и алевритового материалов. Имеются переходные разности к алевролитам, песчаникам, гравелитам.

Аргиллиты и туфоаргиллиты трещиноваты. Наиболее четко выражены три системы трещин, по которым образцы при ударе распадаются на блоки. По стенкам трещин видны пленки и корочки железомарганцевых окислов и полуизотропная хлоритоподобная масса, режé — мелкие кристаллики и линзовидные прожилки кварца и кальцита. Аргиллиты часто отбелены по стенкам трещин и контактам, прилегающим к железомарганцевым коркам. Отбеленная масса желтовато-серая и бледно-зеленовато-бурая, состоит из монтмориллонита.

На срединных океанических хребтах Рейкьянес и Колбенсей встречаются железомарганцевые корки на поверхностях базальтовых пиллоулав. Аналогичные образования развиты и на фрагментах шаровых лав в нижней части уступов Исландского плато под четвертичными осадками. По химическому составу среди рудных корок на базальтах различаются железистые и марганцево-железистые (табл. 3). Железистые корки относительно древние, встречаются в захороненном состоянии на уступах Исландского плато. Марганцево-железистые корки — скорее всего более молодые образования. Возрастная закономерность в распределении железа и марганца наблюдается и в рудных корках на осадочных породах. Корки, встреченные на молодых породах (плейстоцен?), залегающих в верхней части уступов хребта Ян-Майен (станции 1362 и 1364), марганцево-железистые (табл. 3, пробы 12, 13). Литифицированные плотные конкреции со станций 1345-2 и 1349 по облику более древние, чем предыдущие, — железистые. Однако в некоторых случаях такая закономерность нарушается. Так, на хребте Рейкьянес, вблизи юго-западного побережья Исландии, встречаются современные осадки, обогащенные железом и гидрогетитовыми зачаточными оолитами (фиг. 1). Для железистых пород и корок характерны повышенные концентрации фосфора. Иногда (станция 799-1) концентрация фосфора в миоценовых осадках хребта Ян-Майен достигает 10,3% P_2O_5 (Харин, 1974). Фосфатистые породы сопровождаются железистыми. В них отмечается также более высокое содержание пирокластики, хотя непосредственного отношения к повышенным концентрациям фосфора и железа она не имеет. Рудные образования в ряде случаев (табл. 2, 3, пробы 2, 6, 8, 9, 10) несут увеличенные концентрации никеля, кобальта, цинка и меди. Однако прямой корреляции железа и марганца, с одной стороны, с названными элементами, с другой, не наблюдается.

Особый интерес представляют миоценовые рудоносные туфопесчаники и туфоаргиллиты, содержащие железомарганцевый «прослой» (табл. 4, 5). Эти рудоносные осадки были вскрыты поршневой трубкой станции 1363 в пределах Исландского плато (фиг. 4).

Разрез колонки, см (сверху вниз):

- 0—39 — ил кокколито-фораминиферовый;
- 38—89 — ил терригенный с включениями бурого железняка. Среди глинистых минералов преобладает иллит (табл. 4);
- 89—118 — ил фораминиферовый с сидеритом (?);
- 118—126 — ил терригенный с гнездами пепла;
- 126—194 — глина алевритистая с примесью пепла (164—172 см);
- 194—202 — алевропесчаник темно-серый, трещиноватый, слаболитифицированный, рудоносный. Много карбонатов сложного состава (элигонит? — $(Fe-Mn)CO_3$);
- 202—230 — руда гидроокисная, железомарганцевая, черная, довольно твердая, полосчатой структуры, Руда рентгеноаморфная (табл. 4). По неровной границе ниже залегают:
- 230—245 — туфопесчаник (230—232 см) и туфоаргиллит бурый, пропитанный гидроксидами Fe и Mn. Среди глинистых минералов резко преобладает монтмориллонит (табл. 6), среди карбонатов — сидерит (?);

Содержание фракции <0,01 мм и химический состав четвертичных и миоценовых осадков Исландского плато (ст. 1363, НИС «Академик Курчатов», 69°01'7" с. ш., 10°43'0" з. д., глуб. 2080 м)

Компонент или элемент	Голоцен	Плейстоцен						Миоцен				
	0—8*	60—70	94—100	118—126	138—143	164—172	188—192	194—202	210—219	230—232	232—238	238—245
Содержание, %												
<0,01 мм	60,3	51,6	38,2	64,3	41,0	61,4	59,5	37,1	27,3	34,7	60,2	57,2
CaCO ₃	53,03	16,01	51,28	14,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C _{орг}	0,51 (1,02)	0,24 (0,29)	0,27 (0,57)	0,30 (0,36)	0,15 (0,15)	0,15 (0,15)	0,15 (0,15)	0,15 (0,15)	0,00 (0,00)	0,15 (0,15)	0,12 (0,12)	0,12 (0,12)
Fe	2,70 (5,93)	3,71 (4,48)	3,22 (6,79)	4,40 (5,24)	3,52 (3,56)	4,26 (4,31)	4,38 (4,43)	7,12 (7,12)	12,92 (12,92)	10,86 (10,98)	9,04 (9,06)	8,58 (8,68)
Mn	0,14 (0,31)	0,12 (0,14)	0,14 (0,30)	0,16 (0,19)	0,22 (0,22)	0,12 (0,12)	0,43 (0,44)	4,88 (4,88)	17,36 (17,36)	0,58 (0,59)	0,56 (0,57)	0,56 (0,57)
Ti	0,40 (0,88)	0,47 (0,57)	0,42 (0,88)	0,48 (0,58)	0,46 (0,46)	0,46 (0,46)	0,54 (0,54)	0,83 (0,83)	0,50 (0,50)	1,40 (1,40)	1,04 (1,04)	1,00 (1,00)
P	—	0,08 (0,10)	0,10 (0,24)	0,10 (0,12)	0,10 (0,10)	0,10 (0,10)	0,10 (0,10)	0,12 (0,12)	0,16 (0,16)	0,10 (0,10)	—	—
Содержание, % · 10 ⁻⁴												
Ba	850 (1870)	30 (360)	—	300 (360)	860 (870)	670 (680)	200 (200)	720 (730)	660 (670)	800 (810)	910 (920)	500 (510)
Zr	80 (180)	40 (50)	—	40 (50)	40 (40)	40 (40)	160 (160)	60 (60)	40 (40)	40 (40)	40 (40)	40 (40)
Cr	28 (52)	62 (75)	—	73 (87)	54 (55)	74 (75)	62 (63)	65 (56)	31 (31)	57 (58)	56 (57)	56 (57)
Ni	51 (112)	56 (68)	—	68 (81)	64 (65)	58 (59)	64 (65)	624 (631)	208 (208)	107 (108)	107 (108)	110 (111)
V	32 (70)	130 (157)	—	170 (202)	100 (101)	170 (172)	130 (132)	240 (243)	230 (232)	110 (111)	200 (202)	190 (192)
Cu	29 (64)	44 (53)	—	46 (55)	34 (34)	45 (46)	42 (42)	232 (235)	440 (440)	107 (108)	83 (84)	100 (101)
Zn	55 (121)	88 (106)	—	90 (107)	82 (83)	94 (95)	122 (123)	230 (232)	525 (525)	173 (175)	126 (128)	137 (138)
Co	43 (95)	40 (48)	—	64 (64)	40 (40)	34 (34)	40 (40)	107 (108)	338 (339)	94 (95)	44 (44)	46 (47)
Cd	<6 (<13)	<5 (<6)	—	<5 (<6)	<6 (<6)	<5 (<5)	<4 (<4)	<8 (<8)	<10 (<10)	<6 (<7)	<8 (<8)	<8 (<8)

Таблица 5

Минеральный состав песчано-алевритовых фракций осадков (ст. 1363 НИС «Академик Курчатов» 15-й рейс, 1973 г.)

Состав, %	0-10 *			60-70			94-100			118-126			138-143			164-172		
	>0,1**	0,1-0,05	0,05-0,01	>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
Вулканогенный материал																		
Частицы базальтовых пород, пепел	—	1,2	7,3	2,1	—	—	0,5	—	—	1,4	—	—	—	—	—	4,1	—	—
Стекло бурое	0,9	0,5	4,0	0,2	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Стекло бесцветное	0,3	0,3	3,3	—	—	—	1,6	41,1	46,3	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—
Палагонит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Терригенный материал																		
Кварц	0,6	—	2,3	9,9	49,3	45,3	—	—	1,7	7,0	26,8	40,2	38,5	41,3	45,1	60,2	51,4	46,2
Полевые шпаты	0,3	—	1,3	2,4	22,5	12,1	0,3	—	0,6	2,0	5,9	6,3	14,5	19,3	16,3	16,9	23,3	16,0
Моноклинные пироксены	—	0,5	2,3	0,2	0,7	5,0	—	—	0,9	0,3	—	2,9	0,3	3,3	5,9	0,3	—	1,1
Ромбические пироксены	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—
Слюды	—	+	0,9	1,2	1,1	4,2	—	—	2,2	1,2	0,4	15,4	1,3	2,3	6,7	0,9	2,0	15,9
Амфиболы	—	+	0,4	0,5	1,1	1,8	—	—	—	—	0,	0,3	—	1,3	0,3	0,3	0,3	0,6
Гранат	—	+	—	0,2	0,7	0,5	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	0,3	—
Рутил	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—
Циркон	—	+	—	—	0,7	0,5	—	—	—	—	—	—	0,3	—	1,0	—	—	0,3
Эпидот-клинцоизит	—	+	—	—	—	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	0,8
Карбонаты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Обломки пород и глинистые агрегаты	—	—	9,3	—	1,4	4,7	—	4,7	33,4	19,4	40,5	24,3	41,9	26,3	10,1	13,1	13,0	11,5
Биогенный материал																		
Фораминиферы	97,2	74,0	54,6	80,2	16,2	0,3	95,9	51,2	5,4	67,0	18,7	—	0,3	—	—	0,3	—	—
Радиолярии	0,3	0,8	4,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Спикули кремнистые	0,3	22,0	1,8	1,6	—	0,3	0,8	1,7	0,9	0,3	0,4	—	—	—	—	0,3	—	0,3
Диатомей	—	0,5	7,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Марганцевые образования	—	—	—	0,2	1,8	5,8	0,3	1,0	2,5	0,3	2,7	7,1	2,7	5,0	12,4	2,9	7,0	5,0
Гидрокислы Fe	—	0,5	—	0,2	—	0,5	0,3	0,3	0,2	0,6	—	—	—	—	0,7	—	—	2,1
Карбонаты	—	—	—	0,9	4,2	16,9	—	—	5,9	—	3,5	3,4	—	—	1,0	—	—	—
Цеолиты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—	—	0,3	—
Шамозитоподобные образования	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	0,6	0,4	—	—	0,3	—	0,6	0,7	—
Глауконит	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	0,4	—	—	0,3	—	—	0,3	—
Сумма	99,9	100,3	99,7	99,8	100,1	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1	100,2	100,2	99,7	99,8	99,9	99,8	99,8

Состав, %	183—192			194—202			210—219			230—232			232—238			238—245		
	>0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	>0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	>0,1	0,01— 0,05	0,05— 0,01	>0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	>0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	>0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01
Вулканогенный материал																		
Частицы базальтовых пород, пепел	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Стекло бурое	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—
Стекло бесцветное	—	—	—	—	0,3	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—
Палагонит	—	—	0,2	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—
Терригенный материал																		
Кварц	25,2	9,7	39,2	1,5	3,1	1,5	3,1	1,9	1,6	6,1	1,7	0,9	5,3	2,0	3,1	3,4	1,2	2,7
Полевые шпаты	18,2	5,0	22,2	1,5	1,2	1,0	0,8	0,7	1,6	2,4	0,9	0,6	1,9	2,0	2,2	1,2	1,2	2,6
Моноклинные пироксены	0,6	0,3	3,8	0,3	—	1,8	—	0,3	—	—	—	0,3	—	0,3	0,3	—	0,3	0,3
Ромбические пироксены	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Слюды	—	2,3	10,4	—	0,3	0,8	—	0,3	2,1	0,8	—	0,3	0,3	0,3	0,8	—	1,8	1,3
Амфиболы	—	0,3	1,2	—	0,3	—	—	—	0,2	—	0,7	0,3	—	—	—	—	0,3	0,3
Гранат	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,3	0,3	—	—	—	—	—	0,3
Рутил	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Циркон	—	—	0,2	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—
Эпидот-клиноцоизит	—	0,6	0,8	—	0,3	0,9	—	0,3	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Карбонаты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Обломки пород и глинистые агрегаты	20,0	75,3	12,6	3,0	37,0	46,6	14,4	16,4	24,5	60,0	75,3	72,3	69,4	67,2	77,7	90,0	87,8	84,7
Биогенный материал																		
Фораминиферы	3,7	—	—	1,5	—	—	0,5	—	—	0,5	0,3	—	0,6	—	—	0,3	—	—
Радиолярии	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Спикули кремнистые	0,3	0,3	—	0,6	—	0,3	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—
Диатомеи	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Марганцевые образования	31,1	5,4	9,1	91,1	56,8	44,4	81,2	74,2	63,4	30,0	20,6	16,6	22,5	26,6	13,9	5,3	7,0	5,5
Гидроокислы Fe	—	—	0,2	—	0,3	1,9	—	5,7	5,4	—	—	7,5	—	0,3	1,0	—	—	1,0
Карбонаты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Цеолиты	—	0,3	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	1,0	0,3	—	—	0,5
Шамозитоподобные образова- ния	—	0,3	—	0,3	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Глауконит	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,7	99,8	100,1	100,1	99,9	—	100,0	100,1	99,8	100,1	99,8	100,0	100,0	100,0	99,9	100,2	100,2	99,8

* Горизонт, см. ** Фракция, мм.

Минеральный состав валовых проб осадков колонки 1363, в процентах от суммы кристаллических фаз

Горизонт, см	Минералы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
60—70	12,6	14,2	8,3	2,4	14,1	0,0	0,0	37,5	14,1	29,5	5,9	13,0
94—100	4,9	6,1	3,7	0,0	58,5	14,6	0,0	14,7	73,1	6,7	0,0	5,5
118—126	9,2	19,5	8,0	4,6	6,1	4,7	0,0	41,3	10,8	28,6	6,7	12,6
138—143	9,9	9,3	5,6	0,0	0,0	0,0	0,0	24,8	0,0	52,5	6,2	16,7
164—172	14,7	19,6	6,1	2,4	0,0	0,0	0,0	42,8	0,0	32,7	8,6	15,9
183—192	14,0	19,9	8,4	3,1	0,0	0,0	0,0	45,4	0,0	26,2	11,5	16,8
194—202	27,2	24,5	Сл.	Сл.	0,0	0,0	9,5	51,7	9,5	20,4	0,0	18,4
210—219	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
230—232	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
232—238	59,3	0,0	0,0	0,0	0,0	22,2	0,0	59,3	22,2	7,4	0,0	11,1
238—245	46,4	0,0	0,0	0,0	0,0	14,5	0,0	46,4	14,5	26,1	0,0	13,0

1 — монтмориллонит, 2 — иллит, 3 — хлорит, 4 — каолинит, 5 — кальцит, 6 — сидерит, 7 — олигонит (?), 8 — сумма глинистых минералов, 9 — сумма карбонатов, 10 — кварц, 11 — калиевые полевые шпаты, 12 — плагиоклазы. Анализы выполнены А. С. Кожевниковым на ДРОН-1.5 в лаборатории геологии Атлантики АО ИОАН.

стоцена (горизонт 126—194 см), а в самом низу колонки — пониженного содержания Ва и повышенного — Mn, Zr и Zn. Наоборот, дочетвертичные осадки (ниже 192 см) обогащены Fe, Mn, Ni, V, Cu, Zn, Co, Mo, Cd (табл. 4). Причем наибольшие содержания Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Mo и Cd приурочены к железомарганцевому прослою, залегающему на миоценовых туфопесчаниках и туфоаргиллитах, максимальные содержания Ni и частично V — к алевропесчанику, покрывающему Fe-Mn прослой. Туфопесчаник и туфоаргиллит содержат несколько повышенные (по сравнению с четвертичными терригенными и фораминиферовыми осадками) концентрации Fe, Mn, Ti, Ni, V, Cu, Zn, Co, а туфопесчаник (горизонт 230—232 см) — и Sn. Эти компоненты примерно в таких же количествах обнаружены нами в вулканокластических осадках Исландии, а другими исследователями — на Гавайских островах (Лисицына и др., 1975). Следовательно, химические данные говорят о том, что подстилающие Fe-Mn прослой миоценовые отложения имеют вулканическую природу. Следовательно, достаточно уверенно можно говорить о том, что глинистые агрегаты и обломки пород, преобладающие в низах колонки 1363 (табл. 5), представляют собой сильно преобразованную пирокластику. Олово в повышенных количествах обычно тяготеет к прослоям пирокластики, причем преимущественно андезитового состава (Барсуков и др., 1975). Следовательно, мы вправе предположить, что прослой туфопесчаника (230—232 см) образовался как за счет пирокластики основного состава (на что указывают очень высокие содержания Ti и Fe), так и за счет пирокластики среднего и кислого состава (что подтверждается несколько пониженным количеством V и повышенным — Sn). В последующем эта пирокластика разложилась до различных глинистых агрегатов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенный выше комплекс данных однозначно свидетельствует о том, что роль эксталятивной (гидротермальной) деятельности в формировании химического состава четвертичных осадков Северной Атлантики в целом и рудоносных осадков в частности ничтожно мала. Как было показано ранее (Емельянов, Харин, 1974; Емельянов, 1975, 1976; Емельянов и др., 1975), повышенные количества Fe, Ti, V и частично

Таблица 7

Сравнительная характеристика гидроокисных конкреций, корок Исландского плато, Срединно-Атлантического хребта, Балтийского моря, Атлантического и Тихого океанов

Литологический состав осадков	Содержание элементов							Fe/Mn	Fe/Cu · 10 ⁻²	Mn/Ni · 10 ⁻²	Ni/Co	(Fe+Mn)/Ti	Скорость образования, мм/1000 лет
	%				% · 10 ⁻⁴								
	Mn	Fe	Ti	P	Ni	Co	Cu						
Исландское плато													
Рудный прослой в колонке 1363 (210—219 см, средний миоцен)	17,36	12,92	0,50	0,16	208	339	440	0,7	3,0	8,3	0,6	60,6	0,03
Марганцовисто-железистый алеврит (ст. 800, неоген)	3,96	13,60	0,46	0,17	750	960	461	3,4	3,0	0,5	0,8	38,2	—
Mn-Fe корка по ледниковой глине (ст. 1362)	10,25	19,35	—	0,36	156	790	256	1,9	7,5	6,6	0,2	—	—
Хребет Рейкьянес													
Mn-Fe корка по базальтам (ст. 1343)	16,45	24,20	—	—	195	431	263	1,5	9,2	8,4	0,4	—	—
Железистая корка по базальтам (ст. 1349)	1,56	22,80	—	0,95	400	400	353	14,6	6,5	0,4	1,0	—	—
Железистые корки, плотные литифицированные (ст. 1349)	2,19	40,70	—	0,57	70	18	20	18,6	203	3,1	4,0	—	—
Срединно-Атлантический хребет													
Корки гидроокислов из разлома Атлантис ^{1,2} (среднее)	11,9	17,1	—	—	1740	4960	790	1,4	2,2	0,7	0,4	—	0,005—
Железистые корки в разломе Вема (АП-34-2) ³	0,6—1,2	10,0—11,5	—	—	70—90	70—110	40—50	12,0	23,8	1,1	0,9	—	0,009—
Марганцевые корки в разломе Кейн (район 27° с. ш.) (среднее) ²	39,0	0,06	—	—	353	19	43	0,002	0,14	11,0	28,5	—	0,13—0,25
Балтийское море													
Корки, конкреции гидроокислов Fe, Mn (открытая часть моря) (среднее) ⁴	10,8	16,6	0,31	0,91	71	100	42	1,5	40,0	15,2	0,8	88,4	2,00
Атлантический океан													
Конкреции гидроокислов Fe, Mn (среднее) ⁵	16,2	21,8	—	0,14	2970	3090	1090	1,3	2,0	0,5	1,0	—	0,001—0,005 ⁷

Таблица 7 (продолжение)

Литогеохимический состав осадков	Содержание элементов										Fe/Mn	Fe/Cu · 10 ⁻² Mn/Ni · 10 ⁻³	Ni/Co	(Fe+Mn)/Ti	Скорость образования ваяния мм/1000 лет
	%					% · 10 ⁻⁴									
	Mn	Fe	Ti	P	Ni	Co	Cu								
Рудные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия (группа «в») ¹	1,0—6,0	10,02—	—	—	250—520	75—230	400—940	3,5	2,8	11,2	2,6	683	—		
	8,9	22,6	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Концентрации гидроокислов Fe, Mn (среднее) ²	19,8	14,3	0,67	0,13	7200	3810	3660	0,7	0,4	0,3	1,9	50,9	0,004— 0,0057		

Тихий океан

¹ Scott et al., 1972; ² Scott et al., 1974; ³ McGearry, Damuth, 1973; ⁴ Варенцов, Блажквичин, 1976; ⁵ Bonatti et al., 1972; ⁶ Boström, Peterson, 1969; ⁷ Ku, Broecker, 1969.

Сг обусловлены их высокими содержаниями в пирокластическом материале, который составляет значительную часть осадков Северной Атлантики. Концентрации названных элементов в большинстве случаев прямо зависят от количества в осадке пепловых частиц песчано-алевритовой размерности. Поэтому вывод (Hogowitz, 1974) о том, что повышение содержаний Fe, Mn, Ti и некоторых других элементов в верхнем слое осадков северной части хребта Рейкьянес по мере продвижения от флангов к осевой его части обусловлен гидротермальной деятельностью, как и в области Восточно-Тихоокеанского поднятия, не совсем верен. Как показали наши исследования, это повышение вызвано изменением типов осадков и увеличением примеси пирокластики в осадках осевой части хребта Рейкьянес. Наш вывод подтверждается и очень низкими значениями коэффициента (Fe+Mn)/Ti в осадках (4—6), такими же, как в базальтах или в пирокластике Исландии. Слабое влияние эксгалятивной вулканической деятельности доказывается также очень невысокими концентрациями Fe, Mn, Ti, Cr, Co, Ni, V, Zn и некоторых других элементов в водах горячих источников Исландии (Емельянов, 1973; Арнорссон и др., 1974). Лишь в конденсатах естественных паровых струй содержание некоторых из этих элементов резко повышается. Однако необходимо признать, что все эти факты не отрицают некоторой (второстепенной) роли гидротерм в поставке металлов на дно океана. Имеются также данные о современной гидротермальной деятельности и в более южных районах Срединно-Атлантического хребта (Scott et al., 1974), проявляющейся в формировании корок почти чисто марганцевого состава (табл. 7).

Довольно активная вулканическая и сопутствующая ей гидротермальная деятельность проявилась в эоцен-миоценовое время, когда происходило сильное дробление земной коры этой области океана, раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна и его воссоединение с северной частью Атлантического океана. Именно в это время накапливались мощные толщи третичных базальтов, реликты которых мы наблюдаем на Фарерских островах, в Исландии и в прилегающей части Восточной Гренландии, а также на дне океана. Это подтверждается и данными глубоководного бурения (Talwani et al., 1975). Следует еще раз подчеркнуть, что некоторые рудопроявления и особенно те, которые расположены на хребте Ян-Майен и уступах

Исландского плато, приурочены к зонам разломов. Очевидно, эти длительно существующие зоны являлись каналами для выхода гидротерм, несущих эндогенные компоненты. На эндогенный источник железа и марганца указывают повышенные значения коэффициента рудоносности $(Fe+Mn)/Ti$, равные 30 и 38 для рудных проявлений в зоне трансформного разлома Ян-Майен и на хребте Ян-Майен (табл. 3, пробы 1, 2). Об этом же свидетельствует секущее залегание железистых и железомарганцевых образований в породах миоцена. О проявлениях гидротермальной деятельности в осадках хребта Ян-Майен свидетельствуют данные глубоководного бурения 38-го рейса «Гломар Челленджер». Так, в скважине 350, расположенной в южной части хребта (фиг. 4), осадки верхнего эоцена содержат жилки барита. Разломная тектоника, ярко проявившаяся на хребте Ян-Майен, вероятно, связана с тектоническими движениями в зонах рифтогенеза. По современным представлениям (Talwani et al., 1975), третичный рифт, ось которого тяготеет к зоне Норвежских подводных гор, прекратил существование в неогене. На западе в тот же период возник новый рифт, развивающийся и поныне, ось которого проходит по гребню хребта Колбенсей, Срединной зоне Исландии и гребню хребта Рейкьянес (фиг. 4). Перемещение оси рифтовых зон привело к смене знаков движения на хребте Ян-Майен и на Исландском плато. Глыбовая структура хребта Ян-Майен, разломная тектоника и повышенная гидротермальная активность скорее всего связаны с этими глубинными процессами.

По многочисленным трещинам земной коры на поверхность дна в это время, очевидно, поступали огромные массы твердых и жидких вулканических продуктов, в результате чего в водной толще могли повышаться не только концентрации биогенных компонентов (например, Si), но и различных металлов (Mn и др.). Рудное вещество могло поступать как с гидротермами, так и в результате подводного выщелачивания пирокластов, особенно горячих.

Например, выяснено, что при взаимодействии горячей лавы вулкана Хельгахофель (о. Хеймъяэй) с морской водой она обогащалась Si и Mn, и в малозаметных количествах — Zn. Увеличения содержания Fe, Cu, Co, Ni и Hg в морской воде у кромки горячей лавы отмечено не было (Olafsson, 1975). Не исключено также, что часть рудного вещества могла поступать на дно из морской воды.

Механизм накопления рудного вещества в колонке 1363 пока не совсем ясен. Fe и Mn, поступающие с гидротермами и в результате подводного выветривания вулканогенных пород, могли выпасть как из поровых вод, пропитывая осадок, так и из придонной морской воды в виде гидроокислов. Эти гидроокислы, обладая высокой сорбционной энергией, очевидно, извлекали из воды различные микроэлементы и вместе с ними осаждались на дно. Наличие дополнительного гидротермального источника вещества должно было обусловить сравнительно быстрое (по сравнению с конкрециями и корками, образующимися вне вулканических областей) накопление рудного вещества. В результате концентрации Ni, Co, Cu в рудном прослое колонки 1363 заметно ниже, чем в конкрециях и корках, образовавшихся в условиях медленного осадконакопления за счет гидрогенных источников (табл. 7). Учитывая возраст подстилающего слоя (нижний миоцен) и покрывающих осадков (плиоцен — верхний миоцен), можно считать, что образование рудного прослоя происходило в течение примерно 10 млн. лет, т. е. в среднем миоцене, что согласуется с данными J. Kennett a. R. Thunell (1975). Скорость рудообразования составляла около 0,03 мм за 1000 лет. Скорости образования гидротермальных корок разлома Кейн и гидрогенных конкреций Балтийского моря значительно больше (табл. 7). Судя по значениям коэффициента $Fe/Cu \cdot 10^{-2}$, который можно использовать для оценки скорости формирования рудных корок, механизм образо-

вания корок и конкреций гидроокислов Mn, Fe Исландского плато примерно такой же, как и для рудного прослоя в колонке 1363. Существенные различия в количестве Ni, Co, Cu объясняются, видимо, локально неодинаковой геохимической обстановкой формирования этих руд. Так, ассоциация P—Co—Pb (станция 1362, балтийские конкреции) характерна для Mn-конкреций преимущественно бёрнесситового состава, формирующихся в относительно мелководных, сильно азрированных обстановках (Defosse, 1974). С другой стороны, ассоциация Cu-Ni (станция 800) или тодорокитовая указывает на большие глубины и меньшую степень окисления. Показателем влияния гидротерм, очевидно, может служить коэффициент $Mn/Ni \cdot 10^{-2}$ (см. табл. 7). Для наших целей прямое использование величины $(Fe+Mn)/Ti$ неправомерно, поскольку это отношение маскирует гидрогенный источник металлов (например, в типично гидрогенных конкрециях Балтийского моря указанный коэффициент составляет в среднем 88,4).

По химическому составу и соотношениям элементов рудные образования Исландского плато и хребта Рейкьянес занимают некое промежуточное положение между глубоководными гидрогенными конкрециями из разлома Атлантик и мелководными конкрециями Балтики (табл. 7). С другой стороны, высокие концентрации Mn относительно малых элементов в рудном прослое станции 1363, а также в корках станции 1343 (отношения $Mn/Ni=8,3-8,4$) могут свидетельствовать об участии гидротермального вещества в формировании рудных образований. Согласно термодинамическим расчетам (Michard, 1975), при взаимодействии горячих базальтов ($t=200^{\circ}C$) с морской водой могут образоваться почти чисто марганцевые корки. Рудные корки с других станций, очевидно, имеют более явный гальмиролитически-гидрогенный генезис. Состав чисто железистых корок со станции 1349 подобен составу диагенетических корок из плейстоценовых отложений разлома Вема (табл. 7). Подобным образом (как и колонка 1363), вероятнее всего, накопилось рудное вещество в древних осадках вулканических областей тех районов, о которых говорилось выше.

ЛИТЕРАТУРА

- Авилов И. К. Рельеф и донные отложения шельфа и материкового склона Северо-Западной Атлантики. В сб.: Исследования по программе МГГ. Тр. ВНИРО, т. 57, 1965.
- Арнорссон С., Кононов В. И., Поляк Б. Г. Общие черты и геохимические особенности гидротерм Исландии.— Геохимия, 1974, № 12.
- Барсуков В. Л., Удинович Г. Б., Сущевская Т. И., Волосов А. Г., Коржановская В. С., Князева С. Н. О металлоносности вулканогенно-осадочных пород Северной Атлантики.— Геохимия, 1975, № 8.
- Варенцов И. М., Блажчишин А. И. Железомарганцевые конкреции.— В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс, «Минтис», 1976.
- Горшкова Т. И. Донные отложения Норвежского моря.— В сб.: Океанологические исследования, № 13. М., «Наука», 1964.
- Емельянов Е. М. Содержание Fe, Mn, Cu и Hg в водах вулканических островов Северной Атлантики. Гидрохимические материалы, т. LIX. Л., Гидрометеиздат, 1973.
- Емельянов Е. М. Fe, Mn и Ti в осадках Атлантического океана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Емельянов Е. М. Вулканогенные и смешанные (вулканогенно-терригенные и вулканогенно-биогенные) осадки Северной Атлантики, их распределение и состав.— В кн.: Геологическое строение Северной Атлантики в районе Исландии. М., «Наука», 1976.
- Емельянов Е. М., Харин Г. С. Минеральный и химический состав донных осадков Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. III. М., «Наука», 1974.
- Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В. Типы донных осадков Атлантического океана. Результаты исследований по Международным Геофизическим проектам. Калининградская правда, 1975.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Волков И. И., Глаголева М. А., Соколов В. С. Влияние Гавайского вулканизма на осадконакопление.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Страхов Н. М. Геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, ее причины и генезис.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.

- Страхов Н. М.* Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1974₂, № 3.
- Харин Г. С.* Фосфатистые породы подводного хребта Ян-Майен (Северная Атлантика) и связь их с вулканизмом.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Bonatti E., Kramer T., Rydell H.* Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits.— In: ferro-manganese deposits on the ocean floor, Lamont-Doherty Columb. Univ., Palisades, N. Y., 1972.
- Boström K.* The origin and fate of ferro-manganoan active ridge sediments. Stockholm Contrib. Geology, v. XXVII, 1973.
- Boström K., Peterson M. N. A.* The origin of aluminum-poor ferro-manganoan sediments in areas of high flow of the East Pacific rise.— Marine Geol., v. 7, No. 5, 1969.
- Chester R., Messiha-Hanna R. G.* Trace element partition patterns in North Atlantic deep-sea sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 34, No. 10, 1970.
- Defossez M.* Les depots ferro-manganesiferes oceaniques.— Bull. rech. geol. et minieres. sec. II, 42, No. 5, 1974.
- Horowitz A.* The geochemistry of sediments from the Northern Reykjanes ridge and the Iceland Faroes ridge.— Marine Geology., 17, 1974.
- Kennett J., Thunnell R.* Global increase in quarternary explosive volcanism.— Science, 187, No. 4176, 1975.
- Ku T.-L., Broecker W. S.* Radiochemical studies on manganese nodules of deep sea origin.— Deep-Sea Res., v. 2, No. 16, 1969.
- McGeary D. F. R., Damuth I. E.* Postglacial Iron-Rich Crusts in Hemipelagic deep-sea sediments.— Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, 1973.
- Michard G.* L'action de l'eau de mere sur les basaltes, source possible de manganese. Etude thermodynamique preliminaire.— C. r. Acad. Sci., D 280, No. 10, 1975.
- Olafsson I.* Volcanic influence on seawater at Heimaey.— Nature, 255, No. 5504, 1975.
- Scott R., Rona P., Butler W., Natwalk A., Scott M.* Manganese crusts of the Atlantic fracture Zone.— Nature Phys. Sci., 239, 1972.
- Scott M., Scott R., Rona P., Butler L., Natwalk A.* Rapidly accumulating Manganese deposit from the Median Valley of the Mid-Atlantic Ridge.— Geophys. Res. Lett., v. 1, No. 8, 1974.
- Talwani M. et al.* Leg 38. Geotimes, No. 2, 1975.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР,
Калининград

Дата поступления
3.III.1976

УДК 553.61 : 551.35 (265/266)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В. Б. КУРНОСОВ, И. О. МУРДМАА

Из поверхностного слоя осадков вблизи азиатского континента и окружающих его островов изучены глинистые минералы с 312 станций (в фракциях $<0,001$ и $0,001-0,01$ мм) рентгенодифрактометрическим, электронографическим и ИК-спектрографическим методами. В составе указанных фракций установлены монтмориллонит, железистоалюминиевая диоктаэдрическая гидрослюда политипов $2M_1$ и $1M$, триоктаэдрический железистомагнезиальный хорошо окристаллизованный и дефектный хлориты, плохо окристаллизованный каолинит и смешанослойные минералы хлорит-монтмориллонитового и, возможно, каолинит-монтмориллонитового и каолинит-галлуазитового составов. В пелитовых фракциях постоянно примесь полевых шпатов и кварца. Глинистые минералы имеют терригенную природу. Вулканические стекла не переходят в поверхностном слое осадка в тонкодисперсные слоистые силикаты. Наиболее мощным источником глинистых минералов в изученном районе являются великие реки Восточной Азии.

Процессы осадкообразования в современном геосинклинальном поясе западной окраины Тихого океана можно понять, лишь установив закономерности накопления глинистой составляющей осадков. Собственно глины и осадки с существенным содержанием глинистого материала (мергелистые, глинисто-туффитовые, глинисто-кремнистые) покрывают подавляющую часть площади дна котловин окраинных морей и глубоководных желобов.

Хотя глинистые минералы представляют лишь часть тонкодисперсной силикатной составляющей осадков (наряду с кварцем, полевыми шпатами, рентгеноаморфным веществом), их минералогический состав и количественные соотношения оказываются ценным индикатором при выявлении источников и путей разноса терригенного материала. Можно надеяться, что исследование этой группы минералов в современных геосинклинальных бассейнах окажется полезным при сравнительно-литологическом анализе древних геосинклинальных толщ зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану, а также при интерпретации данных глубоководного бурения в целях изучения истории геосинклинального осадконакопления в морях и постседиментационных изменений их осадков.

Исследование современного распределения глинистых минералов в акваториях, близко расположенных к терригенным источникам осадочного материала, важно также в связи с выяснением общих закономерностей глинонакопления в океанах. Здесь возможно на конкретном материале проверять влияние таких факторов, как климатическая зональность почвообразования и выветривания, состав пород питающих провинций и условия их размыва, разнос глинистого вещества течениями и золотым путем.

Нами изучены глинистые минералы в пробах поверхностного слоя донных осадков с 312 станций из глубоководных котловин, а отчасти

с шельфов и склонов морей западной части Тихого океана, от Японского на севере до Тиморского на юге. Эти материалы были собраны авторами в 11-м и 14-м рейсах НИС «Первенец» (Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР) и в 54-м рейсе НИС «Витязь» (Институт океанологии АН СССР им. П. П. Ширшова). Кроме того, мы исследовали отдельные пробы, полученные в предшествующих рейсах «Витязя» и «Первенца». При интерпретации результатов учитывались данные других авторов (Ратеев и др., 1966; Oinuma, Kobayashi, 1966; Griffin et al., 1968; Горбунова, 1970; Ратеев, 1971; Лисицына и др., 1973; Aoki et al., 1974).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ. ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Глинистые минералы изучали во фракции $<0,001$ мм, а для части проб также $0,001—0,01$ мм рентгенографическим, электронографическим и ИК-спектрографическим методами. Глинистые фракции выделяли и обрабатывали традиционными методами (Викулова, 1957; Mehra, Jackson, 1960).

Рентгенодифрактометрия проведена на УРС-50ИМ и ДРОН-1,5 на Mg-замещенных ориентированных препаратах (В. Б. Курносов и Н. В. Груда, Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР). Г. А. Нарнов (ДВГИ) получил инфракрасные спектры поглощения по двухлучевому методу на UR-20. Электронографический анализ был осуществлен на высоковольтном электронографе в ИГЕМ АН СССР под руководством Б. Б. Звягина и в ДВГИ ДВНЦ АН СССР на электронографе ЭГ-100 Н. Ю. Цейтлиным. Количественные соотношения глинистых минералов в изученных фракциях рассчитаны по методу П. Е. Бискайе (Biscaye, 1964). Концентрация каолинита определена с помощью ИКС (Chester, Elderfield, 1973).

В поверхностном слое осадков окраинных морей Тихого океана повсеместно распространены смеси глинистых минералов, состоящие, как правило, из монтмориллонита, хлорита, гидрослюд, каолинита и смешанослойных минералов. Присутствуют кварц и полевые шпаты.

Монтмориллонит и смешанослойные минералы с высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов характеризуются отражениями в пределах $16,9—18$ Å после насыщения образца этиленгликолем. Характерным признаком смешанослойности монтмориллонита, кроме смещения его первого базального рефлекса за $16,9—17$ Å, можно считать отсутствие второго порядка даже при преобладании разбухающей фазы в глинистой фракции (Лисицына и др., 1973).

У монтмориллонита отражение (002) после насыщения образцов этиленгликолем проявляется по-разному. В одних случаях оно хорошо выражено в виде симметричного рефлекса, в других наблюдается между 10 и 7 Å поднятие на различную высоту от линии фона.

Кроме того, у монтмориллонитовых минералов отмечается различный рисунок $17—18$ Å-рефлекса. Встречены все разновидности, начиная от высокоподнятого малоуглового плеча до хорошего его разрешения на уровне линии фона. В оценке соотношения плеч $17—18$ Å-рефлекса как отражения структурного состояния минерала существует неопределенность из-за того, что аналогичный эффект получается при вариациях фона. Поэтому мы предпочли называть монтмориллонитами все образования, у которых смещается отражение (001) при насыщении этиленгликолем в область 17 Å, а при прокаливании при 550°C к 10 Å.

Для характеристики формы пика $17—18$ Å использовался условный параметр Z-отношение высот плеч на дифрактограммах. Несмотря на генетическую неопределенность, он в ряде случаев позволяет произвести типизацию 17 Å-минералов.

Гидрослюда определена как диоктаэдрическая, железистоалюминиевая по характерному соотношению рефлексов (001), (002) и (003). С помощью электронографии удалось установить две полиморфных разновидности $2M_1$ и $1M$. Они достаточно хорошо различаются в смеси по частоте чередования и интенсивности рефлексов первого эллипса. Различить механическую смесь и структурное замещение полиморфов методом дифракции электронов не удается.

Хлорит уверенно диагностируется по сумме базальных рефлексов в области 14; 7; 4,7 и 3,5 Å. Встреченный хлорит по соотношению отражений первого и третьего порядков с вторым и четвертым относится к триоктаэдрической, железистомагнезиальной разновидности. Часто наблюдаются хлориты, у которых после прокаливания смещается первый базальный рефлекс к 13,8—13,9 Å, что характерно для минералов с дефектным одноэтажным слоем.

После прокаливания препаратов в течение 1—2 час. при 500—550° 7 Å-рефлекс у хлоритов проявляется по-разному. Наиболее часто встречаются дифрактограммы без 7 Å-рефлекса или с его слабым реликтом, реже с хорошо выраженным отражением, но всегда сокращенным по сравнению с высотой рефлекса на дифрактограмме образца в воздушно-сухом состоянии.

Каолинит в отличие от хлорита, при совместном их нахождении, диагностируется рентгенографически с большим трудом. При малом содержании во фракции (<0,001 мм) каолинит практически невозможно зафиксировать. Поэтому для его диагностики применены методы электронографии и ИКС. На электронограммах каолинит хорошо виден по расщеплению рефлекса (060), а на ИК-спектрах по наличию линии пропускания 3700 см^{-1} .

Смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы представлены несколькими разновидностями. Для одной из них характерен после обезвоживания при 500° острый рефлекс в интервале 13,5—13,7 Å (тип I). Отражение (002), как и в случае с хлоритом, уменьшается вплоть до полного исчезновения. У другой разновидности после прокаливания наблюдается широкий рефлекс в интервале 10—13,5 Å (тип II). В воздушно-сухом состоянии третий порядок (4,7 Å) размыт и плохо разрешен. Эта разновидность встречается только совместно с другими хлоритовыми образованиями, поэтому поведение 7 Å-рефлекса после прокаливания проследить не удается. Твердо можно сказать, что среди них есть образования с исчезающим рефлексом после обезвоживания препарата.

Кроме минералов, о смешанослойности которых мы судим по местоположению и форме первого порядка, встречены две разновидности, у которых после сольватации этиленгликолем 7 Å-рефлекс смещается в малоугловую область. Для одной из них типичен широкий рефлекс со значениями 7,15—7,20 Å (в воздушно-сухом состоянии), который передвигается после насыщения к 7,3—7,4 Å (тип III). После прокаливания при 500° 7 Å-рефлекс исчезает. Можно допустить, что наряду со смешанослойным хлорит-монтмориллонитовым минералом имеется примесь каолинит-монтмориллонитового и (или) каолинит-галлуазитового смешанослойных образований (Лисицына и др., 1973; Дриц, Сахаров, 1974; Черняховский и др., 1975).

У другой разновидности, кроме смещения второго порядка в малоугловую область и наличия 17 Å-рефлекса, проявляется отражение около 29 Å, которое после насыщения стремится к 33—34 Å (тип IV). После прокаливания почти во всех случаях 7 Å-рефлекс слабо уменьшается по высоте. Такой тип дифрактограмм отнесен к смешанослойным хлорит-монтмориллонитовым минералам с тенденцией к упорядочению и соотношением хлоритовых (А) и монтмориллонитовых (В) пакетов $A : B = 40 : 60$ (Ратеев и др., 1972).

Кварц и полевые шпаты регистрируются на рентгенодифрактограммах по отражениям 4,25 и 3,34 Å (кварц) и 3,18 Å (полевые шпаты).

Фракция 0,001—0,01 мм состоит из того же набора глинистых минералов, что и тонкодисперсная составляющая осадков, только в другом количественном соотношении. Характерной особенностью ее является лучшая окристаллизованность минералов, полное отсутствие смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов типа II, меньшая встречаемость дефектного хлорита и значительная примесь кварца и полевых шпатов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ

В большинстве случаев во фракции $<0,001$ мм изученных осадков доминируют два минерала — гидрослюда и монтмориллонит (монтмориллонит рассматривается совместно со смешанослойными образованиями с высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов). Их соотношение практически определяет характер глинистого вещества и наиболее существенные изменения в его составе. Количественно подчинены 7 Å-минералы. Они составляют сравнительно монотонный фон. Лишь в отдельных участках их изменения заметно выражены.

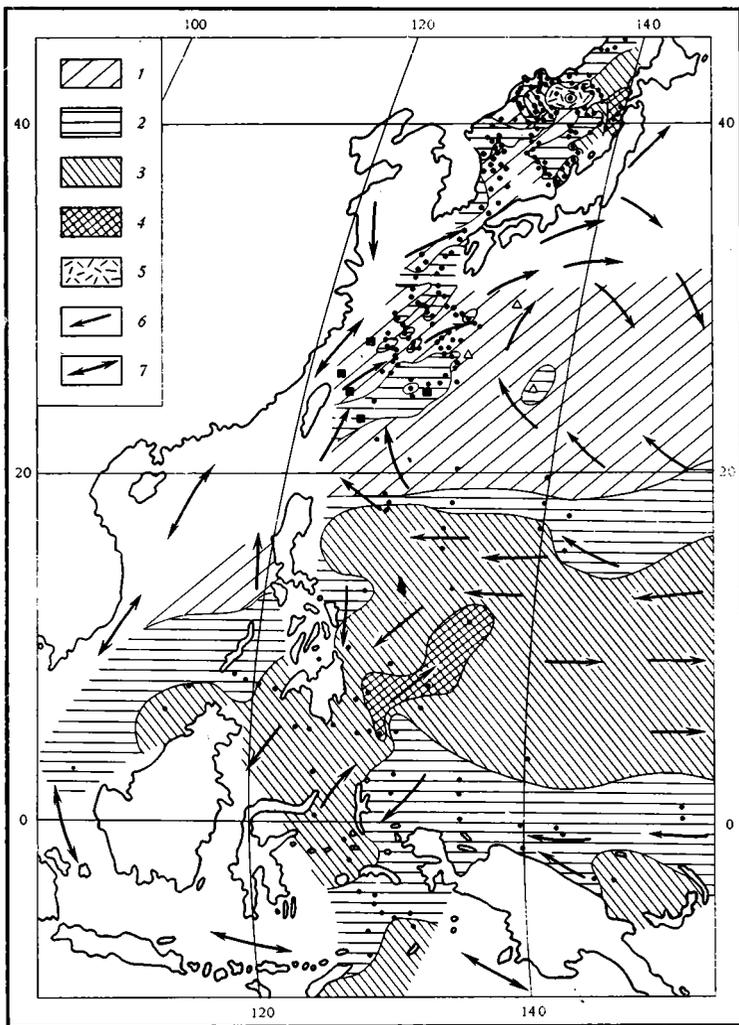
Монтмориллонит — главный компонент глинистого вещества осадков южной части Филиппинского моря (южнее 18° с. ш.), а также морей Сулавеси, Серам, Молуккского, Ново-Гвинейского, где во фракции $<0,001$ мм он превышает 50% от суммы глинистых минералов (фиг. 1). Концентрации более 50% обнаружены также в северо-восточной и северо-западной частях Японского моря. Максимальное содержание (свыше 70%) выявлено в южной части Филиппинского моря, где «язык» монтмориллонитовых глин вытянут в северо-восточном направлении от прохода между островами Минданао и Хальмахера. Столь же высокие концентрации монтмориллонита установлены у берегов о. Хонсю (Японское море).

Низкие содержания (обычно 10—13%) монтмориллонита характеризуют глинистую фракцию осадков северной части Филиппинского моря (севернее 18—19° с. ш.), Восточно-Китайского и южной части Японского морей. Вероятно, невысоки содержания монтмориллонита и в северной части Южно-Китайского моря, так как в пробе, отобранной вблизи побережья о. Лусон, определено 27% монтмориллонитовой составляющей.

Как правило, монтмориллонит концентрируется во фракции $<0,001$ мм. Доля его во фракции 0,001—0,01 мм уменьшается за счет увеличения содержания гидрослюда и хлорита. Особенно резко (в два раза и более) сокращается количество монтмориллонита в более грубой фракции в осадках северной части Филиппинского моря, Японском и в Южно-Китайском морях, а также в море Банда. Таким образом, на этих участках распространен преимущественно тонкодисперсный монтмориллонит.

Вблизи островов Сулавеси, Филиппинских, Хальмахера, в южной части Филиппинского желоба и в восточной части Японского моря концентрации монтмориллонита в обеих фракциях близки, а в отдельных точках относительное содержание «крупного» монтмориллонита (вс фракции 0,001—0,01 мм) даже выше, чем «мелкого». В пробах из этих же районов отражение (001) монтмориллонита хорошо выражено, плечи почти одинаковы по высоте (значения Z близки к 1), что свойственно монтмориллониту с относительно упорядоченной структурой.

Монтмориллонит эвпелагических глин в центральной части Филиппинского моря концентрируется во фракции $<0,001$ мм, отличается малыми величинами параметра Z , т. е. представляет собой, скорее всего,

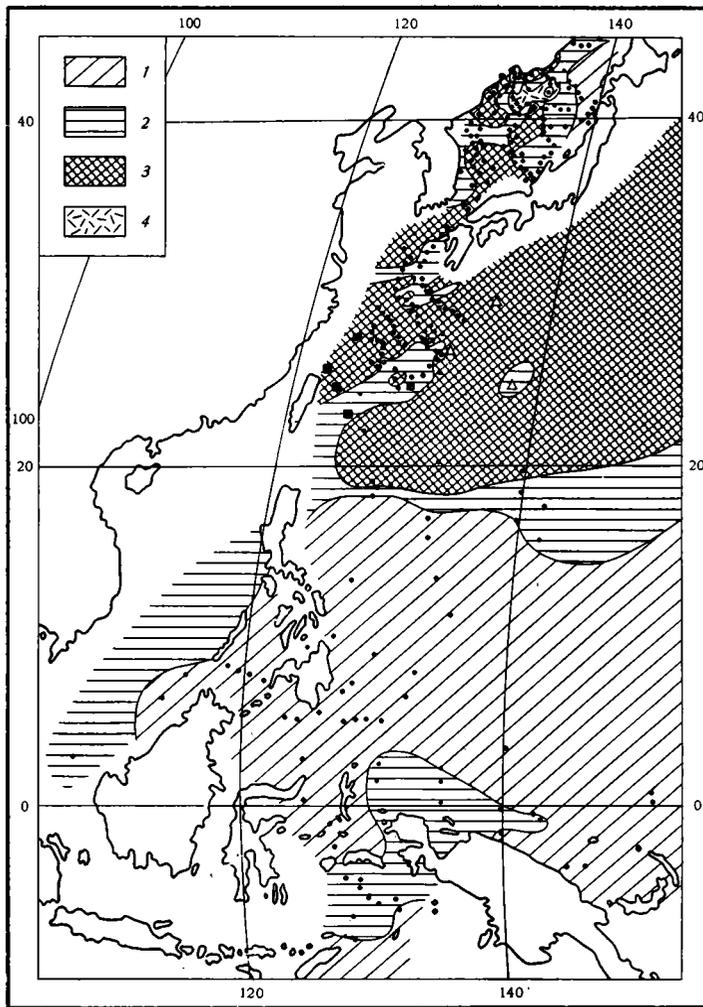


Фиг. 1. Схема распределения монтмориллонита во фракции менее 0,001 мм поверхностного слоя осадков окраинных морей Тихого океана (в процентах от суммы глинистых минералов)

1 — менее 30; 2 — 30—50; 3 — 50—70; 4 — более 70; 5 — вулканокластические осадки; 6 — господствующее направление поверхностных течений; 7 — течения сезонно-переменных направлений. Здесь и на двух последующих схемах точки — места отбора проб

неупорядоченную смешанослойную структуру. В ассоциации с ним находится аутигенный филлипсит. Осадки этого района накапливаются предельно медленно — 0,5—1,1 мм за 1000 лет. К северу скорость их накопления несколько возрастает, а концентрация монтмориллонита резко снижается.

Гидрослюда распределяется на площади обратно монтмориллониту (фиг. 2). Отчетливо выделяются области высоких содержаний (50—70%) в Филиппинском море, к северу от 18° с. ш., в Восточно-Китайском и в южной части Японского морей. Кроме того, повышенное количество гидрослюда установлено в Тихом океане, восточнее Японских островов (Лисцына и др., 1973), по двум пробам в Южно-Китайском море (до 46%), а также в восточной части моря Банда (до 40%) и вокруг западной оконечности Новой Гвинеи (до 39%). Минимальные



Фиг. 2. Схема распределения гидрослюд во фракции менее 0,001 мм поверхностного слоя осадков окраинных морей Тихого океана (в процентах от суммы глинистых минералов)
 1 — менее 30; 2 — 30—50; 3 — 50—70; 4 — вулканокластические осадки

величины (менее 10%) встречены в осадках Молуккского моря и Филиппинского желоба. Область низких концентраций (менее 30%) охватывает северо-восточную часть Японского моря, южную половину Филиппинского моря и морей Сулу, Сулавеси, Молуккского, Серам, Банда (западная часть), Тиморского, Ново-Гвинейского, а также Западно-Каролинской впадины (Тихий океан). Таким образом, эта область смыкается с зонами низких концентраций гидрослюды, выделенными ранее в экваториальном поясе открытого океана (Ратеев и др., 1966; Griffin et al., 1968; Ратеев, 1971).

В областях высоких концентраций гидрослюды (в пределах Восточно-Китайского моря, северной части Филиппинского и южной части Японского морей) во всех образцах, изученных электронографически, установлена хорошо окристаллизованная гидрослюда политипа $2M_1$. Примесь слюды $1M$ редка и незначительна. К югу от 18° с. ш. также широко распространена политипная модификация $2M_1$, но с электронографическим обликом сильно разрушенной гидрослюды. В Южно-Ки-

тайском море установлен только политип $2M_1$, а в пелагических глинах южной части Филиппинского моря фиксируется дополнительно примесь IM . В Японском море поли типы $2M_1$ и IM в подавляющем числе случаев встречаются вместе. Наиболее широко распространена модификация IM , часто преобладающая над $2M_1$. Как правило, в этом районе модификация IM характеризуется слабой периодичностью.

Процентное содержание гидрослюда во фракции $0,001—0,01$ мм почти всегда выше, чем во фракции $<0,001$ мм. Поэтому в Филиппинском и Южно-Китайском морях, а также в морях Банда и Японском ареалы повышенных концентраций гидрослюда во фракции $0,001—0,01$ мм гораздо шире, чем показанные на фиг. 2. Область низких содержаний минерала (менее 30%) сохраняется в морях Сулавеси, Молуккском, Серам, т. е. там, куда поступает относительно более крупный монтмориллонит.

Хлорит и каолинит при количественном анализе объединяются в 7 Å-минералы. В эту же группу отнесены и смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования.

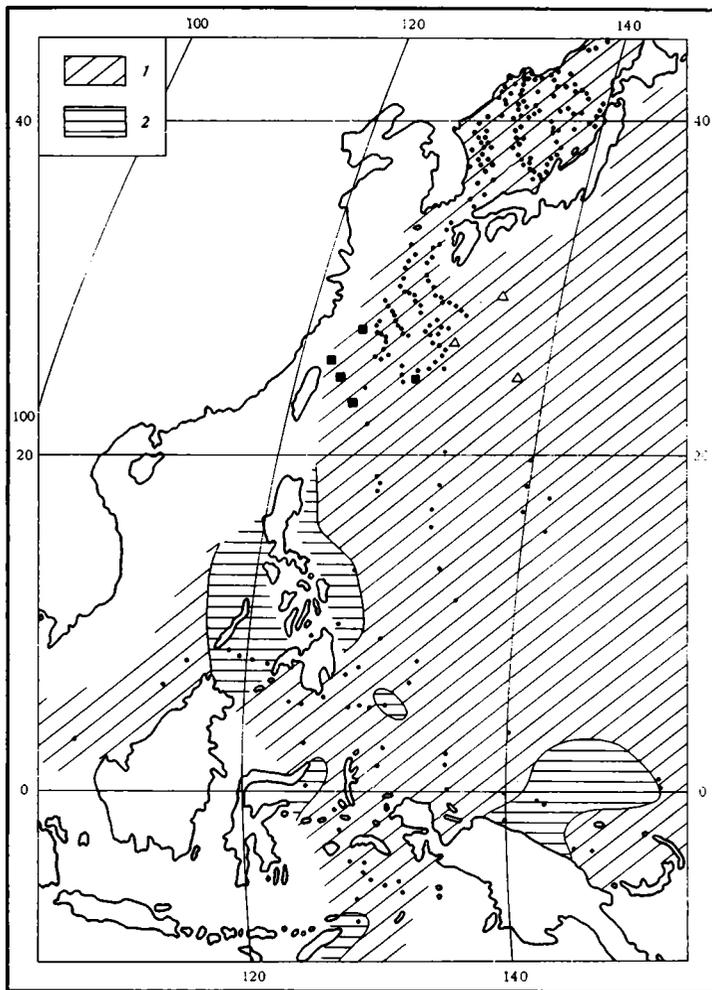
Следует оговорить, что во всех пробах на дифрактограммах видно явное преобладание хлоритовых минералов над каолинитом. По данным ИКС, содержание каолинита в изученных осадках колеблется во фракции $<0,001$ мм от 3 до 11%, а во фракции $0,001—0,01$ мм не превышает 5%. В этих пределах содержание каолинита увеличивается с севера на юг. Можно утверждать, что по крайней мере все показанные на карте (фиг. 3) участки повышенных концентраций 7 Å-минералов возникли за счет обогащения фракции $<0,001$ мм хлоритом, а не каолинитом. Лишь при низких содержаниях обоих минералов относительная доля каолинита, вероятно, возрастает.

Участки, где фракция $<0,001$ мм обогащена хлоритом (с каолинитом), тяготеют к конкретным источникам терригенного материала и занимают наибольшие площади вокруг Филиппин — в море Сулу и Филиппинском желобе. Максимальная концентрация (42%) установлена в пробе глинистого осадка со дна Молуккского моря, вблизи северной оконечности о. Сулавеси. Сравнительно высокие содержания (24—28%) характерны для глинистых и туфоглинистых осадков моря Сулавеси и Ново-Гвинейского желоба. У северного побережья Новой Гвинеи количество 7 Å-минералов достигает 36%. Выше 30% поднимается содержание хлорита (с каолинитом) и в отдельных точках моря Банда.

Основные площади изученного региона характеризуются довольно равномерным распределением 7 Å-минералов. Концентрации во фракции $<0,001$ мм изменяются в пределах 15—25%, с минимальными величинами 9—10% и максимальными до 30%.

Хлорит (с каолинитом) в еще большей степени, чем гидрослюда, тяготеет к более крупным фракциям глинистого материала. Содержание его во фракции $0,001—0,01$ мм обычно значительно выше, чем во фракции $<0,001$ мм. Концентрации более 30% (до 40%) характерны не только для района Филиппинских островов, но обнаружены также во всех пробах Южно-Китайского моря, в северной части Филиппинского моря, в Восточно-Китайском и Японском морях. В море Банда определены содержания 33—41%, севернее Новой Гвинеи — 31—46%. Низкие концентрации обнаружены только в пробах с «крупным» монтмориллонитом (Молуккское море).

Качественное распределение хлоритовой составляющей осадков в окраинных морях Тихого океана не столь монотонно, как количественное. В Японском море наиболее распространен хорошо окристаллизованный хлорит с исчезающим 7 Å-рефлексом после прокаливания при 500—550°. Дефектные хлориты и особенно смешанослойные чрезвычайно редки. Из смешанослойных образований встречается только тип II. В Восточно-Китайском море наряду с широким развитием хорошо окристаллизованных хлоритов значительно чаще, чем в Японском море, отмечаются де-



Фиг. 3. Схема распределения 7 Å-минералов (хлорита+каолинита) во фракции менее 0,001 мм поверхностного слоя осадков окраинных морей Тихого океана (в процентах от суммы глинистых минералов)

1 — менее 30; 2 — 30—50

фектные хлориты. Кроме того, появляются смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы с хорошо выраженным после обезвоживания рефлексом 13,5—13,7 Å (тип I). Примерно на широте о. Тайвань исчезает хорошо окристаллизованный хлорит. Далее на юг, приблизительно до широты южной оконечности о. Минданао, в пелагических глинах Филиппинского моря, наблюдаются дефектный хлорит и смешанослойное образование I типа. Между островами Сулавеси, Хальмахера и Минданао 7 Å-минералы представлены дефектным хлоритом, а у побережья Минданао установлен хорошо окристаллизованный хлорит. Практически во всех случаях после прокалывания препарата при 500—550° 7 Å-рефлекс исчезает.

На остальной части обширной территории, от о. Лусон до Австралии, комплексы хлоритовых минералов строятся прибавлением одного из смешанослойных образований (I, III, IV типа), дефектного или же хорошо окристаллизованного хлорита к повсеместно встречаемому хлорит-монтмориллонитовому смешанослойному образованию II типа.

Хорошо окристаллизованный хлорит (совместно со смешанослойным минералом II типа) распространен у северо-восточных берегов Новой Гвинеи и встречен в отдельных точках в море Банда, у южной оконечности о. Лусон (в Южно-Китайском и Филиппинском морях). Почти на всей остальной территории распространен дефектный хлорит. На нескольких участках к западу и востоку от южной части о. Минданао и у самого берега северо-восточной части о. Сулавеси развит III тип смешанослойных минералов. Смешанослойный хлорит-монтмориллонитовый минерал с тенденцией к упорядочению (тип IV) встречен у северо-восточных берегов Новой Гвинеи, вблизи восточных берегов о. Минданао и в южной части о. Лусон. В образцах с этой территории поведение 7 А-рефлекса после обезвоживания при 500—550° различное. Наиболее полная сохранность второго порядка (002) установлена в пробах, отобранных вокруг Новой Гвинеи и, особенно ее северной части, в восточной части Южно-Китайского моря и у берегов Филиппинских островов. В отдельных образцах (их всего пять), взятых около западной части Новой Гвинеи и о. Минданао, после прокаливания остается слабый реликт 7 А-рефлекса, а на остальной территории в препаратах фракции <0,001 мм он исчезает полностью.

Таким образом, выявляется общая закономерность усложнения ассоциации 7 А-минералов с севера на юг, от Японского моря до Австралии, и ухудшение в этом направлении окристаллизованности ее составляющих из-за увеличения количества дефектных хлоритов, а затем смешанослойных образований. Тенденция к увеличению кристалличности хлорита в осадках Тихого океана от тропиков к северу обсуждалась в литературе (Ратеев и др., 1966; Griffin et al., 1968; Ратеев, 1971). В то же время и в тропической зоне в осадках окраинных морей хорошо окристаллизованный хлорит не редкость.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ПУТИ РАЗНОСА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Изучение глинистых минералов в современных морских и океанских осадках привело исследователей к единодушному выводу о терригенной природе и механическом разносе основной их части (Biscaye, 1964; Ратеев и др., 1966; Griffin et al., 1968; Ратеев, 1971). Только в удаленных от суши областях океана предполагаются процессы аутигенного глинообразования (в поверхностном слое осадков), где их связывают с гальмиролитическим преобразованием продуктов подводного вулканизма (Скорнякова и др., 1971).

Отдельные указания на образование глинистых минералов в морских бассейнах по кислым стеклам наземных эксплозивных извержений не подтвердились специальными исследованиями, проведенными нами по вулканическим стеклам (от липаритовых до базальтовых) и тонкодисперсным фракциям, выделенным из них. На чистоту вулканических стекол из поверхностного слоя современных осадков западной части Тихого океана указывали и другие авторы (Ратеев, 1964; Лисицына и др., 1973; Муравьев, 1974).

Особенности распределения глинистых минералов в осадках окраинных морей Тихого океана свидетельствуют об их терригенном происхождении. Аутигенное глинообразование можно допустить лишь в центральной части Филиппинской котловины, где исключительно медленно накапливаются монтмориллонитовые эвпелагические глины, содержащие аутигенные цеолиты.

При картировании распределения отдельных глинистых минералов, как правило, не обнаруживается зависимость их концентраций от вещественного состава и гранулометрических типов осадков, от содержания в них тонкодисперсного глинистого вещества и положения в различных структурно-фациальных зонах. Такая относительная самостоятельность

поведения глинистых компонентов, отмеченная и другими исследователями, обусловлена главным образом особенностями циркуляции вод, в которых рассеяна терригенная взвесь. Течения, действующие в западно-тихоокеанской области седиментации, являются продолжением океанских течений. Они в значительной мере отражают тектоно-климатическое состояние планеты в целом и в гораздо меньшей мере местную геолого-географическую обстановку осадконакопления. Это обстоятельство приводит к тому, что в пределах действия океанской системы циркуляции вод размещение глинистых минералов на дне может выходить далеко за рамки тех или иных структур — фациальных областей и климатических зон. Поэтому формирование комплексов глинистых минералов в океанских осадках следует отнести к явлениям седиментогенеза более высокого порядка, чем осадкообразование в границах отдельных тектонических и климатических областей (Безруков, Мурдмаа, 1971; Мурдмаа, 1971).

К вопросу о конкретных питающих провинциях и путях разноса глинистых компонентов донных осадков лучше подойти, выделяя комплексы глинистых минералов с характерными количественными соотношениями и качественными показателями отдельных составляющих и связывая эти комплексы с составом пород, размываемых на водосборах. Этот путь дает уверенные результаты, особенно если дополнить его данными о скоростях осадкообразования и абсолютных массах накопления глинистого вещества. Имеющиеся материалы позволяют использовать этот путь лишь частично.

По абсолютному преобладанию гидрослюд в глинистой фракции отчетливо выделяется гидрослюдистый комплекс, распространенный в северной части Филиппинского моря (к северу от 18° с. ш.), в Восточно-Китайском и Южно-Китайском морях, а также в южной и центральной частях Японского моря. В северной половине Тихого океана почти до материкового подножия Северной Америки этот комплекс прослеживается в виде огромного субширотного вытянутого поля преимущественно гидрослюдистых глин (Ратеев и др., 1966; Griffin et al., 1968; Горбунова, 1970; Ратеев, 1971).

Для глинистого вещества гидрослюдистого комплекса в пределах изученного региона свойственно характерное соотношение минералов во фракции $< 0,001$ мм — гидрослюда : монтмориллонит : хлорит + каолинит (сокращенно Г : М : Х), равное 5 : 3 : 2 или 6 : 2 : 2. Во фракции 0,001—0,01 мм наблюдается резкий сдвиг в сторону уменьшения монтмориллонита (Г : М : Х = 6 : 1 : 3 или 7 : 1 : 2). Монтмориллонит в этой ассоциации характеризуется малым значением Z для 17 Å-рефлекса. Среди гидрослюдов преобладает хорошо окристаллизованный политип 2M₁. Комплекс глинистых минералов ассоциирует в осадках с высоким содержанием тонкодисперсного кварца (Серова и др., 1975), а в Филиппинской котловине — вулканокластического материала, главным образом кислого стекла, а также плагиоклаза, роговой обманки, пироксенов.

Источником гидрослюдистого глинистого вещества, безусловно, является азиатский континент. Основная масса вещества поставляется крупнейшими реками Китая — Янцзы и Хуанхэ, выносы которых многократно превышают твердый сток других рек не только данного района, но и других районов стока Тихого океана в целом (Лисицын, 1974). Продукты размыва китайских лёссов, а также красноземных почв поступают в огромных количествах в Желтое море, а оттуда выносятся течениями в южную часть Японского моря, в Восточно-Китайское и далее в Филиппинское моря, где подхватываются мощным течением Куроиси (Основные черты..., 1961; Физико-географический атлас мира, 1964; Куроиси..., 1972). Под осью Куроиси в северной части Филиппинского моря обнаружены высокие скорости накопления обогащенных гидрослюдой глинистых осадков (Лисицын, 1974). В круговоротах между Куроисой и Пас-

сатным течением (Леонтьева, 1970), в северной части Филиппинской котловины (18—25° с. ш.), перемещается, судя по соотношению глинистых минералов в осадках, та же терригенная взвесь. Только скорости глинонакопления здесь по крайней мере в 5—10 раз меньше.

По-видимому, этот же источник глинистых минералов, наряду с реками Юго-Восточной Азии, играет существенную роль в обогащении гидрослюдой осадков Южно-Китайского моря. Привнос терригенной взвеси на юго-запад может осуществляться муссонными течениями переменных направлений (Физико-географический атлас мира, 1964).

Южная граница гидрослюдистой провинции в Филиппинском море вырисовывается четко (см. фиг. 3). Изменение состава глинистого вещества совпадает с уменьшением скоростей осадконакопления от 2—3 мм в 1000 лет и более севернее этой границы до 0,5—1 мм в 1000 лет южнее ее. Изменяется и тип глин. Терригенные и туфо-терригенные миопелагические разности глин сменяются к югу цеолитсодержащими эвпелагическими.

Комплекс глинистых минералов эвпелагических глин характеризуется соотношением $G : M : X = 2 : 6 : 2$ или $2 : 7 : 1$. Монтмориллонитовая провинция пространственно совпадает с Пассатным течением, несущим сюда обедненные терригенной взвесью воды из открытого океана. Возникновение глинистых минералов, накапливающихся здесь исключительно медленно, можно связать с накоплением фоновой взвеси, которая оседает из океанических вод вдали от терригенных источников, в центре пелагической области. Не исключено, что здесь проявляется аутигенное образование монтмориллонита.

Южнее 10° с. ш., в Филиппинском море и далее в межостровных морях Малайского архипелага и в районе Новой Гвинеи, можно выделить комплексы глинистых минералов, очевидно, связанных с различиями в минеральном составе выносимого с отдельных островов тонкого терригенного материала. Монтмориллонит и смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы поступают в осадки, по-видимому, главным образом из незавершенных тропических кор выветривания и почв, развитых на породах преимущественно основного (также ультраосновного) состава в условиях горного рельефа островов. Образование монтмориллонита в тропических корах выветривания показано Н. А. Лисицкой (1963). Хлорит в условиях тропического выветривания деградирует или разрушается полностью (Лисицына, 1963). Этим обычно объясняют экваториальный минимум хлорита в осадках океана (Ратеев, 1971). Сравнительно высокое содержание хлорита в глинистом веществе моря Сулу и Филиппинского желоба (отношение $G : M : X = 2 : 5 : 3$ до $1 : 5 : 4$), а также севернее Новой Гвинеи ($G : M : X = 2 : 4 : 4$) можно объяснить лишь размывом хлоритсодержащих пород на островах. Продуктами этого размыва могут быть также частично монтмориллонит и гидрослюда.

Выносом с берегов Новой Гвинеи гидрослюды, по-видимому, определяется обогащенность ею осадков в районе западной оконечности острова и в море Банда. Здесь отмечается также резкое повышение содержания в осадках кварца и кварц-полевошпатового отношения (Серова и др., 1975). Под микроскопом в глинах видно много чешуек слюды.

В Молуккское море и в южную часть Филиппинского моря монтмориллонит, составляющий основу фракций $< 0,001$ и $0,001—0,01$ мм, возможно, поступает с о. Сулавеси.

В Японском море глинистая взвесь, принесенная из Восточно-Китайского моря и смешанная с местным терригенным материалом, создает обогащенный гидрослюдой комплекс. Ему противопоставляется монтмориллонитовый комплекс с подчиненным количеством гидрослюды и хлорита у побережий Японии и Южного Приморья.

Глинистый материал, выносимый с сильно расчлененных гористых водосборных площадей Кореи, Приморья и Японии, по-видимому, представляет собой главным образом продукты размыва древних разновозрастных осадочных и метаморфических пород, а не почв и современных кор выветривания. С Японских островов поступают преимущественно монтмориллонит и хлорит (Sudo, 1959; Лисицына и др., 1973; Aoki et al., 1974; Курносов, 1975). Обогащенный монтмориллонитом материал отмечается и в заливе Петра Великого. В терригенной взвеси Кореи и Восточного Приморья много гидрослюда и хлорита.

Поразительно равномерное распределение каолинита в осадках окраинных морей на огромной территории скорее всего связано с небольшим поступлением его с суши на всех широтах.

Таким образом, выясняется, что в окраинных морях западной части Тихого океана комплексы глинистых минералов отражают не только климатическую зональность современного выветривания, а также, и притом в еще большей степени, состав пород, размываемых на водосборах. Разнос терригенных глинистых минералов контролируется системой течений и носит широтно-зональный характер лишь там, где имеются течения субширотного направления.

ВЫВОДЫ

1. Глинистые минералы в поверхностном слое осадков окраинных морей имеют терригенное происхождение. Только при крайне низких скоростях осадконакопления в центре Филиппинской котловины возможно образование части монтмориллонита аутигенным путем. Зависимость распределения глинистых минералов от содержания в осадках вулканокластического материала не обнаружена.

2. Глинистое вещество, поступающее из разных питающих провинций суши, отличается характерными соотношениями трех главных групп глинистых минералов — гидрослюда, монтмориллонита и хлорита + каолинита. Четко выделяется комплекс с преобладанием гидрослюда, связанной с выносами крупнейшей рек Китая. Глинистое вещество этого континентального источника обеспечивает глинонакопление на обширных площадях Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей, южной части Японского моря и северной — Филиппинского. Тропические коры выветривания на островах Малайского архипелага поставляют материал, обогащенный монтмориллонитом и смешанослойными хлорит-монтмориллонитовыми образованиями. Но помимо этих минералов с островов выносятся в одних случаях хлорит, в других — гидрослюда. Очевидно, они представляют собой продукты размыва древних осадочных и метаморфических пород. Хлорит, гидрослюда и монтмориллонит поступают в Японское море в результате размыва осадочных и вулканогенно-осадочных пород Японии, Приморья и Кореи.

Состав глинистых минералов в данном регионе зависит не только от современной климатической зональности выветривания, но и в значительной степени от состава глиносодержащих горных пород питающих провинций суши.

3. Разнос терригенных глинистых минералов в бассейнах седиментации осуществляется течениями. Обнаруживается связь распределения глинистых минералов с поверхностными течениями, входящими в систему общеокеанской циркуляции вод. Это приводит к тому, что состав глинистых минералов как бы надформационный, почти не контролируемый типами осадков и структурно-фациальными зонами современных геосинклинальных областей. Основные черты комплексов глинистых минералов даже в условиях весьма сложной и своеобразной физико-географической и геологической ситуации современного геосинклинального пояса формируются на планетарном уровне организации океанского седиментогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов. История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Викуллова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана. Осадкообразование в Тихом океане. М., «Наука», 1970.
- Дриц В. А., Сахаров Б. А. Дифракционные особенности смешанослойных минералов каолинит — монтмориллонит. — В кн.: Каолины. М., «Наука», 1974.
- Курносос В. Б. Распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков Японского моря. Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток ДВНЦ АН СССР, 1975.
- Курисио и прилегающие районы Тихого океана. М., Гидрометеоздат, 1972.
- Леонтьева В. В. О существовании течения Курисио к юго-востоку от острова Рюкю. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 5.
- Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., «Наука», 1963.
- Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дворецкая О. А., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Муравьев В. И. О глинообразовании в океанских осадках юго-западной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Мурдмаа И. О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса. История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.
- Ратеев М. А. Современные представления о закономерностях размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Серова В. В., Лисицын А. П., Мурдмаа И. О. Кварц и полевые шпаты в осадках Тихого и Индийского океанов. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. И., Зенкевич Н. Л. Фациальная изменчивость глубоководных пелагических осадков Тихого океана. История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Физико-географический атлас мира. М., Изд. АН СССР и ГУГК ГГК СССР, 1964.
- Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макарова О. В. Генетико-географические аспекты накопления каолинит-сметитовых образований. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 4.
- Aoki S., Oinuma K., Sudo T. The distribution of clay minerals in the recent sediments of the Japan Sea. — Deep-Sea Res., v. 21, No. 4, 1974.
- Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean. — Geochem. Techn. Rept., v. 8, 1964.
- Chester R., Elderfield H. An infrared study of clay minerals. 2. The identification of kaolinite-group clays in deep-sea sediments. — Chem. Geol., v. 12, No. 4, 1973.
- Griffin J. J., Windom H., Goldberg D. The distribution of clay minerals in the World Ocean. — Deep-Sea Res., v. 15, 1968.
- Mehra O. P., Jackson M. L. Iron oxide removal from soils and clays and clay system buffered with sodium bicarbonate by dithionite — citrate. — Clays and Clay Minerals, v. 5, 1960.
- Oinuma K., Kobayashi K. Quantitative study of clay minerals in some recent marine sediments and sedimentary rocks from Japan. — Clays and Clay Minerals, v. 26, 1966.
- Sudo T. Mineralogical study of clays of Japan. Tokyo, 1959.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
21.XI.1975

УДК 553.9 : 551.35(262.5)

НЕРАСТВОРИМАЯ ЧАСТЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ

П. Н. КУПРИН, В. М. СОРОКИН

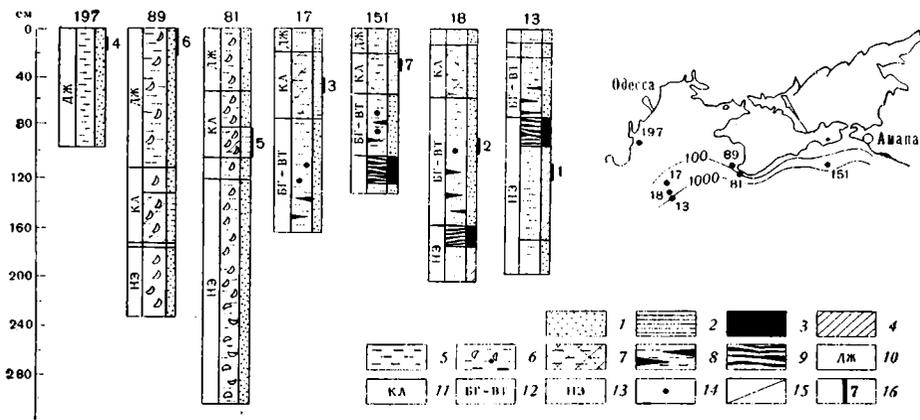
Комплексное изучение нерастворимой фракции органического вещества (НОВ) осадков из различных геоморфологических зон моря показывает, что по своим характеристикам она приближается к органическому веществу (ОВ) пород, находящемуся на буроугольной стадии катагенетического преобразования. В основном НОВ осадков представлена компонентами сапропелевой природы. Примесь гумусового материала фиксируется лишь в НОВ осадков авандельты Дуная. В зависимости от того, в какой зоне моря взята проба осадков, и от того, в каком интервале осадочного разреза она находится, изменяются состав и свойства НОВ. Так, в НОВ тех проб осадка, которые залегают не глубже 0,6 м от дна моря, степень карбонизации ОВ выше, чем в более глубоких слоях. В НОВ осадков шельфа и авандельты Дуная по сравнению с осадками континентального склона повышено содержание гумоидных веществ. Вместе с тем не выявлены существенные различия в составе НОВ, захороненного в осадках разных литолого-фациальных типов. В формировании состава НОВ осадков Черного моря решающее значение имела природа исходного ОВ и интенсивность его ранне-диагенетического превращения.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Органическое вещество (ОВ), накапливающееся в морских осадках, после ряда превращений становится со временем исходным продуктом для образования нефтяных углеводородов. В ту часть толщи осадочных пород, где происходит нефтеобразование, из морских осадков попадает не все ОВ, а в основном только его нерастворимая фракция¹. Липидные, гуминовые и легкогидролизуемые компоненты ОВ осадков разрушаются еще на стадии диагенеза и раннего катагенеза, а сохранившиеся от этого процесса остаточные продукты формируют нерастворимую и самую значительную по массе фракцию органического вещества (НОВ).

Изучение нерастворимой части органического вещества отложений субаквального происхождения представляется в настоящее время исключительно важным, поскольку, как отмечают многие исследователи, именно НОВ продуцирует основную массу углеводородных соединений. До недавнего времени главное внимание при изучении ОВ было сосредоточено на битумоидах, гуминовых кислотах (ГК), легкогидролизуемых веществах (ЛГ), составляющих в балансе ОВ лишь единицы процентов (Вассоевич, 1967, 1973, 1974; Вассоевич и др., 1969; Дегенс, 1967; Успенский и др., 1973; Неручев и др., 1974, и др.). Исследования нерастворимой фракции ОВ, особенно НОВ осадков, заметно отставали.

¹ К нерастворимой (остаточной) фракции относится дебитуминизированная часть ОВ, выделяемая из осадков или пород путем разрушения их минеральной основы.



Фиг. 1. Схема строения донных отложений северной части Черного моря

1—4 — цвет осадков: 1 — серый; 2 — зеленовато-бурый, 3 — черный, 4 — коричневый; 5—9 — литологические типы осадков: 5 — илы глинистые, 6 — илы глинистые с ракушей, 7 — илы глинисто-карбонатные, обогащенные сапропелем, 8 — илы глинистые с гидротроилитом, 9 — илы гидротроилитовые; 10—13 — возраст осадков (слои): 10 — современные (джеметинские — ДЖ), 11 — каламитские — КЛ, 12 — бугазско-витаевские — БГ-ВТ, 13 — новоэвксинские — НЭ; 14 — места отбора колонок и номера станций; 15 — изобаты; 16 — интервалы отбора проб по колонке и номер пробы

Между тем данные по НОВ осадков крайне необходимы для решения важных вопросов нефтяной геологии и геохимии, в частности для понимания сложных путей превращения ОВ на разных стадиях литогенеза и преобразования его в нефтяные углеводороды.

Приводимые ниже данные характеризуют состав нерастворимой части и в целом всего ОВ, захороненного в морских верхнечетвертичных осадках Черного моря.

Подбор проб осадков определяется содержанием заключенного в них ОВ, а также стремлением охватить по возможности основные геоморфологические зоны моря, контролирующие фациальный тип осадков.

Как видно из фиг. 1, колонки осадков располагаются на северном участке авандельты р. Дуная (колонка 197, обр. 4), на шельфе у западной оконечности Горного Крыма (колонка 81, обр. 5 и колонка 89, обр. 6), на разных участках континентального склона (колонки 13, 17, 18 и 151, образцы соответственно 1, 3, 2 и 7). Пробы охватывают все слои толщи верхнечетвертичных осадков. Так, обр. 1 относится к новоэвксинским, обр. 2 — к бугазско-витаевским, обр. 3, 5 и 7 — к каламитским (сапропелевым) и обр. 4 и 6 — к джеметинским (современным) слоям. Подробное литолого-стратиграфическое описание верхнечетвертичных отложений и составляющих их слоев приводится в ряде работ (Невеский, 1967; Куприн, Щербаков, 1971; Куприн и др., 1972, 1973; Поляков и др., 1974). Органическое вещество осадков этого возраста исследовано и охарактеризовано как по площади их распространения, так и по разрезу (Куприн и др., 1972; Куприн, Потапова, 1973; Куприн и др., 1974, и др.).

Здесь целесообразно осветить строение лишь тех слоев, из которых взяты пробы НОВ. К современным (джеметинские слои) относятся отложения, вскрытые колонкой 197 в авандельте Дуная и колонкой 89 на Крымском шельфе. В колонке 197 современные осадки сложены серыми и темно-серыми полосчатыми глинистыми, слабокарбонатными, алевритистыми илами. Содержание CaCO_3 равно 10, пелита — 68,2%; фракция меньше 1 микрона (мк) в пелите достигает 25%; количество $\text{C}_{\text{орг}}$ в этих илах равно 1,09%, большая его часть представлена легкогидролизруемыми и нерастворимыми компонентами. Степень битуминозности

ОВ² (около 3,5%) относительно высокая. Следует отметить также, что и доля гуминовых кислот (12% от С_{орг}) здесь также достаточно высока (табл. 1).

На Крымском шельфе, в колонке 89, современные осадки представлены алевритистыми, слабокарбонатными глинистыми илами серого и темно-серого цвета. Содержание пелита приблизительно равно 70, микронной фракции в пелите — 30, органического углерода — 1,2%. В балансе ОВ на долю НОВ и ЛГ приходится 90,5, а ГК — 9%, степень битуминозности невысокая — около 1,7%.

Образцы 3, 5 и 7 взяты из следующего, каламитского слоя, выраженного в колонках 17, 81 и 151 сильнокарбонатными, алевритистыми глинистыми илами серого, темно-серого и буровато-зеленоватого цвета. Важнейшим признаком каламитских отложений является высокое содержание органического вещества (6—12%), тончайшие прослойки которого чередуются с глинистыми и карбонатными (скелеты кокколитофорид) прослойками. В этих отложениях количество пелита варьирует от 51 до 82%, фракции меньше 1 мк — от 15 до 38%. В органическом веществе на долю битумоидов приходится всего 0,3—0,8%, гуминовые кислоты составляют 0,5—2,4%, нерастворимая фракция — 50—63%, степень битуминозности низкая — 0,25—0,5%.

Залегающие стратиграфически ниже бугазско-витязевские слои в колонке 18 (обр. 2) представлены серыми алевритистыми глинистыми илами с прослоями и сгустками гидротроилита; количество гидротроилита увеличивается вниз по разрезу колонки. В этих отложениях очень много пелита (87%), но фракция меньше 1 мк невелика (29%); содержание С_{орг} низкое (0,6%); в ОВ на долю гуминовых кислот приходится 5,0, легкогидролизуемых веществ — 28,0 и нерастворимых компонентов 66,0%; степень битуминозности очень низкая — всего 0,17%.

Самыми древними являются отложения, вскрытые колонкой 13 (обр. 1) на континентальном склоне. Это глинистые слабокарбонатные илы с характерной бурой окраской, исключительно тонкодисперсные (фракция меньше 1 мк составляет 72%), почти без примеси алеврита (пелита — 93%), с включениями мелких сгустков гидротроилита или мельниковита. Эти илы бедны органическим веществом. С_{орг} составляет всего 0,3%; в балансе ОВ преобладает небитуминозная часть, а из битумоидов решающая роль принадлежит кислым компонентам; степень битуминозности ОВ низкая — 0,3%.

Таким образом, осадки, из которых извлекалась нерастворимая фракция ОВ, отличаются по условиям накопления, степени окисленности, литологическому составу и возрасту. Естественно, что и заключенное в них органическое вещество также отличается по составу. В органическом веществе из осадков авандельты Дуная повышено количество детритного ОВ, приносимого с суши; в осадках шельфа и континентального склона преобладает планктонное ОВ, причем в каламитском слое содержание его достигает иногда 12%, что позволяет выделить специфический «сапропелевый» горизонт; особый интерес представляет ОВ, захороненное в бурых тонкодисперсных глинистых илах новоэвксинского слоя, характеризующихся явно окисленной средой. Такое разнообразие условий накопления и захоронения осадков и органического вещества различных зон моря предопределяет различия в составе и свойствах компонентов, образовавшихся уже на начальном этапе преобразования исходного ОВ. Например, поддаются учету колебания в содержании би-

² Степень битуминозности определена по коэффициенту β

$$\left(\beta = \frac{ХБ}{С_{орг}} 100\% \right).$$

Таблица 1

Состав осадков и органического вещества

№ обр.	Местоположение образцов				Слой, возраст	Характеристика осадков				Характеристика ОВ осадков									
	геоморфологическая зона	глубина моря, м	№ станций	интервал отбора, см (от дна моря)		Осадки	Содержание, %			Содержание, % на осадок					групповой состав, % на C _{орг}				
							пелита		CaCO ₃	ХБ	СББ	ГК	НОВ	C _{орг}	БК	ГК	НОВ	ЛГ**	β, %
							фракция $\sqrt{0,01}$ м.м	фракция $\sqrt{0,001}$ м.м											
1	Континентальный склон	1100	13	115—120 (117,5)*	Новоэвксинский, Q _{III}	Илы глинистые, бурые	93,0	72,0	5,0	0,001	0,005	0,03	0,18	0,3	2,0	10,0	60,0	28,0	0,3
2		830	18	75—90 (82,5)	Бугазско-визевский, Q _{IV}	Илы алевритистоглинистые с гидротроилитом, темно-серые	87,0	29,0	6,0	0,001	0,001	0,03	0,40	0,6	0,33	5,0	66,0	28,0	0,17
3	»	440	17	40—50 (45,0)	Каламитский, Q _{IV}	Илы алевритистоглинистые с сапропелем, темно-серые	82,0	38,0	9,0	0,09	0,3	0,3	0,45	7,28—12,0	—	—	—	—	—
4	Авандельта р. Дунай	18,5	197	5—31 (18,0)	Современный (джеметинский), Q _{IV}	Илы алевритистоглинистые, темно-серые	68,2	25,0	10,0	0,04	0,04	0,13	0,43	1,09	7,0	12,0	50,0	31,0	3,5
5	Шельф	100	81	85—105 (95,0)	Каламитский, Q _{IV}	Илы сильно-алевритисто-карбонатноглинистые, темно-серые	51,0	25,0	39,0	0,01	0,006	0,05	1,0	2,1	0,8	2,4	50,0	46,8	0,5
6	»	96	89	0—45 (22,5)	Современный, Q _{IV}	Илы алевритистоглинистые, слабо карбонатные, темно-серые	70,0	30,0	13,0	0,002	0,002	0,11	0,75	1,2	0,3	9,0	62,5	28,2	1,7
7	Континентальный склон	460	151	35—51 (43,0)	Каламитский, Q _{IV}	Илы глинистые, слабо карбонатные, темно-серые	67,0	15,0	16,0	0,02	0,08	0,04		8,0	1,3	0,5	—	—	0,25

* Средняя точка интервала; ** — ЛГ даны по разности.
ХБ — хлороформенный битумоид; СББ — спиртобензольный битумоид; ГК — гуминовые кислоты; ЛГ — легкогидролизуемые вещества; БК — битуминозные компоненты, сумма ХБ и СББВ — степень битуминозности

туминозных компонентов, гуминовых кислот и степени битуминизации (β). Интересно, что степень битуминизации ОВ значительно выше в тех пробах, которые находятся не глубже 50 см от дна по разрезу колонки (обр. 3, 4, 6 и 7); в более глубоких слоях коэффициент β имеет примерно одни и те же значения, но существенно более низкие, чем вверху. По-видимому, это явление связано с наличием в самых верхних слоях осадков большого количества липидных веществ исходного ОВ, еще не испытавших окисления и глубоких биохимических преобразований. Что же касается нерастворимой фракции, то ее содержание в балансе ОВ и состав в большинстве изученных проб достаточно близки.

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕРАСТВОРИМОЙ ФРАКЦИИ ОВ

Концентраты НОВ были получены путем поочередной обработки дебитуминизированного осадка соляной и плавиковой кислотами при нагревании в платиновой чашке с отдымливанием фторидов. Обеззоливание выделенного НОВ проводилось центрифугированием в тяжелой жидкости с уд. весом 2,2 (Руководство, 1966; Четверикова и др., 1974).

Концентраты НОВ представляют собой порошок черного и черно-бурого цвета с металлическим блеском на изломах зерен, очень похожий на угольную пудру. Сведения о выходе и основных параметрах НОВ дают табл. 1 и 2. Первоначальная навеска осадка составляла 110—300 г. Количество полученного концентрата колеблется от 0,4 до 2,5 г, что равняется 0,18—1,0% на осадок.

Органическое вещество концентратов изучалось углететрографическим, спектральным, рентгеноструктурным, термографическим, электронно-парамагнитным и химико-битуминологическим методами.

Углететрографические исследования были выполнены во ВНИГРИ Г. М. Парпаровой под микроскопом в проходящем ($\times 1000$), отраженном ($\times 1000$) и ультрафиолетовом ($\times 50$) свете в прозрачно-полированных шлифах из концентратов НОВ. Подсчет микрокомпонентов проводился точечным способом по 200 точкам с условной точностью 5%.

Как указывает Г. М. Парпарова, под микрокомпонентами ОВ современных осадков, по аналогии с ископаемыми осадками, следует понимать различные под микроскопом элементарные органические составляющие, гомогенные по веществу (при увеличении 300—900 раз), имеющие на определенной стадии углефикации характерные оптические признаки и специфический химический состав.

НОВ из современных осадков авандельты Дуная на 79% состоит из буровато-коричневого в проходящем свете, серого в отраженном, нелюминесцирующего в ультрафиолетовом бесструктурного вещества. Около 13% его выражены красновато-коричневыми прямоугольными обломками, напоминающими псевдовитринит; почти 4% микрокомпонентов представляют собой черное вещество неясной природы, а остальные 4% — желтые и желто-оранжевые обрывки (от сотых до десятых долей мм), слабо люминесцирующие желто-оранжевым светом, типа липоидных микрокомпонентов.

НОВ джеметинских и каламитских осадков шельфа (обр. 5, 6) на 98% состоит из буровато-коричневого вещества. 2% его состава приходятся на долю микрокомпонентов типа липоидных и аналогичных талломоальгиниту (планктонные водоросли, люминесцирующие зеленоватым светом).

НОВ осадков континентального склона (обр. 1, 2, 3) на 97% представлена буровато-коричневым бесструктурным веществом, аналогичным обр. 5 и 6. Около 3% — микрокомпоненты типа липоидных, талломоальгинита и псевдовитринита.

Несколько иной характер имеет вещество обр. 7, отобранного из сапропеля. Почти 96% его состоит из желтого бесструктурного вещества

типа коллоальгинита, в котором находятся обломки, аналогичные псевдовитриниту (4%) и талломоальгиниту.

Показатель преломления бесструктурного вещества НОВ определялся в иммерсионных жидкостях по полоске Бекке с условной точностью 0,006³.

НОВ осадков авандельты Дуная (обр. 4) характеризуется наибольшим для изученных образцов показателем преломления — 1,720. Показатель преломления НОВ современных осадков шельфа (обр. 6) уменьшается по сравнению с обр. 4 до 1,680.

Показатель преломления НОВ осадков континентального склона (обр. 1, 2, 3) довольно близок и колеблется от 1,654 до 1,664, т. е. в целом ниже, чем в НОВ осадков шельфа (табл. 2). Исключением является вещество из сапропелевого горизонта (обр. 5 и 7), показатель преломления которого достигает минимального значения для изучаемых образцов — 1,627 и 1,602 соответственно. Приведенные значения показателя преломления нерастворимой фракции ОВ близки аналогичным значениям ОВ, находящегося в условиях бурогоугольной стадии катагенетического превращения.

Таблица 2
Состав концентратов НОВ из осадков Черного моря

№ обр.	Выход НОВ		Технический анализ НОВ				Элементный анализ НОВ, %					Показатель преломления бесструктурного ОВ
	исходная масса, г	вес концентрата, г	влага W	S-пир, %	зола пирогазная, %	зола общая, %	C ^r	H ^r	N ^r + O ^r + S ^r	C ^r / H ^r	H ^r / C ^r атомное	
1	280	0,50		1,86	10,75	10,77	66,47	6,54	26,99	10,1	1,19	1,660
2	250	1,5	2,86	20,09	32,0	29,0	64,8	6,71	28,49	9,6	1,25	1,664
3	110	0,45		16,14	12,0	18,0	61,8	5,81	32,39	10,6	1,13	1,654
4	230	1,0	4,33	3,71	19,4	20,0	66,4	4,86	29,74	13,7	0,875	1,720
5	295	2,2	2,67	20,76	32,0	45,0	63,5	5,76	30,74	11,0	1,09	1,627
6	272	2,5	4,23	14,98	25,0	32,0	68,0	5,69	26,31	12,0	1,0	1,680
7			7,14	11,95	12,0	18,0	63,6	7,61	28,79	8,3	1,45	1,602

Примечание. 1 — НОВ из обр. 7 получена методом флотации. 2 — C^r, H^r, N^r + O^r + S^r — содержание элементов на горючую (беззольную) массу.

Определения элементного состава НОВ были проведены во ВНИГНИ О. П. Четвериковой в стандартных условиях микроанализа с добавлением поглотителя на окись азота и повышенной навеской до 5 мг. Там же выполнен и технический анализ НОВ (см. табл. 2).

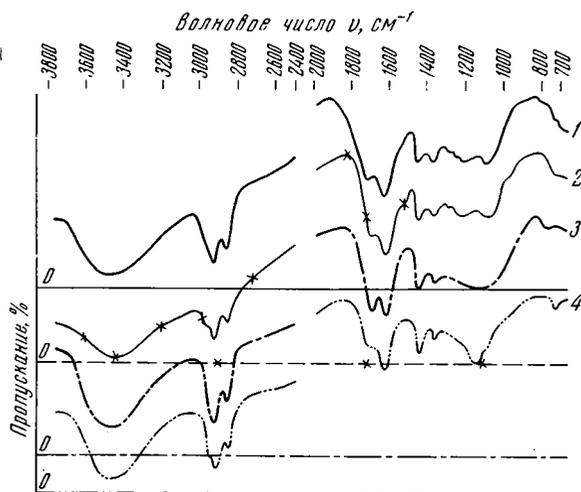
НОВ современных осадков авандельты Дуная состоит из углерода (66,4%), водорода (4,86%) и суммы гетероэлементов (29,74%). В НОВ современных осадков шельфа (обр. 6) содержание водорода и углерода немного возрастает и равно соответственно 5,69 и 68,0, а гетероэлементов уменьшается до 26,31%. Вниз по разрезу, в каламитских отложениях шельфа (обр. 5), количество углерода снижается до 63,5, водорода несколько увеличивается (до 5,76), а гетероэлементов возрастает до 30,74%.

Элементный состав НОВ из осадков континентального склона отличается от состава НОВ осадков шельфа и авандельты Дуная прежде всего повышенными содержаниями углерода и водорода. Как следует из табл. 2, количество углерода в НОВ вниз по разрезу увеличивается от 61,8 (обр. 3) и 63,6% (обр. 7) до 64,8 (обр. 2) и 66,47% (обр. 1).

³ Измерения показателя преломления сделаны В. М. Сорокиным во ВНИГРИ при консультациях А. В. Жуковой.

Содержание водорода в обр. 3 составляет 5,81%. В обр. 7 оно достигает абсолютного максимума (7,61%), а ниже по разрезу осадков в обр. 2 и 1 равно 6,71 и 6,54% соответственно. Сумма гетероэлементов уменьшается с 32,39% в обр. 3 до 26,99% в обр. 1.

Химическая структура НОВ исследовалась во ВНИГРИ Е. М. Файзуллиной методом ИКС. ИК-спектры были получены для прессованных с оптически чистым бромистым калием таблеток при концентрации 0,35%. Съемка спектров проводилась на двухлучевом спектрометре UR-20 в интервале 3800—2400 и 2000—670 см^{-1} , призмы LiF и NaCl.



Фиг. 2. ИК-спектры поглощения НОВ. 1 и 2 — ИКС современных осадков (обр. 1 и 7 соответственно); 3 и 4 — ИКС ископаемых осадков с высоким содержанием сапропелевого ОВ

ИКС измерения показали, что химическая структура НОВ осадков (фиг. 2, обр. 1 и 7) отличается высоким содержанием группы CH_2 али- и ациклических насыщенных структур (полосы 2960, 2930, 2860, 1465 см^{-1}), малой долей конечных групп CH_3 (1378 см^{-1}) и длинных парафиновых цепей (720 см^{-1}).

Для структуры этого ОВ отмечается также высокое содержание кислородных соединений с группами $\text{C}=\text{O}$ типа кислот, в том числе жирного ряда, кетонов, альдегидов, ароматических сложных эфиров и, возможно, хиноидного типа структур (1715—1700 см^{-1}), а также с группами OH (3450 см^{-1}) и связями $\text{C}=\text{O}$ (интенсивные полосы в области 1300—1100 см^{-1}).

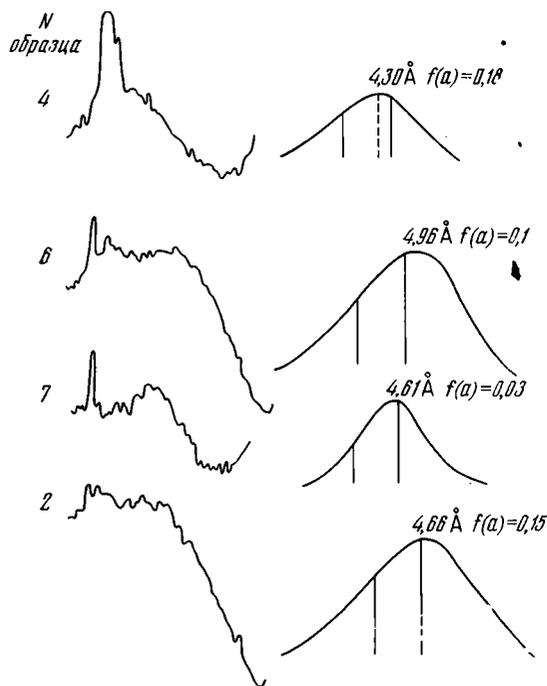
Ароматические структуры, в том числе разных типов замещения (3060, 900—700 см^{-1}), в НОВ обр. 1 и 7 почти полностью отсутствуют.

В области 1625—1600 см^{-1} в ИК-спектрах НОВ наблюдается интенсивная полоса, но Е. М. Файзуллина отмечает, что как в углях, так и в нерастворимой части ОВ точно не установлено, обусловлена ли она ароматическими структурами и (или) хелатными сопряженными карбонильными группами. Использование этой полосы для оценки содержания указанных структур в ИК-спектрах таблеток затруднено также наложением поглощения комплекса $\text{KBr}-\text{H}_2\text{O}$.

Е. М. Файзуллина заключает, что по типу химической структуры НОВ изучаемых осадков напоминает структуру сапропелевого ОВ ископаемых осадков. Для подтверждения этого вывода Е. М. Файзуллина приводит два спектра нерастворимой части сапропелевого ОВ древних пород с

высоким его содержанием, отвечающим буроугольной стадии катагенетического превращения ОВ. Сопоставление ИК-спектров НОВ современных и ископаемых осадков и их приближенно-количественная оценка (см. фиг. 2) подтверждает значительное сходство структуры НОВ современных осадков с сапропелевым ОВ. Так, для нерастворимой части сапропелевого ОВ пород величина оптической плотности полосы 2930 см^{-1} группы CH_2 на буроугольной стадии находится в пределах $0,52\text{—}1,0$, а для исследованных образцов она равна $0,44$ и $0,60$ соответственно (Шакс, Файзуллина, 1974).

Рентгеноструктурные исследования НОВ проводились В. И. Дубовиком во ВНИГНИ на аппарате Дрон-1 по усовершенствованной методике.



Фиг. 3. Дифрактограммы (слева) и максимумы кривой при указанных величинах межплоскостных расстояний; $f(a)$ — коэффициент ароматичности

При рентгеноструктурных исследованиях концентратов НОВ на дифрактограммах устанавливаются максимумы в области $3,5\text{—}7,0$ Å. Для их интерпретации привлечены известные положения о том, что дифракция от гексагональных сеток углерода, двумерных элементов графитовой структуры, фиксируется при $3,5\text{—}3,8$ Å и что в области $4\text{—}5$ Å максимумы связаны с дифракцией цепочечных углеродных структур (Дубовик, Четверикова, 1974).

Изучение полученных дифрактограмм показывает, что для НОВ осадков авандельты Дуная на кривой устанавливается максимум, отвечающий межплоскостному расстоянию $4,3$ Å (фиг. 3), характерному для али- и гетероциклических соединений. Кроме них в НОВ присутствует довольно значительное количество ароматических структур (коэффициент аро-

матичности $0,18$). На дифрактограмме НОВ современных осадков шельфа (обр. 6) отмечается более ярко выраженный максимум с межплоскостным расстоянием $4,96$ Å. Количество ароматических структур в НОВ данного образца уменьшается (коэффициент ароматичности $0,1$).

НОВ осадков континентального склона на дифрактограммах дает ярко выраженный максимум с межплоскостным расстоянием $4,61$ Å (обр. 6) и $4,66$ Å (обр. 2), что указывает на наличие цепочечных углеводородов в его составе (см. фиг. 3). Количество ароматических структур в обр. 7 крайне мало (коэффициент ароматичности $0,03$). Однако вниз по разрезу осадков роль ароматических структур в составе НОВ возрастает и в обр. 2 коэффициент ароматичности достигает $0,15$. Увеличение содержания ароматических соединений в ОВ вниз по разрезу осадков континентального склона отмечается и по результатам других видов исследований.

Термографическая характеристика концентратов НОВ приводится по данным термографического анализа, выполненного Г. А. Куприной на дериватографе кафедры инженерной геологии и грунтоведения МГУ.

Термографическая и электронно-парамагнитная характеристики НОВ

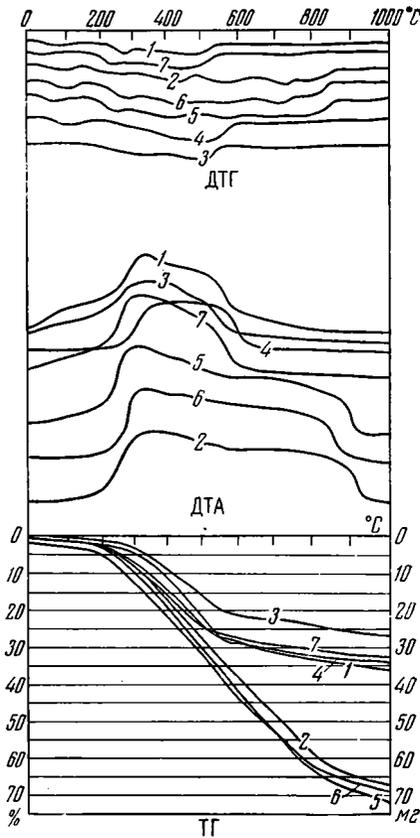
№ обр.	Термографический анализ			ЭПР-измерения			
	интервал температур основных эффектов и их стадий, °С	потеря веса в интервале температур основных эффектов и их стадий, %	общая потеря веса при нагревании до 1000° С, %	характеристика свободнорадикального сигнала		металлы	
				$\Delta H_{pp,gc}$	концентрация парамагнитных центров на 1 г сухого веса (число спинов)	Fe (Co?)	Cu
1	1) 20—120 2) 120—220 3) 220—560 а) 220—330 б) 330—560 4) 560—1000	2,8 2,58 71,14 а) 16,85 б) 54,29 24,00	100	7,2	$\frac{1,41 \cdot 10^{18}}{(565)^*}$	+	+
2	1) 20—140 2) 140—890 а) 140—310 б) 310—465 в) 465—620 г) 620—890 3) 890—1000	0,9 63,0 а) 7,6 б) 14,0 в) 17,1 г) 24,4 3,6	67,5	6,6	$\frac{1,73 \cdot 10^{18}}{(690)}$	Интерпретация спектров затруднена	
3	1) 20—155 2) 155—560 3) 560—900	1,10 73,71 18,52	93,33	6,7	$\frac{1,54 \cdot 10^{18}}{(615)}$		+
4	1) 20—200 2) 200—600 3) 600—1000	2,95 60,88 12,30	76,13	6,6	$\frac{1,88 \cdot 10^{18}}{(750)}$	+	
5	1) 20—140 2) 140—880 3) 880—900	2,29 66,70 1,04	69,79	6,6	$\frac{2,05 \cdot 10^{18}}{(820)}$	+	+
6	1) 20—140 2) 140—850 3) 850—1000	1,80 66,10 3,88	71,83	7,1	$\frac{4 \cdot 10^{18}}{(1609)}$	+	+
7	1) 20—140 2) 140—575 3) 575—1000	3,12 78,13 18,75	100,0	7,6	$\frac{3,2 \cdot 10^{17}}{(122)}$	+	+

* Концентрация парамагнитных центров в условных единицах.

Расчеты и интерпретация кривых ДТА, ТГ и ДТГ показывают, что НОВ осадков различных зон моря отличаются друг от друга. Так, НОВ осадков авандельты Дуная (обр. 4) имеет на кривой ДТА и ДТГ экзотермический эффект в температурном интервале 200—600° С и сопровождается основной потерей веса в количестве 60,7% (табл. 3, фиг. 4).

НОВ джеметинских и каламитских осадков шельфа (обр. 5 и 6) характеризуется сходными кривыми ДТА и ДТГ. На кривой ДТА отмечаются экзотермические эффекты в интервале температур 140—880° (обр. 5) и 140—850° (обр. 6) с основной потерей веса 66,7 и 66,1% соответственно.

Термограммы НОВ из осадков континентального склона существенно отличаются от термограмм НОВ из осадков шельфа и авандельты Дуная.

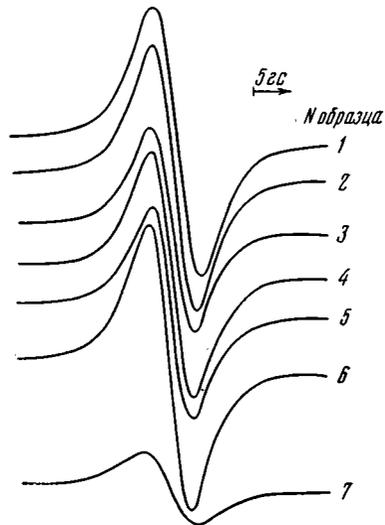


Фиг. 4

Фиг. 4 Диаграмма термографических измерений

ДТГ — дифференциальные кривые изменения веса при нагревании; ДТА — кривые дифференциально-термического анализа; ТГ — интегральные кривые потери веса

Фиг. 5. Спектры ЭПР свободнорадикального сигнала



Фиг. 5

На кривых ДТА видно, что основные экзотермические эффекты находятся в интервалах 155—560° (обр. 3), 140—575° (обр. 7) и 220—560° (обр. 1); эти эффекты сопровождаются максимальной потерей веса. Основные экзотермические эффекты отражают, по-видимому, процесс распада ациклических соединений. Характерным для этих кривых является слабая выраженность температурного эффекта за пределами основного экзотермического максимума. На этой стадии деструкции ОВ происходит, очевидно, разрушение высокомолекулярных продуктов поликонденсации.

Исключением является обр. 2. На кривой ДТА для него характерен экзотермический эффект в интервале температур 140—890°, который распадается на целый ряд стадий (см. табл. 3, фиг. 4).

Кривые ДТА, ДТГ и ТГ образцов 2, 5, 6 очень похожи на аналогичные кривые нагревания гуминовых кислот из осадков и торфа Черного моря, что свидетельствует, по-видимому, о сходном составе их органических компонентов.

Электронно-парамагнитные измерения (ЭПР) образцов НОВ выполнены А. Н. Тихоновым (физический факультет МГУ) на спектрофотометре Е-4 фирмы «Вариан». Запись спектров для всех образцов проводилась в стандартных условиях: при комнатной температуре, СВЧ — мощность 10 мвт, амплитуда ВЧ — модуляции 8 гс (peak to peak); коэффициент усиления выбирался в зависимости от интенсивности сигналов ЭПР. Спектр каждого образца записывался на трех различных диапазонах развертки: 4000, 1000 и 100 гс (или 200 и 400 гс). После этих измерений для контроля прописывался спектр пустой ампулы.

При обработке результатов были выделены спектры ЭПР свободно-радикального типа, сигналы ЭПР со сложной сверхтонкой структурой, свойственные химическим элементам (металлам) переходной группы.

Спектрам ЭПР свободнорадикального типа соответствует g -фактор, приблизительно равный g -фактору свободного электрона ($g \approx 2,0$), и характерная полуширина $\Delta H_{pp} \approx 6 \div 10$ гс (расстояние между экстремумами производной линии положения); форма сигнала для всех проб симметричная. Для определения концентрации свободнорадикальных парамагнитных центров (КПЦ) использовался стандарт фирмы «Вариан» (weak pitch), который соответствует 10^{13} спинов на 1 см длины образца. Однако определение концентрации ПЦ приблизительно, так как на крыльях линии узкого сигнала ($\Delta H_{pp} \approx 6 \div 10$ гс) обычно накладывались сигналы от других ПЦ, что не позволяет точно провести нулевую линию. Интерпретация полученных данных (табл. 3, фиг. 5) позволяет предположить, что источниками узких ($\approx 6 \div 10$ гс) сигналов ЭПР в НОВ осадков могут быть: а) стабильные свободные радикалы в органических соединениях; б) радикалы, образующиеся в процессе полимеризации и в процессе окисления и минерализации органических соединений (Инграм, 1961).

Поставление данных о концентрациях парамагнитных центров в НОВ с данными других видов исследований позволяет сделать некоторые выводы. Так, в НОВ осадков авандельты Дуная и шельфа (обр. 4, 5, 6) КПЦ несколько больше, чем в НОВ из осадков континентального склона (табл. 3). При этом следует отметить, что с ростом содержания в осадках $S_{орг}$ концентрация парамагнитных центров в НОВ уменьшается, в то же время имеет место прямая связь роста КПЦ в НОВ, увеличение степени битуминозности и увеличение содержания углерода в органическом веществе. Для НОВ осадков континентального склона можно отметить тенденцию к увеличению КПЦ с ростом содержания в ОВ гуминовых кислот, а в НОВ осадков шельфа подобной или какой-либо другой связи не отмечается. Имеется некоторая тенденция в уменьшении КПЦ в связи с увеличением потери веса пробы НОВ при ее нагревании в интервале 140—890° С. Можно также отметить, что в НОВ из осадков континентального склона КПЦ увеличивается с ростом показателя преломления вещества НОВ, а в НОВ осадков шельфа эта связь не проявляется, хотя абсолютные значения этих показателей здесь выше, чем в НОВ осадков континентального склона. Какой-либо связи КПЦ с общим содержанием нерастворимой фракции ОВ подметить не удается.

Другую группу сигналов образуют линии, g -фактор которых существенно отличается от g -фактора свободного электрона. Источниками таких сигналов могут быть химические элементы переходной группы: Mn, Fe, Co, Cu и т. д. Во всех изучаемых пробах НОВ присутствуют центры, дающие сигнал ЭПР со сложной сверхтонкой структурой. Как правило, эти центры имеют одинаковые параметры, однако их количество в обр. 7 незначительно по сравнению с остальными. В составе НОВ осадков присутствуют в основном Fe и Cu, относительные количества которых последовательно уменьшаются в ряду образцов 4, 5, 6, 1, 7, 3 и 2, т. е. пробы НОВ осадков с шельфа богаче металлами, чем с континентально-го склона.

По совокупности выявленных свойств и по характерным чертам состава нерастворимая фракция органического вещества осадков Черного моря ближе всего стоит к органическому веществу пород, находящемуся на буроугольной стадии катагенетического преобразования. Это заключение справедливо как для НОВ осадков континентального склона, так и для НОВ осадков шельфа и аванделты Дуная.

В формировании состава нерастворимой фракции участвуют в основном компоненты исходного ОВ сапропелевого типа. Сапропелевая природа исходного ОВ проявляется в особенностях углепетрографического состава НОВ, в котором решающее значение имеет бесструктурная масса, напоминающая собой сапропелевые разности ОВ в породах. Гумусовая составляющая НОВ достаточно четко фиксируется лишь в пробе НОВ из осадка аванделты Дуная.

Сапропелевую природу НОВ подтверждают и данные элементного анализа. По содержанию и соотношению С и Н нерастворимую часть органического вещества следует отнести к сапропелевому ОВ, за исключением опять же обр. 4. Величины отношения Н : С (атомное) в пробах 1, 2, 3 и 7 позволяют классифицировать НОВ как сапропелевое ОВ, в пробах 5 и 6 — сапропелевое с заметной примесью гумусового (скорее гумоидного) материала, а в пробе 4 — смешанное, гумусово-сапропелевое ОВ.

По содержанию водорода в НОВ сапропелевого типа можно выделить подклассы. Так, проба 7 тяготеет к гумоидно-липидному подклассу, пробы 1 и 2 — к липидно-гумоидному, а пробы 3, 4 и 5 — к гумоидному (Радченко, Успенский, 1974).

В целом нерастворимая часть органического вещества верхнечетвертичных осадков Черного моря относится к сапропелевому типу. В зависимости от положения пробы НОВ в разрезе осадков или в той или иной зоне моря степень его разрушения (в основном окисления) различная, что и фиксируется изменениями его состава.

Данные других видов исследования находятся в полном соответствии с данными углепетрографического и элементного анализов.

Вместе с тем не удастся подметить каких-либо существенных различий в составе НОВ осадков, принадлежащих разным литолого-фациальным типам. Это указывает на то, что в формировании состава НОВ решающее значение имеет тип исходного ОВ и интенсивность его раннедиагенетического превращения. По-видимому, определенную роль играет и геологическое время. Его влияние можно оценить при сравнении полученных результатов. Например, такой важный показатель интенсивности преобразования, как степень карбонизации ОВ, выражающийся отношением С : Н, уменьшается вниз по разрезу осадков. Наиболее резкие изменения характерны для верхних слоев осадков, залегающих в интервале 0—0,6 м; ниже этой глубины имеет место некоторая стабилизация степени карбонизации. Интересно, что абсолютные значения отношения С : Н в НОВ осадков довольно высокие и колеблются от 8,3 до 13,7. Аналогично изменяются значения показателя преломления бесструктурной массы в НОВ. До глубины 0,43 м показатель преломления также уменьшается по разрезу осадков сверху вниз, причем характер этого изменения такой же, как и для величины С : Н. Ниже 0,43 м значения показателя преломления стабилизируются. Важно отметить, что пробы из слоев, обогащенных сапропелем (обр. 3 и 7), характеризуются разными показателями преломления бесструктурной массы, хотя и находятся примерно в одинаковом положении по разрезу осадков. Сопоставление данных о степени карбонизации и показателе преломления показывает, что имеется прямая связь между ними: с возрастанием величины С : Н растет и показатель преломления.

Влияние глубины бассейна осадконакопления также может быть, вероятно, учтено. Например, степень карбонизации НОВ в пробах осадков с шельфа существенно увеличивается в направлении от края шельфа к берегу; для осадков с континентального склона это явление выражено не столь отчетливо. С увеличением глубины моря в пробах НОВ уменьшается доля гетероциклических соединений и концентрация парамагнитных центров.

Таким образом, нерастворимая фракция ОВ верхнечетвертичных осадков содержит большую и важную информацию об условиях накопления, захоронения и преобразования исходного органического вещества и поэтому изучение ее состава и свойств является весьма перспективным направлением в общем комплексе геолого-геохимических исследований современных и ископаемых осадков морских бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
- Вассоевич Н. Б.* Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков.— В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973.
- Вассоевич Н. Б.* Литология и органическая геохимия.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В.* Главная фаза нефтеобразования.— Вестн. МГУ. Геология, 1969, № 6.
- Дегенс Э.* Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.
- Дубовик В. И., Четверикова О. П.* Рентгеноструктурные исследования небитуминозной части рассеянного органического вещества осадочных пород.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 2.
- Инграм Д.* Электронный парамагнитный резонанс в свободных радикалах. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Куприн П. Н., Поляков А. С., Щербаков Ф. А.* Некоторые инженерно-геологические свойства различных литологических типов современных морских отложений.— Вестн. МГУ. Геология, 1972, № 1.
- Куприн П. Н., Потапова Л. И.* О некоторых чертах диагенеза органического вещества в осадках южных морей.— В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973.
- Куприн П. Н., Потапова Л. И., Ермакова В. И., Шарно Н. М.* Структурные особенности органического вещества осадков Черного моря.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.
- Куприн П. Н., Потапова Л. И., Щербаков Ф. А., Шарно Н. М.* Преобразование органического вещества в осадках континентальной террасы Черного моря.— В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 3. М., Изд-во МГУ, 1972.
- Куприн П. Н., Щербаков Ф. А.* Особенности распределения и состав современных осадков на шельфе северо-западной части Черного моря.— В кн.: Геохимия и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971.
- Куприн П. Н., Щербаков Ф. А., Бурмистрова З. П., Шевченко А. Я.* Процессы накопления и состав глинистой части современных осадков шельфа северо-западной части Черного моря.— В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Куприн П. Н., Щербаков Ф. А., Потапова Л. И., Поляков А. С.* Формирование свойств осадков в процессе диагенеза на примере континентальной террасы Черного моря.— В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Невесский Е. Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
- Неручев С. Г., Парпарова Г. М., Розозина Е. А., Филатов С. С., Белецкая С. Н., Жукова А. В., Файзуллина Е. М., Шахс И. А., Зеличенко И. А., Беляева Л. С., Шапиро А. И., Сырова Г. М., Шуменкова Ю. М.* О новой классификации, диагенетических и катагенетических преобразованиях планктоногенного (сапропелевого) рассеянного органического вещества.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.
- Поляков А. С., Куприн П. Н., Щербаков Ф. А., Полякова Л. Д.* Влияние поровых вод на формирование инженерно-геологических свойств донных отложений Черного моря.— В кн.: Влияние поровых вод на физико-химические свойства пород. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Радченко О. А., Успенский В. А.* О химико-вещественном составе сапропелевого органического вещества и основах его классификации.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.

Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Л., «Недра», 1966.

Успенский В. А., Неручев С. Г., Радченко О. А., Rogozina E. A., Парпарова Г. М., Баранова Т. Э., Глебовская Е. А., Горская А. И., Зеличенко И. А., Шапиро А. И., Шакс И. А., Файзуллина Е. А. Формирование основных типов ископаемого органического вещества и их эволюция на последовательных этапах литогенеза.— В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973.

Четверикова О. П., Пентина Т. Ю., Дубовик В. И. О строении основной части рассеянного органического вещества осадочных пород.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.

Шакс И. А., Файзуллина Е. М. Инфракрасные спектры ископаемого органического вещества.— Тр. ВНИГРИ. Л., «Недра», 1974, вып. 329.

МГУ
Москва

Дата поступления
25.IX.1975

УДК 561.61 : 551.782(470.6)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДАГЕСТАНА

*В. Н. ХОЛОДОВ, Ю. О. ГАВРИЛОВ, Б. П. ГРАДУСОВ,
Н. П. ЧИЖИКОВА*

В статье описываются закономерности распределения глинистых минералов в мезозойско-кайнозойских отложениях Восточного Предкавказья, оценивается роль катагенетических преобразований в формировании состава глин и рассматриваются условия, определяющие процесс гидрослюдизации монтмориллонитового компонента глинистых пород.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

На протяжении последних пяти лет в Лаборатории геохимии осадочных пород ГИН АН СССР изучались литологические особенности чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья с целью выявления диагенетических преобразований, последовавших непосредственно за стадией осаждения материала. Поскольку следы диагенетических процессов в виде разнообразных по составу конкреций, конкрецieveидных даек и трещин, заполненных карбонатным материалом и сульфидами, чаще всего встречаются в глинистой части разреза, да к тому же еще существенно обогащенной органическим веществом, естественно, что глины в первую очередь привлекли к себе внимание.

Следует, однако, иметь в виду, что после осаждения на дне морского водоема в виде рыхлых глинистых илов среднемиоценовые, чокракско-караганские отложения претерпели вторичные преобразования, окаменели, были погружены на глубины порядка 1500—3000 м, а затем дислоцированы, выведены на дневную поверхность и подвергнуты воздействию агентов гипергенного выветривания. Естественно думать, что на следы собственно диагенетических процессов в этих толщах позднее наложились процессы катагенеза и выветривания, которые в той или иной мере могли затушевывать проявления интересующих нас преобразований.

В связи со сказанным и возникла задача — установить, в какой степени поствагенетические изменения затронули глинистые толщи среднего миоцена. Отдельные аспекты этой задачи рассмотрены ранее (Холодов, Гаврилов, 1974). Для оценки возможного влияния выветривания на химико-минералогический состав среднемиоценовых глин в среднем течении р. Ярык-су проводились сравнительные наблюдения над ними в скважинах и на дневной поверхности. Выяснилось, что даже такие чувствительные геохимические индикаторы, как органическое вещество или малые элементы, в глинах не реагируют на положение разреза по отношению к дневной поверхности. Кроме того, сравнение соотношения глинистых

минералов в разрезах по обнажениям и в скважинах, проведенное по методу Bradley-Biscaye, показало, что оно остается постоянным; повсеместно гидрослюда составляет 40—50% от массы глинистых минералов, а монтмориллонитовый комплекс и каолинит с хлоритом — 20—40% (Холодов и др., 1974). Отсутствие явных следов воздействия гипергенных процессов на химико-минералогический состав глинистых толщ правильнее всего объяснить тем, что в Восточном Предкавказье в силу интенсивных неотектонических поднятий процессы механического разрушения пород явно преобладают над их химическим разложением.

Однако между диагенетическими преобразованиями и процессами гипергенеза лежит еще сложная область изменений глинистого вещества, связанных с медленным погружением его на большие глубины. В какой мере такие катагенетические преобразования могли изменить первичный облик чокракско-караганских глин?

Для однозначного ответа на этот вопрос было необходимо изучить всю толщу глинистых пород кайнозоя Восточного Предкавказья, сравнить состав и свойства глинистых минералов не только в чокракско-караганских слоях, но и в перекрывающих их отложениях сармата, меотиса, акчагыла и апшерона, а также в подстилающих породах майкопа и верхнего мела. Важно было не только констатировать катагенетические изменения глинистых пород, но увязать их в единую систему и найти место среднемиоценовых глин в этой общей картине катагенетической зональности.

К сказанному следует добавить, что еще А. Д. Архангельским (1927), а позднее многими другими исследователями чокракско-караганские отложения Предкавказья рассматривались как типичные нефтематеринские породы, их катагенетические преобразования представляли огромный интерес для геологов-нефтяников и изучались в связи с преобразованиями органического вещества по схеме сапропель — нефть.

В отношении распределения в разрезе и на площади развития мезозойско-кайнозойских отложений Предкавказья глинистых минералов и их участия в процессах катагенеза сложились две точки зрения. Одни авторы (Котельников, 1963; Влодарская, 1966; Носов, Влодарская, 1968; Носов, Влодарская, Молодых, 1973) утверждают, что соотношение глинистых минералов в третичных и меловых толщах Предкавказья определяется в основном составом пород питающих провинций, что глинистые минералы на глубине существенно не изменяются, и зависимость между дегидратацией разбухающих глин и определенными стадиями катагенеза отсутствует. В то же время эти исследователи постоянно подчеркивают тесную связь нефтеобразования с исходным монтмориллонитовым составом глинистых минералов и полагают, что только преобладание разбухающих глинистых минералов определяет возможность нефтематеринской свиты генерировать нефть и газ.

Другие исследователи (Польстер и др. 1960; Вассоевич и др., 1975) считают, что именно в результате погружения третичных и меловых толщ Предкавказья на большие глубины, под действием высоких температур и давлений происходила глубокая трансформация глинистых минералов, выраженная в дегидратации разбухающих компонентов типа монтмориллонита до гидрослуд. Эта перестройка глинистых минералов сопровождалась преобразованием органических соединений, их термоллизом и термокатализом с образованием нефтяных углеводородов. Как подробно обосновали Н. Б. Вассоевич с соавторами (1969), глубокий сдвиг равновесия в системе органическое вещество — глинистая порода, сопровождающийся усиленным новообразованием жидких и газообразных углеводородов, происходит на этапе мезокатагенеза и соответствует «главной фазе нефтеобразования».

Первая точка зрения была высказана после изучения глинистых минералов в меловых и палеогеновых породах Азово-Кубанской депрес-

сии, а также в юрских отложениях различных районов Прикумско-Тюленевского вала Восточного Предкавказья. Вторая утверждалась на материалах изучения в основном мезозойских отложений Дагестана и Черных гор. При ближайшем рассмотрении оказывается, что фактическая база, подкрепляющая обе точки зрения, весьма фрагментарна; правильнее говорить, что на Восточное Предкавказье были перенесены закономерности, установленные в других районах.

Для однозначного ответа на поставленные вопросы необходимо было собрать первичный каменный материал, систематически характеризующий большой стратиграфический интервал, и детально изучить преобразования глинистых минералов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ Р. СУЛАК

Наиболее полно мезозойско-кайнозойские отложения Восточного Предкавказья обнажены в среднем течении р. Сулак (фиг. 1). Здесь находится классический разрез, на примере которого Н. С. Шатский (1929) разработал стратиграфическую схему региона; позднее к этому разрезу многократно обращались В. Е. Руженцев (1932), Б. А. Алферов (1931), А. Г. Эберзин (1936, 1947), Б. П. Жижченко (1940, 1947), В. Д. Голубятников (1947), Н. Б. Вассоевич (1952, 1959), В. А. Гроссгейм, Л. П. Гмид (1951) и многие другие исследователи.

Глинистые толщи, великолепно обнаженные на левом и отчасти на правом берегу р. Сулак между Хадумским клюзом, поселками Миатлы и Бовтугай, были опробованы с помощью 37 образцов; их расположение по разрезу показано на фиг. 1. Здесь же приведены стратиграфическая и литологическая характеристики 5-км разреза, сложного чередованием разнообразных осадочных отложений. Поскольку на поведение глинистых минералов в исследованных толщах влияет много факторов, мы попутно с описанием осадочных пород, слагающих разрез, приводим палеогеографические сведения, заимствованные из работ Б. П. Жижченко (1940, 1947), В. П. Колесникова (1940), А. Г. Эберзина (1947), В. Д. Голубятникова (1947), В. П. Ренгартена (1947), М. В. Муратова (1949), Н. М. Страхова (1960), В. А. Гроссгейма (1962) и других исследователей.

В основании разреза залегает толща меловых пород мощностью до 600 м. Она имеет двучленное строение. Нижнемеловые алевролиты и глины, существенно обогащенные органическим веществом, представляют собой фации глубоководного бассейна нормальной солености (обр. № 1912). Верхнемеловые толщи в разрезе р. Сулак образованы тонкозернистыми известняками, а также мергелями с примесью светлых мелоподобных пород. Это фации карбонатных илов открытого моря нормальной солености. Их мощность достигает 300 м. Главными поставщиками обломочного материала в меловое время являлись, с одной стороны, герцинские сооружения Донбасса, а с другой — архипелаги островов на северо-западном Кавказе, сложенные юрскими отложениями.

В последующее палеоцен-эоценовое время хадумские глубоководные отложения формировались в морском бассейне нормальной солености; они представлены слоистыми битуминозными коричневыми глинами. Близки к ним по фациальному типу и битуминозные мергели фораминиферовой свиты.

Залегające выше майкопские отложения в основном сложены серыми и темно-серыми тонкослоистыми глинами с конкрециями сидерита, прослойками марганцевых минералов и подчиненными прослоями песчаников; общая их мощность достигает 1100—1200 м. Это типичные фации бассейна нормальной солености, который только однажды был опреснен

примерно до уровня Мраморного моря. Нижняя часть майкопской толщи сложена относительно мелководными песчано-глинистыми отложениями, верхняя — более глубоководными. На протяжении майкопского времени в общих чертах сохранилась палеогеографическая обстановка, типичная для мелового времени — питание водоема осуществлялось главным образом за счет суши в районе Донбасса и начавшего разрастаться Кавказского острова.

Очень важной особенностью, на что впервые обратил внимание В. А. Гроссгейм (1962), были огромные площади палеоводоемов; начиная с альба и до конца олигоцена южные части Русской платформы были скрыты под водой, и в силу этого зрелый платформенный материал не достигал Предкавказья, а откладывался в низовьях палео-Волги, палео-Днепра и палео-Дона. Начиная с миоцена, размеры водоемов резко сокращаются; кварцевые пески и каолиновый материал, сносимые с платформы палеореками, появляются в Предкавказье.

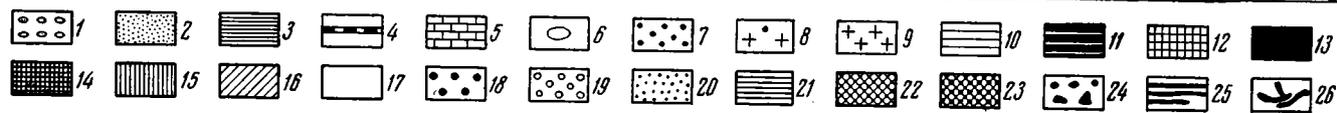
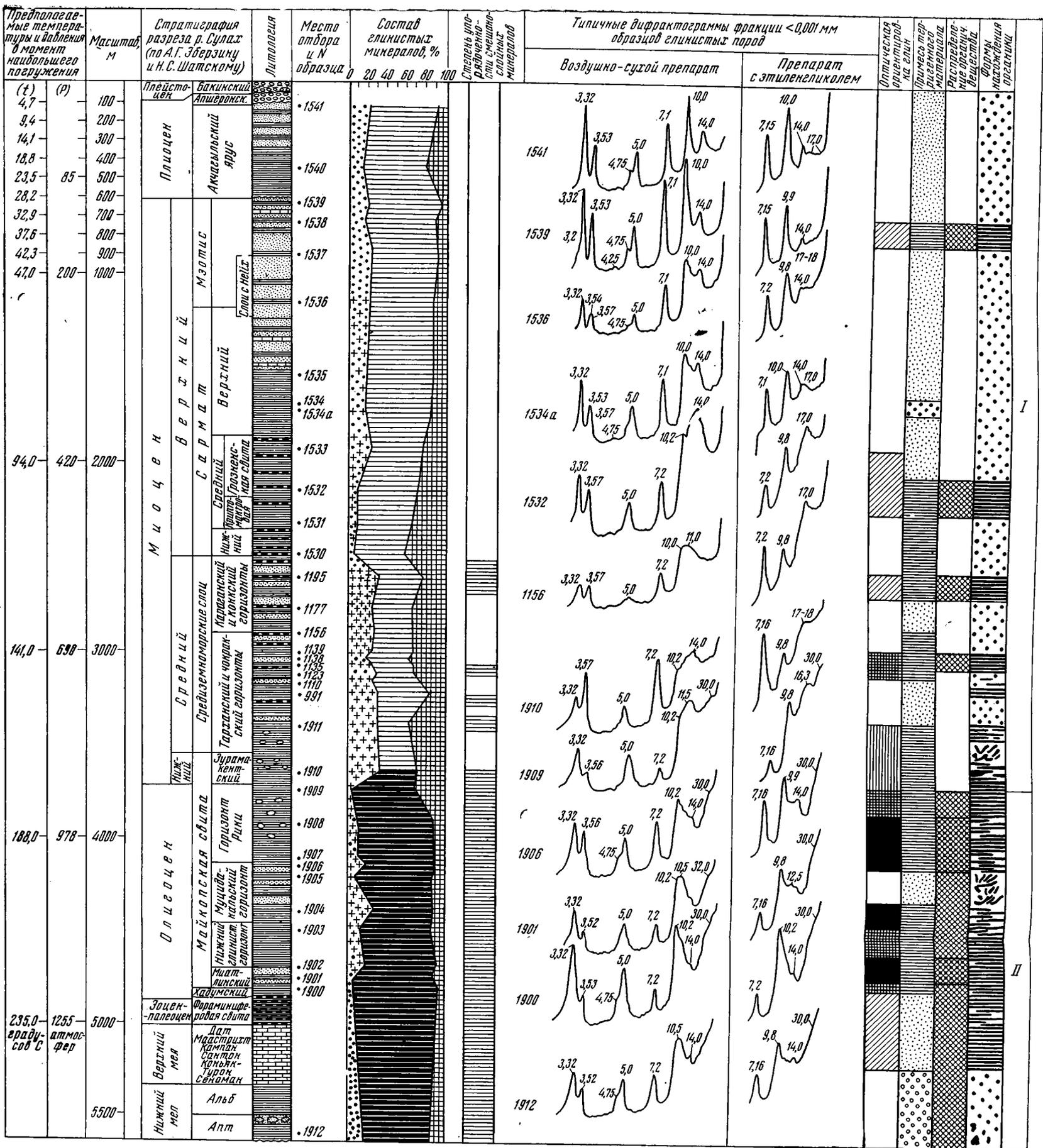
Над толщей майкопа в разрезе р. Сулак располагаются отложения тарханского, чокракского, караганского и конкского горизонтов, представленные чередованием глубоководных фаций чистых коричневатосерых глин и мелководных фаций зрелых кварцевых косослоистых песчаников. Мощность отложений достигает 1000 м. На протяжении средиземноморского времени соленость палеоморей менялась довольно резко: она была нормально-морской во время формирования тарханской толщи и приближалась к солености современного Каспия во время образования караганских отложений. Редкие остатки наземных растений свидетельствуют о теплом субтропическом климате на участке прилегающей суши.

Выше в исследуемом разрезе залегают темно-серые глины и мергели, перекрытые песчано-глинистой толщей; все эти отложения мощностью до 1500 м принадлежат сармату. В нижней части сарматские отложения представлены довольно глубоководными морскими фациями, но сверху появляются мелководные осадки. Соленость сарматского бассейна иногда приближалась к солености Черного моря, но временами палеоводоем то осолонял, то опреснялся. На северо-востоке сарматского моря господствовал более холодный климат современных степей.

В миоценовое время роль северо-западного Кавказа как источника сноса резко возросла. Непрерывно разраставшийся Кавказский остров превратился при помощи Дзирульской перемычки в полуостров, который как питающая провинция конкурировал с Русской платформой. В начале сарматского времени море вновь захватило южные участки Русской платформы и, таким образом, поступление зрелого терригенного материала с севера несколько сократилось.

Вышележащие отложения меотиса сложены синевато-серыми, неслоистыми глинами с пластинами желтых косослоистых песчаников и включениями мшанковых известняков мощностью 500—550 м. В низах разреза преобладают мелководные фации пресноводного палеобассейна, в средней части они сменяются отложениями моря с соленостью черноморского типа. Теплый и влажный климат этого этапа достоверно устанавливается по фауне церит. Начиная с середины сармата, в течение меотиса, акчагыла и апшерона основным источником сноса терригенного материала служат мезозойско-кайнозойские толщи Кавказа; во всяком случае в сферу их влияния попадает Сулакский участок. Хотя терригенный материал с Русской платформы продолжает поступать в палеоводоемы, он концентрируется в их северных частях.

Выше в разрезе р. Сулак развиты песчаники, глины, ракушняки, реже конгломераты акчагыла мощностью 500—550 м, несогласно залегающие на толщах меотиса. Среди этих отложений распространены прослои вулканических пеплов и разнообразных туффитов. Начиная с акчагыльского времени и вплоть до настоящего момента в Северном Предкавказье про-



Фиг. 1. Литология, стратиграфия и состав глинистых минералов (фракция < 0,001 мм) разреза мезозойско-кайнозойских отложений р. Сулак

I — зона начального катагенеза, по Н. В. Логвиненко (1968), или прото-катагенеза, по Н. Б. Вассоевичу и др. (1975). Характерно широкое распространение размокающих глин, образование монтмориллонита по пеплам и вулканическим стеклам, формирование конкреций, микробиологическое разложение ОВ, начало углефикации ОВ; II — зона глубинного катагенеза, по Н. Б. Вассоевичу и др. (1975). Характеризуется аргиллитизацией глин, удалением значительной части межслоевой воды и гидрослизацией монтмориллонитового компонента, термолизом и термокатализом ОВ с образованием нефтяных битумов (главная фаза нефтеобразования)

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — известняки, доломиты; 6 — конкреции; 7 — хлорит > каолинита; 8 — хлорит = каолиниту; 9 — каолинит > хлорита; 10 — гидрослоида; 11 — гидролизированный монтмориллонитовый компонент; 12 — глина, сильно ориентированная; 13 — глина, ориентированная частично; 14 — то же, ориентированная; 15 — то же, ориентированная слабо; 16 — то же, слабо ориентированная; 17 — то же, неориентированная; 18 — терригенный материал (песчаник) преобладает; 19 — терригенный материал (алеувит) преобладает; 20 — терригенный материал преобладает; 21 — глинистый материал преобладает; 22 — зоны повышенного содержания органического вещества; 23 — зоны широкого развития органического вещества; 24 — прослои и линзы битумоида или органического вещества; 25 — прослои и линзы битумоида или органического вещества; 26 — битумоид по трещинам.

исходит обособление палеобассейнов Каспийской ветви на востоке и Черноморской на западе. В разрезе р. Сулак акчагыльские отложения представлены окраинными фациями принадлежавшего к каспийской группе морского палеобассейна, соленость которого, по-видимому, была несколько меньшей, чем соленость апшеронского моря.

С резким угловым несогласием на отложения акчагыла налегают прибрежно-морские образования среднего апшерона. Это мощные пласты галечников и конгломератов с серыми известковыми глинами, рыхлыми песчаниками и прослоями алевритового терригенного материала. Они отложились в бассейне с соленостью, близкой солености современного Каспийского моря.

Наиболее молодыми отложениями изученного разреза являются покровные конгломераты, песчаники и суглинки мощностью 50—60 м — аналоги бакинского яруса плейстоцена, выраженные в континентальной фации.

При камеральной обработке образцов глинистых пород, характеризующих различные части разреза р. Сулак, была выделена фракция <0,001 мм. Органические соединения, обычно обогащающие тонкую глинистую фракцию, были разрушены пергидролом, аморфные соединения железа удалены по методике О. П. Мира и М. Л. Джексона (Mehra, Jackson, 1960). После изготовления ориентированных препаратов фракции насыщали магнием из 1 N раствора $MgCl_2$.

Состав и особенности строения глинистых минералов исследовались с помощью рентгенодифрактометрического метода, а часть образцов, кроме того, изучалась дериватографическим и ИК-спектрографическим методами. Полностью подтвержденные другими методами данные рентгенодифрактографии и были нанесены на график фиг. 1.

В первой графе диаграммы показаны количественные соотношения между основными группами глинистых минералов, рассчитанные по методике Бредли-Бискайя (Biscaie, 1964). При исследовании удалось диагностировать каолинит, хлорит, гидрослюды и смешанослойные образования.

Каолинит в воздушно-сухом состоянии идентифицирован по рефлексу 3,58 Å; другие его базальные отражения совпадают с хлоритовыми. После обработки HCl видны отражения при 7,2 и 3,58 Å каолинита; они исчезают после прокаливания. Минералу принадлежит рефлекс $d_{000} = 1,48—1,49$ Å.

Хлорит, судя по отношению базальных рефлексов (от 003) к рефлексам (002) и (004), а также растворению в 10% HCl при 80° в течение 2 час., является железо-магнезиальным триоктаэдрическим. С присутствием хлорита, по-видимому, связаны отчасти рефлексы с $d_{000} = 1,53—1,54$ Å (совпадают с кварцевым). Уменьшение d_{001} минерала в некоторых образцах свидетельствует о наличии в его структуре части несовершенных одноэтажных прослоек, распределенных неупорядоченно.

На графике процентные соотношения каолинита и хлорита приведены совместно, но предлагается различать три случая: 1) каолинит > хлорита; 2) каолинит = хлориту; 3) хлорит > каолинита.

Гидрослюды представлены диоктаэдрическими разновидностями с повышенным содержанием железа; последнее вытекает из наличия $d_{000} = 1,501—1,505$ Å и слабого отражения от (002).

Смешанослойные образования из слюдистого и монтмориллонитового пакетов характеризуются широко меняющейся нормой переслаивания. Более детальное изучение показало, что по характеру чередования слюдистых и смектитовых пакетов смешанослойные образования относятся к двум разновидностям.

Рентгеноструктурно одна из них характеризуется широким дифракционным максимумом в пределах 10,5—15 Å, который смещается к 17—

17,5 Å на дифрактограммах в препарате, насыщенном этиленгликолем (глицерином), и к 10 Å после прокаливания (фиг. 1). Согласно зависимости между значениями d , характером чередования и числом пакетов (Градусов, 1972) смешанослойные образования этой разновидности относятся к неупорядоченным. После насыщения фракций калием из 1 N ристора КС1 монтмориллонитовые пакеты в основном сокращаются необратимо. Согласно Ч. Уиверу (1962), эти пакеты могут быть рассмотрены как высокозарядные. Они образованы, таким образом, в результате дегградации слюд, а не путем синтеза. Поскольку пик 17—18 Å относится к смешанослойному образованию, то интенсивность в действительности может отражать изменения содержания монтмориллонитовых пакетов. Соответствующая фаза для краткости названа «монтмориллонитовым компонентом».

Второе смешанослойное образование при насыщении полярными жидкостями дает рентгеновскую картину с максимумами при 30—35 Å и 11—12 Å. Чередование слюдистых и смектитовых пакетов характеризуется, таким образом, ярко выраженной тенденцией к упорядоченности по смешанным законам ААВ и АВ. Поскольку в качестве постоянной примеси в данной фазе присутствует 10 Å минерал, близкий к гидрослюде, на фиг. 1 она получила условное наименование «гидрослюдистый компонент».

При анализе графика процентных соотношений глинистых минералов (фиг. 1) видно, что он довольно четко распадается на три части. Одни количественные соотношения минералов глин типичны для мела, палеоцен-эоцена и олигоцена, другие — для нижнего и среднего миоцена. Наконец, верхний миоцен, плиоцен и современные отложения составляют третий, несколько отличный от предыдущих, участок кривых.

Первый этап, наметившийся между нижним мелом и концом олигоцена, характеризуется следующим соотношением глинистых минералов: 10—20% каолинита и хлорита такое же количество монтмориллонитового компонента и 60—70% гидрослюдистого компонента. В нижнем и среднем миоцене почти в 2 раза возрастает содержание каолинита, общее содержание гидрослюд падает до 35—40%, а количество монтмориллонитового компонента достигает 25—30%. Наконец, в верхнем миоцене и плиоцене каолинит постепенно уступает место хлориту, причем общее их содержание вновь падает до 10—20%; аналогичным образом уменьшается содержание монтмориллонитового компонента, тогда как количество гидрослюд в среднем вновь возрастает до 60—65%.

Следует подчеркнуть, что большая часть отмеченных изменений в составе глинистых минералов хорошо увязывается с историей геологического развития Восточного Предкавказья. Так, сравнительно небольшое количество каолинита в отложениях мела, палеоцена и олигоцена имело место в то время, когда значительные площади юга Русской платформы были покрыты водами морей и терригенный материал,носимый с нее палеореками, осаждался главным образом на самой платформе, не достигая Предкавказья. Уменьшение площади палеобассейнов в начале миоценового времени сопровождалось повышением содержания каолинита. Новая трансгрессия сарматского палеобассейна на север и усиление сноса терригенного материала со стороны Кавказской горной страны привело, с одной стороны, к уменьшению процентного содержания каолинита + хлорита в общей сумме глинистых минералов, а с другой — к постепенному вытеснению хлоритом каолинита в верхнем миоцене и плиоцене.

Здесь уместно отметить два обстоятельства, подтверждающих сказанное. Во-первых, изучение прозрачных шлифов (обр. № 1535, 1536, 1537, 1539) показало, что в данном случае речь идет об аллотигенном хлорите, привнесенном в осадок механическим путем. Во-вторых, дифрактограмма глинистой фракции $<0,001$ мм, полученной из взвеси

р. Сулак (фиг. 2), позволяет считать, что соотношения между хлоритом, гидрослюдой и монтмориллонитовым компонентом, типичные для верхнего миоцена и плиоцена, установились в результате эрозии юрских и меловых толщ Кавказа, а обломочный хлорит поставляется в бассейны седиментации и в настоящее время, так же как это имело место в прошлом.

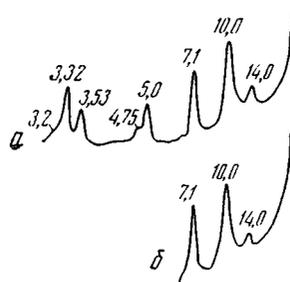
Таким образом, общее сходство дифрактограммы взвеси р. Сулак с дифрактограммами ряда образцов (№ 1541, 1539 и др.) глинистых отложений меотиса, плиоцена и плейстоцена позволяет считать, что основная масса гидрослюдистых и монтмориллонитовых минералов была принесена в палеоводоемы в составе речной взвеси, т. е. имеет аллотигенное происхождение.

В то же время от нижнего миоцена к современным отложениям на фоне постепенного уменьшения содержания каолинита + хлорита, падения количества монтмориллонитового компонента и возрастания содержания гидрослюды наблюдается относительное увеличение смешанослойных образований (обр. № 1540 и 1530).

Максимум монтмориллонитового компонента, зафиксированный в акчагыльских отложениях р. Сулак, вполне объясним. При изучении шлифов (обр. № 1540 и 1541) установлены многочисленные остроугольные плохо окатанные обломки кварца и более редкие включения вулканических стекол. Специальные исследования тонких фракций верхнеплиоценовых пеплов на о. Челекен и Прибалханском районе, проведенные А. Л. Юревичем и А. Л. Соколовой (1965), показали, что эти образования в диагенезе легко преобразуются в монтмориллонит. Если вспомнить, что акчагыльское и апшеронское время были эпохами усиленной вулканической деятельности во многих районах Кавказа, то можно считать, что колебания в содержании монтмориллонитового компонента в разрезе р. Сулак получают обоснованное объяснение.

Сложнее объяснить максимум этого же компонента на границе средней миоцен — сармат. Трудность вулканогенного истолкования заключается в том, что в сарматское время вулканическая деятельность на Северном Кавказе достоверно не установлена, хотя она отмечалась в Карпатах (Муратов, 1949) и в Закавказье (Асратян и др., 1974). В пределах Крыма и Таманского полуострова в сарматских отложениях неогена Н. И. Андрусов (1963), а позднее М. Г. Барковская (1967) описали отдельные прослой вулканических пеплов; их появление В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс (1970) связывают с деятельностью прикарпатских вулканов, что доказывается широким распространением пирокластике в сармате среднего Приднестровья и в неогене Молдавии; с другой стороны, согласно представлениям С. П. Соловьева (1947), точно датировать начало вулканической деятельности на Северном Кавказе не представляется возможным. Прямых признаков проявления вулканизма в сарматских отложениях р. Сулак не отмечалось. Поэтому хотя и можно предположить, что монтмориллонитовый максимум в обр. № 1530, как и максимум в обр. № 1540, обусловлен монтмориллонитизацией тонкодисперсной составляющей вулканических стекол, но пока это будет только гипотезой.

В целом, сопоставляя между собой палеогеографические особенности палеоводоемов различного возраста и изменения соотношения глинистых минералов в разрезе р. Сулак (фиг. 1), приходишь к выводу, что



Фиг. 2. Рентгенодифрактограммы фракции $< 0,001$ мм взвеси р. Сулак

а — воздушно-сухой образец; б — то же, с этиленгликолем

поведение глинистых минералов было обусловлено особенностями развития областей питания; ни климат, ни степень солености вод не оказывали существенного влияния на формирование глинистых илов. Образование глин в данном случае выступает как типичный аллотигенный процесс, развитие которого во времени очень сходно с поступлением в палеоводоемы терригенных компонентов; во всяком случае важнейшие этапы развития Восточного Предкавказья, выделенные В. А. Гроссгеймом (1962) по развитию кварц-дистен-ставролитовой ассоциации, совпадают с изменением соотношений глинистых минералов.

Наряду с колебаниями в составе глин, вызванными поступлением глинистых минералов в мезозойско-кайнозойские палеоводоемы, существуют изменения, обусловленные другими факторами, что рельефно выступает, если проанализировать поведение глинистых минералов в разрезе р. Сулак сверху вниз. Действительно, в верхней части колонки (от бакинського яруса до верхнего сармата) преобладающей фазой является гидрослюда с небольшим количеством неупорядоченного слюда-сметитового смешанослойного образования (монтмориллонитовый компонент); как уже отмечалось выше, им сопутствуют хлорит и каолинит. Ниже по разрезу, в толщах нижнего и среднего миоцена, количество сметитового компонента, тоже представленного неупорядоченным смешанослойным образованием, повышается до 30—35% от всей суммы интенсивностей основных базальных рефлексов.

В нижней части колонки, начиная с середины зурамакентского горизонта, состав глинистого материала существенно иной. Здесь главную часть фракции $<0,001$ мм составляет смешанослойное образование с признаками упорядоченности, состоящее из сметитовых и слюдистых пакетов (гидрослюдистый компонент). В качестве небольшой примеси здесь же присутствует неупорядоченное слюда-сметитовое смешанослойное образование, условно названное монтмориллонитовым компонентом. В этом же интервале базальные рефлексы смешанослойных не позволяют четко диагностировать гидрослюду; приходится считать, что собственно гидрослюда здесь содержится в исчезающе малом количестве или практически отсутствует. Особенностью этой части разреза является заметная степень упорядоченности смешанослойных образований (фиг. 1).

При обсуждении полученных результатов следует иметь в виду, что распространение смешанослойных глинистых минералов с признаками упорядоченного чередования пакетов довольно ограничено. Действительно, в современном почвообразовании их возникновение было зафиксировано только в кислых таежных почвах, где они возникают как метастабильный продукт деградиционной трансформации биотитов, хлоритов и серицитоподобных слюд при переходе их в сметиты и разрушении. Появление упорядоченных образований при выщелачивании калия из слюд представляется здесь неизбежным ввиду различной устойчивости силикатной основы структуры и слоевого промежутка (Градусов и др., 1975). Однако в продуктах переотложения тех же почвенных зон Фенноскандии типа пролювия, делювия и ледниковых отложений упорядоченные смешанослойные образования практически уже не обнаруживаются.

Не установлены упорядоченные смешанослойные глинистые минералы в дерново-подзолистых, серых лесных, черноземных, каштановых почвах, а также в лёссах и лёссовидных суглинках Русской платформы, Западно-Сибирской низменности и Северо-Американской платформы (Градусов, 1973).

Отрицательные результаты были получены также при исследовании глинистых минералов твердого стока Дуная, Днепра, Кубани, Терека (Лубченко, Белова, 1973); здесь не было замечено никаких признаков упорядоченности при рентгеновском изучении смешанослойной фазы.

Наконец, в пробах донных отложений Черного моря, охватывающих интервал от новоэвксинских до современных осадков, упорядоченные смешанослойные глинистые минералы также не обнаружены (по данным Г. Ю. Бутузовой, Б. П. Градусова).

Создается впечатление, что современный осадочный процесс практически не создает обстановок, благоприятных для возникновения упорядоченных разностей смешанослойных образований.

Наоборот, эти образования являются чрезвычайно характерной особенностью древних осадочных отложений, прошедших стадию диагенеза и катагенеза. Действительно, на платформенной части Русской равнины проявления минералов типа слюда-смектит с регулярным чередованием пакетов были установлены в карбонатных отложениях каменноугольного времени Самарской Луки (Ратеев и др., 1969), в угленосных отложениях и палеопочвах того же времени в Донбассе (Феофилова, Градусов, 1974). В последнем случае обнаружены и строго упорядоченные разности слюда-смектитов (Лазаренко, Королев, 1970).

На территории Западного Предкавказья смешанослойные образования с признаками упорядоченного чередования пакетов известны в мелу. Здесь имеются слюда-смектиты, а в пробе из скважины Южно-Советская на глубине 2929 м обнаружено хлорит-смектитовое смешанослойное образование с отчетливо выраженными признаками упорядоченности (по данным В. М. Лазаревой, Б. П. Градусова).

Таким образом, анализ материала заставляет предполагать, что появление упорядоченных смешанослойных глинистых минералов в меловых и олигоценых отложениях р. Сулак обусловлено катагенетическими преобразованиями этих толщ в условиях повышенных температур и давлений.

Высказанное предположение подтверждается при систематическом исследовании глинистых пород в прозрачных шлифах (фиг. 1). Установлено, что многие образцы обладают оптически ориентированной мезотекстурой. По характеру оптической ориентации глинистых минералов в прозрачных шлифах удалось выделить 5 типов глинистых пород.

1. Породы с беспорядочным типом мезоструктуры, где структурные элементы не упорядочены; органическое вещество в таких образованиях присутствует в виде беспорядочно ориентированных округлых зерен или бесформенных пятен.

2. Породы с мезослоистым типом мезоструктуры, включающие отдельные оптически ориентированные слойки. Слоистость породы создается преимущественно микрослоями и микролинзами битумов; в контакте с ними глинистые минералы иногда получают оптическую ориентировку.

3. Породы с послойно-упорядоченным типом мезоструктуры. Отдельные микрослои или отдельные блоки такой породы несут на себе следы оптической ориентировки глинистых минералов.

4. Породы с частично упорядоченным типом мезоструктуры. При повороте столика микроскопа, при скрещенных николях, гаснет не все поле шлифа; отдельные слои, блоки или участки оказываются оптически неориентированными.

5. Породы с упорядоченным типом мезоструктуры. Это, собственно говоря, уже не глины, а аргиллиты. Органическое вещество, а иногда скопления сульфидов образуют слойки и линзы, параллельные общей ориентировке глинистых чешуек. В этом же направлении вытянуты чешуйки слюды и длинные оси аллотигенных обломков кварца, полевых шпатов и т. д.

Распределение выделенных типов глинистых пород в разрезе (фиг. 1) показывает, что оптическая ориентировка глин возрастает сверху вниз; приблизительно она совпадает с проявлениями упорядоченности смешанослойных глинистых образований.

В то же время нельзя не видеть, что оптически ориентированные глины располагаются в разрезе гораздо более прихотливо, чем упорядоченные смешанослойные минералы. Так, в глинистых отложениях меотиса (обр. № 1538) тонкие оптически ориентированные слойки и линзочки едва фиксируются на контактах с участками, сложенными пелитовой глиной, обогащенной бурыми битумами.

Более резко оптическая ориентировка глин проявляется в нижележащих новогрозненских слоях (обр. № 1532, 1533) и в караганских отложениях (обр. № 1195); среди тонких прослоев сильно битуминозных тонкослойных глин довольно обычны слойки и линзы, сложенные глинистыми минералами, прозрачными в проходящем и одновременно угасающими при повороте столика микроскопа в поляризованном свете.

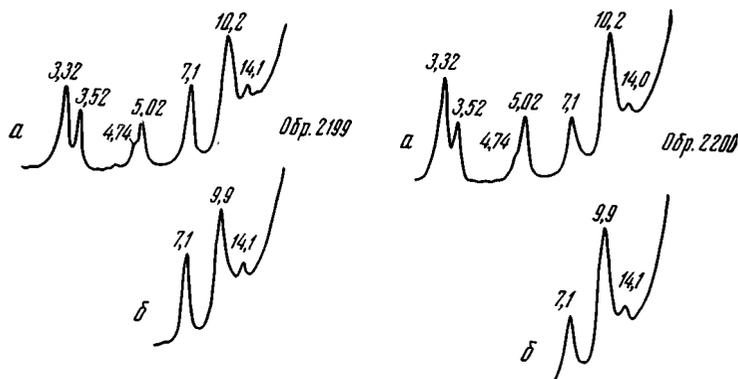
В подстилающих их глинистых отложениях чокрака (обр. № 1135, 1136, 1139) общее количество оптически ориентированных участков в породах возрастает; наряду с приконтактной ориентировкой глинистых частиц встречается оптическая ориентировка вдоль секущих трещинок, а также в отдельных микроблоках. Иногда можно видеть тонкие оптически ориентированные оторочки, возникающие вокруг зерен терригенных минералов.

В толщах майкопа и верхнего мела оптическая ориентировка глин получает самое яркое и отчетливое выражение. Эти породы уже не могут именоваться глинами; по М. С. Швецову (1958), они являются типичными аргиллитами. То обстоятельство, что одновременно с отчетливой оптической ориентировкой глинистых составляющих чешуйки слюд, обломки терригенного кварца, а также обломки раковинки обычно тоже оказываются вытянутыми в определенном направлении наряду с находками оптической ориентировки, расположенной под углом к напластованию (обр. № 1903), заставляет считать эти текстуры типичным проявлением процессов катагенеза.

Нельзя не отметить, что возможность образования таких вторичных аксиально ориентированных мезоструктур в глинистых породах разного состава под воздействием высоких давлений была экспериментально подтверждена Дж. К. Митчеллом (Mitchell, 1956), Ц. М. Райтбурд (1958), а позднее В. С. Шибаковой (1965), Г. К. Бондариком и др. (1975). В то же время эти эксперименты подчеркивают лишь принципиальную возможность процесса, в них достаточно полно охарактеризовано поведение глин разного состава (каолин, гумбрин) в условиях непрерывно возрастающего компрессионного сжатия, но совершенно не рассмотрены воздействия высоких температур, а также влияния значительного количества битумной органики. Между тем последний фактор играет, по-видимому, очень важную роль в формировании ориентированных мезоструктур глин. Действительно, на фиг. 1 видно, что, как правило, оптически ориентированные глины всегда содержат повышенные количества органического вещества или пирита; последний, как это убедительно показал Н. М. Страхов (1960, 1972), является порождением диагенетических редукционных процессов, идущих при окислении органического вещества и, следовательно, его концентрация по разрезу примерно соответствует зонам первичного накопления органики.

Совпадение распределения органического вещества и ориентированных мезоструктур глин в разрезе р. Сулак, по-видимому, объясняется тем, что катагенетические преобразования органики играли важную роль в процессе трансформации глинистых минералов, микроскопическим проявлением которых служила оптическая ориентировка. Любопытно, что в тех частях разреза, где развиты аргиллиты, формы нахождения органики существенно меняются; вместо сгустков рассеянного органического вещества или его тонких прослоев и линзочек в большом количестве появляются скопления битумов по трещинкам, неправильной формы пятна и вторичная пропитка битумами алевроитовых прослоев.

С другой стороны, значительная примесь терригенного материала в глинистых породах, вне зависимости от его состава и размера зерен, по-видимому, неблагоприятна для развития ориентированных мезоструктур. Действительно, в тех интервалах разреза, которые обогащены терригенными компонентами, процессы образования оптической ориентировки притормаживаются или маскируются (фиг. 1). Вероятно, в данном случае реализуется общее правило появления ориентировки в глинистых породах, установленное Р. Е. Гримом с соавторами (Grim et al., 1957), — чем тоньше зернистость глинистого осадка, подвергнутого уплотнению, тем совершеннее ориентировка глинистых частиц в породе.

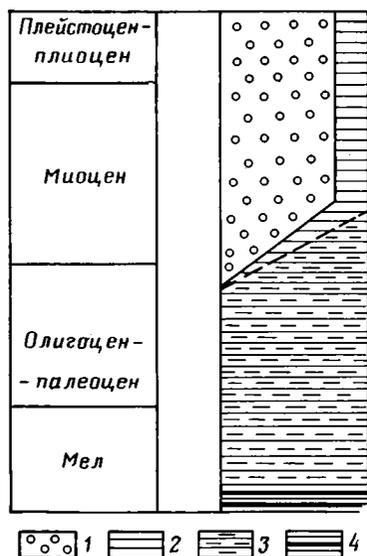


Фиг. 3. Рентгенодифрактограммы фракции $< 0,001$ мм глин (обр. № 2199) и алевролитов (обр. № 2200) нижнемелового возраста
а — воздушно-сухой образец; б — то же, с этиленгликолем

Итак, можно, вероятно, считать доказанным, что на стадии катагенеза в глинистых толщах разреза р. Сулак под действием температур и давлений возникли вторичные процессы, значительно преобразовавшие глинистые минералы и органику.

Сущность этих преобразований можно понять, если расшифровать генезис упорядоченного смешанослойного гидрослюд-монтмориллонитового образования «гидрослюдистого компонента», развитого в нижней части разреза, в интервале нижний мел — олигоцен. Это смешанослойное образование появляется там, где заметно уменьшается содержание собственно гидрослюд и монтмориллонита; его происхождение можно связать либо с преобразованием гидрослюд в монтмориллонит, либо, что наиболее вероятно, с гидрослюдизацией монтмориллонита. Во-первых, как было показано выше, общее содержание гидрослюд в изученном разрезе заметно уменьшается сверху вниз, от плиоцена к нижнему миоцену, что объясняется первичными, седиментационными причинами; можно предполагать, что отмеченная тенденция распространялась и на нижний мел — олигоцен, где в исходном глинистом материале общее количество гидрослюд было минимальным. Во-вторых, процесс трансформации гидрослюд-монтмориллонит нельзя считать типичным для катагенетических преобразований в осадочных отложениях континентального блока, тогда как обратный переход монтмориллонита в гидрослюд через ряд промежуточных фаз давно изучен Р. Е. Гримом (1956), Дж. Ф. Берстом (Burst, 1969), Ван Муртом (Moort, 1971), В. Д. Шутовым и др. (1971), Т. Т. Клубовой (1975) и экспериментально обоснован В. И. Муравьевым и Б. А. Сахаровым (1971), утверждавшими, что этот переход происходит через упорядоченную смешанослойную разновидность с чередованием монтмориллонитовых и гидрослюдистых пакетов. В-третьих, значительно ниже по разрезу глин нижнего мела (обр. № 1912), в той части толщи, где

меловые отложения непосредственно налегают на юру (обр. № 2199 и 2200), нами вновь наблюдался переход гидрослюдистого компонента в гидрослюду; здесь же присутствовал хлорит. На дифрактограммах фракции $<0,001$ мм, полученной из двух проб наиболее сильно измененных нижнемеловых глин исследуемого разреза, отчетливо вырисовываются пики 10,2 и 3,32 Å, принадлежащие гидрослюдам, и 14,1 и 7,1 Å, объясняемые своим возникновением хлориту (фиг. 3).



Фиг. 4. Принципиальная схема преобразования гидрослюда-монтмориллонитовых компонентов разреза р. Сулак в катагенезе

1 — терригенная гидрослюда; 2 — терригенно-диагенетический монтмориллонит; 3 — катагенетическое смешанослойное образование с признаками упорядоченности структуры; 4 — катагенетическая гидрослюда

лонита при высоких температурах (300—350°) и давлениях (1000—1100 кг/см²) с получением гидрослюды было исследовано И. Д. Зхусом и др. (1973).

КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕЙ ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Чтобы воссоздать общую схему катагенетической зональности в изученном районе, очень важно оценить возможные глубины, на которые погружались различные части исследуемого разреза в ходе прогрессивного захоронения. Известное представление об этом дает суммарная мощность мезозойско-кайнозойских толщ, если кровлю бакинського яруса приравнять к нулю, а отсчет мощности вести сверху вниз так, как сделано на фиг. 1. Тогда максимальные глубины погружения акчагыльских отложений составят 600 м, сарматских — 2500 м, чокракско-караганских — 3550 м, майкопских — 4800 м, верхнемеловых — 5300 м.

¹ Сказанное не означает, что ниже зоны гидрослюдизации во всех разрезах обязательно распространены одни гидрослюды; само собой разумеется, что в зависимости от первичного минералогического и литологического состава глинистых отложений ниже этой зоны могут присутствовать образования с большим содержанием монтмориллонитовых пакетов.

Палеотемпературные условия, господствовавшие на этих глубинах, можно рассчитать, если учесть, что геотермический градиент в Дагестане, по данным М. Ф. Белякова (1955), в настоящее время равен $47^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Интерполируя, можно предположить, что максимальные палеотемпературы при погружении акчагыльских отложений достигали 28°C , сарматских — 117° , чокракских и караганских — 164° , майкопских — 225° , верхнемеловых — 250° .

Сложнее обстоит дело с давлением. Если отбросить вариации удельного веса и пористости в песчаниках и глинах изученного разреза и рассчитать давление с учетом среднего объемного веса осадочных пород, как это сделал Н. В. Логвиненко (1968), то максимальные давления при погружении акчагыльской толщи будут оценены в 105—108, сарматской — 550, чокракско-караганской — 850, майкопской — 1250, а верхнемеловой — 1340 атм.

Если на фоне непрерывно возрастающих термодинамических показателей рассмотреть вторичные изменения глинистых минералов, то станет очевидным, что наиболее четкая граница намечается на глубинах 3700 м; им соответствуют давления порядка 877 атм и температура, равная 171°C . Ниже этой границы протекают все интенсивнее проявляющиеся процессы гидрослюдизации монтмориллонитового компонента, выше вторичные изменения глинистых минералов ничтожны.

Выделенная граница, в соответствии с представлениями многих исследователей (Страхов, 1960; Логвиненко, 1968; Коссовская, Шутов, 1971; Вассоевич и др., 1975), очень важна. Над ней располагаются отложения, прошедшие стадию диагенеза и начального катагенеза (Логвиненко, 1968) или протокатагенеза (Вассоевич и др., 1975), но не испытавшие последующих глубинных преобразований. Здесь должны были уже осуществиться процессы микробиологического разложения органического вещества, формирования разнообразных конкреций, образования монтмориллонита по вулканическим стеклам, уплотнения глин без существенного изменения их состава и начальной углефикации растительного органического вещества, но еще не прошли процессы взаимодействия глинистого материала с органикой, приведшие, с одной стороны, к образованию миграционноспособных нефтяных углеводородов, а с другой — к гидрослюдизации монтмориллонитовых глин.

Под этой границей залегают осадочные толщи, прошедшие стадии диагенеза и раннего катагенеза, на которые, кроме того, наложились процессы глубинного катагенеза (Логвиненко, 1968) или мезокатагенеза (Вассоевич и др., 1975). Здесь после упомянутых «иловых» процессов широко проявили себя явления гидрослюдизации монтмориллонитовых компонентов глин с включением в них К и удалением значительной части межслоевой воды, реализовались процессы термолиза и термокатализа органического вещества нефтяного ряда с образованием газобразных и жидких углеводородов, произошли миграция и отжимание газа и нефти в пористые участки и осуществилось взаимодействие пород-коллекторов с заполняющими их компонентами нефтяной органики. Эта часть исследуемого разреза, до того как она была выведена в зону выветривания, согласно представлениям Н. Б. Вассоевича (1969), являлась областью интенсивной генерации нефтяных флюидов, прошла через главную фазу нефтеобразования.

Таким образом, по мере продвижения из верхней части разреза в нижнюю все более усложняется история отложений, несущих на себе следы разновременных стадийных процессов.

С этой точки зрения в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений р. Сулак было бы крайне интересно отыскать границу между отложениями, прошедшими одну только стадию диагенеза, и толщами, испытавшими преобразования диагенеза и начального катагенеза (протока-

тагенеза); эта граница должна лежать где-то в пределах развития осадочных пород акчагыльского, апшеронского или бакинского ярусов.

К сожалению, искомый рубеж нами не был обнаружен, несмотря на детальные наблюдения в полевой и камеральной периоды. Возможно, отсутствие объясняется тем, что примерно на глубинах 500—600 м от кровли бакинского яруса устанавливается зона крупного углового несогласия и континентального перерыва между отложениями меотиса и акчагыла; кроме того, резкая смена фациальных обстановок в акчагыльское, апшеронское и бакинское время не способствовала фиксации следов диагенетических преобразований.

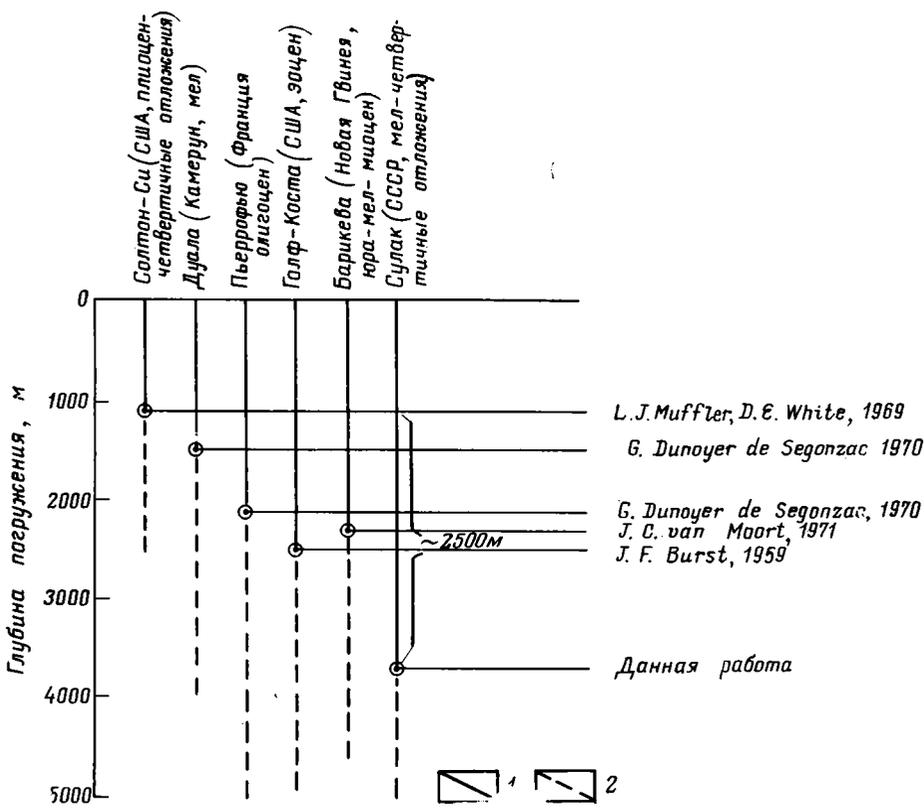
Хотелось бы попутно заметить, что вообще нижняя граница диагенеза весьма расплывчата и даже в морских фациях не имеет четкой геологической привязки. Этот рубеж, имеющий огромное теоретическое значение, по-видимому, фиксируется только в виде довольно широкой зоны, в пределах которой постепенно уменьшается пористость и проницаемость глинистых отложений; соответственно весьма постепенно замирают разнообразные физико-химические процессы уравнивания осадков, главной движущей силой которых является микробиологическое разложение органического вещества.

Надежных критериев, позволяющих обнаружить нижнюю границу зоны диагенеза в древних морских отложениях, очень мало, и, возможно, именно с этим связано то обстоятельство, что разные исследователи по-разному определяют глубину завершения диагенетических изменений илов и их перехода в горные породы. Так, например, Н. М. Страхов (1953, 1956) оценивает ее в 250—300 м, Н. В. Логвиненко (1968) — в 400—600 м, Г. Мюллер (1971) — в 500 м. В свете сказанного не является неожиданностью сообщение А. И. Конюхова и Б. А. Соколова (1975) о том, что в глубоководных океанских отложениях при большом гидростатическом давлении масс воды нижняя граница зоны диагенеза соответственно опускается на большие глубины.

Хотя в верхней части разреза р. Сулак отсутствуют следы рыхлых осадков, выведенных непосредственно из зоны морского диагенеза в зону гипергенного выветривания, можно все же считать, что рубеж, диагностированный нами по началу процессов интенсивной гидрослюдизации в средней части зурмакентского горизонта снизу ограничивает зону, где в сравнительно чистом виде *законсервировались результаты диагенетических преобразований*. Основанием для этого может служить то обстоятельство, что большинство исследователей рассматривают последующую стадию начального катагенеза как более или менее выдержанную паузу в процессах осадочного породообразования (Васюевич и др., 1975), когда диагенетические процессы породообразования замирают, а последующие катагенетические преобразования еще не начинаются. Ниже этой зоны диагенетические проявления осложняются еще более поздними катагенетическими преобразованиями и даже отчасти затушевываются ими.

В заключение попытаемся сравнить полученные результаты с материалами других исследователей. Впервые процессы гидрослюдизации монтмориллонита в ходе вторичных преобразований глин систематически были изучены Дж. Ф. Берстом (Burst, 1959, 1969) в кернах глубоких скважин разреза третичных глинистых отложений техасского нефтеносного района Галф-Кост (США). Этот исследователь выделил три зоны: 1) зона стабильности глинистых минералов, где смешанослойные минералы не отличаются от залегающих в верхних горизонтах и содержат 15—20% неразбухающих (гидрослюдистых) пакетов. Глубина ее достигает 2250 м при максимальной температуре 99°С; 2) зона максимальной дегидратации, где происходит систематическое увеличение неразбухающих пакетов от 20 до 60%. Глубины, ее ограничивающие, колеблются от 2250 до 3750 м при температуре 99—135°С; 3) зону

стабилизации дегидратации в пределах 60—70% неразбухающих пакетов. Глубина ее залегания превышает 3750 м, а температура 135° С. Таким образом, по данным Дж. Ф. Берста (Burst, 1969), интервал, соответствующий выделенной нами границе, в эоценовых отложениях Галф-Кост, расположен на глубине 2250—2500 м.



Фиг. 5. Глубина погружения при трансформации гидрослюд-монтмориллонитовых компонентов
 1 — монтмориллонит; 2 — смешанослойное образование гидрослюд-монтмориллонитового типа

Позднее процессы гидрослюдизации смешанослойных глинистых минералов были зафиксированы Ж. Дюнуайе де Сегонзаком (Dunoier de Segonzac, 1964, 1970) в скважинах, пройденных через меловые толщи бассейна Дуала (Камерун). Здесь характерной особенностью эволюции слоистых силикатов явилась смена монтмориллонита на глубине около 1400—1500 м ($t=70^\circ$, $p=210 \text{ кг/см}^2$) смешанослойными минералами ряда монтмориллонит — гидрослюда и постепенное уменьшение в них с глубиной количества набухающего компонента вплоть до появления гидрослюд. Однако в скважинах, вскрывших олигоценые отложения бассейна Камарг (Франция, Пьеррофью), граница начала гидрослюдизации оказалась расположенной значительно глубже: Ж. Дюнуайе де Сегонзак обнаружил ее только на отметке 2100 м. В четвертичных и плиоценовых толщах района Солтон-Си (Калифорния, США) Л. Маффле и Д. Уайт (Muffler, White, 1969) установили среди чрезвычайно интенсивных и разнообразных катагенетических преобразований несомненные следы процессов гидрослюдизации на глубинах 1000—1200 м; очень высокий геотермический градиент этого района, где ши-

роко развита современная гидротермиальная деятельность, по-видимому, определил большую скорость вторичных преобразований глин.

Ван Мурт (van Moort, 1971) изучил 5-км скважину, вскрывшую юрские, меловые и третичные глинистые отложения Новой Гвинеи, и показал, что переход монтмориллонита в смешанослойное образование ряда гидрослюда — монтмориллонит осуществляется на глубинах 2080—2600 м.

Таким образом, материалы из различных частей света в принципе подтверждают схему гидрослюдизации, выдвинутую Дж. Ф. Берстом (Burst, 1969) и вытекающую из анализа материала, приведенного в настоящей статье. Однако значительные расхождения намечаются при сравнении глубин начала этого процесса.

Нами была сделана попытка сопоставить между собой результаты наблюдений разных авторов (фиг. 5); очевидно, что переход монтмориллонита в смешанослойное образование вообще осуществляется в очень широком диапазоне глубин, от 1200 до 3700 м, что примерно соответствует $t=100-180^{\circ}\text{C}$ и $p=230-830\text{ атм}$ при средних градиентах этих величин.

Вряд ли причина такого разброса лежит в неточности подсчета глубин максимального погружения осадка, хотя ошибки в этом отношении возможны в тех районах, где отмечена существенная неполнота геологической летописи, например в зоне развития меловых толщ Дуала (Камерун). Что же касается крайних значений глубин в районах Солтон-Си (Калифорния) и Сулак (Восточное Предкавказье), то здесь ошибка расчета, по-видимому, не превышает $\pm 50\text{ м}$, что примерно соответствует максимальной величине предполагаемых постседиментационных размывов. Возможно, что в колебании глубин сказываются различия в исходном составе глинистых пород, подвергшихся гидрослюдизации; на большую роль первичных фациальных обстановок в развитии катагенетических преобразований ранее уже указывали В. И. Копорун (1967), а также П. П. Тимофеев и др. (1974).

Нельзя, однако, полностью согласиться с выводом Дж. Ф. Берста (Burst, 1969) о том, что главным фактором, определяющим развитие гидрослюдизации, является температурный режим. Такой подход чрезмерно упрощает рассматриваемую проблему; думается, что на сложные вторичные преобразования глинистого материала активно влияют палеотемпература, палеодавление, фациальные особенности осадков, состав исходного органического вещества, состав поровых вод, захороненных внутри глинистых отложений, и скорость погружения осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Алферов Б. А. Геологические исследования в центральной части Беноевского месторождения нефти.— Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 53, ГОНТИ, НКТП, М.—Л., 1931.
- Андрусов Н. И. Избранные труды, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.—Л., Изд-во Сов. нефт. пром., 1927.
- Асратян В. П., Мкртчян Г. Р., Мовсисян М. А., Петросов И. Х., Садоян А. А., Саркисян О. А. Неоген.— В кн.: Геология Армянской ССР, т. V. Литология. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1974.
- Барковская М. Г. Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4.
- Беляков М. Ф. Геотермические наблюдения в буровых скважинах и их интерпретация. Л., Гостоптехиздат, 1955.
- Бондарик Г. К., Царева А. М., Пономарев В. В. Текстура и деформация глинистых пород. М., «Недра», 1975.
- Вассоевич Н. Б. К стратиграфии чокракских отложений Терского предгорного перегиба (Северо-Восточный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3.
- Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба).— Тр. ВНИГРИ, вып. 128. Л., 1959.

- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин И. В., Чернышев В. В.* Главная фаза нефтеобразования.— Вестн. МГУ. Геология, 1969, № 6.
- Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Конюхов А. И., Карнюшина Е. Е.* Роль глин в нефтеобразовании. Сов. геол., 1975, № 3.
- Влодарская В. Р.* Роль глинистых минералов в процессе битумообразования в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- Голубятников В. Д.* Средне- и верхнемiocеновые отложения Дагестана.— В кн.: Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, ч. 1. М.— Л., ГИГЛ, 1947.
- Градусов Б. П.* Об изменении слоистых силикатов в кислых таежных почвах.— Почвоведение, 1972, № 11.
- Градусов Б. П.* Размещение профилей глинистого материала в почвах Европейской части СССР.— Докл. АН СССР. География, 1973, т. 209, № 5.
- Градусов Б. П., Зотов А. В., Русинов В. С.* Экспериментальные исследования влияния активности ионов калия на механизм изменений биотита в кислой среде.— Докл. АН СССР. Минералогия, 1975, т. 221, № 3.
- Грим Р. Е.* Минералогия глин. М., ИЛ, 1956.
- Гроссгейм В. А.* История терригенных минералов в мезокайнозой Северного Кавказа и Предкавказья в связи с геологическим развитием этой области.— В кн.: Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку, Изд-во АзССР, 1962.
- Гроссгейм В. А., Гмид Л. П.* Терригенно-минералогические провинции чокракского бассейна.— В кн.: Геологический сборник, 1. ВНИГРИ. Л.— М., Гостоптехиздат, 1951.
- Жижченко Б. П.* Средний миоцен. Стратиграфия СССР. 12. Неоген, М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Жижченко Б. П.* Среднемиоценовые отложения Северного Кавказа (без Дагестана).— В кн.: Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, ч. 1. М.— Л., ГИГЛ, 1947.
- Зхус И. Д.* К вопросу о роли глинистых минералов в процессе нефтеобразования.— Докл. АН СССР. Геология, 1958, т. 123, № 2.
- Зхус И. Д., Крутова Г. И., Макарова Л. Н.* Некоторые результаты изучения глинистых минералов мезозойских и палеогеновых отложений Средней Азии и Казахстана.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Западного Казахстана и Средней Азии, М., ВНИИОЭНГ, 1973.
- Клубова Т. Т.* Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М., «Недра», 1973.
- Клубова Т. Т.* О текстурных особенностях глинистых пород, определяющих их роль в образовании и сохранении залежей нефти и газа. В сб.: Проблемы геологии нефти. М., «Недра», 1975.
- Копорулин В. И.* Сравнительная характеристика постседиментационных преобразований терригенных пород Иркутского бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Проблема эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1971, вып. 221.
- Котельников Д. Д.* Характеристика и условия накопления глинистых минералов в отложениях майкопской серии Предкавказья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 9.
- Колесников В. П.* Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, 12. Неоген. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Конюхов А. И., Соколов Б. А.* Парадокс глубоководного диагенеза.— Докл. АН СССР. Геология, 1975, т. 224, № 4.
- Лазаренко Е. К., Королев Ю. М.* Тарасовит — новый диоктаэдрический упорядоченный смешанослойный минерал.— Зап. Всес. минер. о-ва, т. 99, вып. 2, 1970.
- Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Лубченко И. Ю., Белова И. В.* Миграция элементов в речных водах.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
- Муравьев В. И., Сахаров Б. А.* Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослююдизации монтмориллонита.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Муратов М. В.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Мюллер Г.* Диагенез (и катагенез) глинистых осадков.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
- Носов Г. И., Влодарская В. Р.* О генетической связи нефтегазоносности Предкавказья и Закавказья с минералогическими типами глинистых пород.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 3.
- Носов Г. И., Влодарская В. Р., Молодых Г. Н.* Глинистые минералы зоны катагенеза Прикумско-Тюленевского вала Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
- Петрунь В. Ф., Белокрыс Л. С.* По поводу статьи М. Г. Барковской «Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном».— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Польстер Л. А., Зхус И. Д., Гусева А. Н., Вагина Г. П.* Органическое вещество и глинистые минералы Восточного Предкавказья. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Хеиров М. Б.* К-рекорит из верхнего карбоната Самарской луки.— Докл. АН СССР. Геология, 1969, т. 185, № 5.
- Райтбурд Ц. М.* Применение рентгеноструктурного анализа для изучения кристаллогра-

- фической ориентировки глинистых минералов.— В кн.: Тр. совещ. по изучению и использованию глин, М., «Недра», т. 4, 1958.
- Ренгарген В. П.* История геологического развития.— В кн.: Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, ч. 1. М.—Л., ГИГЛ, 1947.
- Руженцев В. Е.* Бенюйско-Датахский нефтеносный район.— Тр. Нефт. геологоразв. ин-та, сер. А, вып. 7. ГОНТИ, НКТП, М.—Л., 1932.
- Соловьев С. П.* Молодые эффузии.— В кн.: Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, ч. 1. М.—Л., ГИГЛ, 1947.
- Страхов Н. М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М.* К познанию диагенеза.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4, Львов, Львовск. гос. ун-т, 1956.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I—II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М.* Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Тимофеев П. П., Косовская А. Г., Шугов В. Д., Боголюбова Л. И., Дриц В. А.* Новое в учениях о стадиях осадочного породообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Ушвер Ч. Е.* Распространение смешанослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах.— В сб.: Вопросы минералогии глин. М., ИЛ, 1962.
- Феофилова А. П., Градусов Б. П.* Глинистое вещество в породах и почвах каменноугольного возраста Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О.* О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су.— Докл. АН СССР. Геология, 1974, т. 216, № 4.
- Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым.— Тр. Гос. н.-и. ин-та, вып. 4. М., Изд. ИТУ ВСНХ, 1929.
- Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М., ГОНТИ, 1958.
- Шибякова В. С.* Изменение структуры глинистых грунтов при гидростатическом сжатии.— Вестн. МГУ. Геология, № 2, 1965.
- Шугов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А.* Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Эберзин А. Г.* Возраст подкачкальской толщи р. Сулак (Сев. Дагестан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 2, 3.
- Эберзин А. Г.* Плиоценовые отложения западного Предкавказья.— В кн.: Геология СССР, т. IX, Сев. Кавказ, гл. 1. М.—Л., ГИГЛ, 1947.
- Юревич А. Л., Соколова А. Л.* Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых туфов Прибалханского района юго-западной Туркмении.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Burst J. F.* Postdiagenetic clay-mineral environmental relationship in the Gulf Coast. Eocene. Proc. Natl. Conf. Clays clay minerals, 6th-Natl.— Acad. Sci. Natl. Res. Council, Publ., 1957, 1959.
- Burst J. F.* Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, No. 1, 1969.
- Biscaye P. E.* Mineralogy and sedimentation of deep-sea Sediments fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Yale Univ.— Dept. Geol. Geoch. Tech. Rept., v. 8, 1964.
- Dunoyer de Segonzac G.* Les argiles de Crétacé supérieur dans le bassin de Douala (Cameroun): problemes de diagenese.— Bull. Service de la Carte Géolog. d'Alsace et de Lorraine, t. 17, f. 4, 1964.
- Dunoyer de Segonzac G.* The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review.— Sedimentology, v. 15, No. 3/4, 1970.
- Grim R. E., Bradley W. F., White W. A.* Petrology of the Paleozoic shales of Illinois. State Illinois Geol. Surv. Rept. Invest., v. 203, 1957.
- Mehra O. P., Jackson M. L.* Iron oxide removal from soils and clays by dithionate-citrate system buffered with sodium bicarbonate.— Clays and clay Minerals Bull., 1960.
- Mitchell J. K.* The fabric of natural clays and its relation to engineering properties.— Proc. Highway Res. Board., v. 35, 1956.
- Moort van J. C.* A comparative study of the diagenetic alteration of clay minerals in Mesozoic shales from Papua, New Guinea and in Tertiary shales from Louisiana. U. S. A.— Clays and clay minerals, v. 19, No. 1—2, 1971.
- Muyfler L. J. P., White D. E.* Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea-geothermal field and the Salton Trough, southeastern California.— Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, No. 1, 1969.

УДК 551.61 : 551.782

**К МЕТОДИКЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ФРАКЦИИ
ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ,
ОБОГАЩЕННЫХ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ**

Л. И. БОГОЛЮБОВА, С. М. МАХМУТОВА, А. Л. СОКОЛОВА

Приведены результаты исследования по выделению различными методами глинистой фракции из современных осадков Колхиды, содержащих органическое вещество в различных количествах. На основании данных рентгенодифрактометрического анализа показано, что применение того или иного метода выделения глинистой фракции зависит от генетического типа осадка и степени окристаллизованности минералов исходных глин, поступающих в бассейн седиментации.

Известно, что точная диагностика фазового состава глинистой фракции в значительной мере определяется очисткой ее от присутствующего органического вещества в осадке того или иного фациального типа. В литературе предложен ряд методов избавления глинистой фракции от органического вещества, среди которых чаще всего используется метод окисления органического вещества перекисью водорода (H_2O_2). Т. С. Берлин (1962) рекомендовал удалять органическое вещество из осадков при подготовке глинистой фракции к минералогическому анализу 6 и 10%-ной H_2O_2 при соотношении твердой и жидкой фаз 1 : 10, подчеркивая, что при значительном содержании органического вещества в осадке можно увеличить концентрацию H_2O_2 до 16% с последующим подогреванием смеси до 40—60° С. Он отметил, что каолинитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдастые и некоторые другие глины устойчивы к воздействию на них раствора H_2O_2 указанных концентраций и растворимость их практически ничтожна.

Л. М. Лавкулих и И. Х. Виенс (Lavkulich, Wiens, 1970), сравнивая влияние 30%-ной H_2O_2 и гипохлорита натрия ($NaOCl$) при pH 9,5 на структуру глинистых минералов в процессе удаления органического вещества из осадков, пришли к выводу о более эффективном использовании для этой цели $NaOCl$. Последний, отмечают они, в наименьшей степени влияет на растворимость минералов и подвижных соединений Al и Si.

К. С. Биррель (Birrell, 1974) указывает, что обработка почвенных глин, содержащих повышенное количество органического вещества, 30%-ной H_2O_2 приводит к обогащению глинистой фракции аморфным кремнеземом и изменению отношения Si к Al в сторону увеличения. Эффект появления аморфного кремнезема в глинистой фракции он объясняет растворением Al, входящего в состав глинистых минералов, щавелевой кислотой, образующейся при взаимодействии органического вещества и H_2O_2 .

Из приведенных сведений, которые далеко не исчерпывают еще многие литературные источники по этому вопросу, ясно видно, что не во всех случаях H_2O_2 оказывается инертной в отношении сохранности структуры минералов глин.

Л. С. Алексеев (1963) предложил следующие физические методы удаления обуглившегося органического вещества из пород и выделения глинистой фракции из углей: избирательное осаждение угольного вещества, электрофоретическое разделение и флотацию. Однако эти методы имеют преимущества в разделении органического и минерального веществ только в случаях их механического смешения в породах, но они не предполагают отделения одного от другого в случаях их тесного агрегирования. Агрегированные частицы в зависимости от размера попадают в глинистую фракцию, обогащая ее органическим веществом, или осаждаются с более крупными частицами, уводя, таким образом, глинистую составляющую осадка из сферы исследования.

Для дезагрегирования и более тонкого диспергирования осадков при подготовке материала к различным видам исследования в минералогии и особенно в почвоведении широко используется ультразвук. А. Н. Степанов и В. Е. Владимиров (1961) показали, что ультразвуковая обработка осадка дерново-слабоподзолистой почвы в течение первых 10 мин. приводит к разрушению слабых связей между органическим и минеральными веществами, а в интервале 10—60 мин. разрушаются более прочные связи. По данным А. И. Личмановой (1972), ультразвуковой метод обеспечивает полную дезагрегацию почвы, без разрушения элементарных частиц при озвучивании образца 4—10 мин. А. П. Эдвардс, И. М. Бремнер (Edwards, Bremner, 1967), используя ультразвуковое диспергирование почв для получения концентратов органического вещества, одновременно отметили, что диспергирующее действие ультразвуковых колебаний значительно меньше разрушает частицы почвенных минералов, чем 10-часовое взбалтывание с водой.

Г. Патрай (Partray, 1971), изучая методами электронной микроскопии, рентгеноструктурного и термического анализов озвученные в течение 10 мин. искусственные смеси иллита и монтмориллонита, не обнаружил изменений в структуре этих минералов. Вместе с тем в своих исследованиях Н. Н. Круглицкий с соавт. (Круглицкий и др., 1966) отмечают, что ультразвук разрушает глинистые минералы и образует новые минеральные агрегаты. В. А. Адамс и В. И. Стюарт (Adams, Stewart, 1969) также указывают на разрушение почвенных минералов при обработке ультразвуком образцов силурийских сланцев. В последнее время появилась целая серия статей Д. Е. Косого (1971_{1,2}, Косой и др., 1973), в которых он освещает методику применения ультразвука при гранулометрических и минералогических исследованиях осадочных пород различной степени литификации, а также приводит данные по использованию ультразвуковых колебаний для выделения микропалеонтологических остатков из пород. Как видно из литературных данных, ультразвук является эффективным методом дезагрегирования и диспергирования осадков и пород, но пока нет вполне определенных заключений по поводу влияния его на структуру минералов глин.

Вопрос о выделении глинистой фракции из осадков в наших исследованиях тесно связан с решением общей задачи, касающейся влияния органического вещества различных фациальных типов осадков на преобразование глинистых минералов в седиментогенезе и раннем литогенезе. В нашем распоряжении оказались специфические осадки областей современного торфонакопления, характеризующиеся различным количественным соотношением минерального и органического веществ вплоть до торфа различной зольности и степени гумификации. Для решения поставленной задачи выявилась необходимость использовать существующие методы подготовки материала для анализов и определить степень эффективности каждого из них применительно к объекту нашего исследования.

Материалом для исследования послужили следующие генетические типы осадков: глины и глины алевролитистые с содержанием органиче-

ского вещества (слабо- и сильногумифицированного) 5—25%, глины и глины алевритистые с гелинито-посттелинитовым (слабая степень гумификации растительного материала) древесным торфом с содержанием органического вещества в осадке 25—50%; глины и глины алевритистые с гелинито-преколлинитовым (относительно сильная степень гумификации растительного материала) древесным торфом с содержанием органического вещества в осадке 25—50%; торфы древесные гелинито-посттелинитовые сильно- и слабоглинистые с зольностью 50—25%; торфы древесные гелинито-преколлинитовые сильно- и слабоглинистые с зольностью 50—25%.

Всего в методическом плане было изучено более 50 образцов с использованием для каждого образца приведенных ниже методов подготовки материала к анализу. Образцы хранились с момента отбора в полиэтиленовых банках с завинчивающимися пробками для сохранения в них природной влажности. Последнее имеет существенное значение для более полного диспергирования осадка.

Отмучивание глинистой фракции исходного образца. Навеска в 50 г глины с органическим веществом или 150 г торфа (глины с торфом) растиралась резиновым пестиком в форфоровой чашке небольшими порциями в достаточном количестве дистиллированной воды. Тщательность проведения этой операции важна для успешного последующего разделения органической и минеральной составляющих осадка. Суспензия из плохо растертого осадка обычно содержит большое количество агрегатов минерального и органического веществ, что при отмучивании приводит к значительной потере глинистых компонентов. В полученном растертом материале оказывается, как правило, много обрывков стеблей, корней, крупного детрита древесных тканей, а также нередко присутствует грубый минеральный материал. От всего этого мы избавлялись, пропуская полученную пасту через сито с размером пор 0,1 мм. Дальнейшая работа проводилась с фракцией мельче 0,1 мм, которая переносилась в батарейный стакан, заливалась дистиллированной водой при соотношении твердой и жидкой фаз 1:20. Отделение фракции <0,001 мм далее проводилось обычным способом до достижения прозрачности воды над оставшимся осадком.

Для более исчерпывающего выделения глинистой фракции из образца и достижения наименьших потерь необходимо проводить неоднократное разминание осадка с последующим отмучиванием, а в случаях гелинито-преколлинитовых древесных торфов и заторфованных глин проводить разваривание их в дистиллированной воде на водяной бане в течение 5 час. и более. Суспензия накапливалась в бутылках емкостью в 20 л, а затем отжималась на проточной центрифуге марки С-44 или какой-либо другой. Однако не всегда описанным способом обычного отмучивания удавалось получить глинистую фракцию, полностью освобожденную от примеси органического вещества. Поэтому приготовленный препарат нередко имел буроватую окраску. Особенно это относится к глинистой фракции гелинито-преколлинитовых торфов различной зольности.

Вследствие отрицательного заряда гумусовых частиц, как и глинистых, в отличие от углистого вещества, имеющего положительный заряд, мы не могли использовать для ускорения процесса методы избирательного осаждения гумуса и электрофореза, описанные Л. С. Алексеевым (1963) применительно к углям и углистым породам.

Диспергирование осадка ультразвуком. Навеска для диспергации осадка рассчитывалась в соответствии с содержанием органического вещества в нем. Для глин, содержащих 5—15% органического вещества, достаточным было 10 г от средней пробы. Для заторфованных глин и торфов разной степени зольности навеска увеличивалась до 20—25 г с учетом естественной влажности осадка. Диспергация осадка проводи-

лась на приборе УЗДН-1 при частоте 15 кгц в течение 5 мин. Указанное время оказалось оптимальным для достижения необходимой степени диспергации осадка и для того, чтобы не вызывать коагуляцию возникших при этом коллоидных глинистых частиц. Выделение глинистой фракции из диспергированного осадка проводилось по методике М. Ш. Шаймухаметова и К. А. Ворониной (1972) с помощью центрифугирования. Использовалась центрифуга WE-6 при следующих параметрах: $t_{\text{ср}}^{\circ} + 22^{\circ} \text{C}$, $N = 2000 \text{ об/мин}$, $t = 217 \text{ сек}$. Время центрифугирования рассчитано по формуле $t = K \frac{\lg R/S}{N^2}$ сек., выведенной экспериментально

М. Ш. Шаймухаметовым и К. А. Ворониной, где $K = \frac{\eta}{3,81 \Delta S r^2}$.

ΔS — разность в удельных весах жидкости и взмученных частиц; R — расстояние от центра вращения до поверхности осадка, см; S — расстояние от центра вращения до поверхности жидкости, см; r — радиус выделяемых частиц, см; η — вязкость жидкости, пз; t — время центрифугирования, сек.; N — число оборотов в минуту. Скорость выделения глинистой фракции из осадков описанным методом оказывается примерно в 20 раз больше таковой при отмучивании в батарейных стаканах.

Полученная глинистая фракция нередко бывает окрашена в буроватые тона разной интенсивности неотделившимся полностью органическим веществом в процессе ее выделения описанным методом.

Удаление органического вещества из осадков 6%-ным раствором H_2O_2 . Навеска в 10 г средней пробы минерального осадка или 20—25 г торфа (глины с торфом) переносилась в фарфоровую чашку и заливалась 100 мл 6%-ной H_2O_2 . Реакцию проводили вначале при комнатной температуре, а затем на водяной бане до обесцвечивания осадка и прекращения выделения пузырьков CO_2 . Далее осадок промывался центрифугированием в дистиллированной воде примерно 5—6 раз, после чего отмучивался обычным способом. Обработка глинистой фракции 6%-ной H_2O_2 проводилась по описанной методике для осадка в целом. Навеска определялась выходом глинистой фракции, полученной после обычного отмучивания образца или ультразвукового диспергирования с последующим центрифугированием диспергата.

Удаление органического вещества из осадков обработкой 2%-ным раствором соды (Na_2CO_3). Навеску в 10 г средней пробы минерального осадка или 20—25 г торфа (глина с торфом) заливали 500 мл 2%-ного раствора соды и нагревали на водяной бане. Вследствие гидролиза соды образуется щелочь (NaOH), которая при взаимодействии с гумусовыми кислотами органического вещества осадка образует бурые растворимые соли. Для более полного перевода в раствор органического вещества раствор соды неоднократно обновлялся до полного обесцвечивания. Одновременно с органическим веществом из осадка удалялся и аморфный кремнезем. Далее осадок промывался центрифугированием дистиллированной водой и отмучивался обычным методом. Обработка глинистой фракции содой в случае необходимости проводилась по описанной методике для осадка в целом. Навеска определялась выходом глинистой фракции, полученной в результате обычного отмучивания образца или ультразвукового диспергирования с последующим центрифугированием диспергата. В соответствии с навеской рассчитывалось и количество раствора соды.

Результаты рентгеновского исследования. Из глинистых фракций, выделенных описанными выше методами из различных фациальных типов осадков, обработанных и не обработанных реактивами, удаляющими органическое вещество и аморфный кремнезем, готовились ориентированные препараты для рентгеновского исследования. Чтобы получить идентичные препараты, часть глинистой фракции, отжатой на

центрифуге, без предварительного высушивания переносилась в пробирку, заливалась дистиллированной водой при соотношении твердой и жидкой фаз 8 : 1. Далее смесь тщательно взбалтывалась и наносилась пипеткой на предметное стекло размером $1 \times 1,5$ см. Ориентированные таким образом препараты в трех состояниях — природном, насыщенном глицерином и прокаленном до 550°C , подвергались рентгеновскому исследованию на установке ДРОН-0,5. Режим 35 кВ, 10 мА, Cu-K α -излучение, Ni-фильтр.

Сравнительное исследование состава глинистых минералов, проявившихся на дифрактограммах глинистых фракций, выделенных различными методами из осадков скважин 208 и 243, позволило оценить эффективность этих методов и способа очистки глинистой фракции от органического вещества применительно к тем или иным фациальным типам осадков и особенностям минералогического состава исходного глинистого вещества в них.

Скважина 208 располагается в пределах Григолетского торфяного месторождения Колхиды, осадки которой формировались за счет поступления минерального материала с Аджаро-Триалетии. Скважина 243 приурочивается к территории Тикорского торфяного месторождения, питающая провинция которого связана с размывающимися породами Главного Кавказского хребта. Ниже приводятся результаты рентгеновского исследования глинистых фракций названных выше скважин.

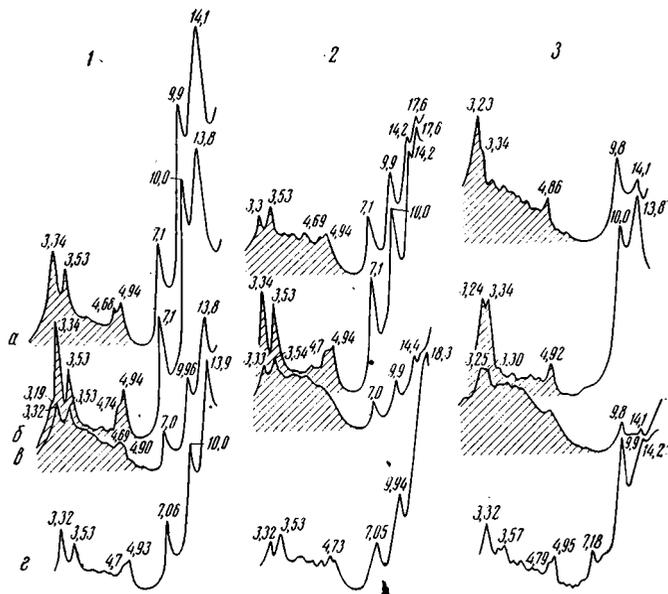
Образец 7/208 (глубина 4,55 м) представлен алевроитистой глиной с содержанием органического вещества 12,22% в виде сильно гумифицированного древесного детрита.

Дифрактограммы фракции $< 0,001$ мм, полученной обычным отмучиванием (фиг. 1, а), характеризуются достаточно четкими и острыми рефлексами от всех ее компонентов. Фазовый состав фракции: гидрослюда (фиксируется по отражениям с $d = 9,9$; $4,94$; $3,34$ Å, положение которых не изменяется после насыщения образца глицерином и прокаливании до 550°C); хлорит (отражения с $d = 14,1$; $7,1$ Å в исходном и насыщенном глицерином и $d = 14,1$ Å в прокаленном при 550°C состоянии); монтмориллонитовый минерал фиксируется по одному базальному рефлексу $d_{(001)} = 17,6$ Å в насыщенном глицерином и $d_{(003)} = 3,23$ Å в прокаленном состоянии соответственно. Интенсивное диффузное рассеяние рентгеновских лучей в области значений $d \approx 4,9 - 3,18$ Å обусловлено наличием в образце аморфной фазы (органическое вещество, аморфный кремнезем).

Обработка образца 6%-ной H_2O_2 с последующим отмучиванием привела к окислению органического вещества и его удалению из глинистой фракции, в результате чего на дифрактограммах заметно уменьшился фон в области значений $d = 4,9 - 3,18$ Å при возрастании интенсивностей всех отражений (фиг. 1, б).

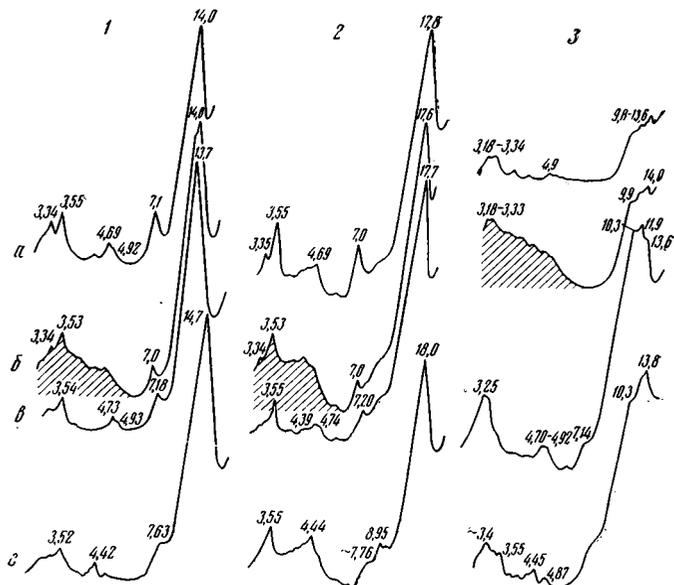
Диспергация осадка ультразвуком (фиг. 1, в) привела к резкому снижению интенсивностей всех отражений на дифрактограммах глинистой фракции образца с одновременным значительным увеличением интенсивности диффузного рассеяния.

На дифрактограммах глинистой фракции, диспергированной ультразвуком с последующей обработкой ее 2%-ным раствором соды (фиг. 1, г), присутствуют четкие интенсивные отражения от всех компонентов фракции и отмечается значительное снижение диффузного рассеяния. Вместе с тем на дифрактограмме насыщенного глицерином препарата (фиг. 1, г) монтмориллонитовый рефлекс $d_{(001)} = 18,3$ Å, что заставляет предположить структурное преобразование минерала, вызванное ультразвуковой обработкой образца, либо его значительную тонкодисперсность, что также можно рассматривать как результат ультразвукового воздействия (последнее представляется наиболее вероятным).



Фиг. 1. Дифрактограммы глинистой фракции алевроитистой глины с сильно гумифицированным древесным детритом

Образец 7/208. Способ получения фракции: а — обычное отмучивание, б — обработка образца 6%-ной H_2O_2 с последующим отмучиванием; в — ультразвуковое диспергирование; г — ультразвуковое диспергирование с последующей обработкой 2%-ным раствором соды. 1 — природный, 2 — насыщенный глицерином, 3 — нагретый до $550^\circ C$



Фиг. 2. Дифрактограммы глинистой фракции глины с гелинито-преколлинитовым древесным торфом

Образец 2/208. Способ получения фракции: а — обычное отмучивание, б — ультразвуковое диспергирование, в — ультразвуковое диспергирование с последующей обработкой 2%-ным раствором соды, г — ультразвуковое диспергирование с последующей обработкой 6%-ной H_2O_2 . 1, 2, 3 — см. фиг. 1

Обработка диспергированной ультразвуком глинистой фракции 6%-ной H_2O_2 не дала хороших результатов. Дифракционная картина этой фракции оказалась аналогичной изображенной на фиг. 1, в и поэтому здесь не приводится. Неэффективность такой обработки может служить показателем наличия во фракции рентгеноаморфного вещества не органической, а минеральной природы (аморфный кремнезем). Это очевидно, так как обработка диспергированного ультразвуком образца 2%-ным раствором соды привела к освобождению фракции от рентгеноаморфного материала (фиг. 1, з).

Образец 2/208 (глубина 0,80 м) представляет собой глину с гелинито-преколлинитовым древесным торфом, содержащую 35,77% органического вещества.

Дифрактограммы фракции $<0,001$ мм, выделенной обычным отмучиванием (фиг. 2, а), содержат интенсивные базальные отражения монтмориллонитового и хлоритового минералов, а также слабый непрерывный фон в области значений $d=9-11 \text{ \AA}$ в насыщенном глицеринном и $9,8-13,6 \text{ \AA}$ в прокаленном состояниях, свидетельствующий о наличии смешанослойной фазы, характер которой не исследовался. Фон в пределах значений $d=4,9-3,18 \text{ \AA}$, характерный для дифрактограмм образцов, содержащих органическое вещество и аморфный кремнезем, здесь отсутствует.

После обработки образца ультразвуком с последующим центрифугированием на дифрактограммах (фиг. 2, б) появляется значительный фон в пределах значений $d \approx 4,9-3,18 \text{ \AA}$; заметных изменений интенсивности и значений d рефлексов глинистых минералов не наблюдается.

Последующая обработка диспергированной ультразвуком фракции 2%-ным раствором соды (фиг. 2, в) и 6%-ной H_2O_2 (фиг. 2, г) привела (в обоих случаях) к удалению из образца рентгеноаморфного вещества. Однако если обработка 2%-ным раствором соды оказалась нейтральной в отношении к глинистым минералам фракции, то обработка 6%-ной H_2O_2 диспергированного ультразвуком образца привела к значительным изменениям в фазовом составе глинистой фракции. Появившийся на дифрактограммах (фиг. 2, г) размытый рефлекс с $d \approx 7,63-7,76 \text{ \AA}$ и отсутствие отражений с $d=7,1; 4,74 \text{ \AA}$, принадлежавших хлоритовому минералу, говорят о замене последнего смешанослойной фазой. Претерпел структурные превращения и монтмориллонитовый минерал, что проявилось в появлении на дифрактограммах (фиг. 2, г) отражений с $d=18 \text{ \AA}$ в насыщенном глицеринном состоянии, с $d=10,3 \text{ \AA}$ и $\sim 3,40 \text{ \AA}$ и сильным непрерывным фоном, идущим от него к области с $d \approx 3,5 \text{ \AA}$ — в прокаленном при 550°C состоянии.

Образец 1/208 (глубина 0,20 м) представлен гелинито-преколлинитовым древесным сильно глинистым торфом с зольностью 44,3%.

Дифрактограммы фракции $<0,001$ мм, выделенной обычным отмучиванием (фиг. 3), характеризуются интенсивным фоном в области значений $d \approx 4,9-3,18 \text{ \AA}$, выявляющим значительное количество аморфной фазы в образце, и очень слабыми рефлексами монтмориллонитового минерала (отражения с $d=17,6 \text{ \AA}$ в насыщенном глицеринном и $9,7$ и $3,23 \text{ \AA}$ в прокаленном состояниях) и хлорита (рефлексы с $d=14,4; 7,1; 3,54 \text{ \AA}$).

На дифрактограммах (фракция $<0,001$ мм) образца, обработанного 6%-ной H_2O_2 с последующим отмучиванием (фиг. 3, б), интенсивность диффузного рассеяния рентгеновых лучей в области значений $d=4,9-3,18 \text{ \AA}$ несколько снижена, а интенсивности отражений глинистых минералов возросли, что можно рассматривать как следствие вывода из глинистой фракции какой-то части аморфной фазы. Из опыта работы с обр. 7/208 можно предположить, что из фракции удалено окисленное H_2O_2 органическое вещество, а сохранившийся на дифрактограммах фон отнести за счет оставшегося в образце аморфного кремнезема.

Надо отметить, что на дифрактограммах фиг. 3, б довольно четко проявился непрерывный фон в области значений $d=9-10,3 \text{ \AA}$, свидетельствующий о наличии в образце смешанослойной фазы, выяснение природы которой требует специальных исследований.

На дифрактограммах глинистой фракции образца, обработанного 2%-ным раствором соды (фиг. 3, в) сохранился небольшой фон от аморфной фазы. Общий характер дифракционных картин аналогичен изображенным на фиг. 3, б с тем отличием, что здесь вместо диффузной полосы в области значений $d \simeq 9-10,3 \text{ \AA}$ появился четкий гидрослюдястый рефлекс с $d=10,0 \text{ \AA}$.

Дифрактограммы глинистой фракции образца, подвергнутого ультразвуковой обработке с последующим отмучиванием, тождественны дифрактограммам глинистой фракции исходного образца, представленным на фиг. 3, а, и здесь не приводятся.

Из анализа дифрактограмм, полученных от глинистой фракции образца, подвергнутого ультразвуковому диспергированию с последующей обработкой 2%-ным раствором соды (фиг. 3, г), следует, что образец достаточно хорошо очищен от органического вещества и аморфного кремнезема, но фазовый состав фракции подвергся значительным изменениям: базальное отражение с $d=16,9 \text{ \AA}$ и пышный «хвост» от рефлекса с $d=7,1 \text{ \AA}$, идущий в сторону малых углов, на дифрактограмме насыщенного глицерином препарата и размытый рефлекс с $d \simeq 12,7 \text{ \AA}$ в прокаленном состоянии свидетельствуют о «перерождении» монтмориллонитового минерала в смешанослойное образование монтмориллонит-хлоритового типа.

Дифрактограммы глинистой фракции образца, обработанного ультразвуком в сочетании с 6%-ной H_2O_2 , также свидетельствуют о фазовых изменениях, происшедших с глинистыми минералами в результате такой обработки. Общий характер дифрактограмм аналогичен приведенным на фиг. 3, б с той разницей, что в данном случае на дифрактограммах природного и насыщенного глицерином препаратов вместо четкого рефлекса с $d=7,2 \text{ \AA}$ имеем непрерывный фон в пределах значений $d=7,2-8,8 \text{ \AA}$, а в прокаленном при 550°C вместо интенсивного острого рефлекса с $d=10 \text{ \AA}$ имеем размытый рефлекс с $d \simeq 10,3 \text{ \AA}$ с идущим от него непрерывным фоном до области значений $d \simeq 14,2 \text{ \AA}$.

Образец 6/208 (глубина 4,30 м) представлен гелинито-преколлитновым древесным слабоглинистым торфом с зольностью 36,79%.

На дифрактограммах глинистой фракции, выделенной обычным отмучиванием (фиг. 4, а), присутствуют слабые отражения (001), (002), (004) хлорита, средней интенсивности отражение (001) монтмориллонита и непрерывный фон в области значений $d=14,2-17,8 \text{ \AA}$ (в насыщенном глицерине состоянии) от смешанослойной фазы, возможно, хлорит-монтмориллонитового типа.

Интенсивный фон в области значений $d=4,9-3,18 \text{ \AA}$ указывает на присутствие в образце большого количества рентгеноаморфного вещества.

Обработка образца 6%-ной H_2O_2 оказалась не эффективной. Содержание аморфной фазы в глинистой фракции осталось тем же, что и на исходном образце; это подтверждается анализом дифрактограмм (фиг. 4, б), на которых интенсивность диффузного рассеяния рентгеновых лучей в пределах значений $d \simeq 4,9-3,18 \text{ \AA}$ той же силы, что и на дифрактограммах фракции, полученной обычным отмучиванием (фиг. 4, а).

После обработки образца 2%-ным раствором соды на дифрактограммах глинистой фракции резко снизился фон от аморфной фазы. За счет ослабления фона увеличились интенсивность отражений монтмориллонитового и хлоритового минералов, появился рефлекс с $d=9,8 \text{ \AA}$

(в насыщенном глицерином состоянии) смешанослойного минерала типа гидрослюда-монтмориллонит (фиг. 4, в).

При ультразвуковой диспергации образца, вероятно, произошло разрушение структуры какой-то части глинистых минералов, о чем можно судить по фону очень большой интенсивности на дифрактограммах глинистой фракции, а также по тому факту, что из отражений глинистых минералов присутствуют лишь слабый рефлекс монтмориллонитового минерала с $d=13,4$ и $9,9 \text{ \AA}$ (в природном и прокаленном состояниях соответственно) и очень слабый рефлекс с $d=7,0 \text{ \AA}$ (в природном и насыщенном глицерином состояниях), принадлежность которых не уточнялась (фиг. 4, з).

Образец 7/243 (глубина 3,15 м) представлен гелинито-посттелинитовым древесным сильноглинистым торфом с зольностью 55,97%.

Препараты фракции $<0,001 \text{ мм}$, полученной обычным отмучиванием, дали дифракционные картины (фиг. 5, а) с характерными очень интенсивными и острыми базальными отражениями гидрослюдистого и хлоритового минералов. Наряду с этим в области значений $d=4,9$ — $3,18 \text{ \AA}$ присутствует фон, указывающий на наличие в образце аморфной фазы.

На фиг. 5, б показаны дифрактограммы глинистой фракции образца, обработанного 6%-ной H_2O_2 . Отсутствие на них сколько-нибудь заметного фона свидетельствует о выводе из фракции рентгеноаморфного вещества. Значения d отражений глинистых минералов не претерпели каких бы то ни было изменений, интенсивности их возросли за счет ликвидации фона от аморфной фазы.

На фиг. 5, в приведены дифрактограммы образца, прошедшего ультразвуковое диспергирование в течение 5 мин. Этой обработки оказалось достаточно для преобразования гидрослюда в смешанослойный минерал типа гидрослюда — монтмориллонит, фиксируемый по отражению с $d=9,8 \text{ \AA}$ в насыщенном глицерином состоянии. На дифрактограммах появился значительный фон от аморфной фазы. Наблюдается снижение интенсивностей всех отражений.

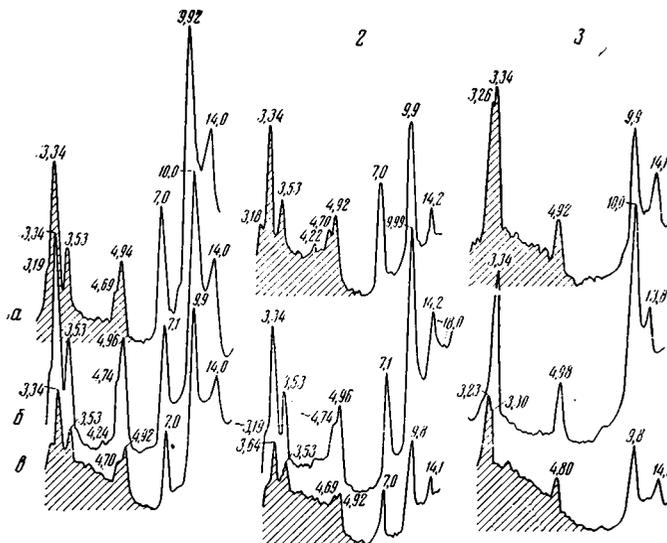
В работе не приводятся дифрактограммы образцов, подвергнутых воздействию 2%-ного раствора соды, ультразвуковому диспергированию с последующей обработкой 2%-ным раствором соды и 6%-ной H_2O_2 . Перечисленные обработки не дали желаемых результатов. На всех дифрактограммах сохранился фон от рентгеноаморфной фазы, а ультразвуковое диспергирование в сочетании с 6%-ной H_2O_2 привело к появлению во фракции смешанослойного минерала типа хлорит — монтмориллонит, фиксируемого на дифрактограмме насыщенного глицерином препарата непрерывным фоном в пределах значений $d=14,4$ — $18,8 \text{ \AA}$.

Образец 8/243 (глубина 3,50 м) представлен гелинито-преколлитинитовым древесным торфом с зольностью 15,96%.

На дифрактограммах фракции $<0,001 \text{ мм}$, выделенной обычным отмучиванием, наблюдается сильное диффузное рассеяние от аморфной фазы. Рефлексы глинистых минералов (гидрослюда, хлорит) достаточно четкие и острые, но малой интенсивности (фиг. 6, а).

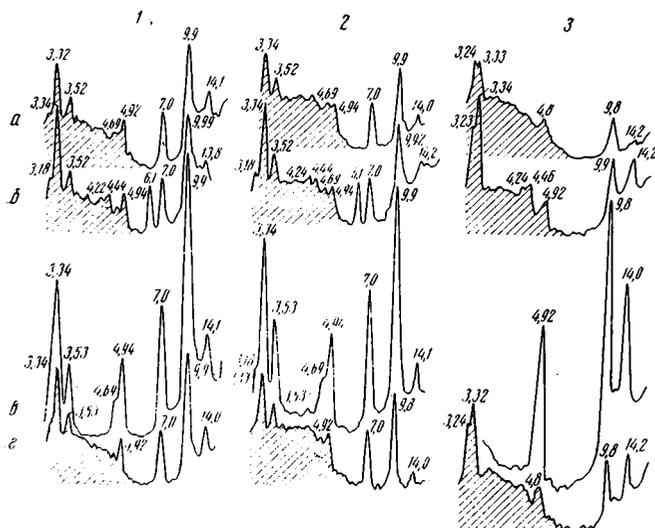
Дифрактограммы глинистой фракции образца, обработанного 6%-ной H_2O_2 (фиг. 6, б), в общем очень сходны с изображенными на фиг. 4, а: тот же значительный фон от аморфной фазы, та же интенсивность и значения d отражений глинистых минералов. Однако здесь присутствует интенсивный острый рефлекс с $d=6,1 \text{ \AA}$, исчезающий при прокаливании образца. Происхождение этого отражения не выяснено.

Ультразвуковое диспергирование образца с последующей обработкой его 6%-ной H_2O_2 полностью вывело из глинистой фракции рентгеноаморфное вещество. Дифрактограммы фракции отличаются большими интенсивностями отражений глинистых минералов (гидрослюда, хлорит) и полным отсутствием диффузного рассеивания (фон на ди-



Фиг. 5. Дифрактограммы глинистой фракции гелинито-пост-телнитового древесного сильноглинистого торфа

Образец 7/243. Способ получения фракции: а — обычное отмучивание, б — обработка образца 6%-ной H_2O_2 с последующим отмучиванием, в — ультразвуковое диспергирование



Фиг. 6. Дифрактограммы глинистой фракции гелинито-преколнитового древесного торфа

Образец 8/243. Способ получения фракции: а — обычное отмучивание, б — обработка образца 6%-ной H_2O_2 с последующим отмучиванием, в — ультразвуковое диспергирование (тройкратное по 5 мин.), г — ультразвуковое диспергирование (шестикратное по 5 мин.). 1, 2, 3 — см. фиг. 1

фрактограмме насыщенного глицерином образца вызван избытком глицерина в препарате) (дифрактограммы не приводятся).

На фиг. 6, в, г приведены дифрактограммы глинистых фракций образцов, подвергнутых ультразвуковому диспергированию: тройкратное по 5 мин. (фиг. 6, в), шестикратное по 5 мин. (фиг. 6, г).

Дифрактограммы на фиг. 6, в отличаются очень сильными острыми рефлексами гидрослюда и хлорита и полным отсутствием диффузно-го рассеяния в области значений $d \approx 4,9-3,18 \text{ \AA}$.

Шестикратное ультразвуковое диспергирование привело к преобразованию гидрослюда в смешанослойный минерал типа гидрослюда — монтмориллонит, фиксируемый на дифрактограмме насыщенного глицерином препарата (фиг. 6, з) отражением с $d = 9,8 \text{ \AA}$. Сильный фон в пределах значений $d = 4,9-3,18 \text{ \AA}$ указывает на большую долю в образце аморфной фазы.

Обработки исходного материала 6%-ной H_2O_2 и 2%-ным раствором соды с предварительным ультразвуковым диспергированием дали сходные результаты: на дифрактограммах глинистых фракций этих образцов сохранился незначительный фон от рентгеноаморфной фазы, возросли интенсивности отражений гидрослюда и хлорита, фазовых превращений этих минералов не наблюдается.

ВЫВОДЫ

На приведенных дифрактограммах глинистой фракции, полученной обычным отмучиванием из осадков различных фациальных типов скв. 208 с количеством органического вещества примерно 10—65%, ясно видно присутствие аморфного материала и обнаруживается плохая окристаллизованность глинистых минералов. В результате этого дифракционная картина глинистой фракции в целом оказывается недостаточно четкой, особенно там, где много органического вещества (более 50%), однако хорошо отражает специфику вещественного состава глин данной области седиментации.

Из сравнения дифрактограмм становится очевидным, что применение ультразвукового диспергирования, как и удаление органического вещества любой обработкой осадков скв. 208, содержащих глинистое вещество охарактеризованного выше типа, искажает в той или иной мере истинный фазовый состав глин фациальных типов осадков, обогащенных органическим веществом (более 50%), или не дает существенных преимуществ перед обычным отмучиванием. Последнее характерно для осадков с содержанием органического вещества до 10%.

Согласно изложенному, при подготовке к дифрактометрическому или какому-либо другому виду анализа глин и осадков охарактеризованного выше типа не следует применять ультразвуковое диспергирование осадков, а также использовать различные обработки, рассчитанные на удаление органического вещества. В таких случаях целесообразно ограничиться обычным отмучиванием с предварительным развариванием образца на водяной бане. В случаях крайней необходимости для удаления органического вещества из осадков можно воспользоваться обработкой образца 2%-ным раствором соды, которая уводит из сферы исследования гуматы натрия, а также и аморфный кремнезем, ухудшающий дифракционную картину глины в целом.

Дифракционные картины глинистой фракции торфов скв. 243, независимо от метода ее выделения, характеризуются четкими рефлексами, хотя обнаруживают в той или иной мере фон аморфного вещества особенно в обр. 8/243. Это указывает на достаточную окристаллизованность глинистых минералов исследуемых торфов скв. 243 и отличает их от глинистых минералов осадков скв. 208 соответствующих фациальных типов.

В связи с изложенным, для выделения и подготовки к анализам глинистой фракции из торфов и других фациальных типов осадков скв. 243 (дифрактограммы последних не приводятся) наиболее целесообразно использовать одно- или двукратное ультразвуковое диспергирование образца с последующим центрифугированием диспергата. Этот

метод дает возможность за более короткий срок, чем при обычном отмучивании осадков, получить достаточное количество глинистой фракции для различных видов анализа.

В случае загрязнения фракции органическим веществом, снижающим четкость дифракционной картины, возможно обработать полученную глинистую фракцию 2%-ным раствором соды.

Все изложенное позволяет утверждать, что при выборе метода выделения глинистой фракции и ее очистки от органического вещества необходимо прежде всего определить фациальный тип исследуемого осадка и обратить внимание на специфику минерального состава глинистого вещества в нем.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Л. С.* Удаление примеси обуглившейся органики из глин и выделение глинистых минералов из углей.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Берлин Т. С.* Влияние некоторых реагентов на глины различного минералогического состава.— В кн.: Материалы по палеогеографии и литологии. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 72. Л., 1962.
- Косой Д. Е.* О характере изменения дисперсности глинистых пород ультразвуком в водной среде.— Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1971, № 4.
- Косой Д. Е.* Ультразвуковая подготовка терригенных пород высокой степени литификации к гранулометрическому анализу.— В кн.: Материалы II научно-технической конференции молодых геологоразведчиков Управления геологии Туркменистана, Ашхабад, 1971.
- Косой Д. Е., Сапаров Ч., Бекмуратов Н.* О вещественном составе и возрасте подстилающих красноцветную толщу отложений площади Бурун.— Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1973, № 5.
- Круглицкий Н. Н., Симуров В. В., Овчаренко Ф. Д., Ничипоренко С. П.* Влияние ультразвука на процессы структурообразования и механизм развития формаций в водных дисперсиях глинистых минералов.— В сб. Физико-химическая механика почв, грунтов, глин и строительных материалов. Ташкент, «ФАН», 1966.
- Личманова А. И.* Применение ультразвука для подготовки почв к механическому анализу. Бюл. почв. ин-та ВАСХНИЛ, 1972, вып. 4.
- Степанов А. Н., Владимиров В. Е.* Ультразвук в подготовке почвенных проб к механическому анализу. Вестн. с.-х. наук, № 11, 1961.
- Шаймухаметов М. Ш., Воронина К. А.* Методика фракционирования органоглинистых комплексов почв с помощью лабораторных центрифуг.— Почвоведение, 1972, № 8.
- Adams W. A., Stewart W. I.* The effect of ultrasonic dispersion on Silurian shall particles.— J. Soil Sci., 1969, v. 108, No. 3.
- Birrell K. S.* Effect of pretreatment with hydrogen peroxide on composition of clay fractions extracted from organic Horizons of Andosols. В кн.: Тр. X Международного конгресса почвоведов. т. VII, М., «Наука», 1974.
- Edwards A. P., Bremner J. M.* Dispersion of soil partikles by sonic vibration.— J. Soil Sci., 1967, v. 18, No. 1.
- Laukulich L. M., Wiens J. H.* Comparison of organic matter distruction by hydrogen peroxide and sodium hypochlorite and its effects on selected mineral constituents.— Soil. Sci. Soc. America Proc., 1970, v. 34, No. 5.
- Pártray Géza.* Ultrahangos előkészítés mineralógiai vizsgálatokhoz. Agrokém. és talaj. 1971, v. 20, No. 3.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
22.1.1976.

УДК 553.983 : 551.761

**СОСТАВ И ГЕНЕЗИС БИТУМИНОЗНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТРИАСА
СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ**

М. Е. КАПЛАН, М. Н. ВАВИЛОВ

Рассмотрены особенности нижнеоленекского битуминозного горизонта — его соотношения с вмещающими породами, строение, палеонтологическая характеристика, минеральный и химический состав глинистого и карбонатного компонентов. По результатам комплексного литолого-палеонтологического изучения восстанавливаются условия формирования битуминозных отложений. Литологическое изучение пород выполнено М. Е. Капланом, палеонтологическое — М. Н. Вавиловым.

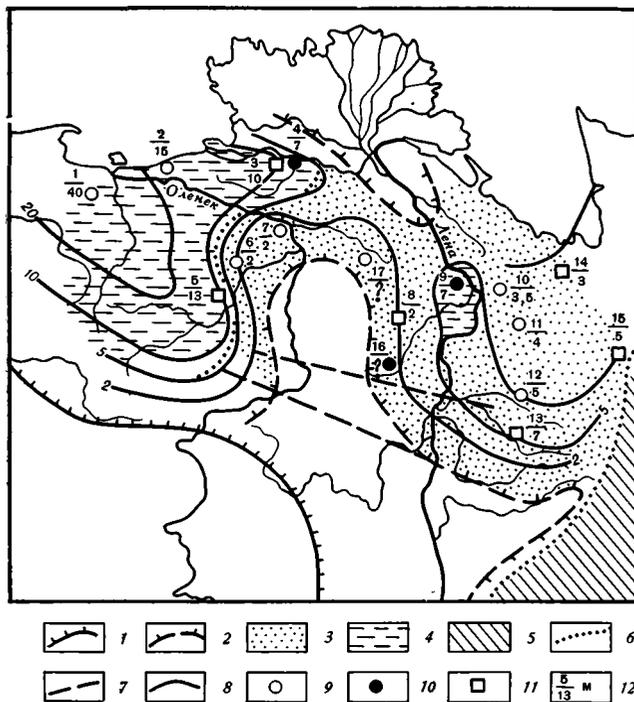
В триасовом терригенном комплексе на северо-востоке Сибири присутствует уникальный для верхнепалеозойского и мезозойского разрезов регионально выдержанный глинисто-карбонатный битуминозный горизонт. Выделенный впервые Д. С. Сороковым (1958) битуминозный горизонт впоследствии описывался В. А. Виноградовым, В. Н. Войцеховским, Д. А. Вольновым, И. С. Грамбергом, Г. А. Ермолаевым, В. Н. Каширцевым, А. А. Красильщиковым, Д. В. Лазуркиным, Н. А. Цейдлером, И. В. Школой и другими геологами.

Распространение и стратиграфическое положение. В современном эрозионном срезе этот горизонт обнажается в бассейнах нижнего течения рек Лены, Оленека, Хараулаха и Омолоя (фиг. 1), а в нижнем течении Оленека (в районе пос. Тюмяти и на Улахан-Юряхской антиклинали) он вскрыт буровыми скважинами. Мощность горизонта изменяется от 0,8 до 46 м, возрастая от внешнего (платформенного) к внутреннему (складчатому) борту Лено-Анабарского прогиба.

Битуминозный горизонт занимает четкую стратиграфическую позицию и является маркирующим в разрезе триасовых отложений. Присутствие разнообразного комплекса аммонитов (*Hedenstrioemia*, *Paranorites* и др.) позволяет уверенно относить горизонт к нижней зоне *Meekoceras gracilitatis* нижнего подъяруса оленекского яруса. Горизонт повсеместно перекрывается толщей темно-серых аргиллитов с карбонатными и фосфоритовыми конкрециями, включающими обильные остатки аммоноидей верхней зоны *Anasibirites multiformis* нижнеоленекского подъяруса (Вавилов, 1974).

Основные типы разрезов и строение горизонта. По соотношениям с подстилающими отложениями выделяют три типа разрезов горизонта.

1. Горизонт подстилается толщей темно-серых зеленоватых аргиллитов с редкими конкреционными прослоями сливных темно-серых, при выветривании желтоватых известняков. В разрезах хр. Орулган (бассейны рек Бесюкэ и Барысах) в этой толще появляются прослойки песчаников и алевролитов. Мощность подстилающих аргиллитов 2,5—29 м. В породах присутствуют остатки двустворок и редких аммоноидей, характерных для зоны *gracilitatis*. Ниже залегают отложения индского яруса с фауной конхострак и двустворок. Таким образом, в этом типе разреза



Фиг. 1. Схема расположения разрезов оленекского битуминозного горизонта и палеогеография времени его формирования

1—2 — области денудации: 1 — пенепленизированный континент, 2 — островная северная (Усть-Ленская) и южная (Оленекская) суши с корами выветривания; 3—5 — полузамкнутый морской бассейн с периодическим нарушением циркуляции: 3 — мелководная зона с карбонатной седиментацией, 4 — более глубоководная зона с глинисто-карбонатной седиментацией, 5 — открытый морской бассейн с песчано-глинистой седиментацией; 6 — границы фациальных зон; 7 — область усиленного прогибания в границах Кютюнгинского грабена; 8 — изопахиты горизонта (м); 9—11 — подстилающие отложения: 9 — оленекские, 10 — индские с корами выветривания, 11 — пермские с корами выветривания; 12 — номер разреза (числитель) и мощность горизонта (знаменатель). Разрезы: 1 — бассейн р. Улахан-Юрях (скважины); 2 — пос. Станах-Хочо; 3 — р. Дюлюнг-Юрэгэ; 4 — р. Нуучча-Юргэ; 5 — среднее течение р. Пур; 6 — нижнее течение р. Пур; 7 — пос. Тюмяти; 8 — р. Таас-Эйжит; 9 — мыс Чекуровский; 10 — р. Чубукулах; 11 — междуречье Берис-Эбитэм; 12 — р. Ыарысах; 13 — р. Сюрбэлээх; 14 — р. Хараулах; 15 — р. Омолой; 16 — р. Буор-Эйжит; 17 — бассейн р. Келимяр

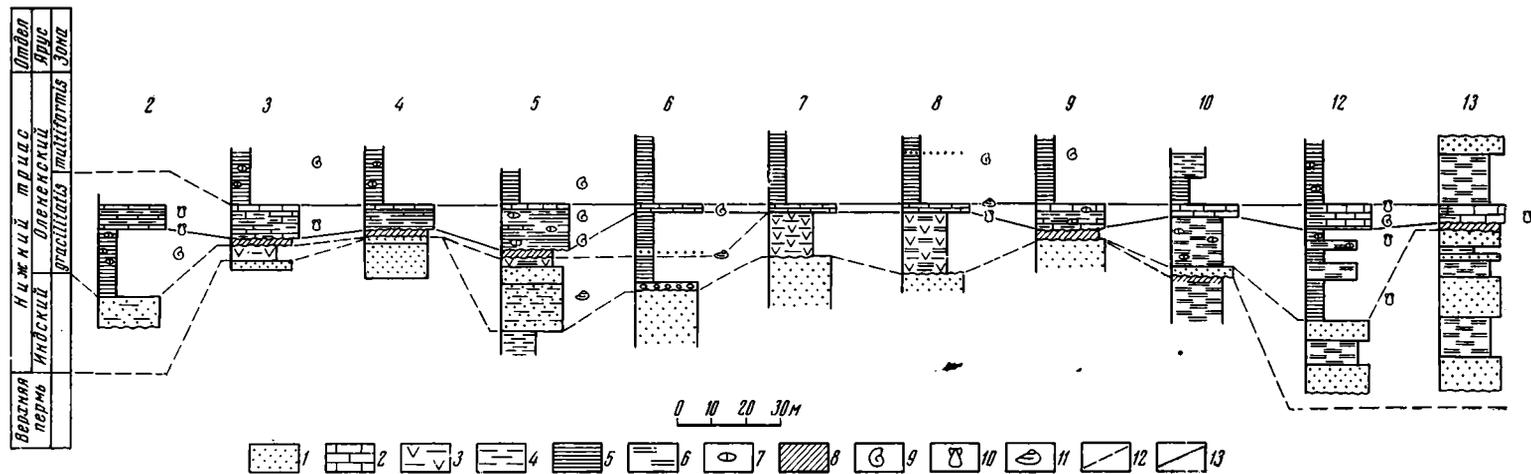
наблюдается непрерывная последовательность индских и нижеоленекских отложений (фиг. 2).

2. Горизонт залегает на индских отложениях. При этом из разреза выпадает аргиллитовая пачка, и в основании горизонта появляются коры выветривания, описанные в бассейне р. Пур (Короткевич, Школа, 1971), по Оленекской протоке (Лазуркин и др., 1972; Каплан, 1975) и в бассейне р. Сюрбэлээх (хр. Орулган).

3. Горизонт залегает непосредственно на пермских отложениях с фауной колымий. При этом из разреза выпадает аргиллитовая пачка, индские отложения, а в основании горизонта присутствуют коры выветривания, описанные по Оленекской протоке (Лазуркин и др., 1972; Каширцев, 1973) и по р. Лене у пос. Чекуровка (Каплан, 1971).

По строению горизонта выделяется два типа разрезов.

Тип. 1. Разрез представлен тонким чередованием листоватых аргиллитов (ламинитов) и массивных известняков при равном соотношении глинистого и карбонатного компонента или же, в большинстве случаев,



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов битуминозного горизонта и вмещающих отложений. Обозначения: 1 — песчаники; 2 — битуминозные известняки; 3 — пестроцветная песчано-глинистая толща; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — флишоидное чередование песчано-глинистых пород; 7 — карбонатные конкреции; 8 — коры выветривания; 9 — аммониты; 10 — пеллицподы; 11 — конхостраки; 12—13 — корреляция: 12 — биостратиграфических подразделений, 13 — битуминозного горизонта. Цифры соответствуют номерам разрезов на фиг. 1

при большем значении карбонатов. Мощность отдельных слоев изменяется от 1—3 до 5—10 см; мощность горизонта колеблется от 7 до 46 м. Как показывает изучение обнажений у пос. Станях-Хочо, в наиболее мощных разрезах намечается расчленение горизонта на две пачки — нижнюю, мощностью 7—10 м, преимущественно с конкреционными известняками, с мощностью слоев 5—10 см, и верхнюю, с выдержанными по простираанию карбонатными прослоями и частым чередованием слоев (через 1—3—5 см).

Тип. 2. Разрез представлен массивным пластом известняка (0,8—5 м) с единичными (0,1—1 см) слойками черных листоватых аргиллитов, многочисленных в наиболее мощных разрезах. В известняках встречаются мелкая, хорошо окатанная галька и гравий черных кремнистых пород.

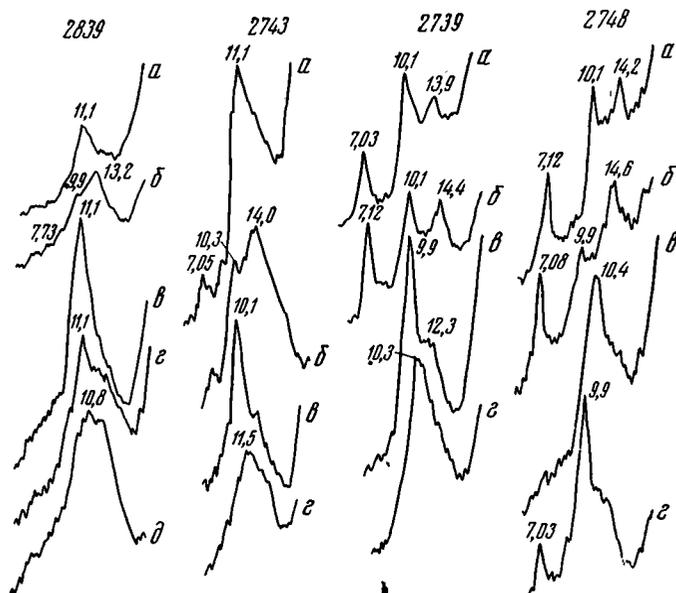
Литологическая характеристика. Битуминозная толща образована глинистыми и карбонатными породами. Глинистые породы представлены темно-серыми до черных, как правило буроватыми, нередко трухлявыми листоватыми карбонатными аргиллитами с обильными миллиметровыми корочками гипса, приуроченными к плоскостям наслоения. Аргиллиты равномерно пропитаны дисперсным органическим веществом и пиритом, обуславливающими темную окраску породы и почти полную непрозрачность в шлифах. Карбонатный материал в аргиллитах образует тончайшие (0,01—0,2 мм) выклинивающиеся микритовые прослои, иногда заметно перекристаллизованные и пропитанные бурым глинисто-органическим веществом. Обычно присутствуют пологосекущие слоистость трещины и изолированные участки (3—5 мм), выполненные тонкочешуйчатым гипсом и нередко пигментированные желтым битуминозным веществом.

Тонкая фракция аргиллитов в основном представлена смешанослойным диоктаэдрическим минералом ряда гидрослюда — смектит с невысоким содержанием подвижных межслоевых промежутков (фиг. 3). В незначительном количестве присутствуют также хлорит и гидрослюда. Повышенные содержания их отмечаются в разрезе Чекуровской антиклинали.

Состав тонкой фракции аргиллитов битуминозной толщи аналогичен составу коры выветривания, кое-где подстилающей эту толщу, и вместе с тем резко отличается от аргиллитов вмещающих оленекских отложений (фиг. 3), сложенных двухкомпонентной смесью диоктаэдрических гидрослюд и триоктаэдрических хлоритов.

По сравнению с вмещающими отложениями битуминозные аргиллиты содержат больше Са, Na и меньше Al, Mg, K (табл. 1). Эти данные отражают первичный смектитовый состав тонкой фракции ламинитов и их высокую известковистость по сравнению с хлоритово-гидрослюдистыми слабокарбонатными аргиллитами вмещающих отложений.

Карбонатные породы горизонта представлены темно-серыми, плотными, массивными известняками, образующими либо отдельные уплотненные по наслоению конкреции (0,5×0,05—0,25 м), либо выклинивающиеся и раздувающиеся прослои мощностью от 1 до 5—7, изредка до 25 см, либо единый пласт мощностью от 0,8 до 4—5 м. На массивной поверхности конкреционных известняков при выветривании иногда проявляется тонкая полосчатость и слоистость, аналогичная слоистости листоватых аргиллитов. Серая окраска известняков связана с присутствием рассеянного пирита и органического материала, обуславливающего характерный керосиновый запах пород при ударе. Известняки имеют органогенно-детритовую структуру и сложены многочисленными, как правило, сильно перекристаллизованными обломками пеллеципод и относительно редкими сферическими кальцитовыми образованиями диаметром 0,04—0,1 мм. Всегда присутствует примесь микритового компонента, образующего либо точечные выделения, либо невыдержанные слой-



Фиг. 3. Фрагменты дифрактограмм фр. $< 0,001$ мм битуминозных аргиллитов (обр. 2743) оленекских кор выветривания (обр. 2839), сложенных преимущественно смешанослойным минералом ряда гидрослюда — смектит, подстилающих (обр. 2739) и перекрывающих (обр. 2748) битуминозный горизонт аргиллитов хлоритово-гидрослюдистого состава. Ориентированные препараты: *a* — воздушно-сухой; *b* — насыщенный этиленгликолем; *в* — прогретый (600° , 2 часа); *г* — обработанный 10% HCl (30 мин. кипячение); *д* — обработанный HCl и насыщенный этиленгликолем

ки мощностью 1—4 мм и пропитанного бурым глинисто-органическим веществом. Количество тонкозернистого материала увеличивается при переходе от выдержанных массивных прослоев известняков к конкреционным. Сильно перекристаллизованные участки породы и тончайшие трещины, выполненные кальцитом и гипсом, обычно пигментированы светло-желтым легким битумоидом. В разрезе Чекуровской антиклинали карбонатный компонент горизонта представлен только конкреционными образованиями, сложенными мелкими (0,016—0,025 мм) кальцитовыми зернами, окутанными тончайшей пленкой бурого глинисто-органического материала.

Известняки горизонта образованы кальцитом с ничтожной изоморфной примесью Mn, Fe, Mg и характеризуются низкой (5,6—14,5%) концентрацией нерастворимого органо-минерального вещества и фосфора (табл. 2). Подстилающие и покрывающие отложения содержат конкреции иного состава — с большим количеством нерастворимого остатка, фосфора и значительно более высокими содержаниями Fe, Mg, Mn в карбонатах, представленных как кальцитом, так и сидеритом. Внутри битуминозного горизонта намечается тенденция к уменьшению количества нерастворимого остатка и примеси Mn, Fe, Mg в выдержанных карбонатных пластах (обр. 2744) по сравнению с конкреционными телами известняков (обр. 580, 2742^a).

Глинистые и карбонатные породы горизонта характеризуются невысокими (близкими к кларку и меньшими) содержаниями элементов-примесей — P, V, Cr, Zr, Be и др. (табл. 2—4). Повышенные концентрации отмечаются только для Sr, Cu, Mo. Эти же элементы, связанные с карбонатным (Sr) и органическим (Cu, Mo) веществом, обогащают битуминозный горизонт по сравнению с вмещающими отложениями. Количество всех остальных элементов-примесей в битуминозных породах ниже,

Таблица 1

Химический состав глинистых пород битуминозного горизонта и вмещающих отложений, пос. Чекуровка

№ образца	Горизонт	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	Сумма
577	Кора выветривания	59,53	3,73	2,26	17,85	0,94	0,07	0,13	1,63	2,34	3,80	1,74	6,75	100,77
579	Битуминозный горизонт	43,34	5,92	3,95	12,42	1,15	0,07	0,09	9,65	1,89	2,06	1,86	17,12	99,52
584*	Перекрывающие аргиллиты	47,95	4,53	3,57	23,21	0,90	0,07	0,05	1,56	5,32	4,05	0,50	8,87	100,57

* Фракция <0,001 мм. Аналитик В. М. Тумина.

Таблица 2

Состав карбонатных пород из битуминозного горизонта и конкреций из подстилающих и покрывающих отложений

№ образца	Горизонт	Н. О.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	П.п.п.	Сумма	CO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Fe _{HCl} ²⁺	CaSO ₄	CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃
Пос. Чекуровка																	
578	КВ	21,40	6,43	34,00	3,55	1,06	31,90	98,34	31,80	0,24	0,20	2,18	1,80	58,90	0,39	7,56	7,55
580*	БГ	14,50	2,87	43,24	0,95	0,52	36,44	98,52	36,00	0,10	0,22	1,12	0,87	76,90	0,16	2,56	3,32
582	В	32,53	38,27	4,11	3,52	Не обн.	21,12	99,55	17,55	0,47	0,86	16,64	—	5,23	0,76	5,45	19,70
Пос. Станях-Хочо																	
2740	Н	24,60	13,20	32,80	1,30	0,07	28,38	100,03	—	0,74	0,61	2,92	0,14	56,30	1,20	1,36	3,01
2742**	БГ	7,96	2,50	49,14	0,40	0,60	39,15	99,75	—	0,18	0,08	0,56	1,00	86,80	0,29	0,42	0,58
2744**	БГ	5,62	1,94	51,63	Не обн.	0,38	40,59	100,16	—	0,20	0,05	0,56	0,65	91,50	0,32	—	0,58
2762	В	18,56	52,40	13,32	0,80	0,29	13,67	99,04	11,3	1,49	5,10	8,00	0,29	10,96	2,49	0,83	16,29

Примечание. КВ — кора выветривания; БГ — битуминозный горизонт; В — вышележащие отложения; Н — подстилающие отложения.

* Конкреция, ** Выдержанный слой

Таблица 3

Содержание малых элементов в аргиллитах и известняках битуминозного горизонта, подстилающих и покрывающих отложениях, $\% \cdot 10^{-3}$

№ образца	Горизонт	Sr	Ba	V	Cr	Ni	Co	Zr	Ti	Cu	Mn	Ga	Be	B	Mo
Аргиллиты															
Пос. Станак-Хочо															
2739	Н	36	60	14	9	6	2,5	11	340	8	40	1,0	0,20	16	Не обн.
2742	БГ	85	35	8,5	7,5	7	3	6	260	9	26	0,4	0,075	5	4,5
2743	БГ	50	50	9	7,5	7,5	2,6	5	240	12	26	0,4	0,065	5	3,5
2748	В	48	55	17	13	7,5	2,8	15	440	5	60	1,2	0,23	9	Не обн.
Оленекская протока (р. Дюлюнг-Юрэгэ)															
2842	БГ	120	24	Сл.	10	7	3,6	5	250	7	36	0,65	0,06	5	5,5
2855	В	40	56	19	14	10	3,8	17	420	7	37	1,0	0,14	12	Не обн.
Пос. Чекуровка															
577	КВ	18	22	5	5	12	0,7	10	560	2	60	0,3	0,12	—	Не обн.
579	БГ	30	20	11	7,3	6	3,2	10	690	5	60	0,6	0,13	—	4,2
Известняки															
Пос. Чекуровка															
578	КВ	50	21	4,8	2,7	3,5	1,9	7	100	1,8	160	0,080	0,025	—	—
580	БГ	60	5	Сл.	Сл.	2,4	Сл.	Сл.	80	3	160	0,065	Не обн.	—	—
582	В	30	26	5	4,4	7	»	17	240	3	10	0,600	0,13	—	—

Примечание. Не обнаружены Pb, Sn, Zn, Ge, кроме обр. 577 и 579 (со следами Pb). Буквенные обозначения — см. табл. 2.

Таблица 4

Содержания $C_{орг}$, P, Fe и S, физические свойства и карбонатность аргиллитов битуминозного горизонта и вмещающих отложений

№ образца	Горизонт	$C_{орг}$	$Fe_{общ}$	$Fe_{пирит}^{2+}$	Fe_{HCl}^{2+}	Fe_{HCl}^{3+}	$S_{общ}$	$S_{пирит}$	$S_{сульфат}$	P_2O_5	Карбонатность	Пористость, %		Плотность, $г/см^3$
												общая	открытая	
Пос. Станях-Хочо														
2739	Н	0,51	7,71	Не обн.	3,13	3,24	0,05	Не обн.	0,05	0,02	Не обн.	10,29	7,23	2,26
2742	БГ	1,81	5,42	0,98	3,46	0,51	3,91	1,12	2,79	0,01	11,15	30,06*	13,78*	1,91*
2747	БГ	2,17	5,03	Не обн.	1,34	2,79	4,20	Не обн.	4,20	0,02	—	—	—	—
2748	В	0,67***	6,93	»	4,13	2,01	0,20	»	0,20	0,04	Не обн.	7,41	3,92	2,37
Пос. Чекуровка														
577	КВ	0,36	4,24	0,06	1,34	1,98	1,16	0,07	1,09	0,13	—	—	—	—
579	БГ	2,44	6,98	3,16	3,35	0,03	5,83	3,63	2,20	0,09	9,6	14,86	10,19	2,19
581	В	0,46	5,14	Не обн.	2,79	1,90	0,04	Не обн.	0,04	0,05	Не обн.	6,47	2,84	2,45

* Обр. 2741. ** Обр. 584. *** Обр. 2768.

В обр. 2820 (битуминозные аргиллиты разреза Оленекской протоки) содержание $C_{орг}$ 2,03%. Буквенные обозначения см. табл. 2.

Таблица 5

Результаты анализов хлороформенных битумоидов из битуминозного горизонта (пос. Станях-Хочо), %

№ образца	Порода	Нерастворимый остаток	$C_{орг}$	Хлороформенный битумоид	Спирто-бензольный битумоид	Масла	Смолы		Асфальто-геновые кислоты	Асфальтены	С	Н	S	N+O
							бензольные	спирто-бензольные						
2742	Аргиллит	64,75	1,81	0,12	0,29	46,0	17,8	3,4	22,2	10,8	83,80	11,30	0,36	4,64
2742 ^a	Известняк	6,36	0,30	0,03	0,21	47,5	22,7	3,2	16,6	9,6	85,7	11,4	0,43	2,47

чем в подстилающих и перекрывающих аргиллитах. Только по сравнению с корами выветривания в битуминозной толще наблюдаются несколько повышенные концентрации большинства малых элементов.

Характерная особенность битуминозного горизонта — высокое содержание органического вещества и обусловленный этим характер распределения железа и серы (табл. 4, 5).

Содержание $S_{орг}$ в нерастворимой части пород составляет 5—7%. Это в 4—8 раз больше, чем во вмещающих отложениях. В битуминозных аргиллитах присутствует 1,8—2,4, в известняках 0,2—0,3 $S_{орг}$ (% на породу). Значительным для образцов из обнажений является и содержание битуминозных компонентов (до 0,31%). Данные группового и элементарного анализов хлороформенного экстракта (высокое содержание масел, водорода, низкие концентрации гетероэлементов) и заметное обогащение органического вещества битуминозными компонентами ($\beta=6—10\%$) свидетельствуют о сапропелевом типе органического материала, преимущественно алифатическом характере хлороформенного битумоида (несколько более нейтральном в карбонатных прослоях, чем в аргиллитовых) и, по-видимому, о заметном катагенетическом преобразовании органического вещества (Успенский, 1969). Учитывая, что органическое вещество ладинских отложений складчатой зоны прогибов преобразовано до газовой стадии (Каплан, 1974), можно полагать, что органическое вещество залегающей ниже по разрезу оленекской битуминозной толщи изменено в складчатой зоне прогибов по крайней мере до Г—Ж стадии.

Общее содержание железа в битуминозных отложениях и вмещающих аргиллитах несколько выше кларкового. Среди форм Fe значительную роль (до 45% от $Fe_{общ}$) играет высоковосстановленное пиритное Fe, полностью отсутствующее в подстилающих и перекрывающих аргиллитах. В них, а также в битуминозных аргиллитах преобладает закисная, преимущественно силикатная форма. Для вмещающих отложений и кор выветривания характерно очень высокое содержание окисной кислоторастворимой формы железа. В битуминозной толще количество этой формы переменное, обычно значительно меньшее, чем во вмещающих аргиллитах.

В битуминозном горизонте наблюдаются высокие содержания серы (3,9—5,8%), практически отсутствующей во вмещающих аргиллитах (0,03—0,20%). Сера представлена как сульфидной (пирит), так и сульфатной (гипс) формами (см. табл. 4). Присутствие сульфатной серы наблюдается, кроме ламинитов, только в глинах коры выветривания в форме гипса и ярозита. Необычное сочетание сульфидной и сульфатной серы можно было бы объяснить возникновением ее при выветривании таких пиритизированных и высококарбонатных пород, какими являются изучаемые ламиниты. О гипергенном происхождении части гипса свидетельствует высокое содержание окисного и отсутствие сульфидного железа в обр. 2747 с максимальным (4,2%) количеством $S_{сульфат}$. Однако постоянное присутствие $S_{сульфат}$ во всех аргиллитовых и карбонатных прослоях (см. табл. 2, 4) горизонта, в том числе и в тех, где практически отсутствуют окисное железо (обр. 579) и пластинки гипса по наслоению, говорит о диагенетическом происхождении основной массы сульфатной серы.

Палеонтологическая характеристика. Из битуминозной пачки определено 13 видов пелеципод и 16 видов аммоноидей (табл. 6), встречены также гастроподы (*Bellerophon*), прямые наутилоидеи (*Pseudoortoceras*, *Trematoceras*) и редкие конхостраки. Г. И. Бурый (устное сообщение) обнаружила в известняках обильные остатки разнообразных конодонтов.

Состав танатоценозов резко различен в карбонатном и глинистом компонентах горизонта. Известняковые прослои переполнены обломками и целыми различно ориентированными разрозненными створками

пеллеципод. В монолитных известняках (2 тип разреза) пеллециподы представлены почти исключительно посидониями. Аммоноиды редки или отсутствуют (за исключением бассейнов рек Хараулах и Омолой). Если известняки расслоены аргиллитами (первый тип разреза), то фауна в карбонатных прослоях более разнообразна: появляются прикрепляющиеся пеллециподы (*Myalina*, *Claraia*, *Leptohondria* и т. п.) и обильные аммоноиды.

В аргиллитах присутствует немногочисленная и чрезвычайно однообразная фауна посидоний прекрасной сохранности, представленная ориентированными по наслоению, обычно раскрытыми и разрозненными створками как молодых, так и взрослых экземпляров. При переходе к первому типу разреза увеличивается роль глинистых пород, в которых во все возрастающем количестве появляются остатки разнообразных аммоноидов, обычно приуроченные к отдельным конкреционным стяжениям.

Условия формирования. К концу индского века на территории, отвечающей северо-востоку Сибири, завершается накопление лагунно-континентальных красноцветных отложений с солоновато-водной фауной разнообразных листоногих. Сокращение мощности или отсутствие индских толщ и некоторые особенности раннеоленекских отложений (отсутствие базальных аргиллитов, развитие кор выветривания, уменьшение мощности и существенно карбонатный характер битуминозного горизонта) позволяют выделить в пределах указанного региона Оленекское, Усть-Ленское и Джарджанское палеоподнятия (см. фиг. 1). В начале оленекского века между этими поднятиями и на их склонах формируется подстилающая битуминозный горизонт маломощная терригенная толща, существенно глинистая у Оленекского и Усть-Ленского поднятий со сглаженным рельефом, и более грубая (с песчано-алевритовыми прослоями) вблизи Джарджанского и в южной части Усть-Ленского поднятий. В это время на континенте вяло протекали процессы выветривания, обусловившие хлоритово-гидролюдистый состав базального глинистого горизонта. Малочисленность остатков моллюсков и однообразный их состав, отсутствие среди них стеногалинных организмов, невысокие содержания В (0,016%) и Ga (0,001%) в аргиллитах отражают, по-видимому, пониженную соленость (Harger, 1970) палеобассейна. К середине зонального момента *gracilitatis* на поднятиях развиваются коры выветривания, фрагменты которых широко распространены в Северо-Восточной Сибири. В зависимости от субстрата продукты выветривания, имевшие сиалитный или феррисиалитный состав (Каплан, 1975), представлены либо преимущественно смектитовым материалом (на индских граувакках, возникших в результате разрушения порфиритов, и основных эффузивах) либо хлоритово-гидролюдистым материалом и ярозитом (на хлоритово-гидролюдистых пермских отложениях). Обилие минералов с лабильной решеткой, характерных для продуктов выветривания в контрастных теплых (тропических и субтропических) условиях (Raquet, 1970), свидетельствует о засушливости и сезонности климата на оленекском континенте.

Таким образом, к моменту формирования битуминозного горизонта на территории, отвечающей северо-востоку Сибири, в границах индской седиментационной впадины возник солоноватоводный бассейн, ограниченный пенепленированными поднятиями с корами выветривания, с контрастным, периодически засушливым климатом. Во время накопления битуминозных отложений площадь бассейна, расширяется и охватывает как область индской аккумуляции, так и периферию поднятий. Непрерывное осадконакопление продолжалось в зонах устойчивого прогибания между поднятиями, где формировались наиболее мощные сложно-построенные разрезы первого типа. К склонам поднятий наблюдается выклинивание горизонта, и на корях выветривания индских и пермских

отложений накапливаются редуцированные глинисто-карбонатные или чисто карбонатные отложения.

Бассейн открывался в северном и, по-видимому (через Кютюндинский грабен), в юго-восточном направлении. Об этом свидетельствует возрастание роли глинистого компонента и появление фауны аммоидей в разрезах Усть-Оленекского района, Станах-Хочо и особенно среднего течения р. Пур. Не исключено, что между Джарджанским и Усть-Ленским поднятиями над подводными порогами также существовали проходы в моря Восточного Верхоянья. Этим, возможно, обусловлено появление аммонитовой фауны в Хараулахском разрезе р. Тас-Юрэх. Относительно открытым был и бассейн на восточном склоне Верхоянья, поскольку в разрезах Омолойского района присутствуют обильные аммониты (табл. 6).

Жаркий засушливый климат обусловил преимущественно смектитовый состав продуктов выветривания, являвшихся источником глинистого вещества ламинитов. Связь с продуктами выветривания определила низкие концентрации в битуминозных аргиллитах большинства малых элементов и калия, повышенное содержание натрия, совпадение минерального состава глинистых фракций ламинитов и подстилающих кор выветривания (см. фиг. 3).

Накопление битуминозного горизонта протекало в двух фациальных обстановках. Одна из них характеризовалась интенсивной гидродинамикой, нормальным газовым режимом, присутствием обильной фауны моллюсков и конодонтов. Здесь формировались органогенно-детритовые известняки с переотложенными, разбитыми раковинами, иногда рассеянными зернами мелкого гравийно-галечного материала. Эта обстановка крайнего мелководья, напоминая условия берегового вала, господствовала на склонах палеоподнятий, где формировался из сносимого к берегу со стороны акватории раковинного материала (в основном остатков посидоний) единый массивный пласт известняка. Близкие, хотя и более спокойные условия, неоднократно возникали во внутренней зоне бассейна. Здесь накапливались тонкие прослои органогенно-детритовых известняков с более разнообразными и менее разрушенными остатками пелеципод и аммоидей.

Другая фациальная обстановка характеризовалась спокойной гидродинамикой и застойным режимом. В биоценозе иловой впадины на этом этапе были широко представлены посидонии и аммоидеи. Р. Джеффрис и П. Минтон (Jeffries, Minton, 1965), изучавшие палеоэкологию юрских посидоний, показали их принадлежность к нектопланктону на всех стадиях развития. Распространение нектопланктонных (посидоний) и нектонных (аммоидей) пелагических форм, весьма типичных для застойных обстановок (Геккел, 1974), тончайшая слоистость осадков, не нарушенная донными организмами, свидетельствуют о стратификации водной толщи и возникновении бедной кислородом нижней застойной зоны, характерной для формирования разновозрастных ламинитов (Busson, Noël, 1972).

Частая перемежаемость глинистых прослоев и органогенно-детритовых известняков отражает небольшие глубины бассейна. При этом возникновение глинистых прослоев, по-видимому, отвечало некоторому возрастанию глубин, когда глинистые частицы, пройдя зону волнового поля, медленно осаждались в спокойной воде.

Малочисленность остатков головоногих моллюсков и присутствие гипса в известняках свидетельствуют, возможно, о несколько повышенной солености в моменты обмеления бассейна. Заметное (до 0,005%) уменьшение содержания бора (элемента, в значительной степени фиксирующегося в тетраэдрическом слое гидрослюд) по сравнению с вмещающими хлоритово-гидрослюдистыми аргиллитами связано, по-видимому, не с понижением солености, а со смектитовым составом ламинитов.

Палеонтологическая характеристика битуминозного горизонта нижнеоленьского подъяруса

Местонахождение	Тип разреза	Мощность, м	Пелециподы	Аммоноиды
р. Улахан-Юрях	1	40	<i>Posidonia</i> aff. <i>mimer</i> Olberg, <i>Myalina</i> cf. <i>scharmarae</i> Bitt., <i>Claraia aurita</i> (Hauer.), <i>Gervillia ussurica</i> Kipar., <i>Leptohondria bitneri</i> Kipar., « <i>Eumorphotis</i> » <i>maritima</i> Kipar., <i>Amondontophora brevis</i> Bitner	<i>Metophiceras</i> (?) sp., <i>Litophiceras</i> (?) sp., indet., <i>Glyptophiceras</i> (?) <i>tobinsinense</i> Kipar.
пос. Станнах-Хочо	1	15	<i>Posidonia mimer</i> Olberg., <i>Gervillia mitiloides</i> Schloth., <i>Leptohondria albertii</i> (Goldf.), <i>Claraia aurita</i> (Hauer.)	<i>Koninckites</i> sp. nov., <i>Pseudospicidites</i> sp., <i>P. levis</i> Popow, <i>Xenoceltites</i> (?) sp.
р. Дюлюнг-Юрэгэ	1	10	<i>Claraia aurita</i> (Hauer.), <i>Enantiostrongylus</i> cf. <i>difforme</i> (Schlot.)	
Среднее течение р. Пур	1	13	<i>Posidonia mimer</i> Olberg.	<i>Hedenstroemia mojsisovicsi</i> Diener, <i>H. hedenstroemi</i> (Keys.), <i>Anahedenstroemia evoluta</i> Spath, <i>Koninckites gantmani</i> (Popow), <i>Paranorites</i> cf. <i>hydaspis</i> Koken et Smith., <i>P.</i> cf. <i>tzaregradskii</i> Popow, <i>Inyoites</i> cf. <i>oweni</i> Hyatt et Smith, <i>Wyomingites</i> aff. <i>aplantus</i> (White.)
Нижнее течение р. Пур	2	2	<i>Posidonia</i> sp.	<i>Hedenstroemia</i> sp. <i>Xenoceltites</i> sp.
р. Таас-Эйээкит	2	2	<i>Atomodesma</i> cf. <i>errabunda</i> Popow, <i>Posidonia mimer</i> Olberg.	
р. Чубукулах	2	3,5		<i>Ammonites</i> gen. et. sp. indet.
р. Ыларысах	2	5	<i>Posidonia mimer</i> Olberg. <i>P. olenekensis</i> Popow, <i>Gervillia reticularia</i> Popow	<i>Koninckites</i> cf. <i>gantmani</i> (Popow), <i>K. costatus</i> (Popow)
р. Сюрбэлээх	2	7	<i>Posidonia mimer</i> Olberg. <i>P. olenekensis</i> Popow	
р. Хараулах	2	3	<i>Posidonia</i> sp., <i>Nucula</i> (?) sp.	<i>Paranorites</i> (?) sp., <i>Metophiceras</i> (?) sp., <i>Nautilus</i> sp. indet.
Верховья р. Омолой	2	5	<i>Posidonia mimer</i> Olberg.	<i>Paranorites</i> sp., <i>Koninckites</i> cf. <i>gantmani</i> (Popow), <i>K. costatus</i> (Popow), <i>Prionolobus</i> cf. <i>plicatus</i> Tozer, <i>Anakashmirites</i> sp., <i>Parananites globosus</i> Popow

Повышенное содержание органического вещества обусловлено низкими скоростями седиментации и значительной биопродуктивностью бассейна. Скорости накопления горизонта составляли в среднем 7—10 мм/тыс. лет и близки скоростям образования волжских битуминозных толщ Западной (Конторович, 1967) и Северной Сибири. Макси-

мальные и довольно значительные скорости седиментации (15—60 мм/тыс. лет) характерны для внутренней активно прогибавшейся зоны бассейна. Время формирования отдельных слоев карбонатного и глинистого состава при средней мощности около 5 см составляет 1500—2000 тыс. лет. Остается неясным, отражает ли такая периодичность циклические изменения климата или медленные колебательные тектонические движения.

Значительная биопродуктивность бассейна определяла высокое содержание органического вещества независимо от мощности горизонта и скорости седиментации. Во всех случаях первоначальное количество органического материала в глинистом компоненте горизонта с учетом постседиментационных потерь составляло не менее 5—7%.

На стадии диагенеза происходило дополнительное накопление хемогенных карбонатов, отличающихся от биогенных разностей повышенным количеством нерастворимого остатка, Mg, Fe, Mn. Высокое содержание органического вещества, железа и постоянное поступление сульфатов из придонных вод, характерное для морских водоемов (Страхов, 1960) и особенно значительное из-за низких скоростей седиментации, обусловили возникновение обильного пирита и гипса. Сходный, необычный для восстановительных условий парагенез встречен в плейстоценовых сапропелевых осадках Средиземного моря, где так же, как и в изучаемых отложениях, гипс составляет до 4% от веса илов и приурочен к прослоям с содержанием органического вещества 4—5%. При более высоких содержаниях органического материала (10%) гипс полностью вытесняется пиритом (Chamley, Rober, 1974). Предполагается, что возникновение гипса обусловлено жизнедеятельностью *Thiobacillus*, заимствующих S из H₂S, а Ca и O — из органического кальцита и поровых вод.

На стадии катагенеза первичный смектитовый материал ламинитов и подстилающих кор выветривания был преобразован в смешанослойный минерал ряда гидрослюда — смектит, а органическое вещество изменено до Г—Ж стадии. Аналогичные преобразования характерны и для всей триасовой толщи складчатой зоны Восточной Сибири (Каплан, 1974). Вместе с тем необходимо отметить аномально высокую пористость и низкую плотность (см. табл. 4) глинистых прослоев (14,9—30,1% и 1,91—2,19 г/см³) битуминозного горизонта по сравнению с вмещающими аргиллитами (6,5—10,3% и 2,26—2,45 г/см³). То же явление наблюдается и для кор выветривания рассматриваемого региона (Каплан, 1971, 1975). Причины такой замедленной литификации неясны. Возможно, она обусловлена специфическими поверхностными свойствами интенсивно выветрелого материала, а для ламинитов — также и тормозящим влиянием гидрофобных пленок органического вещества, облегающих активную поверхность глинистых частиц.

* * *

В начале оленекского века, во второй половине зонального момента *gracilitatis* на территории, отвечающей северо-востоку Сибири, формировался глинисто-карбонатный битуминозный горизонт. Уникальная для мезозойской истории Сибири устойчивая, хотя и кратковременная карбонатная седиментация происходила в условиях жаркого периодически засушливого климата в полузамкнутом бассейне при незначительном поступлении терригенного материала и низких скоростях седиментации. Бассейн был ограничен выровненными поднятиями с развитыми сиалитными и феррисиалитными корами выветривания — источниками растворенных компонентов и деградированных глинистых продуктов преимущественно смектитового состава.

Накопление отложений происходило в двух различных фациальных обстановках. Одна из них характеризовалась интенсивной гидродинами-

кой, нормальной аэрацией придонных вод, комплексом разнообразных и обильных организмов. Здесь возникали органогенно-детритовые известняки. Для другой фашиальной обстановки типичны затрудненная циркуляция вод, спокойные гидродинамические условия, стратификация водной толщи и нарушение нормальной аэрации придонных вод. В этой обстановке формировались тонкослоистые глинистые породы с остатками нектонных и нектопланктонных форм.

Затрудненная циркуляция, высокая биопродуктивность бассейна, низкие скорости седиментации обусловили значительную концентрацию сапропелевого органического вещества в донных глинистых осадках. Это органическое вещество, преобразованное до стадий Г — Ж, находится в главной фазе нефтеобразования (Вассоевич и др., 1969) и является источником углеводородов для вышележащих триасово-меловых терригенных толщ.

Битуминозный горизонт характеризуется значительной трещиноватостью, повышенной пористостью глинистого компонента, преобразованием смектита в смешанослойный минерал с невысоким содержанием лабильных межслоевых промежутков. Поэтому битуминозная толща может играть двоякую роль — источника углеводородов и коллекторско-го горизонта.

ЛИТЕРАТУРА

- Вавилов М. Н. Биостратиграфия оленекского яруса севера Средней Сибири.— В кн.: Биостратиграфия мезозоя осадочных бассейнов СССР. Л., Ротапринт, ВНИГРИ, 1974.
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В. Главная фаза нефтеобразования.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1969, № 6.
- Геккел Ф. Распознавание мелководной морской палеообстановки осадконакопления.— В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., «Мир», 1974.
- Каплан М. Е. Кора выветривания на пермских аргиллитах Чекуровской антиклинали в низовьях Лены.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 3.
- Каплан М. Е. Катагенетическая зональность мезозойского терригенного комплекса севера Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2.
- Каплан М. Е. Триасовые этапы выветривания на севере Сибири.— Геология и геофизика, 1975, № 6.
- Каширцев В. А. О стратиграфическом перерыве на границе перми и триаса в низовьях рек Лены и Оленека.— Геология и геофизика, 1973, № 11.
- Конторович А. Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3.
- Короткевич В. Д., Школа И. В. Стратиграфия и палинологическая характеристика триасовых отложений южной части Лено-Анабарского прогиба.— Уч. зап. НИИГА. Сер. палеонтол. и биостратигр. Л., Ротапринт, НИИГА, 1971, вып. 31.
- Лазуркин Д. В., Школа И. В., Каплан М. Е. Раннетриасовая кора выветривания и взаимоотношение перми и триаса на северо-востоке Центральной Сибири.— В кн.: Новые данные по границе перми и триаса СССР. Л., Ротапринт, ВСЕГЕИ, 1972.
- Сороков Д. С. Стратиграфия и фации морских мезозойских отложений Лено-Оленекского района.— В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1969.
- Busson G., Noël E. Sur la constitution et la genèse de divers sédiments finement feuilletés («laminites») à alternances de calcaire et de matière organique ou argileuse.— C. r. Acad. sci., 1972, No. 4.
- Chamley H., Rober C. Gypse et sapropèles profonds de Méditerranée orientale.— C. r. Acad. sci., 1974, No. 7.
- Harder H. Boron content of sediments as a tool in facies analysis.— Sediment. Geol., 1970, v. 4, No. 2.
- Jeffries R. P. S., Minton P. The mode of life of two jurassic species of «Posidonia» (Bivalvia).— Palaeontology, 1965, v. 8, No. 1.
- Paquet H. Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées.— Mem. Serv. Carte Géol. Alsas et Lorraine, 1970, No. 30.

УДК 546.77 : 553.983 (474.2)

**МОЛИБДЕН В ДИКТИОНЕМОВЫХ СЛАНЦАХ
СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ**

Я. Я. МАЛДРЕ

В статье рассматриваются распространение, формы нахождения и условия накопления молибдена в диктионемовых сланцах Северной Эстонии, представляющих интерес как возможное комплексное удобрение (калий, молибден, бор, азот, медь и др.).

Диктионемовые сланцы слагают тюрисалускую пачку пакерортского горизонта нижнего ордовика. В виде маломощных прослоек и линзочек они встречаются также в подстилающих оболочках песчаниках того же горизонта. Максимальная мощность диктионемовых сланцев достигает на северо-западе Эстонии в скважине Пыбызаспэа 7,65 м. Она постепенно уменьшается в восточном и южном направлениях до полного выклинивания в Средней Эстонии и за р. Нарвой. На диктионемовых сланцах залегают глауконитовые песчаники и алевролиты лээтсеского горизонта нижнего ордовика.

Диктионемовые сланцы представляют собой темно-коричневые тонкослоистые глинисто-алевритовые породы с высоким содержанием органического вещества (15—20%) и многочисленными конкрециями пирита. Западнее с. Тситре пачка диктионемовых сланцев сравнительно однородная. Встречаются только редкие, тонкие прослойки кварцевого песчаника и единичные мелкие конкреции антраконита. Восточнее с. Тситре, в нижней части пачки наблюдается частое переслаивание диктионемовых сланцев с кварцевыми песчаниками и алевролитами, а в верхней — конкреции антраконита и скопления спикул кремнистых губок.

Тонкая фракция диктионемовых сланцев (20—40%) с размером частиц менее 0,01 мм, по данным А. А. Кордикова (1962), представлена гидрослюдами с незначительной примесью кварца. Обломочный материал более грубых фракций сложен кварцем и калиевыми полевыми шпатами, а мусковит, биотит и другие минералы присутствуют в небольших количествах. Из аксессуарных минералов встречаются циркон, турмалин, апатит и гранат, а из аутигенных широко распространены опал, альбит, хлорит и серицит. В состав тяжелой фракции диктионемовых сланцев, кроме названных аксессуарных минералов, слюд и пирита, входят сфен, магнетит, гематит, барит, роговая обманка, эгирин, ставролит, эпидот и диопсид (Бауков, 1960). Нами в небольших количествах обнаружены еще галенит, сфалерит, марказит, халькопирит, кальцит и доломит. В обнажениях, на плоскостях напластования и в трещинах широко развиты окислы и гидроокислы железа и местами гипс, как продукты окисления пирита.

Для изучения геохимии молибдена в диктионемовых сланцах Северной Эстонии нами отобрано 246 проб, в том числе на детальных участках Сака и Азери соответственно 69 и 107 проб. Опробованные сква-

Содержание молибдена в диктионемовых сланцах

Район	Количество проб	Среднее содержание, г/т	Стандартное отклонение, г/т
Северная Эстония	70	64	61
Азери	107	115	94
Сака	69	36	38

жины и обнажения расположены друг от друга на расстоянии 15—30 км по всей Северной Эстонии. Пробы подвергались приближенному количественному спектральному анализу методом просыпки. Интерпретацию провели инженер-спектроскопист Управления геологии СМ Эстонской ССР Э. А. Менс и научные сотрудники ВИТРа М. С. Лещинская и А. А. Воробец. Содержание общего и подвижного молибдена в 10 пробах диктионемовых сланцев определено химическими методами в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик Л. П. Смирнова).

В диктионемовых сланцах молибден является постоянной примесью. Его содержание, по данным спектрального анализа, колеблется обычно в пределах от 10 до 100 г/т, а максимальное и среднее составляют соответственно 300 и 64 г/т. В Северной Эстонии диктионемовые сланцы по содержанию молибдена уступают лишь пиритовому прослою (среднее 90 г/т), но заметно обогащены по сравнению со всеми остальными осадочными породами.

Количество молибдена в диктионемовых сланцах весьма изменчиво как по простиранию, так и по разрезу. Например, в пределах фосфоритового месторождения Азери среднее содержание молибдена в отдельных скважинах колеблется от 40 до 300 г/т. Такая же заметная разница существует между средним содержанием молибдена в диктионемовых сланцах Азери и соседнего участка Сака (табл. 1). Обогащение молибденом наблюдается также в окрестностях Пыызаспэа и Атла. Некоторое уменьшение содержания молибдена в диктионемовых сланцах установлено в обнажениях Сытке и Ягала. Обусловлено оно выщелачиванием молибдена поверхностными водами. Выщелачиванию способствует разрушение молибденсодержащих соединений при окислении и переход молибдена в подвижное состояние.

В повышенных количествах молибден присутствует в нижней, обогащенной пиритом части тюрисалуской пачки, которая по сравнению с верхней содержит в 1,5—10,0 раз больше молибдена.

Увеличение прослоев, линзочек и гнезд кварцевых песчаников и алевролитов, а также рассеянных зерен кварца в породе сопровождается уменьшением содержания молибдена. В связи с этим отмечается обеднение диктионемовых сланцев молибденом по направлению с севера на юг, а также в Северо-Восточной Эстонии.

Учитывая, что диктионемовые сланцы представляют интерес как возможное калийное или комплексное удобрение, было проведено исследование подвижности молибдена. Количество подвижного, т. е. доступного растениям молибдена определено по методу Г. А. Ринькиса (1963). Содержание его колеблется от 9 до 100 г/т (табл. 2). Исключением являются лишь диктионемовые сланцы нижней части тюрисалуской пачки в Азери, в которых содержание общего и подвижного молибдена составляет соответственно 1800 и 620 г/т. Однако такое высокое содержание, несмотря на общую обогащенность диктионемовых сланцев этого района молибденом, не является типичным. По-видимому, оно обусловлено тонкорассеянной сульфидной минерализацией, так как порода еще заметно обогащена свинцом, цинком и некоторыми другими халькофильными элементами.

Таблица 2

Содержание общего и подвижного молибдена в диктионемовых сланцах

Место отбора и часть пачки	Содержание Мо, г/т		Отношение подвижного и общего молибдена, %
	общее	подвижное	
Маарду, верх	52	20	38,5
Маарду, низ	83	30	36,1
Пыызаспэа, верх	130	70	53,8
Пыызаспэа, низ	210	90	42,9
Азери, верх	200	100	50,0
Азери, низ	1800	620	34,4
Высупере, верх	20	9	45,0
Высупере, низ	190	90	47,4
Онтика, верх	100	60	60,0
Кахала, низ	70	20	28,6
Сытке, верх	50	40	80,0
Сытке, низ	40	35	87,5

Процентное отношение подвижного и общего молибдена колеблется от 28,6 до 87,5. В скважинах оно обычно несколько выше в верхней части пачки, так как последняя более доступна кислороду. При окислении сульфидов и органического вещества молибден освобождается и переходит в подвижное состояние. Наиболее интенсивное окисление диктионемовых сланцев происходит в обнажениях, где доступ кислорода и влаги свободен, поэтому процентное отношение подвижного и общего молибдена в них выше (60,0—87,5), чем в скважинах (28,6—53,8).

При применении диктионемовых сланцев в качестве удобрения подвижность молибдена в почвах заметно увеличивается, так как его соединения подвергаются интенсивному действию процессов окисления, влиянию органических кислот и других агентов разрушения; следовательно, он будет легко усвоен различными сельскохозяйственными культурами. Отрицательным свойством диктионемовых сланцев, как удобрения, являются сравнительно невысокие и непостоянные содержание молибдена. Наиболее качественными они являются в районе фосфоритового месторождения Азери, в пределах которого, по данным приближенного количественного спектрального анализа, можно выделить участки со средним содержанием молибдена 200—300 г/т. Однако в ходе дальнейших исследований могут быть обнаружены участки, более богатые молибденом, тем более, что максимальное содержание его достигает здесь 1800 г/т. Учитывая, что содержание молибдена в этих сланцах очень изменчиво, можно предполагать, что обогащенные им участки встречаются и в других районах.

Изучение подвижности молибдена, состава диктионемовых сланцев, закономерностей распространения в них молибдена и условий осадконакопления позволяет нам высказать следующие соображения. Органическое вещество, пирит, полевые шпаты и другие носители молибдена в диктионемовых сланцах при оксалатных вытяжках практически не разрушаются, следовательно, подвижный молибден присутствует скорее всего в сорбированном виде. Основными сорбентами являются глинистые минералы, органическое вещество, а в поверхностных условиях еще и гидроокислы железа. В последних молибден накапливается в значительных количествах даже в том случае, когда вмещающие породы им весьма бедны. Например, в доломитах и известняках ордовика и силура, обогащенных гидроокислами железа, нами обнаружено до 1000 г/т молибдена при отсутствии его (<3 г/т) в чистых карбонатных породах. Сорбированный молибден присутствует в диктионемовых сланцах, очевидно, в виде иона MoO_4^{2-} .

Неподвижный молибден входит в состав различных минералов и органического вещества. Механически они, за исключением пирита, друг от друга не отделимы и поэтому относительная роль отдельных компо-

нентов в молибденоносности диктионемовых сланцев не подвергается прямому учету. Не применимы также химические методы разделения, так как при разрушении породы кислотами молибден поступает в раствор одновременно из различных компонентов. Однако результаты исследования других пород Северной и Средней Эстонии и некоторые литературные данные позволяют косвенно ответить на этот вопрос. В кварцевых песчаниках и алевролитах молибден не обнаружен (<3 г/т). Исключение составляют только те кварцевые породы, которые содержат значительную примесь других минералов, в первую очередь пирита. По данным З. В. Студениковой, М. И. Глинкиной, Л. И. Павленко (1957), П. Курода, Е. Санделла (1959) и других, содержание молибдена в кварце из различных горных пород не достигает 1 г/т, а в полевых шпатах колеблется обычно в пределах от 1 до 3 г/т. Следовательно, названные минералы не могут играть существенную роль в общем балансе молибдена в диктионемовых сланцах. Количество молибдена, связанного с глинистыми минералами, очевидно, тоже невысокое. В многочисленных пробах из палеозойских глин Эстонии, севера Русской платформы, Южного Приуралья и других районов содержание молибдена колеблется в пределах 1—3 г/т. Исключением являются лишь глины, содержащие значительную примесь пирита. В них молибден присутствует в повышенных количествах (до 10 г/т и более). Органическому веществу А. Р. Лоог (1962) присвоил решающую роль в общем балансе молибдена в диктионемовых сланцах Северной Эстонии. Он предполагал, что весь молибден в них находится в виде металлоорганических соединений. Однако такой вывод противоречит закономерностям распространения молибдена в диктионемовых сланцах. При довольно постоянном содержании (15—20%) и составе в них органического вещества количество молибдена колеблется в широких пределах. В то же время существует явная связь между содержанием молибдена и интенсивностью пиритизации диктионемовых сланцев. Эта закономерность наблюдается, однако, лишь при региональных исследованиях. В отдельных образцах она нередко нарушена в результате интенсивного перераспределения сульфидов железа в стадии диагенеза и эпигенеза сланцев. Тесная связь повышенных концентраций молибдена с пиритизацией осадочных пород отмечается П. Курода и Е. Санделлом (1959) в других районах. Механизм накопления молибдена в процессе сульфидообразования еще недостаточно изучен. Д. Ф. Королев (1957) считает, что при образовании углей молибден осаждается сульфидами железа. Он доказал, что распределение сульфидов и молибдена в углях Былымского месторождения хорошо согласуется с экспериментальными данными. Высокое содержание пирита (обычно 2—5%) позволяет предполагать, что в диктионемовых илах молибден тоже осаждался сульфидами железа. Но пирит не является основным носителем молибдена в диктионемовых сланцах. По данным Х. Г. Пальме (1969), среднее содержание молибдена в конкрециях пирита из Тюрисаду составляет 420 г/т, в Маарду из карьеров № 1 и 2 соответственно 170 и 31 г/т, а в Сака только 10 г/т. Кристаллы пирита значительно беднее элементами-примесями, в том числе и молибденом, чем конкреции пирита. Это обусловлено самоочисткой пирита в ходе медленного роста кристаллов в процессе диагенеза и эпигенеза, а также отсутствием в кристаллах включений и прожилок галенита, сфалерита и других молибденсодержащих минералов, встречающихся в конкрециях. Содержание молибдена в кристаллах пирита зависит от их формы (кубы, комбинации куба и октаэдра, пентагондодокаэдры и др.) и от содержания молибдена во вмещающих диктионемовых сланцах. Однако независимо от форм кристаллов пирита содержание в нем молибдена обычно ниже, чем во вмещающих диктионемовых сланцах, следовательно в пирите сосредоточена лишь небольшая часть из общего количества молибдена в породе.

Таблица 2

Содержание общего и подвижного молибдена в диктионемовых сланцах

Место отбора и часть пачки	Содержание Мо, г/т		Отношение подвижного и общего молибдена, %
	общее	подвижное	
Маарду, верх	52	20	38,5
Маарду, низ	83	30	36,1
Пыызаспа, верх	130	70	53,8
Пыызаспа, низ	210	90	42,9
Азери, верх	200	100	50,0
Азери, низ	1800	620	34,4
Высупере, верх	20	9	45,0
Высупере, низ	190	90	47,4
Онтика, верх	100	60	60,0
Кахала, низ	70	20	28,6
Сытке, верх	50	40	80,0
Сытке, низ	40	35	87,5

Процентное отношение подвижного и общего молибдена колеблется от 28,6 до 87,5. В скважинах оно обычно несколько выше в верхней части пачки, так как последняя более доступна кислороду. При окислении сульфидов и органического вещества молибден освобождается и переходит в подвижное состояние. Наиболее интенсивное окисление диктионемовых сланцев происходит в обнажениях, где доступ кислорода и влаги свободен, поэтому процентное отношение подвижного и общего молибдена в них выше (60,0—87,5), чем в скважинах (28,6—53,8).

При применении диктионемовых сланцев в качестве удобрения подвижность молибдена в почвах заметно увеличивается, так как его соединения подвергаются интенсивному действию процессов окисления, влиянию органических кислот и других агентов разрушения; следовательно, он будет легко усвоен различными сельскохозяйственными культурами. Отрицательным свойством диктионемовых сланцев, как удобрения, являются сравнительно невысокое и непостоянное содержание молибдена. Наиболее качественными они являются в районе фосфоритового месторождения Азери, в пределах которого, по данным приближенного количественного спектрального анализа, можно выделить участки со средним содержанием молибдена 200—300 г/т. Однако в ходе дальнейших исследований могут быть обнаружены участки, более богатые молибденом, тем более, что максимальное содержание его достигает здесь 1800 г/т. Учитывая, что содержание молибдена в этих сланцах очень изменчиво, можно предполагать, что обогащенные им участки встречаются и в других районах.

Изучение подвижности молибдена, состава диктионемовых сланцев, закономерностей распространения в них молибдена и условий осадконакопления позволяет нам высказать следующие соображения. Органическое вещество, пирит, полевые шпаты и другие носители молибдена в диктионемовых сланцах при окислительных вытяжках практически не разрушаются, следовательно, подвижный молибден присутствует скорее всего в сорбированном виде. Основными сорбентами являются глинистые минералы, органическое вещество, а в поверхностных условиях еще и гидроокислы железа. В последних молибден накапливается в значительных количествах даже в том случае, когда вмещающие породы им весьма бедны. Например, в доломитах и известняках ордовика и силура, обогащенных гидроокислами железа, нами обнаружено до 1000 г/т молибдена при отсутствии его (<3 г/т) в чистых карбонатных породах. Сорбированный молибден присутствует в диоктионемовых сланцах, очевидно, в виде иона MoO_4^{2+} .

Неподвижный молибден входит в состав различных минералов и органического вещества. Механически они, за исключением пирита, друг от друга не отделимы и поэтому относительная роль отдельных компо-

нентов в молибденоносности диктионемовых сланцев не подвергается прямому учету. Не применимы также химические методы разделения, так как при разрушении породы кислотами молибден поступает в раствор одновременно из различных компонентов. Однако результаты исследования других пород Северной и Средней Эстонии и некоторые литературные данные позволяют косвенно ответить на этот вопрос. В кварцевых песчаниках и алевролитах молибден не обнаружен (<3 г/т). Исключения составляют только те кварцевые породы, которые содержат значительную примесь других минералов, в первую очередь пирита. По данным З. В. Студениковой, М. И. Глинкиной, Л. И. Павленко (1957), П. Курода, Е. Санделла (1959) и других, содержание молибдена в кварце из различных горных пород не достигает 1 г/т, а в полевых шпатах колеблется обычно в пределах от 1 до 3 г/т. Следовательно, названные минералы не могут играть существенную роль в общем балансе молибдена в диктионемовых сланцах. Количество молибдена, связанного с глинистыми минералами, очевидно, тоже невысокое. В многочисленных пробах из палеозойских глин Эстонии, севера Русской платформы, Южного Приуралья и других районов содержание молибдена колеблется в пределах 1—3 г/т. Исключением являются лишь глины, содержащие значительную примесь пирита. В них молибден присутствует в повышенных количествах (до 10 г/т и более). Органическому веществу А. Р. Лоог (1962) присвоил решающую роль в общем балансе молибдена в диктионемовых сланцах Северной Эстонии. Он предполагал, что весь молибден в них находится в виде металлоорганических соединений. Однако такой вывод противоречит закономерностям распространения молибдена в диктионемовых сланцах. При довольно постоянном содержании (15—20%) и составе в них органического вещества количество молибдена колеблется в широких пределах. В то же время существует явная связь между содержанием молибдена и интенсивностью пиритизации диктионемовых сланцев. Эта закономерность наблюдается, однако, лишь при региональных исследованиях. В отдельных образцах она нередко нарушена в результате интенсивного перераспределения сульфидов железа в стадии диагенеза и эпигенеза сланцев. Тесная связь повышенных концентраций молибдена с пиритизацией осадочных пород отмечается П. Курода и Е. Санделлом (1959) в других районах. Механизм накопления молибдена в процессе сульфидообразования еще недостаточно изучен. Д. Ф. Королев (1957) считает, что при образовании углей молибден осаждается сульфидами железа. Он доказал, что распределение сульфидов и молибдена в углях Былымского месторождения хорошо согласуется с экспериментальными данными. Высокое содержание пирита (обычно 2—5%) позволяет предполагать, что в диктионемовых илах молибден тоже осаждался сульфидами железа. Но пирит не является основным носителем молибдена в диктионемовых сланцах. По данным Х. Г. Пальме (1969), среднее содержание молибдена в конкрециях пирита из Тюрисаду составляет 420 г/т, в Маарду из карьеров № 1 и 2 соответственно 170 и 31 г/т, а в Сака только 10 г/т. Кристаллы пирита значительно беднее элементами-примесями, в том числе и молибденом, чем конкреции пирита. Это обусловлено самоочисткой пирита в ходе медленного роста кристаллов в процессе диагенеза и эпигенеза, а также отсутствием в кристаллах включений и прожилков галенита, сфалерита и других молибденсодержащих минералов, встречающихся в конкрециях. Содержание молибдена в кристаллах пирита зависит от их формы (кубы, комбинации куба и октаэдра, пентагондодекаэдры и др.) и от содержания молибдена во вмещающих диктионемовых сланцах. Однако независимо от форм кристаллов пирита содержание в нем молибдена обычно ниже, чем во вмещающих диктионемовых сланцах, следовательно в пирите сосредоточена лишь небольшая часть из общего количества молибдена в породе.

В виде изоморфной примеси молибден нередко присутствует в повышенных количествах в минералах титана и циркония. В диктионемовых сланцах они мало распространены и поэтому их роль в общем балансе молибдена ничтожна.

Минералы молибдена в диктионемовых сланцах не обнаружены. Однако примесь молибдена в пирите, органическом веществе и других носителях его явно недостаточна для объяснения такого высокого содержания молибдена, как 100—200 г/т и более. Очевидно, значительная часть его находится в виде тонкорассеянного молибденового минерала. Тесная связь молибдена с пиритом и господствующая во время образования диктионемовых сланцев сильно восстановительная сероводородная среда позволяют предположить, что этот минерал является сульфидом, скорее всего молибденитом. Образование молибдатов, несмотря на повышенное содержание свинца, железа и других осадителей молибдена, маловероятно, так как они образуются в окислительной среде. По-видимому, молибдаты могут быть обнаружены лишь в обнажениях.

Суммируя приведенные данные, приходим к выводу о том, что преобладающая масса неподвижного молибдена в диктионемовых сланцах Северной Эстонии должна присутствовать в сульфидной форме.

Накопление молибдена в диктионемовых илах происходило в восстановительных условиях в результате реакции с сероводородом и некоторыми органическими соединениями, а также сорбции дисульфидами железа, глинистыми минералами и другими коллоидами. Количество молибдена, принесенного терригенным материалом (полевые шпаты, слюды, минералы титана и циркония и др.), незначительно.

Для оценки диктионемовых сланцев как удобрения добавим, что норма молибдена, предлагаемая О. Г. Халликом (Hallik, 1963) для почв Эстонии, составляет лишь 1 кг/га. Такое количество молибдена содержится в 3—5 т диктионемовых сланцев Азери. Кроме того, в состав их входят 225—375 кг окиси калия, заметные количества фосфора, азота, бора, цинка и других важных элементов питания растений. Следовательно, диктионемовые сланцы заслуживают внимания как комплексное местное удобрение и требуют систематического исследования, особенно в пределах фосфоритовых месторождений, на которых они будут удалены при карьерном способе добычи.

ЛИТЕРАТУРА

- Бауков С. С. Горючие сланцы.— В кн.: Геология СССР. Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, т. 28.
- Кордиков А. А. Минералогическая характеристика диктионемовых сланцев Маардуского месторождения.— Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1962, т. 11, № 1.
- Королев Д. Ф. Некоторые особенности распределения молибдена в породах Былымского угольного месторождения.— Геохимия, 1957, № 5.
- Курода П., Санделл Е. Геохимия молибдена.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Лоог А. Р. К геохимии нижнего ордовика Эстонии.— Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, т. 10.
- Пальме Х. О микроэлементах в пиритовых и марказитовых кристаллах и конкрециях палеозойских отложений Эстонии.— Изв. АН ЭССР. Сер. хим., геол., 1969, № 3.
- Ринькис Г. А. Методы ускоренного колориметрического определения микроэлементов в биологических объектах. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1963.
- Студеникова З. В., Глинкина М. И., Павленко Л. И. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах.— Геохимия, 1957, № 2.
- Hallik O. Agrokeemia. Tallinn, 1963.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
19.II.1976

УДК 552.55 (571.5)

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

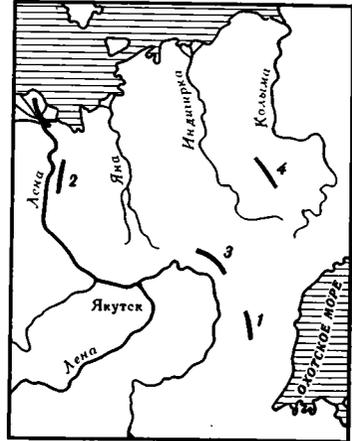
М. Д. БУЛГАКОВА

В Верхояно-Колымской складчатой области кремнистые породы прослеживаются двумя узкими меридиональными поясами вдоль Верхоянской антиклинальной зоны на западе и Омuleвского поднятия на востоке. Региональное распространение они получают в C_1 ; в Омuleвском поднятии, кроме того, развиты в P_2 . Мощность кремнистых толщ 90—800 м. Кремнистые породы представлены исключительно темноцветными — фанитами и спонголитами. Высококремнистые радиолярные породы по простиранию замещаются эффузивно-кремнистыми комплексами, спонголиты и глинистые фаниты связаны с тонкими пепловыми кислыми и средними туфами, располагаясь выше них по разрезу. Формирование кремнистых пород в Pz_3 происходило в глубоких депрессионных зонах при наличии активного вулканогенного источника кремнезема.

Кремнистые породы в Верхояно-Колымской складчатой области стали известны сравнительно недавно (Богуш и др., 1965; Мерзляков, 1971; Булгакова, 1966; Булгакова и др., 1969). В современном эрозионном срезе их выходы прослеживаются, хотя и со значительными перерывами, двумя узкими меридиональными поясами вдоль Верхоянской антиклинальной зоны на западе и Омuleвского поднятия на востоке (фиг. 1). Региональное распространение кремнистые породы получают в C_1 , в начальные стадии формирования главного геосинклинального комплекса мезозойд (фиг. 2, 3). Масштабы развития кремнистых пород (мощности, площадное распространение) представляются сейчас достаточно значительными и вполне сопоставимыми с одновозрастными кремнистыми накоплениями соседних геосинклинальных систем (Хворова, 1968). Изучение кремнистых пород имеет и практическое значение, так как с ними в Омuleвском поднятии связаны интересные рудопроявления Mn (Мерзляков, 1971) и P .

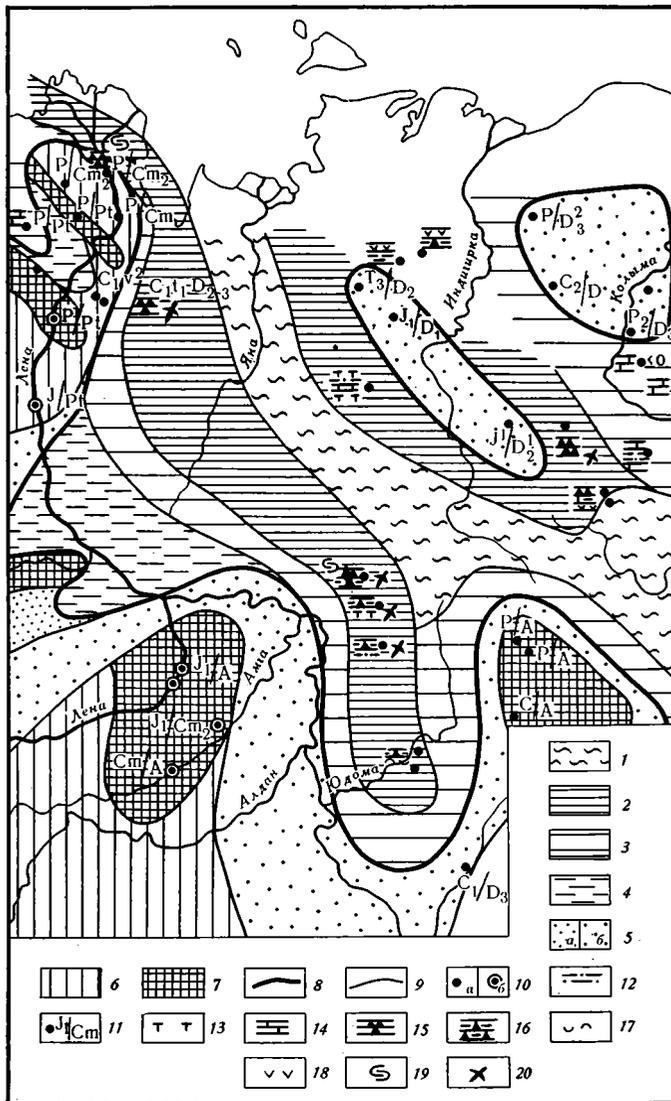
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Хараулахский антиклинорий. Пачка кремнистых пород (90 м) слагает нижнюю подсвиту атырдахской свиты, выделенную Б. С. Абрамовым и др. (1974) в кириинский горизонт нижнего визе. Кремнистые породы согласно залегают на окраинных органогенных известняках турне и



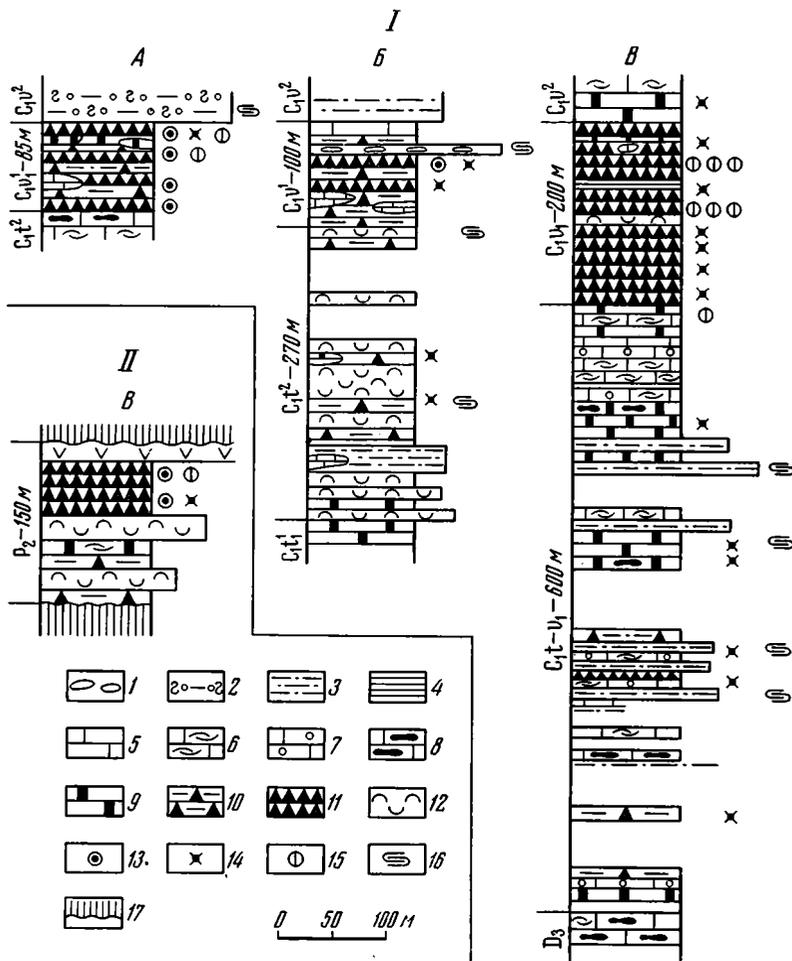
Фиг. 1. Схема распространения кремнистых пород

Верхоянская антиклинальная зона: 1 — Хараулахский антиклинорий, 2 — Орулганский антиклинорий, 3 — Сетте-Дабанский горст-антиклинорий, 4 — Омuleвское блоковое поднятие



Фиг. 2. Схематическая литолого-палеогеографическая карта для первой половины визе. Палеогеографические зоны: 1 — предполагаемая зона активного вулканизма, 2 — море, глубокая часть шельфа и глубокие впадины, 3 — море, мелкая часть шельфа, 4 — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем, 5 — равнины (а — низменные, б — холмистые в области сокращенной седиментации), 6 — возвышенные равнины, плато, нагорья, сложенные осадочными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами, 7 — горы низкие, сложенные изверженными, метаморфическими и осадочными породами, 8 — граница между областями преимущественного размытия и преимущественной седиментации, 9 — границы фациальных зон, 10 — разрезы (а — по обнажениям, б — по скважинам), 11 — отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых с перерывом на более древние; литологические и петрографические знаки в схематических разрезах: 12 — алевролиты, 13 — известковистые аргиллиты, 14 — известняки, 15 — спонголиты, радиоляриты, фтаниты, 16 — глинистые фтаниты, 17 — пепловые туфы, 18 — основные эффузивы, 19 — оползни, 20 — радиолярии

согласно перекрываются терригенными отложениями верхнего визе. В стратотипическом разрезе атырдахской свиты в низовьях р. Лены (фиг. 3, I) кремнистая пачка однообразна по составу и строению. Основной ее фон представлен спонголитами, глинистыми фтанитами, кремнистыми аргиллитами, часто переслаивающимися между собой. В кровле



Фиг. 3. Разрезы кремнистых толщ

I — С₁, А — Северный Хараулах, Б — Северный Сетте-Дабан, В — Омулеское поднятие. II — Р₂, 1 — конгломерато-брекчии, 2 — диамиктиты, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — известняки, 6 — известняки органогенно-детритовые, 7 — известняки сгустковые, 8 — известняки с кремнистыми стяжениями, 9 — кремнистые известняки, известковые силициты, 10 — глинистые фтаниты, 11 — фтаниты, спонголиты, 12 — туфы, 13 — спикулы губок, 14 — радиолярии, 15 — фосфатные конкреции, 16 — оползневые деформации слоистости, 17 — стратиграфические перерывы

разреза появляются прослои известняково-кварцевых алевролитов. По всему разрезу через 20—30 м присутствуют конкреционные линзы микрозернистых спикуловых известняков, следующие друг за другом согласно общему напластованию вмещающих пород. Мощность линз 0,1—0,7 м, длина 3 м. В северном направлении, по О. И. Богуш и др. (1965), роль карбонатных пород в составе кремнистой пачки значительно увеличивается и в разрезе на мысе Чай-Ары среди кремнистых пород отмечаются частые прослои органогенно-детритовых известняков. В северо-западном направлении на коротком расстоянии (17—20 км) кремнистая пачка резко выклинивается и на мысе Крестях отложения киринского горизонта представлены толщей терригенных турбидитов (нижняя подсвета крестяхской свиты), содержащих прослои окремненных пепловых витрокластических туфов (0,7—1,3 м) и многочисленные обвальнo-оползневые горизонты (Булгакова, 1967).

Сетте-Дабанский горст-антиклинорий. Кремнистые породы, представленные главным образом глинистыми фтанитами, являются характерным типом пород куранахской свиты S_1 . В стратотипическом разрезе (бассейн р. Овлачан) свита согласно залегает на окремненных известняках нижнего турне и перекрывается известковистыми алевролитами верхнего визе.

В разрезе куранахской свиты выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита (270 м), верхнегурнейская (Абрамов и др., 1974), характеризуется сложным литологическим составом. Преобладают тонкие пепловые витрокластические туфы липаритов и андезитов, превращенные во вторичные туфогенные силициты и туфогенные аргиллиты. Максимальная мощность пепловых слоев 10—20 м. Отмечаются прослойки мелкозернистых туфоалевролитов, кремнеизвестняков и около 30% мощности разреза составляют фтаниты, содержащие немногочисленные остатки радиолярий и спикулы кремневых губок. В породах подсвиты преобладает тонкая горизонтальная слоистость. Очень часты, особенно в туфах, колломорфные и плоччатые оползневые складки, а также горизонты с крупными оползшими блоками этих же пород (Булгакова, 1966).

Верхняя подсвита (100 м), отнесенная Б. С. Абрамовым и др. (1974) к киринскому горизонту нижнего визе, представляет собой слабо стратифицированную толщу, состоящую на 90% по мощности из черных глинистых фтанитов. Породы сильно пиритизированы. Пирит встречается в виде вкрапленных, хорошо образованных кристаллов диаметром 0,3—0,5 см и плотных мелкозернистых масс, образующих линзовидные выделения размером 0,5—1 на 3—5 см. Среди фтанитов содержатся многочисленные линзы спикуловых, спикулово-радиоляриевых конкреционных известняков мощностью 0,5—1,5 м, длиной до 2—5 м. В верхней части разреза во фтанитах отмечается примесь алевритового материала, появляются прослойки полидетритовых известняков мощностью 1,5—2,0 м и обнаружен прослой конглобрекчий мощностью 2 м со следами оползневых текстур в связующей массе.

Характерные особенности свиты сохраняются на значительной территории хребта Сетте-Дабан. Об этом свидетельствуют главным образом материалы Б. С. Абрамова (1970), описавшего в разных разрезах куранахской свиты оползневые деформации слоистости, прослой окремненных туфов (?), диамиктитов, горизонты олистостром, заключающих крупные отторженцы девонских пород.

Орулганский антиклинорий. В бассейне р. Ага-Кукан в разрезе базальной терригенной толщи верхоянского комплекса (верхний визе — намюр) описаны необычные мономиктовые кремневые, кварц-кремневые мелкогалечниковые конгломераты (Булгакова и др., 1969). Они образуют протяженные (2—7 км) линзовидные тела с максимальной мощностью 10—27 м. Состоят из слабоокатанных обломков черных фтанитов, которым сопутствуют в незначительном количестве обломки жильного кварца. При анализе условий формирования кремнеобломочных пород хребта Орулган мы пришли к выводу о местном их происхождении. Поступление в бассейн в массовом количестве обломков силицитов связывается с разрушением локальных поднятий, возникших в геосинклинальном прогибе в конце визе в период общих для Верхоянья кратковременных восходящих движений; поднятия эти были сложены близкими по возрасту кремнистыми породами. Эти данные мы принимаем как доказательство того, что в S_1 кремнистые осадки значительной мощности накапливались не только на территории Северного Хараулаха и Сетте-Дабана, но и в восточной части современного Орулганского антиклинория.

Омулевское поднятие. Первые сведения о широком развитии в разрезах Pz Омулевского поднятия кремнистых пород сообщил В. М. Мерзляков (1971), установивший три стратиграфических уровня

развития силицитов: O_1 , C_1 , P_2 . При детальном литологическом изучении разрезов, указанных В. М. Мерзляковым, силициты O_1 в стратотипическом разрезе биикской свиты нам обнаружить не удалось. Возможно, что за них ошибочно были приняты тонкослоистые черные, очень плотные и прочные мелкообломочные туфы андезито-базальтов, которые внешне очень похожи на кремнистые породы.

Кремнистые толщи P_2 были изучены в северной части Омудевского поднятия в бассейне р. Зырянка.

Мощная (800 м) карбонатно-кремнистая толща C_4 залегает среди карбонатных пород. Контакты с вмещающими известняками согласные и сопровождаются переходными зонами взаимного переслаивания силицитов и кремнеизвестняков. В объеме кремнистой толщи выделяются две свиты — стрелкинская и тургоякская.

Стрелкинская свита (600 м) изучена по правому безымянному притоку р. Бочара. Фоновое значение в разрезе принадлежит известковистым фтанитам, чередующимся с пакетами мелкого флишоидного переслаивания кремнеизвестняков, мелкозернистых алевролитов. Большая роль в разрезе стрелкинской свиты принадлежит породам смешанным кремнисто-глинисто-известковистым. Во всех типах пород свиты в большом количестве содержатся скелеты крупных (0,05—0,1 мм) радиолярий, часто замещенных кальцитом. В мелкозернистых известняках, кроме того, есть мелкие членики криноидей и створки тонкостенных брахиопод. Слоистость хорошо выражена только во флишоидных пачках; преобладают горизонтально- и косоволнистые текстуры. В средней части разреза слойки смяты в мелкие гофрированные оползневые складки. Вверх по разрезу стрелкинская свита согласно перекрывается монотонной толщей кремнистых пород тургоякской свиты.

Тургоякская свита (200 м), возраст которой, по последним данным ВАГТ'а, визе, отличается высококремнистым составом. Около 80% ее мощности составляют радиоляриевые силициты-фтаниты и радиоляриты. Разрез стратифицирован слабо: слоистость выражена только появлением среди кремнистых пород редких тонких прослоек листоватых кремнистых аргиллитов и пластов конкреционных фосфоритов с содержанием P_2O_5 до 31%. В средней части зафиксированы два очень тонких (1—2 см) прослоя светло-серого пиритизированного пеплового андезитового туфа. В основании и кровле разреза появляются линзовидные прослои светло-серых мелкозернистых известняков мощностью 0,1—0,25 м.

Тургоякская свита, изученная в ряде пунктов в бассейне рек Бочара и Нырянка, везде сохраняет свои характерные особенности. Можно отметить, что в северном направлении мощность ее быстро сокращается и по руч. Сарынь она равна 85 м, к тому же породообразующее значение в кремнистых породах здесь приобретают спиккулы кремнистых губок.

Сходный разрез карбонатно-кремнистой толщи каменноугольного возраста описан В. М. Мерзляковым на юго-западной окраине Омудевского поднятия в бассейне рек Урультун — Таскан. По данным исследователя, верхняя граница толщи здесь поднимается до C_2 включительно, а мощность ее увеличивается до 1200 м. В отличие от северных разрезов в бассейне рек Урультун — Таскан в составе толщи большое развитие получают пластовые тела диабазов мощностью 15—150 м, локализующиеся в средней и верхней частях стрелкинской свиты и в пограничных слоях C_2 — C_3 .

Туфово-кремнистая толща P_2 в объеме бочарской свиты изучена по кл. Озерному (бассейн р. Бочара) и частично по руч. Сарынь.

Бочарская свита (150 м) без видимого углового несогласия залегает на аргиллитах агиджинской свиты, возраст которой, по последним дан-

ным Б. С. Абрамова и др. (1974), C_1-C_2 . В разрезе свиты по литологическим признакам можно выделить две подсвиты.

Нижняя подсвита (170 м) состоит из незакономерного чередования основных туфов, туффитов, битуминозных известняков, спонголитов. Для пород характерны вихреватые, комковатые текстуры с неравномерным распределением глинистого и обломочного материалов, в основании разреза прослой пизологитовых туфов. В известняках и туфах заключена обильная фауна брахиопод P_2 , вместе с которыми часто встречаются спиккулы кремневых губок.

Верхняя подсвита (50 м) сложена черными плитчатыми неяснослоистыми спонголитами, перекрытыми в кровле пластовым телом диабазов неясной мощности.

ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

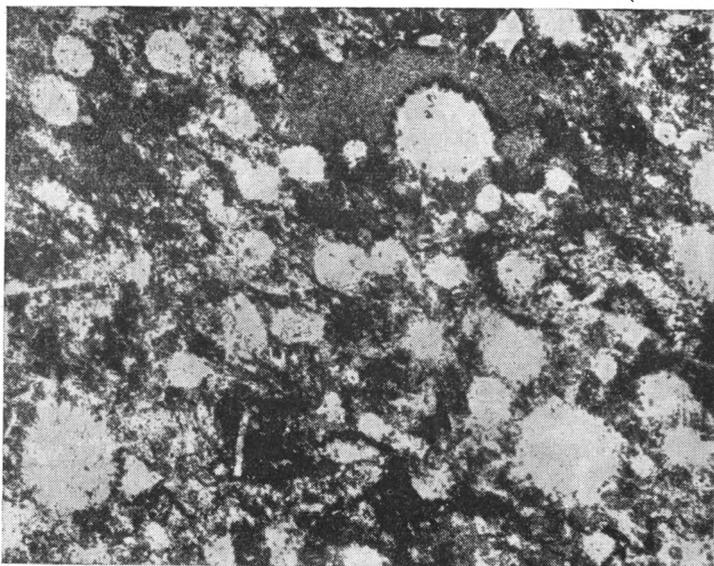
Кремнистые породы в Pz_2 Яно-Колымской складчатой области представлены исключительно темноцветными разностями, что обусловлено постоянным содержанием в силицитах рассеянной тонкодисперсной углефицированной органики (0,3—1,65%) и глобулярного пирита (0,1—0,8%). По составу породообразующих организмов среди силицитов выделяются радиоляриевые и кремнегубковые — фтаниты и спонголиты.

Фтаниты преобладают в разрезах тургоякской свиты Омудевского поднятия, киринского горизонта Сетте-Дабана и в кремнеобломочных породах хребта Орулган. Основная масса фтанитов состоит из криптозернистого агрегата кремнезема, в котором в различных количествах постоянно присутствуют остатки радиолярий (фиг. 4, 5). Особенно они обильны во фтанитах тургоякской свиты на р. Бочара, так что многие прослой силицитов этого разреза могут быть отнесены к радиоляритам. В кремнистых породах Сетте-Дабана и хребта Орулган остатки радиолярий немногочисленны. Вместе с ними почти постоянно присутствуют спиккулы кремневых губок. Как показали результаты химических анализов (таблица) и их пересчеты на минералогический состав по методу Д. Имбри и А. Поддерварта (Imbric, Poldergvaart, 1959), фтаниты C_1 Омудевского поднятия и Орулгана характеризуются высоким содержа-

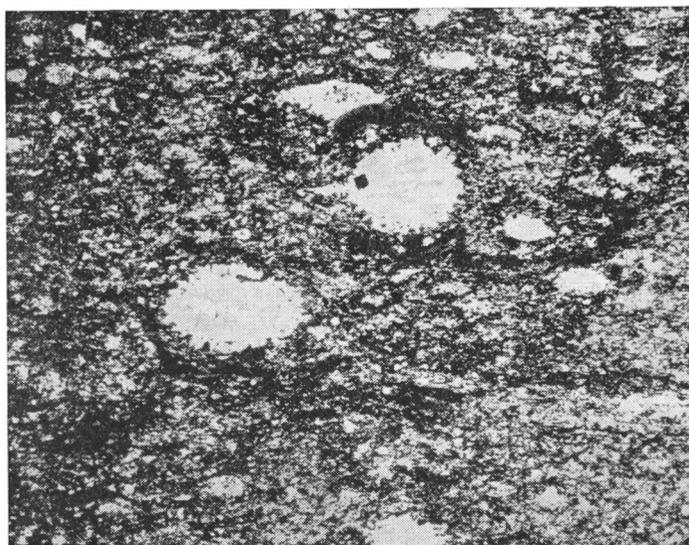
Химический состав кремнистых пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	90,64	80,06	94,02	87,33	89,06	92,85	86,25
TiO ₂	0,15	0,46	—	0,22	0,19	0,12	0,20
Al ₂ O ₃	2,70	7,16	0,74	3,51	3,67	0,96	4,98
Fe ₂ O ₃	1,29	3,12	0,54	1,38	1,18	0,73	1,80
FeO	0,81	0,81	1,58	1,06	0,63	0,65	1,76
MnO	—	—	—	0,02	0,02	0,01	—
MgO	0,40	1,51	0,18	1,41	0,51	0,72	1,33
CaO	0,56	0,07	0,54	0,93	0,84	1,71	0,36
Na ₂ O	0,23	0,89	0,27	1,02	0,76	0,06	1,33
K ₂ O	0,74	1,76	0,07	0,71	0,72	0,22	0,32
H ₂ O ⁺	1,65	2,71	1,20	0,75	0,78	—	1,26
P ₂ O ₅	0,12	0,06	—	0,24	0,06	0,05	0,02
S _{общ}	Не опр.	—	0,02	0,39	0,28	0,17	0,46
CO ₂	0,17	—	0,22	0,82	0,69	1,37	—
C _{орг}	Не опр.	1,65	0,53	0,73	0,75	0,57	0,32
Сумма	99,46	100,27	100,00	100,52	100,14	100,75	100,43
Карбонаты	0,7	—	0,9	1,7	1,57	3,04	—
Свободная SiO ₂	84,66	60,71	93,42	75,97	79,84	90,75	75,72

Примечание. 1 — спонголит, C_{1V1} , Северный Хараулах. 2 — фтанит глинистый C_{1V1} , Сетте-Дабан; 3 — фтанит из кремнеобломочных пород, $C_{1п}$, Орулган; кремнистые породы Омудевского поднятия. Объединенные пробы: 4 — фтаниты, C_{1V1} , 15 образцов; 5 — фтаниты, C_{1V1} , 25 образцов; 6 — спонголиты, C_{1V1} , 4 образца; 7 — спонголиты, P_2 , 7 образцов.



Фиг. 4. Фтанит с многочисленными остатками радиоларий
Тургойская свита, Омuleвское поднятие, николи ||, $\times 70$

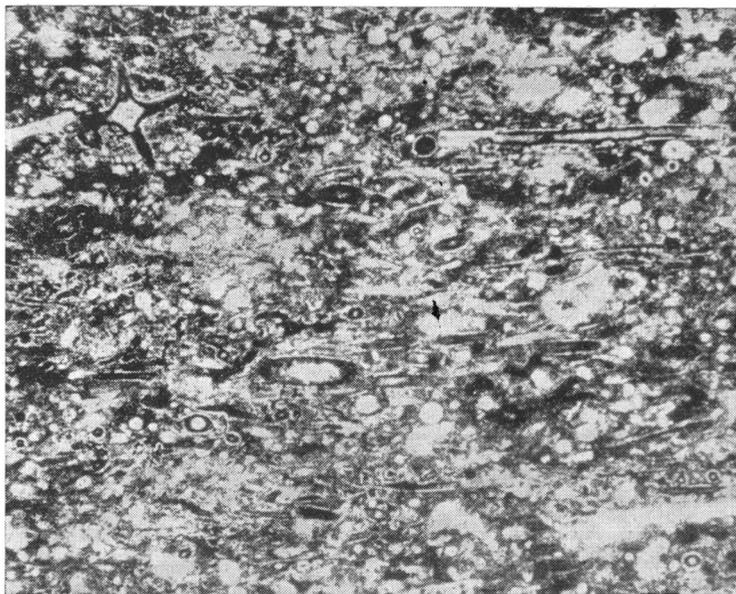


Фиг. 5. Фтанит с редкими остатками радиоларий
Тургойская свита, Омuleвское поднятие, николи ||, $\times 70$

нием свободного кремнезема (76—93%), во фтанитах хребта Сетте-Дабан его значительно меньше — 60,7%. Практически все фтаниты бескарбонатны: суммарное содержание рассеянных зернышек кальцита и доломита в них 0—1,7%. В качестве постоянной примеси присутствуют альбит (1—8%) и глинистый хлорит-гидрослюдистый материал, содержание которого 2—12% и только во фтанитах хребта Сетте-Дабан до 28%.

Спонголиты преобладают в разрезе киринского горизонта S_1 Северного Хараулаха и бочарской свиты P_2 Омuleвского поднятия. Значительна их роль в разрезе тургойской свиты на руч. Сарынь (Омuleвское поднятие), где они латерально замещают радиолариты и фтаниты, раз-

витые в бассейне р. Бочара. Породообразующее значение в спонголитах принадлежит спикулам кремнистых губок (фиг. 6). Почти постоянно, но в незначительных количествах присутствуют раковинки радиолярий. Спикулы губок очень тонкие, диаметром 0,01 мм, длиной до 2—3 мм. В слоистых разностях они ориентированы в плане параллельно; в спонголитах, обогащенных глинистой примесью, ориентировка обычно отсутствует, сохранность их здесь значительно лучше: встречаются экземпляры трех- и четырехлучевых губок. Кремнистый материал, слагающий спикулы губок, значительно перекристаллизован, часто с исчезновением



Фиг. 6. Спонголит
Киринский горизонт, Северный Хараулах, николи ||, $\times 70$

осевого канала. Спонголиты, как и фтаниты, характеризуются высоким содержанием свободного кремнезема (70—91%), низким содержанием карбонатов (0—3%), присутствием примесей альбита (0,5—11%) и глинистого материала (4—10%). Для отдельных прослоев характерно повышенное содержание рассеянных фосфатов (P_2O_5 1,2—1,7%).

Кроме кремнистых пород с содержанием свободного кремнезема более 70%, в разрезах кремнистых толщ значительно распространены смешанные кремнисто-карбонатно-глинистые породы, в которых содержание основных компонентов (свободный кремнезем, глинистый материал, карбонаты) близки друг другу и не превышают 25—40%. Мало-мощные прослои таких пород встречаются среди силицитов Верхоянья, но особенно характерны для стрелкинской свиты Омuleвского поднятия, в разрезе которой на их долю приходится около 30% мощности разреза. В качестве характерной особенности всех других типов осадочных пород, присутствующих в изученных разрезах кремнистых толщ, необходимо отметить постоянное присутствие в них (не менее 10—20%) рассеянного свободного кремнезема.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Характер наблюдаемых латеральных изменений кремнистых толщ свидетельствует о том, что они накапливались в наиболее глубоких депрессионных зонах геосинклинальных прогибов. Некоторое представле-

ние об относительных значениях этих глубин могут дать особенности распределения в изученных разрезах карбонатного материала. С этой точки зрения, самыми глубоководными образованиями являются пачки однообразных слабо стратифицированных бескарбонатных высококремнистых пород, которыми сложена тургорьякская свита и верхняя подсвита бочарской свиты в Омудевском поднятии. Эти породы формировались ниже зоны распространения карбонатных осадков, которая в современных бассейнах оценивается в 4600—4900 м (Лисицын, 1966).

Кремнистые породы киринского горизонта Северного Хараулаха и Сетте-Дабана, нередко содержащие значительную примесь глинистого и алевритового материала, частые линзовидные прослои конкреционных известняков, накапливались на значительно меньших глубинах. Наиболее мелководными представляются глинисто-известковисто-кремнистые накопления стрелкинской свиты и известково-туфово-кремнистые толщи нижнекуранахской и нижнебочарской подсвит, предшествующих накоплению собственно кремнистых пород вышележащих отложений. В целом характер строения разрезов кремнистых толщ отражает общую закономерность их образования в условиях нарастающего погружения бассейна (или отдельных его участков). Эти толщи в конечном счете достигали значительных величин и приводили к обособлению депрессионных зон с благоприятными физико-химическими и гидродинамическими условиями для органогенной и хемогенной садки кремнезема. Наиболее длительно развивались зоны кремнеаккумуляции во внутренних частях геосинклинальной области (Омудевское поднятие). Формирование кремнистых толщ в них шло на фоне исключительно автохтонной седиментации при совершенно ничтожной роли терригенного материала.

Кремнистые толщи изученных разрезов обнаруживают постоянную, хотя и отдаленную, связь с вулканогенными образованиями, располагаясь выше их по разрезу или на их простирации. При этом спонголиты и сильно глинистые разности фтанитов с немногочисленными остатками кремнистых организмов (хребет Сетте-Дабан, P_2 Омудевского поднятия) ассоциируют с туфами, а радиоляриевые силициты Омудевского поднятия — с основными эффузивами, присутствующими в разрезах карбонатно-кремнистой толщи C_1 — C_2 в бассейне рек Урультун — Таскан (Мерзляков, 1971). Все эти данные хорошо согласуются с выводами И. В. Хворовой (1968) о том, что образование существенно радиоляриевых отложений в древние эпохи локализовалось в области развития основного эффузивного вулканизма, в то время как образование спонголитов связано с поступлением в морской бассейн больших масс тонкой витрической пирокластики любого состава. Однако в обоих случаях источник кремнезема для формирования кремнистых пород был вулканогенным.

Имеющиеся материалы пока не позволяют оценить истинные масштабы внутрибассейнового вулканизма в P_2 , оказавшего большое влияние на ход бассейновой седиментации во всех структурно-фациальных зонах (оползни, обвалы, обрушение коренных берегов, возникновение суспензионных потоков, накопление основных туфов и лав, высокие концентрации кремнезема). Несомненно только, что наиболее широким площадным развитием и интенсивностью вулканические процессы в пределах Верхоянской складчатой области пользовались в начальные стадии формирования геосинклинального комплекса и локализовались они во внутренней зоне геосинклинального бассейна (фиг. 2).

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Б. С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана (Южное Верхоянье). М., «Наука», 1970.
- Абрамов Б. С., Масюлис В. В., Соломина Р. В., Урзов А. С., Ян Жин Шин В. А. Стратиграфия каменноугольных отложений Верхоянья.— В сб.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (Тезисы докладов межведомств. стратиграфического совещания). Магадан, 1974.

- Богущ О. И., Герасимов Е. К., Юферов О. В.* Карбон низовий р. Лены. «Наука», 1965.
- Булгакова М. Д.* Новые данные о вулканогенных и кремнистых породах в основании верхоянского комплекса.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 3.
- Булгакова М. Д.* Крестяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3.
- Булгакова М. Д., Лазебник К. А., Сукнева Л. С.* Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса (нижний карбон, хребет Орулган).—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.
- Лисицын А. П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. М., «Наука», 1966.
- Мерзляков В. М.* Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия. М., «Наука», 1971.
- Хворова И. В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1. М., «Наука», 1968.
- Imbrie I., Poldervaart A.* Mineral compositions calculated from chemical analyses of sedimentary rocks. J. Sediment. Petrol., 1959, v. 29, No. 4, p. 588—595.

Институт геологии Якутского филиала
Сибирского отделения
Академии наук СССР,
Якутск

Дата поступления
15.VII.1975

УДК 56.024 : 551.3.051 : 551.763

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ПИСЧЕГО МЕЛА ЮГА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

О. В. САВЧИНСКАЯ

В Донецком бассейне и Днепровско-Донецкой впадине изучался писчий мел туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов. Синэкологический анализ обнаруженных здесь фаунистических комплексов показал, что карбонатные илы, в дальнейшем преобразованные в мел, отлагались в неодинаковых условиях: на разных глубинах и расстояниях от суши, при различном гидродинамическом режиме, в значительной мере определявшем консистенцию илистого дна. Выделено три типа писчего мела, сформировавшихся в разных условиях.

Писчий мел, как известно, состоит в основном из остатков планктонных водорослей — кокколитофорид. Его состав, строение и условия накопления изучали многие геологи (Cayeux, 1897; Jukes-Browne, 1903, 1904; Архангельский, 1912; Бушинский, 1954; Шуменко, 1971, и др.).

Выводы о происхождении мела часто разноречивы и основаны преимущественно на данных по его изучению в пределах какой-либо определенной территории. В отмеченных работах особое внимание уделялось глубинам осаждения карбонатных илов в позднемеловых бассейнах. По этому вопросу отчетливо выявилось две точки зрения. Одни исследователи, например А. Д. Архангельский (1912) по району Поволжья, а Джукеc-Браун (Jukes-Browne, 1903) — по территории Англии, склонялись в пользу глубоководного происхождения мела (до 1100 м — у первого автора и около 1300 м — у второго). Л. Кайе (Cayeux, 1897) доказывал, что в Парижском бассейне мел образовался на относительно небольших глубинах (200—300 м). Важно подчеркнуть, что нередко та или иная точка зрения распространялась на любой мел вообще: например, Л. В. Пустоваловым (1940) и У. Х. Твенхофелом (1936) мел рассматривался как мелководное образование. Лишь в работе Г. И. Бушинского (1954) высказана мысль о возможности образования мела в Днепровско-Донецкой впадине на различных глубинах: вблизи берега — в заливах и лагунах, а также в открытом море — с глубины около 100 м.

По данным исследований последних лет (Kennedy, Garrison, 1975), белый мел Англии отлагался в области внешнего шельфа на глубинах от 50 до 200—300 м.

Хотя многие исследователи для выяснения глубин позднемеловых морей руководствовались палеонтологическими данными, однако выводы были различными. Так, Л. Кайе (Cayeux, 1897), основываясь на материалах по различным группам беспозвоночных, допускал, что батиметрическое распространение меловых родов, существующих и ныне, было неизменным. Для определения глубин образования ланцеолятового мела Поволжья А. Д. Архангельский использовал данные по фораминиферам, полагая, что многие виды их существуют и в современных морях. Б. М. Келлер (1935) установил, что допущение А. Д. Архангель-

ского об идентичности меловых и современных видов фораминифер было неверным.

По поводу возможности применения палеонтологических данных для выяснения глубин образования писчего мела интересно упомянуть соображения С. Бубнова (1934). Отмечая, что существуют определенные трудности при установлении современных эквивалентов для отложений прошлого, и напоминая, что обычный писчий мел некоторые исследователи рассматривают как батинальный осадок, а иные — как фацию мелководного моря, С. Бубнов писал, что исследования А. Д. Архангельского по мелу Поволжья подтверждают батинальный характер образования мела. Вместе с тем отмечая, что с этим выводом не согласуется наличие в писчем мелу Германии устриц с толстыми раковинами, свидетельствующими о сильном движении воды, С. Бубнов заключал, что «биологические указания часто бывают противоречивы и не дают абсолютной уверенности».

Наши наблюдения в Донецком бассейне и в Днепровско-Донецкой впадине, а также анализ литературы по другим регионам позволяют не согласиться с точкой зрения С. Бубнова. Противоречивость палеонтологических данных кажущаяся и может быть объяснена лишь несовершенством методов их использования.

Для выяснения обстановки осадконакопления (глубин морских бассейнов, степени удаленности от суши, гидродинамического режима и т. д.) весьма перспективным является палеоэкологический метод. Хорошо известно, что результаты палеоэкологических исследований Р. Ф. Геккера (1968) и его последователей способствовали решению многих теоретических и практических вопросов. Однако в нашей геологической литературе отсутствуют работы по применению палеоэкологического метода с целью одновременного изучения условий накопления писчего мела различного возраста.

В зарубежной литературе следует отметить работу Г. Нестлера (Nestler, 1965), который, используя палеоэкологический метод для восстановления условий обитания фауны нижнемаастрихтского писчего мела о. Рюген, сделал выводы о том, что в раннемаастрихтском море исследованного района глубина колебалась между 100 и 150 м, содержание солей достигало 3,5%, средняя температура верхних слоев воды была 19,8°С.

Ранее А. С. Вудвард (Woodward, 1902—1912) среди остатков меловых рыб в образцах мела из Англии и Ливана обнаружил несомненно глубоководные формы, что дало ему основание считать мел глубоководным образованием.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПИСЧЕГО МЕЛА

В результате наших работ по югу Русской платформы (Савчинская, 1940) выяснилось, что фауна белого писчего мела из различных мест и разного возраста неодинакова. В последние годы нами были опубликованы некоторые результаты изучения фаций верхнего мела и, в частности, писчего мела этого региона (Савчинская, 1971).

В тезисах нашего доклада (Савчинская, 1973) при их редактировании были допущены ошибки, искажившие смысл основных положений работы. Так, в тезисах оказалось, что «Вопрос об условиях образования белого писчего мела в Донецком бассейне недостаточно выяснен. Одни исследователи (например, А. Д. Архангельский по материалам Поволжья) склонялись в пользу глубоководного происхождения мела, другие (например, Л. Кайе по материалам Парижского бассейна) доказывали относительную мелководность его». В действительности же мы подчеркивали отсутствие единства во взглядах специалистов на условия образования любого писчего мела, в подтверждение чего ссылались на

работы А. Д. Архангельского и Л. Кайе, изучавших мел в различных регионах. Еще более удивляет не имеющее отношения к обсуждаемым в докладе вопросам примечание редколлегии, разъясняющее, что писчий мел состоит из кокколитофорид, распространение скоплений которых близ поверхности водных масс зависело от освещенности и климатических условий, а не от глубин моря.

Для установления отличий у близких по литологическим данным разностей мела и мелоподобных мергелей нами изучались в палеоэкологическом аспекте фаунистические комплексы соответствующих пород из туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины. С помощью синэкологического анализа фауны мы выясняли ее систематический и экологический состав. Во внимание принималась не видовая, а родовая принадлежность ее; иногда при неполной сохранности или недостаточной изученности органических остатков определялась их принадлежность к семейству, отряду или классу. Особое значение имели экологические и этологические данные. Поскольку далеко не все группы встреченной в меле фауны продолжают существовать и в современных морях, чисто актуалистический подход здесь крайне затруднен и даже рискован. В связи с этим большое внимание уделялось изучению особенностей морфологических черт фауны, характеру сохранности фауны и ее захоронения в породе.

Систематический и экологический состав фауны различных типов мела

Состав	Фауна	Тип мела, возраст и район		
		I тип	II тип	III тип
		верхний турон Донецкого бассейна	верхний кампан и маастрихт Донецкого бассейна. Кампан восточной части Дне- провско-Донецкой впадины	маастрихт западной части Днепровско-До- нецкой впадины
Систематический	Губки	+	+	
	Иноцерамы	+++		
	Устрицы	+	+	++
	Прочие двустворки	+	+	+++
	Белемниты		+++	+++
	Мшанки	+		++
	Брахиоподы	+		++
	Черви-трубкожилы	+		+
	Микрастериды	+++		
	Эхинокорисы	++		+
	Прочие морские ежи	+		+
	Усоногие раки			+
Остальные группы фауны	+	+	+	
Экологический	Нектон	+	+++	+++
	Бентос блуждающий	++		+
	» зарывающийся	+++		
	Бентос сидячий			
	а) свободные	+++	+	++
	б) прикрепленные	+	+	+++
	Биссусные двустворки		+	++

Примечание. +++ наиболее часто; ++ часто; + редко.

В результате исследований выяснилось, что на юге Русской платформы может быть выделено по крайней мере три типа чистого белого мела. Они отличаются комплексами фауны, для которых характерны определенные экологические черты и систематический состав (таблица). В таблице для I типа мела приведены данные по верхнему турону Донецкого бассейна, который охарактеризован фауной наиболее полно и

разнообразно. Назвать выделенные типы писчего мела пока затруднительно. Для этого, по-видимому, необходимы фаунистические данные син-экологической ревизии мела еще ряда регионов.

К мелу I типа относим верхнетуронский и коньякский мел Донецкого бассейна, а также территории Белгородской области по р. Оскол. Для этого типа мела характерно значительное количество особей придонной фауны ограниченного систематического состава, относящейся к сидячему, зарывающемуся и отчасти к блуждающему бентосу. Однако мел каждого яруса и региона, сохраняя указанные признаки, все же имеет некоторые отличительные черты, отмечаемые нами ниже.

В Донецком бассейне систематический состав фаунистических комплексов верхнетуронского мела небогат: среди всех групп преобладают двустворчатые моллюски, представленные главным образом иноцерамами, однако в ряде мест многочисленны и морские ежи; встречаются также губки, замковые брахиоподы, черви, мшанки. В фаунистическом комплексе господствует свободноележащий бентос (почти все иноцерамы), второе место занимает зарывающийся бентос (морские ежи — микрастериды и немногие инфуластеры), блуждающий бентос (морские ежи других родов) и различным образом прикрепленный бентос (губки, брахиоподы, черви, мшанки). Сохранность многих остатков фауны (например, раковин иноцерамов, спондилусов, панцирей микрастерид) довольно хорошая. Захоронены иноцерамы часто в положении, близком к прижизненному, реже — небольшими скоплениями отдельных створок, а также в виде разнообразно ориентированных обломков створок, образующих в мелу скопления в форме прослоек (3—5 см) и плоскоудлиненных линз. Железистые отпечатки губок нередко передают ненарушенные очертания их тела с ризоидами. Ориентировка этих отпечатков в породе близка к прижизненной.

Фауна мела коньякского возраста по количеству особей все еще многочисленна, но отличается от фауны верхнетуронского мела большим однообразием систематического состава, возрастающим при переходе к мелу верхнеконьякского подъяруса. Наиболее распространены иноцерамы, второе место (что лучше выражено в мелу нижнеконьякского подъяруса) занимают морские ежи, главным образом микрастериды и эхинокорисы; заметную роль играют губки, более частые, чем в туроне. По сохранности и характеру захоронения фауна коньякского яруса не отличается существенно от фауны турона. Преимущественно в верхнем коньяке наблюдаются прослойки (3—6 см) и плоские, горизонтально вытянутые линзочки, состоящие из скоплений беспорядочно ориентированных мелких обломков створок иноцерамов.

В Белгородской области преобладают чистые тонкие разности мела. Среди них в виде тонких прослоек и небольших линз залегают грубые разности, возникшие за счет скопления очень мелких обломков раковин иноцерамов. Туронско-коньякская фауна по составу существенно не отличается от таковой Донецкого региона, но количественно она беднее, худшей сохранности, с иными условиями захоронения. В туронских фаунистических комплексах иноцерамы преобладают, встречены они лишь в виде разрозненных створок и их обломков. Панцири морских ежей (микрастеров, эхинокорисов, стернотаксисов) деформированы поразному.

Коньякская фауна беднее туронской по систематическому и экологическому составу. Большая часть фауны коньякского возраста относится к сидячему бентосу, в состав которого входят главным образом иноцерамы и в меньшем количестве прираставшие к ним устрицы, спондилусы и черви-трубкожилы. Блуждающий бентос (цидариды) здесь редок, а роющие бентосные формы со скелетом не встречены. Остатки фауны преимущественно плохой сохранности, в их захоронении нет какой-либо определенной системы, местами встречаются скопления выпуклых ство-

рок устриц и обломков нижних створок иноцерамов, плотно одетых одна на другую.

Глубина формирования мела I типа небольшая — не более 100—150 м. Глубины туронско-коньякского моря в пределах территории, отвечающей Донецкому бассейну, были близки к нижнему пределу проникновения волновых движений. Сказанное подтверждают и хорошая сохранность многих раковин иноцерамов, захоронение их в положении, почти прижизненном или слабо нарушенном. Однако тонкие прослойки и плоские вытянутые линзовидные скопления разнообразно ориентированных обломков раковин иноцерамов в мелу служат следами спорадического проникновения волнений очень большой силы. В Белгородском регионе глубины туронско-коньякского моря были несколько меньше. Достигавшее этих глубин поверхностное волнение было слабым и отличалось непостоянством сортирующей силы. К такому заключению приводят: обилие разнообразного раковинного детрита, характер его распределения в толще мела, а также плохая сохранность остатков фауны и беспорядочность в их захоронении. В обоих регионах осадки накапливались вдали от суши, но степень отдаленности не везде была одинаковой. На территории, отвечающей Донецкому бассейну, в связи с проявлением тектонической активности расстояния от суши, по-видимому, менялись. Наши материалы позволяют не согласиться с представлениями В. Н. Соболевской (1951) о распределении туронских фаций в районе Донецкого бассейна. Здесь нет трансгрессивного налегания турона на карбон, а возраст подстилающих мел уплотненных галечников с фауной и песчаных пород, якобы свидетельствующих о близости туронской суши, не туронский, а сеноманский. Мы склоняемся в пользу высказанного Г. И. Бушинским (1954) предположения о затоплении Донецкой суши морем в позднем туроне и в коньяке. Гидродинамический режим морского бассейна в Донецком регионе был непостоянным. Относительно спокойный, умеренно-подвижный режим чередовался со спорадическими крупными волнениями (связанными, вероятно, со штормами осенне-зимних сезонов). В морском бассейне Белгородского региона гидродинамический режим был постоянно неустойчивым (активно-подвижным). Значительное развитие бентоса в исследованных регионах свидетельствует о хорошей аэрации придонных слоев воды, однако весьма однообразный систематический и экологический состав фауны является признаком ограниченных возможностей развития организмов. Карбонатно-илистое дно было рыхлым, что весьма сужало экологический диапазон придонных обитателей. Наиболее приспособленными здесь оказались иноцерамы, чему много содействовали форма и скульптура их раковин. Это обстоятельство, а также отсутствие серьезной конкуренции со стороны других сидячебентонных форм и обилие пищи (отмирающего микропланктона — кокколитофорид) способствовало расцвету иноцерамов. В Донецком регионе в раннеконьякское время, а в Белгородском в поздне-туронское возникла в отдельных местах некоторая топкость грунтов, которая усилилась в позднеконьякское время. На это указывают следующие признаки: постепенное количественное убывание, а позже и исчезновение зарывающегося бентоса, обеднение видового состава иноцерамов, распространение среди них в коньякское время крупных «кубкообразных» форм, а также наблюдаемое в Донецком регионе развитие тонких, ветвящихся ризоидов у многих верхнеконьякских губок. Форма раковин иноцерамов, скульптура некоторых из них противостояли их погружению в ил. Поверхность раковин иноцерамов в коньякское и отчасти в туронское время служила местом обитания, своего рода убежищем, для мелких устриц, спондилусов, червей-трубкожилов.

К мелу II типа мы относим верхнекампанский и маастрихтский мел севера и северо-запада Донецкого бассейна и кампанский мел восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Повсеместно характерные черты

этого мела независимо от возраста заключаются в следующем. Насыщенность мела фауной весьма невелика и более или менее равномерная; скопления фауны какой-либо формы в породе отсутствуют. В отдельных пунктах насыщенность мела фауной немного колеблется. Систематический состав фауны очень беден и однообразен: белемниты, устрицы, главным образом грифеи, губки, разрозненные чешуйки рыб; в единичных случаях — тонкостворчатые мелкие хламисы, лимы, лиматулы. В этом комплексе явно преобладают остатки белемнитов — представителей nekтона. В слабо развитом бентосе главную роль, по-видимому, играли губки, обладавшие более или менее заметными ризоидами; устрицы имели подчиненное значение.

Довольно полные железистые отпечатки губок нередко дают объемное представление об отдельных экземплярах. В виде скоплений губки не встречались, иногда наблюдаются в положении, близком к прижизненному. Разрозненные, часто тонкостенные створки устриц (амфидонт, лоф) имеют хорошую сохранность, не обнаруживают следов окатывания, поломки. Грифеи, преобладающие среди устриц, отличаются сравнительно крупными, массивными раковинами, но более тонкостенными, чем у грифей, встречаемых в иных верхнемеловых фациях на юге Русской платформы. Створки всех устриц ориентированы в мелу по-разному. Белемниты встречаются в виде почти цельных ростров, рассеянных в мелу и разнообразно ориентированных без следов механического дробления и окатывания.

Глубина накопления мела II типа довольно значительная, на которой волнение едва ли достигало дна. Возможно, это была верхняя часть батигали в условиях слабой подвижности придонных слоев воды. В пользу такого вывода свидетельствуют как отсутствие следов окатывания, повреждений и сортировки фауны, так и любых скоплений фауны, разнообразная ее ориентировка в мелу и тонкостенность створок устриц. Большие глубины позволяют предполагать и значительную удаленность от берегов всех обширных площадей, где накопился мел этого типа. Карбонатно-илистое дно было весьма топким и слабо аэрировалось. На это указывают бедность и однообразие сидячего бентоса, а также отсутствие ползающих и зарывающихся форм со скелетом. Малочисленность устриц и недостаточное развитие их раковин говорят о затрудненных условиях жизни на поверхности жидкого ила. Слабая подвижность придонных слоев воды и наличие разветвленных ризоидов создавали возможность для незначительного развития губок. Для многочисленных белемнитов фораминиферо-кокколитовые илы служили местом захоронения.

К мелу III типа относим сходные по характеру фауны: кампанский и маастрихтский мел западной половины Днепровско-Донецкой впадины — в бассейнах рек Десны и Псела. Экологический состав маастрихтской фауны включает две основные группы: nekтон — многочисленные белемниты и небольшое количество рыб, и сидячий бентос — двустворчатые моллюски, замковые брахиоподы, одиночные кораллы, мшанки, усонogie раки, черви-трубкожилы. К блуждающему и отчасти роющему бентосу относятся малочисленные морские ежи (цидариды и эхинокорисы) и гастроподы (сифоностомные *Fusus* и несомненно хищные, близкие к *Natica*).

В группе сидячего бентоса различаются формы: прикреплявшиеся биссусом и временами плававшие (хламисы, лимы, лиматулы, птери); свободно лежавшие на дне (нейтеи, грифеи и некоторые виды лоф); лежавшие на одной из створок и временами плававшие (синциклонемы); цементно-прикреплявшиеся (лиостреи, амфидонты, другие виды лоф, спондилусы, черви-трубкожилы и одиночные кораллы), а также закреплявшиеся на дне мускулистой ножкой замковые брахиоподы. Большая часть фауны (колонии мшанок, одиночные кораллы

и др.) имеет хорошую сохранность. Отлично сохранились также и легко различимые детали скульптуры у двустворчатых моллюсков, которые встречаются то в виде цельных раковин, то отдельными разрозненными створками небольшой толщины. Ростры белемнитов не имеют следов механических повреждений. Захоронены все остатки фауны более или менее обособленно; однако отчетливо выраженная прижизненная ориентировка ее в мелу не наблюдалась; не встречались и какие-либо скопления фауны. В бассейне р. Псел в отдельных местах маастрихтский мел отличается иным, весьма скудным составом фауны: здесь характерны скопления известковых трубочек червей, пластинок усоногих раков, а также скопления чешуи рыб в виде узких, коротких, вытянутых линз; в небольшом количестве встречены ростры белемнитов и замковые брахиоподы.

Верхнекампанский мел бассейна р. Десны близок к маастрихтскому мелу рек Десны и Псела по экологическому и систематическому (но не видовому) составу фауны. Кроме белемнитов, относящихся к нектону, здесь встречаются преимущественно представители сидячего бентоса — свободно лежавшие на дне (грифеи), биссусные формы, отчасти способные к передвижению (хламисы, лимы, синциклонемы) и прикреплявшиеся цементно (лофы, черви-трубкожилы) или при помощи мускулистой ножки (замковые брахиоподы). В незначительной степени развит бентосных форм со скелетом также не встречены. По характеру сохранности и захоронения в породе фауна кампана существенно не отличается от маастрихтской.

Мел III типа формировался на значительном расстоянии от суши, в нижней части неритической области, куда волнения едва ли проникали. На это указывают следующие признаки: отсутствие следов поломки и окатанности фауны, отсутствие ее скоплений в мелу, хорошая сохранность деталей скульптуры, незначительная толщина многих створок, отсутствие растительноядных форм среди гастропод. Придонные слои воды хорошо вентилировались и были насыщены питательной взвесью. В пользу этого свидетельствуют разнообразие и многочисленность особей фауны, наличие значительного количества пассивных фильтраторов. Весьма уплотненное известково-илистое дно омывалось придонными течениями, на что косвенно указывает значительное распространение мшанок, лим и некоторых видов хламисов, развитие которых в современных морях наиболее благоприятствуют придонные течения. Довольно однообразную изогнутость находимых одиночных кораллов также можно рассматривать как результат приспособления в процессе роста к господствующему направлению тока воды. На территории, отвечающей бассейну р. Псел, в маастрихтское время обстановка осадконакопления была дифференцированной, что, по-видимому, связано с расчлененностью рельефа дна в этой части морского бассейна. Здесь наряду с обширными ровными пространствами типа крупных банок, хорошо аэрируемыми, с уплотненным дном и населенными обильной фауной, были впадины типа иловых, с затрудненными условиями обитания.

ВЫВОДЫ

В течение позднего мела в морях на юге Русской платформы неоднократно осаждались фораминиферово-кокколитовые илы, в дальнейшем преобразованные в белый писчий мел. Их осаждение происходило на разных глубинах, на разном расстоянии от суши, при неодинаковом гидродинамическом режиме. Последний фактор в значительной мере определял и видоизменял консистенцию илистого дна, от которой очень сильно зависел состав бентоса. Так, в восточной части Днепровско-Донецкой впадины, где в кампанское время отлагался мел II типа, или-

стое дно моря было почти непригодным для заселения многими группами бентосных форм со скелетом, а некоторые немногие обитавшие там группы фауны, например губки, могли существовать благодаря присутствию у них разветвленных ризоидов, как бы закоривавших каждую губку в мягком, топком иле. Отсутствие здесь роющих норы морских ежей (микрастерид), которые в это же время населяли карбонатные илы (позже превратившиеся в известняки) в морях Кавказско-Копетдагской зоны, также служит указанием на невозможность существования морских ежей на пространствах, где формировался мел II типа.

Принимая во внимание отмеченное Н. М. Страховым (1962) «тяготение карбонатных осадков к водоемам теплых климатов в современный момент и в геологическом прошлом», объясняющееся тем, что карбонатоосаждение, в частности биогенное, резко интенсифицируется с повышением температуры воды, особенно поверхностной, мы попытались выяснить, при одинаковых ли температурных условиях формировались все три типа писчего мела, имелись ли различия в температуре придонных слоев воды. Поскольку прямого ответа на этот вопрос фауна описанных типов мела не дает, нами были прослежены изменения толщины створок иноцерамов во всем верхнемеловом разрезе Донбасса и Белгородской области в различных фациях.

Полученные данные были рассмотрены совместно с результатами наблюдений за формами сохранности и характером захоронения этой группы фауны, а также в сочетании с материалами экологического анализа по другим группам фауны. Выяснилось, что накопление извести в створках раковин иноцерамов протекало в неодинаковых условиях. Наиболее благоприятная повышенная температура воды была в туронских и коньякских морях, в которых многие иноцерамы отличались значительной толщиной створок. Результаты исследований позволяют думать, что мел I типа формировался в относительно тепловодном бассейне, причем в той его части, которая отвечала Белгородской области, температура придонных слоев воды была несколько пониженной; мел II и III типов формировался при более низких температурах, чем мел I типа: в пользу этого свидетельствуют как общий характер фауны, так и большие глубины водоемов.

Таким образом, биологические данные писчего мела не противоречивы, как считал С. Бубнов (1934), но указывают на различие условий образования мела в разных местах. Изложенные в этой статье результаты исследования мела юга Русской платформы дают основание поставить вопрос о разнообразии условий накопления карбонатных меловых илов и во многих других местах, например туронского, коньякского и маастрихтского мела на востоке Русской платформы, а также разных ярусов верхнего мела Западной Европы. Применение синэкологического анализа фауны в дальнейшем необходимо. Значительные расхождения некоторых авторов относительно условий (в частности, глубины) образования белого мела могут оказаться более понятными, так как эти исследователи изучали мел в различных регионах.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России.— Мат. по геол. России, т. XXV, 1912.
- Бубнов С. Основные проблемы геологии. Перев. с немецкого. ОНТИ—НКТП СССР, 1934.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 156, 1954.
- Геккер Р. Ф. Экологический аспект в палеонтологии и экологическая систематика.— Проблемы палеонтологии. XXIII сес. Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов, 1968.
- Келлер Б. М. Микрофауна верхнего мела Днепровско-Донецкой впадины.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 13, № 4, 1935.

- Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород, ч. 1—2. Гостоптехиздат, М.—Л., 1940.
- Савчинская О. В.* Материалы к изучению меловой фауны бассейнов Десны и Псёла.— Зап. Н.-н. ин-та геол. ХГУ, т. VIII. Харьков, 1940.
- Савчинская О. В.* Некоторые черты поэтапного развития позднемеловой фауны Донецкого бассейна.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XLVI (3), 1971.
- Савчинская О. В.* Об условиях образования белого писчего мела юга Русской платформы (по палеоэкологическим данным). Фашии и геохимия карбонатных отложений. Изд-во ВСЕГЕИ, Л.—Таллин, 1973.
- Соболевская В. Н.* Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. Сб.: Памяти академика А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1951.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, том II. Изд-во АН СССР, 1962.
- Твенхофел У. Х.* Учение об образовании осадков. ОНТИ, М.—Л., 1936.
- Шуменко С. И.* Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Изд-во Харьковского ун-та, Харьков, 1971.
- Sauveux L.* Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. I. Craie du bassin de Paris.— Ann. Soc. Géol. du Nord, t. IV, 1, 2, 1897.
- Jukes-Browne A. J.* The cretaceous rocks of Britain.— Mem. Geol. Surv. Great Britain, vol. 2, 1903; vol. 3, 1904.
- Kennedy W. J., Garrison R. E.* Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. Sedimentology, vol. 22, No. 2, 1975.
- Nestler H.* Die Rekonstruktion des Lebensraumes der rügener Schreibkreide — Fauna (Unter — Maastricht) mit Hilfe der Paläoökologie und Paläobiologie.— Geologie, 14, Beiheft, 49, 1965.
- Woodward A. S.* The fossil fishes of the English Chalk.— Palaeont. Soc., vol. LVI—LXV, 1902—1912.

Государственный университет
Харьков

Дата поступления
20.III.1975

УДК 552.51 : 552.72 (574.1)

**ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПЕСЧАНИКОВ ПРОТЕРОЗОЯ
ЮЖНОГО УЛУТАУ ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ
К РАННЕМЕТАМОРФИЧЕСКОЙ СТАДИИ**

О. В. ЯПАСКУРТ

Рассматриваются вопросы о закономерностях постседиментационных преобразований песчаных пород при переходе от позднеэпигенетической к раннеметаморфической стадии. Приведены результаты петрографического изучения blastosammitовых сланцев зеленосланцевой фации из боздакской и части майтубинской серий протерозоя Улутауского массива (Казахстан) и их сопоставления со слабометаморфизованными песчаниками некоторых других регионов. Показано, что характер blastеза зависит от особенностей обломочных структур, количества первичного цемента и отчасти состава терригенного материала. В некоторых сланцах выявлены остатки эпигенетических структур, сосуществующих с типичными метаморфогенными. Различная податливость разных песчаных пород на одинаковые термодинамические воздействия в условиях зеленосланцевой фации унаследована от более ранних этапов литогенеза, что является результатом преемственности между процессами регионального эпигенеза и метаморфизма.

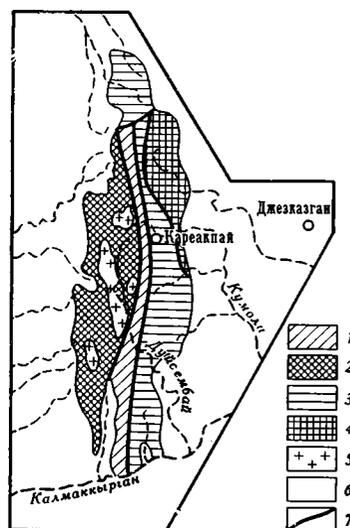
Песчаники, претерпевшие раннеметаморфические преобразования, распространены на участке одного из обширнейших выходов протерозоя Центрального Казахстана — на юге Улутауского массива, в пределах восточного крыла докембрийского Майтубинского антиклинория (фиг. 1). Этот участок интересен тем, что образующие его мощные геосинклинальные отложения содержат много обломочных пород, которые, во-первых, метаморфизованы с сохранением в реликтах седиментогенных структур и, во-вторых, разнообразны по составу (от мономинеральных кварцевых до кварцево-полевошпатовых и граувакковых). Первая из этих особенностей позволяет выполнить элементы стадийного анализа, а вторая дает возможность сопоставить реакцию разных литологических типов, сосуществующих в единых разрезах, на одинаковые изменения термобарических условий.

Автор детально исследовал породы кумолинской свиты майтубинской серии среднего протерозоя и вышележащей боздакской серии, описание разрезов которых было опубликовано в работах Ю. А. Зайцева и Л. И. Филатовой (1971, 1972) и автора (Япаскурт, 1971_{1,2}). Эти серии слагают долготную полосу шириной до 10 км, протягивающуюся на 200 км через верховья р. Кумола к левобережью р. Калмаккырган. Они смяты в многочисленные меридионально ориентированные складки, при общем наращивании разреза в восточном направлении. Местами, в смежном Карсакпайском синклинории, их с несогласием перекрывает вулканогенно-осадочная белеутинская серия верхнего протерозоя. А в осевой части антиклинория кумолинская свита подстилается многокилометровыми толщами порфиридов, различных слюдяно-кварцево-полевошпатовых сланцев и кварцитов среднепротерозойского возраста.

Породы майтубинской и боздакской серий обладают более или менее четко выраженной кристаллизационной сланцеватостью, которая частью совпадает с ориентировками их слоистых текстур, иногда же пересекает слоистость. Они, по данным петрологических исследований Л. И. Филатовой (1962), регионально метаморфизованы в фации зеленых сланцев со следующими ведущими минеральными парагенезисами: серицит + хлорит + альбит + кварц и эпидот + хлорит + альбит + актинолит. Первый парагенезис присущ серицит-кварцитовым и серицитовым сланцам, второй — порфиритоидам и зеленым сланцам. Для большинства этих пород характерны относительно слабые бластические преобразования, в реликтах сохраняются исходные вулканогенные либо кластические структуры.

Фиг. 1. Схематическая карта отложений докембрия на юге Улутауского массива

1 — боздакская серия и кумолинская свита среднего протерозоя на восточном крыле Майтубинского антиклинория; 2 — среднепротерозойские майтубинская и жийдинская серии в ядре того же антиклинория совместно с толщами позднего протерозоя на его западном крыле; 3 — толщи позднего протерозоя, частично боздакской серии и железорудной карсакапайской, аралбайской серий нижнего протерозоя в Карсакапайском синклинории; 4 — кристаллические сланцы нижнего протерозоя — архея (?) в ядре Улутауского антиклинория; 5 — палеозойские гранитоиды; 6 — отложения палеозоя; 7 — крупные разломы



Дальнейшие исследования (Япаскурт, 1971^{2, 3, 4}, 1973) показали, что в боздакской серии и подстилающей ее кумолинской свите сланцеватые породы с реликтами обломочного строения преобладают над прочими, а среди них в свою очередь максимальный объем приходится на долю метаморфизованных песчаников — бластопсаммитовых сланцев.

Бластопсаммитовые сланцы рассматриваемого интервала разреза имеют изменчивый валовый минеральный состав. Так, например, в кумолинской свите преобладают серицит-кварцевые и графит-серицит-кварцевые их разновидности. Несколько менее распространены, хотя достаточно часто встречаются в середине этой же свиты карбонат-хлорит-кварцевые сланцы, которые в зонах экзоконтактового воздействия позднеордовикских гранитоидов переходят в актинолит-хлорит-кварцевые разновидности. Для верхов кумолинской свиты и боздакской серии характерны серицит-полевошпат-кварцевые и кварцево-полевошпатовые представители таких же сланцев.

Перечисленные породы объединяют следующие особенности. У каждой из них в количестве свыше 50% объема находятся реликты обломков псаммитовой размерности. Обломки в большинстве преобразованы кристаллобластезом, но тем не менее достаточно отчетливо видны под микроскопом, а отчасти и невооруженным глазом. Состав их бывает существенно кварцевым, иногда смешанным кварцево-полевошпатовым либо граувакковым литокластовым. Он поддается расшифровке при тщательных микроскопических наблюдениях. Доступны реставра-

ции и признаки остаточной формы, сортировки и сгруппированности обломочных зерен, исключая фракции тонкого песка и алеврита, почти нацело перекристаллизованные вместе с цементирующим веществом.

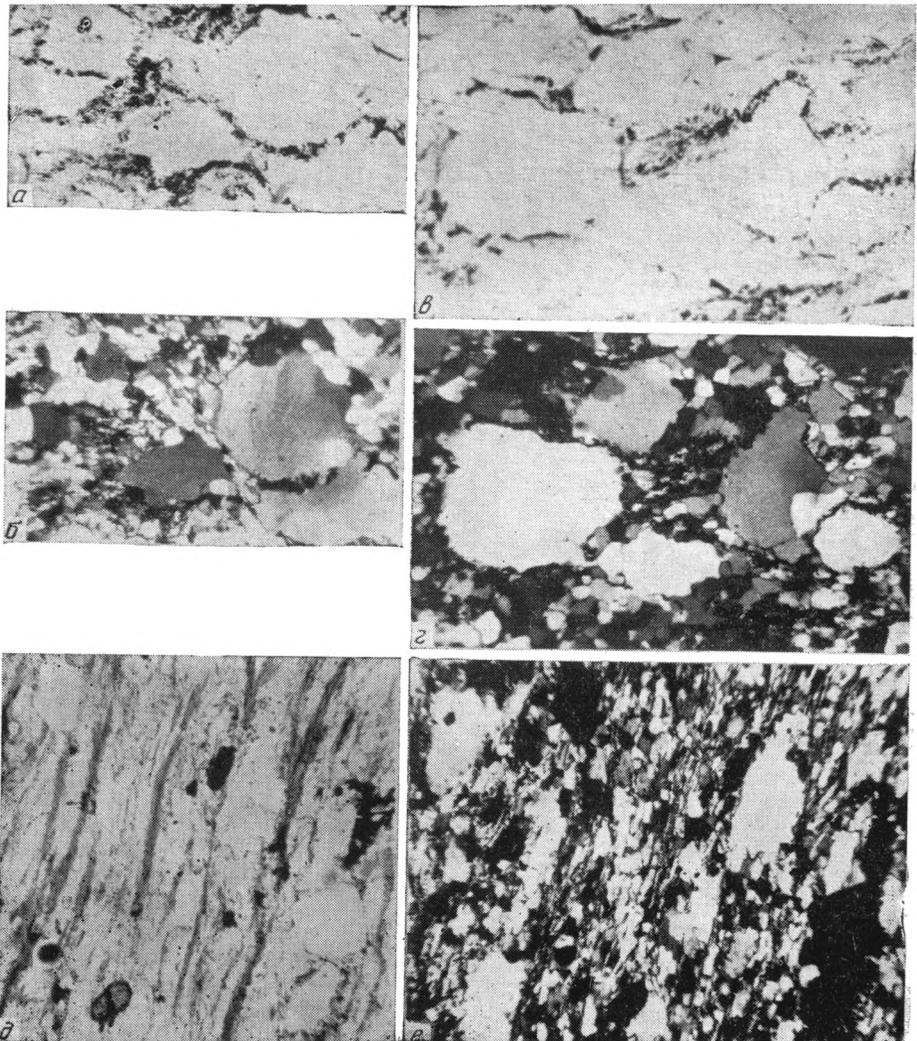
Таким путем было выявлено многообразие состава и структур у исходных песчаников. Оно позволило проанализировать связь между начальными литологическими особенностями и интенсивностью переорождений разных типов пород при воздействии на них одинаковых факторов метаморфизма. Описываемым породам свойственна неравномерность кристаллобластеза. В одних и тех же обнажениях чередуются сланцы и с едва уловимыми признаками обломочного строения, и с хорошо «законсервированными» седиментогенными структурами. В результате можно, не наблюдая в разрезе перехода от неизменных толщ к метаморфизованным, восстановить хотя бы частично этот процесс в развитии.

Остановимся на некоторых примерах, рассмотрев в отдельности существенно кварцевые, кварцево-полевошпатовые и полимиктовые породы.

Существенно кварцевым сланцам свойствен рекристаллизационно-грануляционный бластез, в результате которого на периферии и внутри первоначальных кварцевых обломков развита мозаика гранулированных зерен кварца (фиг. 2). Подобное явление описано И. М. Симановичем (1972) для сегозерских кварцито-песчаников ятулия Карелии и характерно для тех зон, где песчаники рассланцованы и подвержены динамотермальному метаморфизму.

В общей массе пород протерозоя Улугау бластез проявлен, на наш взгляд, интенсивнее, нежели в сегозерских. Но и здесь он также неоднороден и обнаруживает прямую зависимость от степени насыщенности исходных песчаников обломками, характера их структур и количества осадочного вещества в цементе. При сравнении шлифов из разных слоев единого разреза установлено, что кристаллобластез кварца сильнее всего выражен там, где обломки были плотно прижаты друг к другу и максимален при плохой отсортированности их по размерам. Наоборот, он «подавлен» там, где обломки были разобщены цементом — глинистым, углисто-глинистым или кремнисто-глинистым, который превращен в микрогранулолепидобластовый агрегат либо серицита и графитистого вещества с серицитом, либо кварца с серицитом.

Как правило, у пород, насыщенных терригенным материалом, свыше половины всех обломков полностью превращены в сплошной мозаичный агрегат гранулированного кварца (см. фиг. 2, *д*, *е*). В таких случаях вывод о первоначальной сгруппированности обломочных частиц обоснован тем, что на однообразном фоне мозаичного кварца удается распознать при выключенном анализаторе теневые контуры прежних кластических зерен. Эти контуры намечаются благодаря сохранившимся оторочкам тонкопелитового вещества — чаще всего микрозернистого графита или гематита с примесью серицитовых чешуек. В других разновидностях бластосаммитовых сланцев, у которых пространство между реликтовыми обломками заполнено серицитовой, графитисто-серицитовой, либо кварцево-серицитовой массой, грануляция затрагивает только края зерен. Здесь более характерен иной тип преобразования обломков — их уплощение в сочетании с ответвляющимися вдоль сланцеватости отростками регенерационного кварца, т. е. растворение под действием *стрессовых* нагрузок, одновременное с перекристаллизацией в «теневых двориках». В этих породах наряду с вышеописанными *метаморфогенными* структурами автору удалось наблюдать реликты структур *гравитационной коррозии* — остатки микростилолитовых и конформных сочленений между отдельными соприкасающимися обломками (см. фиг. 2, *а* — *г*), которые характерны для *позднеэпигенетической стадии* (Копелиович, 1965; Симанович, 1966).

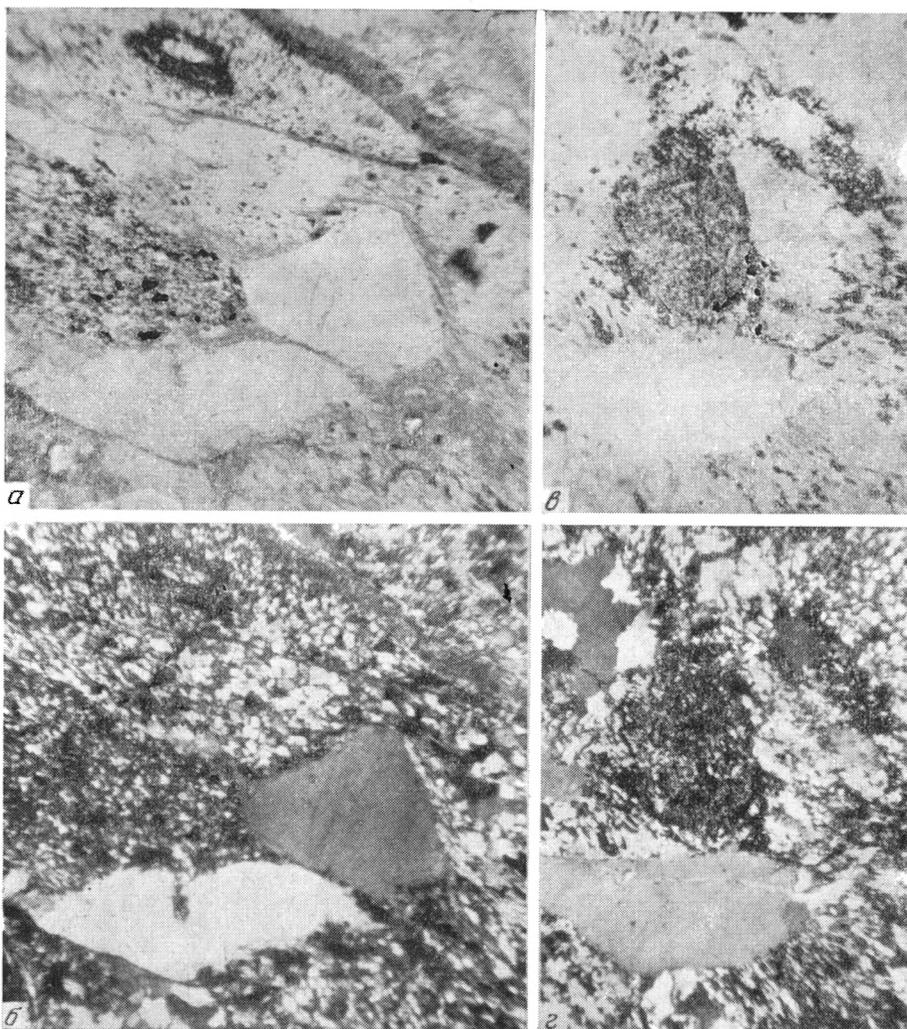


Фиг. 2. Кварцитовый сланец с blastomylonитовой структурой из низов кумолинской свиты

a — западное пос. Карсакпай, без анализатора, благодаря остаточным оторочкам тонкораспыленного графита заметны конформные взаимоотношения между обломками, $\times 40$; *b* — там же, при николях +; *v*, *z* — аналогичная картина без анализатора и при николях +, причем в правом углу снимка *z* видна миграция границы blastического замещения кварца кварцем через контакт зерен; *d*, *e* — на р. Дуйсембай, полный blastез большей части песчаной фракции, $\times 40$

О дометаморфогенном формировании структур растворения под давлением свидетельствуют явления перехода оптической ориентировки из одного кварцевого зерна в другое через конформные контакты между ними, как это видно в правом нижнем углу микрофотографии на фиг. 2, *z*. Такие формы blastических замещений кварца кварцем же были ранее описаны И. М. Симановичем (1972).

Итак, следы эпигенетических структур сохраняются у некоторых песчаников, первоначально насыщенных поровым глинистым цементом. В большинстве других разностей они уничтожены рекристаллизационно-грануляционным blastезом кварца.



Фиг. 3. Блестосаммитовые сланцы с субграувакковым составом терригенного материала из низов боздакской серии на левобережье р. Калмаккырган, $\times 40$

a — без анализатора, видны реликтовые обломки графитистых (черные) и других сланцев и кварца; *b* — то же, при николях +; *v* и *g* — шиповидное обрастание обломков серицитом и мелкозернистым кварцем (без анализатора и при николях +)

Кварцево-полевошпатовые блестосаммитовые сланцы по характеру структур сходны с существенно кварцевыми. Их обломочный кварц тоже утрачивает многие типоморфные признаки терригенного минерала. Оценить, сколько в той или иной породе остается реликтового кварца, а сколько — метаморфогенного, бывает трудно, но в общей массе перекристаллизована значительная часть сложенных им обломков. Терригенные плагиоклазы у описываемых пород полностью альбитизированы, а калиевые полевые шпаты частично замещены альбитом с «шахматной» структурой.

Блестосаммитовые сланцы с субграувакковым и граувакковым составом терригенного материала подвержены в основном более интенсивным преобразованиям по сравнению с предыдущими (фиг. 3). Слагающие их обломки метаморфических пород вдавнены

друг в друга, сплющены и вытянуты вдоль сланцеватости, а участки «теневых двориков» между ними заполнены микрогранобластическим агрегатом кварца или альбита. Вся совокупность этих частиц под микроскопом при скрещенных николях воспринимается как единая, очень неоднородная по зернистости гранолепидобластовая масса, состоящая из серицита, хлорита, актинолита, кварца, альбита и других минералов зеленосланцевой фации. На ее фоне выделяются округлые или угловатые зерна кварца, либо нацело альбитизированных полевых шпатов размером от 0,1 до 2 мм, которые встречаются здесь в подчиненном количестве, благодаря чему структура породы с первого взгляда воспринимается как пудинговая. Может создаться впечатление, что мы имеем дело с метаморфизованными пелитовыми или алевро-пелитовыми породами, содержащими небольшую примесь песчинок кварца и полевых шпатов.

При выключенном анализаторе удается, однако, обнаружить много регенерированных обломков песчаной размерности, потому что они отличаются друг от друга строением и цветом. Среди них распознаются сланцы с бластопорфировыми структурами (порфиroidы или порфири-тоиды), разнообразные слюдистые, графитистые, железистые сланцы и кварциты. И несмотря на то, что вещество первоначальных вулканогенных и осадочных пород в этих обломках замечено метаморфогенными минералами, некоторая индивидуальность терригенных частиц все же сохраняется, а это дает возможность, с известной долей приближенности, реставрировать их состав.

Среди подобных описанным бластопсаммитовых сланцев первично грауваккового состава, в низах боздакской серии на р. Калмаккырган встречены менее измененные разности со слабо проявленной кристаллизационной сланцеватостью. Для них характерно обрастание хорошо заметных кластических зерен по периферии венцами из слюд, мелкие чешуйки которых ориентированы нормально к поверхности зерен (см. фиг. 3, в, г). Такие структуры весьма сходны с «шиповидными», описанными А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1955, 1963) в полимиктовых песчаниках палеозойского верхоянского комплекса из самой нижней зоны их вторичных преобразований. Зона «шиповидных» структур и мусковит-хлоритового цемента соответствует, по определению тех же исследователей, метабазе.

Сравнение бластопсаммитовых сланцев боздакской серии с песчаниками верхоянского комплекса, которое проведено как по литературным данным, так и по материалам, собранным автором в Верхоянье, позволило прийти к следующему заключению. Терригенные породы среднего протерозоя Улутау в большинстве своем отличаются от близких им по исходному составу полимиктовых песчаников, претерпевших стадию метабазеза, более интенсивной сланцеватостью, несколько худшей сохранностью форм большинства обломков и самих терригенных минералов. Встреченные в боздакской серии «шиповидные» структуры, так же как и конформные в кварцевых бластопсаммитовых сланцах, представляют реликтовые формы.

Итак, рассмотренным породам свойственны типичные метаморфогенные преобразования — кристаллизационная сланцеватость, явления бластеза и новообразования минералов зеленосланцевой фации метаморфизма, развитые не только за счет цементирующего вещества, но и за счет значительной части (не менее половины) объема кластического материала. На последнее положение необходимо обращать особое внимание как на важный критерий оценки начального этапа метаморфизма песчаников (Файф и др., 1962; Ларсен, Чилингар, 1971).

В то же время такие преобразования проявлены не везде одинаково. Наряду со структурами, отражающими большую роль стрессовых нагрузок, в некоторых разновидностях пород сохранились остатки струк-

тур эпигенетической стадии, которая предшествовала их метаморфизации.

Подчеркнем, что у протерозойских пород Улутау, претерпевших многоэтапную эволюцию вторичных перерождений, *не были сnivelированы* черты различий в строении и в составе терригенных компонентов, которые отразились и в разных формах кристаллобластеза, и в многообразии состава blastopсаммитовых сланцев на одинаковых стратиграфических уровнях.

Приведенные данные интересны тем, что некоторые песчаные породы геосинклинальных толщ протерозоя, испытавшие воздействие агентов зеленосланцевой фации метаморфизма, обнаруживают определенную инертность в своем перерождении, как бы задерживаясь в стадии глубинного эпигенеза, тогда как остальные сочетаясь с ними породы подвержены полной метаморфизации, с господством бластических структур. Это подтверждает мысль, высказанную А. В. Копелиовичем о том, что «процессы глубинного эпигенеза и метаморфизма — суть процессы единой категории, различающиеся лишь интенсивностью термодинамических параметров» (Копелиович, 1965, стр. 275). Характеризуя начальную границу эпигенеза, он подчеркивал, что для разных пород «переход из одной стадии в другую совершается одновременно» (Копелиович, 1965, стр. 155). Такая закономерность свойственна эпигенезу. Но по мере перехода от его раннего этапа к последующим и по мере приближения к стадии метаморфизма контрастность в характере преобразования пород постепенно сглаживается (Коссовская, 1962; Тимофеев и др., 1974).

Рассмотренные выше материалы свидетельствуют о том, что и в условиях зеленосланцевой фации реакция неодинаковых обломочных пород на одинаковое термодинамическое воздействие окружающей среды может наследоваться от более ранних этапов литогенеза. Заметную роль при этом играет не только (и не столько) состав исходных песчаных пород, сколько особенности их седиментогенных структур и количественное содержание первоначального цемента. В частности, породы, у которых хорошо отсортированные обломки были «запечатаны» цементирующим веществом, в большей мере сохраняют эпигенетические структуры, нежели породы со сгруженными и плохо отсортированными зернами.

Однако подобные особенности строения унаследованы от эпигенетической стадии на *качественно новом* этапе, когда метаморфогенные минералы образуют равновесные парагенезисы. Дометаморфические структуры оказываются достаточно консервативными и в ряде случаев «переживают» кластогенные минералы. Переработка этих структур происходит с запозданием по отношению к изменениям минерального состава породы, причем интенсивность этой переработки во многом определяется характером самих структур.

Высказанным положениям нельзя, естественно, придавать универсальное значение, так как многообразие конкретных геологических обстановок, разное сочетание таких факторов, как динамическая, стрессовая нагрузки, температуры, характер поровых вод и, наконец, возраст и длительность процессов метаморфизации, должны определять существенные различия вторичного преобразования пород. В ряде случаев признаки осадочных структур и различия в полимиктовости пород начинают стираться на более ранних этапах, чем в нашем примере (Коссовская, Шутов, 1971). Анализ причины таких различий выходит за пределы этой статьи. Приведенные в ней данные в сопоставлении с материалами по другим регионам еще раз свидетельствуют о преемственности между взаимосвязанными процессами регионального эпигенеза и регионального метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И.* Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана).— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И.* Улутауский массив и Кирейский антиклинорий.— В кн.: Геология СССР, т. XX, кн. 1. М., «Недра», 1972.
- Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 121. М., «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилкойской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 63. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Фации регионального эпигенеза и метagenеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Проблемы эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 221. М., «Наука», 1971.
- Ларсен Г., Чилингар Дж. В.* Введение.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
- Симанович И. М.* Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 153. М., «Наука», 1966.
- Симанович И. М.* Постседиментационные преобразования сегозерских кварцито-песчаников (Карелия).— Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 2.
- Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Боголюбова Л. И., Дриц В. А.* Новое в учении о стадиях осадочного породообразования.— Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 3.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Филатова Л. И.* Докембрий Улутау. Изд-во МГУ, 1962.
- Япаскурт О. В.* К стратиграфии боздакской серии.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во МГУ, 1971₁.
- Япаскурт О. В.* Стратиграфия и литологические особенности докембрийских толщ восточного крыла Майтубинского антиклинория (Улутау, Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис. 1971₂.
- Япаскурт О. В.* Литологические особенности докембрийских толщ восточного крыла Майтубинского антиклинория (Улутау, Ц. Казахстан).— Автореф. докл. Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XLVI, 1971₃, вып. 4.
- Япаскурт О. В.* К методике литологического изучения первично обломочных толщ докембрия.— В кн.: VI Научная отчетная конференция геологического факультета (тез. докл.). Ротапринт, МГУ, 1971₄.
- Япаскурт О. В.* Типы метаморфизованных обломочных пород докембрия восточного крыла Майтубинского антиклинория и закономерности их положения в разрезе (Улутау, Ц. Казахстан).— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., Ротапринт, Изд-во ВГФ, 1973.

МГУ,
Москва

Дата поступления
21.X.1975

МЕТОДИКА

УДК 553.66

**КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ТЕРМОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД
И РУД ЭКЗОГЕННЫХ СЕРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

В. А. САМАРКИН

На экзогенных серных месторождениях определено более 80 минералов, но наиболее распространены из них кальцит, сера, гипс, глинистые минералы, доломит, почти постоянно присутствуют ангидрит, целестин, пирит, реже барит (Соколов 1958; Юшкин, 1968; Сребродольский, 1972).

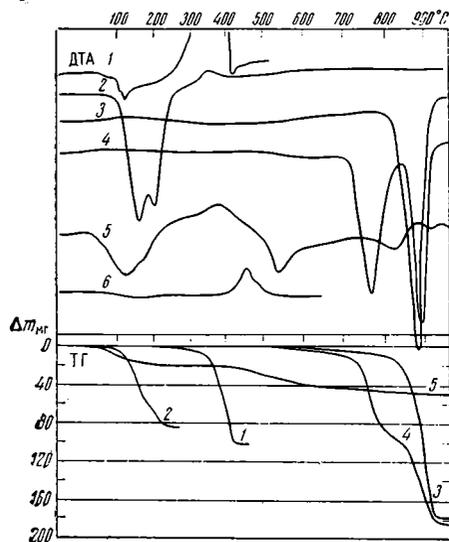
В лабораториях ЦАЛ ГИГХС при изучении минерального состава сероносных пород используется термографический анализ. Однако в литературе отсутствуют данные о сопоставимости результатов, полученных химическими и термографическими методами, а также методические сведения, которые способствовали бы более широкому применению термографии в этих исследованиях. Возможность количественного термографического фазового анализа сероносных пород вытекает из того, что все наиболее распространенные в них минералы термически активны в интервале 20—1000° и могут быть количественно рассчитаны по кривым потери в весе при нагревании (Цветков, 1957).

Методическая часть нашей работы на первом этапе включала термографический анализ чистых минералов и мономинеральных фракций сероносных пород. На втором этапе были проанализированы смеси этих минералов в соотношениях, близких к природным. На третьем этапе производились термографический и химический анализы образцов природных серных руд и сопоставлялись результаты расчетов минерального состава.

Измерения проводились на дериватографе фирмы MOM (ВНР), позволяющем производить равномерное нагревание образцов до 1000° и одновременно из одной навески регистрировать дифференциально термическую кривую (ДТА), изменение веса (ТГ), скорость изменения веса (ДТГ) и температуру (Т).

Пробы, содержащие элементарную серу, нагревались от 20 до 500° с интенсивной вентиляцией полости печи для удаления SO₂, а от 500 до 1000° в атмосфере углекислого газа для лучшей диагностики карбонатных минералов. Навеска обычно составляла 400 мг, чувствительность ДТА и ДТГ равнялась 1/10 от максимальной, скорость нагревания 10°/мин. В качестве эталонного вещества и термоинертного наполнителя в смесях использовалась окись алюминия. На кривой ДТА элементарной серы (навеска 100 мг) в интервале 20—500° обнаруживаются два эффекта: эндотермический при 105—120°, связанный с полиморфным превращением серы и ее плавлением (Берг, 1969), и мощный экзотермический

окисления при 350° (фиг. 1). Кривая ТГ фиксирует незначительную (<0,5%) потерю веса в интервале 100—250°, а основная потеря происходит в интервале от 250 до 400°. Термограммы гипса, кальцита и доломита имеют стандартный вид (Иванова и др., 1974). Потери веса при нагревании близки к теоретически возможным. Термические эффекты гипса и серы на кривой ДТА и интервалы потерь в весе частично перекрываются. Термографический анализ смесей этих минералов в различных соотношениях (фиг. 2) и расчет содержаний по потере в весе для гипса



Фиг. 1

Фиг. 1. Термограммы (ДТА) и дериватогаммы (ДГ) наиболее распространенных минералов из сероносных пород и руд

1 — сера; 2 — гипс; 3 — кальцит; 4 — доломит; 5 — глинистые минералы; 6 — пирит (смесь 1% пирита и 99% Al_2O_3); $m_1=100$ мг, $m_{2-4}=400$ мг

Величина потери веса (Δm) на термограммах приводится в процентах от навески

Фиг. 2. Термограммы смесей гипса и серы

1 — сера 30, гипс 5%; 2 — сера 15, гипс 40%; 3 — сера 5, гипс 80%

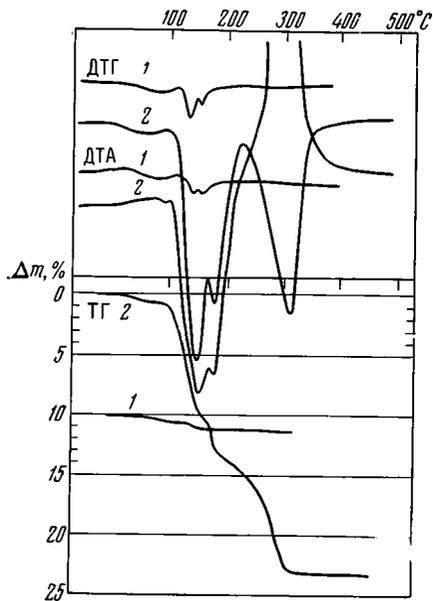
за счет дегидратации в интервале 100—200° и для серы за счет окисления при 200—400° позволили показать, что эти минералы могут быть определены даже при широких вариациях содержаний с достаточно высокой точностью (табл. 1).

В серных рудах часто содержатся глинистые минералы иллитовой и монтмориллонитовой групп (от 3—5 до 20—25%). Для приготовления

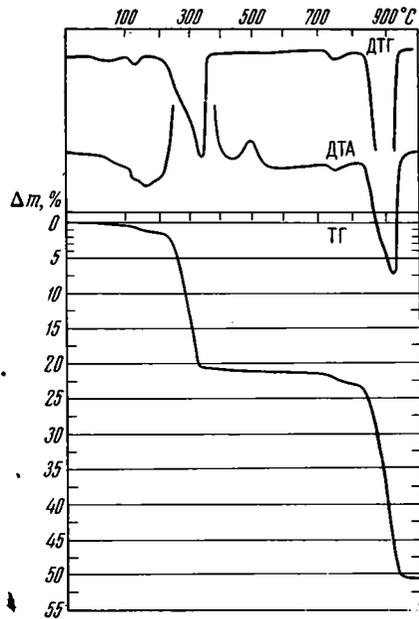
Таблица 1

Результаты расчетов содержаний серы и гипса в смесях

№ смеси	Сера, %		Гипс, %		Al_2O_3 , %
	исходн.	расчетн.	исходн.	расчетн.	
1	30	30	5	5	65
2	25	25	15	15	60
3	15	15	40	39	45
4	5	5	80	78	15



Фиг. 3. Термограммы смесей
1 — гипс 3, глинистые минералы 10%;
2 — сера 10, гипс 60, глинистые минералы 10%



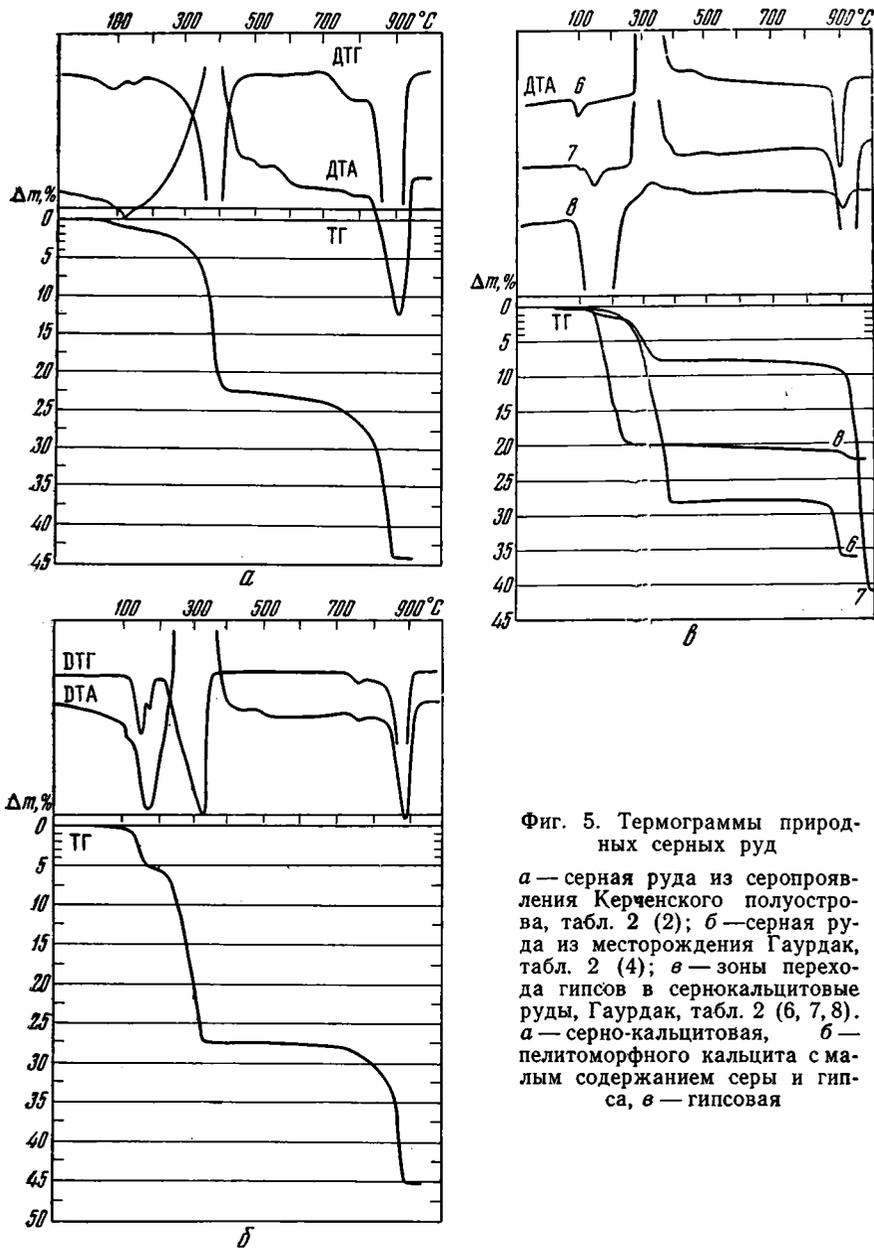
Фиг. 4. Термограмма смеси с соотношением минералов, близким к природным рудам. Сера 20, гипс 5, глинистые минералы 10, доломит 5, кальцит 60, пирит 1%

искусственных смесей использовались глинистые минералы, выделенные из руд Немировского серного месторождения (класс — 5 мк, обработанный 3%-ной HCl и 10%-ной H₂O₂ для удаления карбонатов и органических веществ). Термограмма глинистых минералов (фиг. 1, 5) отвечает гидрослюдам с примесью монтмориллонита.

Анализ смесей, содержащих глинистые минералы и гипс (фиг. 3, 1), а также серу, гипс и глинистые минералы (фиг. 3, 2), показывает, что гипс в смеси с глинистыми минералами обнаруживается при содержании, равном 3—5%. Примесь глинистых минералов до 20% также не оказывает существенного влияния на точность определения серы. Содержание глинистых минералов по термограммам смесей может быть ориентировочно оценено по потере веса в интервале 20—100°.

Был проанализирован также ряд смесей, содержащих все главные термоактивные минералы серных руд в соотношениях, близких к естественным рудам. Одна из таких смесей содержит 20% элементарной серы, 60% кальцита, 10% глинистых минералов, 5% гипса, 5% доломита, 1% пирита. Из фиг. 4 видно, что все основные эффекты минералов в этой смеси проявляются достаточно четко, а кривая потери в весе позволяет произвести расчет содержания минералов. При анализе такой многокомпонентной смеси минералов содержание гипса рассчитывается по количеству воды, выделившейся в интервале 100—200°, серы — по окислению и выделению SO₂ при 200—400°, пирита — по площади экзоэффекта окисления при 500° (фиг. 1, б), доломита и кальцита — по раздельному учету CO₂, выделившемуся при диссоциации MgCO₃ при 750° и CaCO₃ при 900°.

Термограммы природных руд существенно не отличаются от термограмм смесей (фиг. 5, а, б, в). Сопоставление данных по минеральному составу руд, полученных с помощью химических и термографических анализов, показывает их хорошую сходимость (табл. 2, 3).



Фиг. 5. Термограммы природных серных руд

а — серная руда из серопоявления Керченского полуострова, табл. 2 (2); *б* — серная руда из месторождения Гаурдак, табл. 2 (4); *в* — зоны перехода гипсов в сернокальцитовые руды, Гаурдак, табл. 2 (6, 7, 8). *а* — серно-кальцитовая, *б* — пелитоморфного кальцита с малым содержанием серы и гипса, *в* — гипсовая

В качестве примера использования термографического анализа для изучения зоны перехода исходных гипсов в сернокальцитовые руды взят образец из Гаурдакского месторождения. По термограммам проб, отобранных из различных участков образца, можно уверенно рассчитать их минеральный состав (см. фиг. 5, *в*, табл. 3, № 6—8).

Таким образом, термографический анализ можно с успехом использовать для массовых экспрессных исследований минерального состава сероносных пород и руд, что позволяет значительно сократить количество и объем химических анализов. Для определения количественного содержания гипса в рудах в присутствии других сульфатных минералов (ангидрита, целестина, барита) термографический анализ даже пред-

Химический состав серных руд

№ п/п	S _{эл}	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	SO ₃	S _{пир}	H ₂ O _{106°}	Сумма
1	11,30	8,40	2,17	1,87	0,70	41,65	0,92	0,93	31,25	1,25	Не опр.	0,70	100,8
2	21,73	24,82	4,78	4,00	0,90	23,73	1,40	0,50	18,46	1,01	2,04	1,93	102,30
3	28,17	2,59	0,55	0,71	2,93	35,35	0,18	0,34	27,26	0,73	0,44	0,45	99,40
4	21,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,57	32,70	Не опр.	Не опр.	16,37	15,4	0,18	Не опр.	86,34
5	24,34	»	»	»	1,27	35,79	»	»	26,95	3,3	0,11	»	91,76
6	53,00	2,96	0,16	0,06	—	21,19	0,07	0,19	17,85	1,68	Не опр.	0,02	97,18
7	6,75	2,86	0,43	0,13	—	44,11	0,08	0,19	36,70	5,73	»	0,76	97,74
8	—	2,50	0,29	0,024	—	30,81	0,19	0,19	2,28	44,75	»	14,17	95,20

Аналитик Е. Н. Кашпарова ИБФМ АН СССР. Анализы выполнены в ЦАЛ ГИГХС. Образцы № 1—3 из Крыма (серопроявление на Керченском полуострове), № 4—8 из Туркмении (Гардакское месторождение). То же, в табл. 3.

Таблица 3

Минеральный состав серных руд по данным химического (1) и термографического (2) анализов

№ п/п	Сера		Кальцит		Доломит		Гипс		Пирит		Глинистые минералы	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	11	11	70	70	3	4	3	2—3	2	+	7	5—10
2	22	22	36	40	4	4—5	2	1—2	4	2—4	20	20—25
3	28	27	60	60	7	9	1	+	1	+	3	+
4	21	22	36	34	3	5	25—30*	26	0,3	1	—	—
5	24	25	60	60	6	5—6	1—3*	2—3	0,2	1	—	—
6	53	55	40,5	39	—	—	1—2*	2	Не опр.	1	2	—
7	6,75	7	83,4	77	—	—	6	5	»	1	2—3	—
8	—	—	5	4,5	—	—	95	93	»	1	1—2	—

* Количество гипса не может быть точно рассчитано по данным химического анализа в связи с присутствием ангидрита и целестина; приведенные цифры получены при гравитационном анализе образцов. Содержание пирита определялось по площади экзотермического окисления полуколичественно, глинистые минералы при содержании <5% не определялись.

почтительнее химического. Примесь глинистых минералов до 20% не вносит существенных искажений в рисунок термограмм и в данные количественных расчетов по кривым потери в весе.

ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л. Г. Введение в термографию, 2-е доп. изд. М., «Наука», 1969.
 Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавкина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л., «Недра», 1974.
 Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы.— Сов. геол., 1958, № 5.
 Сребродольский Б. И. Минеральные ассоциации серных руд.— В кн.: Геохимия и минералогия серы. М., «Наука», 1972.
 Цветков А. И. Диагностика и количественное определение минералов с помощью термического анализа.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1957.
 Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., «Наука», 1968.

Институт биохимии и физиологии
 микроорганизмов АН СССР,
 Пушкино-на-Оке

Дата поступления
 10.XI.1975.

МАССОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СВЕТОПРЕЛОМЛЕНИЯ ГРАНАТОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА ПРИБОРЕ ППМ-1

В. Г. ФЕКЛИЧЕВ

Приборы серии ППМ применяются для массовых измерений светопреломления однокристаллических минералов при недостатке материала (единичные зерна из шлихов, протолочек и т. п.). Достоинством этого метода является и то, что после измерений каждое зерно может быть отклеено и использовано для других измерений (Фекличев, 1967).

Массовые измерения гранатов были выполнены на материале сотрудников ЛОПИ К. М. Алексеевского и Т. Т. Николаевой, которые в терригенных отложениях Северного Тимана обнаружили гранаты, часть из которых предположительно относилась к пиропам. Показатель преломления пиропов довольно низкий для гранатов и является хорошим диагностическим признаком в совокупности с цветом.

Всего было передано 27 зерен предположительно пиропы и еще 30 зерен, среди которых возможно ожидать пироп. Размеры зерен около 0,1—0,5 мм (после измерений необходимо было вернуть все зерна, нужные для других измерений).

Таблица 1
Результаты измерений 27 гранатов в первой кювете с жидкостью с $n_D=1,739$

№ измерения	Цвет каемки	Угол α		n_D	Измерение закончено
		α_1	α_2		
1	Зеленый	43,4	44,0	1,748	+
2	Желтый	46,0	45,8	1,740	+
3	Зеленый	43,4	44,2	1,748	+
4	Зеленовато-голубой	43,0	42,6	1,752	+
5	Зеленый	43,5	44,0	1,748	+
6	Зеленовато-голубой	43,4	43,2	1,751	+
7	Сине-фиолетовый	39,5	40,1	1,765	
8	Фиолетовый	40	39	1,765	
9	Зеленый	43,6	44,4	1,747	+
10	Зеленовато-голубой	43,0	42,5	1,753	+
11	Зеленый	43,5	43,9	1,749	+
12	Зеленый с желтым	44,6	43,7	1,746	+
13	Желто-зеленый	44,8	45,2	1,744	+
14	Зелено-голубой	43,4	43,0	1,750	+
15	Синий	41	41,9	1,758	
16	»	41	42	1,758	
17	Зеленый	44	43,3	1,749	+
18	Сине-фиолетовый	40	41,6	1,761	
19	Фиолетовый	41,2	38,2	1,765	
20	Черно-фиолетовый	37	40	1,770	
21	Зелено-голубой	43	43,3	1,751	+
22	Фиолетовый	38,6	41	1,765	
23	Зелено-голубой	43,4	42,8	1,751	+
24	Сине-фиолетовый	40	41,4	1,761	
25	»	41,9	39,4	1,762	
26	Фиолетовый	39,6	40,9	1,764	
27	Черный	Не измерялось	Не измерялось	Резко отличается	

Измерения выполняли на приборе ППМ-1. Сначала были измерены 27 зерен предположительно пиропы (р. Великая). При этом наклеивали по 10 зерен на иглы и размещали в пластилиновом валике. Все зерна пропускали вначале через одну кювету. По мере измерений те зерна,

Таблица 2

Результаты измерений гранатов во второй кювете с жидкостью с $n_D=1,749$

№ измерения	Цвет каемки	Угол α		n_D	Измерение закончено
		α_1	α_2		
7	Голубовато-синий	40,0	39,4	1,766	
8	Зеленовато-голубой	40,2	40,8	1,762	+
15	Зеленая	41,8	41,8	1,756	+
16	»	40,6	40,4	1,762	+
18	Голубой	39,4	40,3	1,765	
19	Синевато-фиолетовый	38,7	39,2	1,768	
20	Фиолетовый	35	37	1,780	
22	Синий	39,4	38,5	1,768	
24	Голубой	40,0	40,1	1,765	+
25	»	40,0	40,0	1,765	+
26	»	39,8	40,4	1,764	+
27	Черный	Не измерялось	Не измерялось	Резко отличается	

Таблица 3

Результаты измерений гранатов в третьей кювете с жидкостью с $n_D=1,756$

№ измерения	Цвет каемки	Угол α		n_D	Измерение закончено
		α_1	α_2		
7	Зеленый	40,0	39,2	1,767	+
19	Голубой	38,0	38,4	1,770	+
20	Зеленый	40,0	39,4	1,766	+
22	»	39,2	39,9	1,766	+
27	Черный	Не измерялось	Не измерялось	Резко отличается	

Таблица 4

Светопреломление 13 гранатов, р. Волонга

Цвет каемки	Угол			n_D
	α_1	α_2	α_{cp}	

Жидкость с $n_D=1,756$

Желто-зеленый	40,9	40,6	40,8	1,761
Зеленый	40,0	40,7	40,4	1,763
Желтый с зеленым	41,3	41,0	41,1	1,759
Желтый	42,0	39,9	42	1,756
Зеленый	40,4	40,0	40,2	1,764

Жидкость с $n_D=1,762$

Зеленый	38,7	38,2	38,4	1,771
Голубовато-зеленый	37,6	36,8	37,2	1,776
Зеленый с голубым	37,0	37,4	37,2	1,776
Зеленый	38,7	38,2	38,4	1,771
Желто-зеленый	39,2	39,6	39,4	1,767
»	39,4	39,0	39,2	1,768
Зеленый с желтым	38,6	39,0	38,8	1,769
Зеленый	38,6	38,2	38,4	1,771

Светопреломление 17 гранатов, р. Черная

Цвет каемки	α_1	α_2	α_{cp}	n_D
Жидкость с $n_D=1,768$				
Зелено-голубой	36	37,2	36,6	1,778
»	36	37,1	36,6	1,778
»	36,8	37,4	37,1	1,776
»	37,0	36,6	36,8	1,777
Желтый с зеленью	39,4	40,1	39,7	1,765
Черно-фиолетовый	—	—	—	>1,780
»	—	—	—	>1,780
Жидкость с $n_D=1,756$				
Зеленый	39,4	40,6	40,0	1,765
»	40,4	39,9	40,1	1,764
Зеленый с желтым	40,4	41,6	41,0	1,760
Желтый	42,4	41,5	41,9	1,756
Желто-зеленый	41,7	42,4	41,1	1,760
Желтый с зеленью	41,2	42,1	41,6	1,757
Голубой с зеленым	39,2	38,3	38,7	1,770
Жидкость с $n_D=1,746$				
Желтый	43,5	45,1	44,3	1,746
Зеленый	43,2	42,1	42,6	1,753
»	41,5	42,7	42,1	1,755

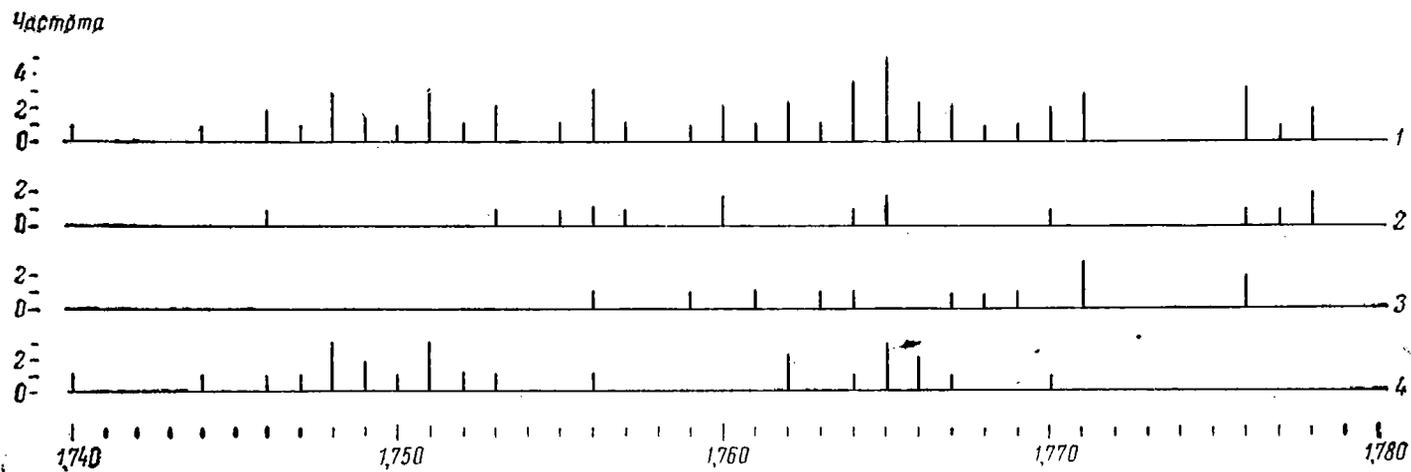
для которых в первой кювете были получены фиксирующие каемки «фокального экранирования», отклеивали и к освободившимся иглам приклеивали новые зерна. Зерна отклеивали опусканием зерен с иглой в каплю воды на предметном стекле, поскольку приклеивали их к иглам силикатным клеем, растворимым в воде. Измеренные зерна размещали в отдельных пакетах с указанием их показателя преломления.

После того как все 27 зерен были пропущены через первую кювету, показатель преломления жидкости в кювете был изменен и через нее были прогнаны оставшиеся неизмеренными зерна. Так было сделано несколько раз, пока не были проверены все зерна. Направление и величину изменения показателя преломления жидкости в кювете определяли по наводящим каемкам «фокального экранирования». Результаты и порядок измерений отражены в табл. 1—3.

На измерение 27 гранатов двумя измерителями (лаборант, научный сотрудник) был затрачен 1 рабочий день.

Так же были измерены гранаты из отложений рек Волонга и Черная (табл. 4, 5). В этих таблицах представлены окончательные результаты. Через первую кювету тоже прогонялись все зерна измеряемой группы, через вторую — все оставшиеся неизмеренными в первой кювете и т. д.

Интересно было сопоставить измеренные показатели преломления гранатов из отложений трех разных рек. На фигуре показаны распределения показателей преломления n_D гранатов. Из сопоставления распределений n_D можно сделать вывод, что р. Великая наиболее перспективна в отношении присутствия пиропов, поскольку из безводных гранатов пиропы обладают наиболее низким светопреломлением, а только на распределении n_D для р. Великой низкопреломляющие гранаты образовали особую группировку.

Распределение светопреомления n_D гранатов

1 — общее распределение; 2 — р. Черная; 3 — р. Волонга; 4 — р. Великая

Массовые измерения светопреломления гранатов на приборах ППМ перспективны при изучении распределения пироба в отложениях с целью поисков алмазов.

ЛИТЕРАТУРА

Фекличев В. Г. Универсальный теодолитно-иммерсионный метод. М., «Наука», 1967.

ИМГРЭ,
Москва

Дата поступления
21.XI.1975

УДК 549.26

К МЕТОДУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРМ ЖЕЛЕЗА В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ, Н. Л. КАЛАШНИКОВА, Е. М. НАКТИНАС

Надежное определение форм железа, марганца и других элементов в природных водах позволяет правильно оценить значение каждой из них в процессе осадочного рудообразования. Н. М. Страхов (1947, 1960—1962, 1971) неоднократно подчеркивал важную роль в речном стоке взвешенной формы железа (и марганца), в составе которой преобладают мелкораздробленный силикатный материал и его окисленные разновидности, появляющиеся еще в коре выветривания на водосборных площадях. Озера, внутренние и окраинные (придаточные) моря, мелководная и сравнительно-мелководная зоны океанов представляют собой область, где происходит основная разгрузка приносимого речными водотоками взвешенного материала. Химическая садка Mn и Fe из растворов в этих условиях, по мнению Н. А. Страхова, играет явно подчиненную роль из-за малого содержания этих элементов в наддонной воде.

Вывод Н. М. Страхова о ведущей роли взвешенных форм в миграции многих элементов подтверждает И. И. Волков (1975) на материале по речному стоку Черноморского бассейна. Согласно данным И. И. Волкова, роль растворов при переносе реками минимальна для Ti и Fe ($< 1\%$) и возрастает для Mn, Pb, Cr, V и др., варьируя от 2 до 10%.

В настоящее время большинство исследователей, высоко оценивая роль взвесей в миграции железа и марганца в поверхностных водотоках, мало внимания уделяют органо-минеральным комплексным соединениям этих элементов, ведущим себя обычно не как растворы, а как взвеси. Степень участия органо-минеральных форм железа в миграции этого элемента в водах рек и озер была исследована нами на примере континентальных водоемов Кольского полуострова, Карелии, Карельского перешейка и Эстонии. При определении железа в водах рек и озер мы исходили из того, что оно может находиться в истинно растворенном состоянии (молекулярные и ионные растворы), в виде мельчайших ступок, являющихся производными при окислении растворимых в воде ионных форм железа, марганца и других элементов, в виде тончайшей железосодержащей взвеси (минералы и обломки пород) и, наконец, в виде сложнопостроенных разнообразных органо-минеральных комплексов, ведущих себя как типичные коллоиды.

Ионное двухвалентное железо устанавливалось нами следующим образом: в 10-мл аликвоту отобранной природной воды добавлялась капля индикатора кислотности — паранитрофенола, окрашивающего воду в желтый цвет при средних и высоких рН ($\text{pH} < 5,6$). Окраска воды снималась добавлением 1—2 капель, реже немногим больше, ацетатного буфера с рН 4,0. После этого к пробе анализируемой воды добавлялось 0,25 мл 0,5%-ного раствора α , α' -дипиридила. При наличии в воде за-

кисного ионного железа через 5—7 мин. появлялась окраска, которую сравнивали с заранее приготовленной шкалой стандартов. Для определения суммы ионных форм железа (закисной и окисной) к этой же пробе добавлялось на шпателе небольшое количество восстановителя (аскорбиновой кислоты). Пробирки с пробами энергично встряхивали и примерно через 15—20 мин. окрашенный раствор сравнивали со шкалой.

Метод определения ионных форм железа в природных водах, примененный нами, несколько отличен от методов, описанных А. А. Резниковым и др. (1970), Ю. С. Шидловской-Овчинниковой (1953, 1955, 1963), В. В. Макиевской (1959, 1962) и другими исследователями. Во-первых, определение ионных форм железа проводилось нами в одной и той же пробе воды. Во-вторых, в тех случаях, когда рН анализируемой воды ниже 5,6, мы **никаких** реактивов, кроме α , α' -дипиридила, не добавляли. В-третьих, применение паранитрофенола в качестве индикатора кислотности более выгодно, чем тимолового синего (Резников и др., 1970), поскольку этот индикатор изменяет окраску при весьма низких рН (1,2—2,8). При применении же роданидового метода, требующего сильного подкисления воды, возможны переходы одной формы железа в другую (Шидловская-Овчинникова, 1963).

Общее железо, куда помимо ионных форм входит тончайшая силикатная взвесь и органо-минеральные комплексы железа, определялось нами способом мокрого сожжения. В 10-мл аликвоту исходной воды, помещенную в небольшой стеклянный стаканчик, добавляли 3—4 мл серной кислоты концентрации 1 : 2 или 1 : 3 и на шпателе — небольшое количество надсернистого аммония — $(\text{NH}_4)_2\text{S}_2\text{O}_8$. На закрытой электроплитке анализируемую воду кипятили 20—25 мин. Первоначальный уровень воды в стаканчике поддерживали добавлением дистиллята. После охлаждения в раствор вливали каплю индикатора паранитрофенола, а затем осторожно по каплям — аммиак до появления слабой желтоватой окраски. Окрашенный раствор обесцвечивали ацетатным буфером, после чего в анализируемую пробу воды на шпателе добавляли восстановитель (аскорбиновая кислота) и 0,25 мл α , α' -дипиридила (такой же концентрации, как и при определении ионных форм железа). Через 6—7 час. окраску раствора сравнивали со шкалой стандартов. Согласно В. В. Макиевской (1959, 1962), одной из первых в СССР применившей α , α' -дипиридил для определения форм железа в природных водах, окраска с этим реактивом появляется не сразу и развивается постепенно, сохраняясь долгое время (месяцы).

Взвешенное железо и железо, находящееся в сложных комплексных соединениях, вычислялось по разности между общим железом и суммой ионных двух- и трехвалентных форм. Этот способ был применен нами по рекомендации Л. Н. Матвеевой (ИГЕМ АН СССР). По существу он довольно близок к методу Ю. С. Шидловской-Овчинниковой (1953, 1955, 1963). Однако между ними имеются различия. Ю. С. Шидловская-Овчинникова в качестве окислителя при мокром сожжении применяла перманганат. Мы заменили его надсернистым аммонием из-за ряда причин. Во-первых, перманганат и α , α' -дипиридил окрашивают воду в почти одинаковые (розовый, красный и т. п.) цвета и, естественно, возможны их накладки, а отсюда искажения результатов анализов. Во-вторых, применение надсернистого аммония позволяет сократить время кипячения анализируемой воды почти в 5 раз.

Главной формой миграции железа в воде рек и озер Карелии, Кольского полуострова и Эстонии являются органо-минеральные соединения, ведущие себя как взвеси, а не как ионные растворы, и очень мелкая силикатная взвесь (табл. 1). Второе место занимают тончайшие сгустки (Fe^{III}) и последнее — ионное двухвалентное железо (Fe^{II}), обычно находящееся в воде за порогом чувствительности анализа. По результатам

Формы железа в речных и озерных водах Карелии, Кольского полуострова и Эстонии *

Водоем	Место отбора проб	Ионное, мг/л		Связанное в комплексные соединения и железосодержащая взвесь, мг/л
		FeII	FeIII	
Ручей № 1 (п-ов Рыбачий)	Поверхностная	Не обн.	Не обн.	0,5
Озеро № 1	То же	»	Следы	1,3
Озеро № 2	»	Следы	0,05	0,6
Озеро на перевале № 4	»	Не обн.	Следы	0,1
Озеро на перевале № 4	Придонная	»	»	0,2
Оз. Нял-Явр (Кольский п-ов)	Поверхностная	»	0,05	0,3
Оз. Канентъярв	Придонная	»	0,05	0,7
То же	Поверхностная	»	Следы	0,6
Оз. Укшезеро (Карелия)	То же	»	»	0,3
Кончезеро	»	»	»	0,1
Река Сарка-Йоки	Придонная	»	»	0,3
Оз. Суйстамон-Ярви	Поверхностная	»	0,15	0,9
Оз. Вишневское (Карельский перешеек)	Придонная	»	0,15	2,50
Река Суантака-Йоки	Поверхностная	»	0,3	0,4
Оз. Красное	То же	»	1,0	2,5
То же	»	»	0,1	0,4
Оз. Вийтна (Эстония)	Придонная	»	0,3	0,6
Оз. Мустъярв	Поверхностная	»	0,1	0,3
Оз. Саадъярв	То же	»	0,2	0,5
Оз. Ангу-Синиярв	»	»	0,1	0,6
Оз. Паркуни	»	»	Следы	0,4
Оз. Кирикумаэ	»	»	0,1	0,4
То же	»	»	Следы	0,4
Оз. Мянник-Ярв	Придонная	»	0,3	0,9
	То же	»	Следы	0,7

* Пробы вод были отобраны летом.

анализов иловых вод, где сохраняются те же соотношения между формами железа, как и в поверхностных (природных) водах, основную роль играют органико-минеральные комплексы, а не механическая железосодержащая силикатная взвесь.

Полученный нами материал в общем согласуется с представлениями Н. М. Страхова и многих других исследователей о ведущей роли взвесей в миграции железа.

Л. Б. Никитина (1973) пришла к выводу, что почти 90% железа в природных водах северо-таежных ландшафтов Южной Якутии мигрирует в коллоидной форме, в виде высокомолекулярных органических веществ. Эти комплексные соединения хорошо удерживаются в водах в широком диапазоне pH благодаря защитному действию фульвокислот (Александрова и др., 1974). Резко отличные результаты были получены Е. А. Стравинской (1966, 1970), по данным которой в воде оз. Красного (Карельский перешеек) преобладает в летнее время растворимая форма железа над взвешенной (табл. 2).

В пробе воды, не фиксированной буферным раствором, Е. А. Стравинская определяла суммарное и двухвалентное железо, а после фильтрации (через стеклянный фильтр № 3) и его растворенную форму; содержание суспензионной части рассчитывалось по разности между концентрацией суммарного и растворенного железа. Поскольку Е. А. Стравинская для разделения растворимых и взвешенных форм железа и марганца применила фильтрацию через стеклянный фильтр № 3 (диаметр пор 20—25 микрон), нам представлялось целесообразным проверить возможность использования данного способа для решения вопроса о формах миграции железа в природных водах. Для этого из ряда

Отношение взвешенного и растворенного железа ($Fe_{взв} : Fe_{раст}$) в воде оз. Красного (по Е. А. Стравинской, 1970)

Время отбора проб воды	Глубина отбора проб, м		Время отбора проб воды	Глубина отбора проб, м	
	0,5	9,2—9,8		0,5	9,2—9,8
18.06.1963	0,18	0,38	23.07.1965	0,17	0,14
23.07.1963	0,80	0,72	18.08.1965	0,40	0,20
18.06.1964	0,72	0,60	17.06.1966	0,14	—
17.07.1964	0,50	1,25	18.07.1966	0,90	0,24
18.08.1964	0,90	0,85	17.08.1966	0,14	0,82
18.06.1965	0,31	0,30			

Таблица 3

Формы железа в озерных водах Северного Казахстана

Водоем	Место отбора проб воды	Ионное, мг/л		Связанное в комплексные соединения * и железосодержащая взвесь, мг/л
		FeII	FeIII	
Оз. Боровое	Река (приток)	Нет	0,2	0,6
»	Поверхностная	»	Следы	Следы
»	Придонная	»	0,4	1,1
Оз. Карасье	Поверхностная	»	0,1	0,8
»	»	»	0,3	1,2
»	Придонная	»	0,1	0,6
Оз. Щучье	То же	»	0,2	1,3
Оз. Техе-Куль	»	»	0,1	0,4
Оз. Май-Балык	Поверхностная	»	0,3	0,9

* Вода, пропущенная через стеклянный фильтр № 4 (диаметр пор менее 10 м).

озер Северного Казахстана были отобраны пробы поверхностной и придонной воды (рН 9,0—9,2), в которых по указанной выше методике проводилось определение двух- и трехвалентного ионного железа, а после пропускания через стеклянный фильтр № 4 и железа, связанного с органическими веществами в сложные соединения (табл. 3). Двухвалентное железо в этих озерах отсутствует, а трехвалентное ионное железо отмечается в небольших количествах.

Как видим, при пропускании воды через стеклянный фильтр органоминеральные формы железа и, вероятнее всего, очень мелкая силикатная взвесь не задерживаются; они преобладают над остальными формами железа. Эти данные, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют о том, что использование стеклянных фильтров для отделения растворенных форм железа (и марганца) не позволяет правильно оценить соотношение их в поверхностных и придонных водах.

Согласно А. П. Лисицину (1974), к взвешенному осадочному материалу относятся частицы размером от 1 мм до 0,1—0,01 микрона. И. И. Волков (1975) отмечает, что применение даже мембранной фильтрации для разделения растворенных и взвешенных форм элементов не обеспечивает надежных результатов, так как все определения растворенных элементов представляют собой сумму растворенных форм и какой-то части коллоидов. Тем более это относится к стеклянным фильтрам с достаточно большими отверстиями. По-видимому, это не учли В. П. Рахманов и В. К. Чайковский (1975), использовавшие данные Е. А. Стравинской (1970) в качестве одного из главных доказательств преобладания растворенных форм рудообразующих элементов над взвешенными в озерах, морях и океанах.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Л. Н., Зверева Т. С., Фомин Ю. И.* О формировании органо-минерально-го комплекса.— Тр. X Междунар. конгр. почвоведов, т. II, комис. 41. М., «Наука», 1974.
- Волков И. И.* Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Лисицин А. П.* Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Макиевская В. В.* К вопросу о геохимии железа в морской воде.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, Изд-во АН СССР, т. XXXIII, 1959.
- Макиевская В. В.* Методы определения железа в морской и иловой воде.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, Изд-во АН СССР, т. IV. 1962.
- Никитина Л. Б.* О формах миграции химических элементов в природных водах северо-таежных мерзлотных ландшафтов Южной Якутии.— В кн.: «Геохимия ландшафтов и процесса гипергенеза». М., «Наука», 1973.
- Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю.* Методы анализа природных вод. Изд. 3-е доп. с переработ. М., «Недра», 1970.
- Рахманов В. П., Чайковский В. К.* По поводу рецензии Л. Е. Штеренберга на статью В. П. Рахманова и В. К. Чайковского «Генетические типы осадочных марганецосных формаций».— Сов. геол., 1975, № 7.
- Стравинская Е. А.* О распределении железа в воде оз. Красного.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 4.
- Стравинская Е. А.* Особенности гидрохимического режима оз. Красного.— В кн.: Озера Карельского перешейка. Лимнологические циклы оз. Красного. М., «Наука», 1970.
- Страхов Н. М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Тр. Ин-та геол. наук, вып. 73, геол. сер. (№ 22), М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I и II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., «Наука», 1971.
- Шидловская-Овчинникова Ю. С.* Количественное определение содержания различных форм железа в природных водах.— Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 4.
- Шидловская-Овчинникова Ю. С.* Количественное определение различных форм железа в природных водах.— В сб.: Гидрохимические материалы, 1955, т. XXIV.
- Шидловская-Овчинникова Ю. С.* К вопросу о разработке методов количественного определения растворенного ионного железа в природных пресных водах.— В сб.: Гидрохимические материалы, 1963, т. XXX.

АН СССР
Москва

Дата поступления
10.XI.1975

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.061.13/17 : 553.492.1

**ПО ПОВОДУ СТАТЬИ Р. Я. СКЛЯРОВА «ОБ ОДНОМ
ИЗ ОСНОВНЫХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВ»**

**О. Ф. САФОНОВА, Л. Н. ФУРМАКОВА, В. А. БРОНЕВОЙ,
Б. М. МИХАЙЛОВ**

Латеритное бокситообразование — сложный физико-химический процесс, зависящий одновременно от многих факторов: температуры, количества осадков, характера исходных пород, состава растворов, мигрирующих по профилю выветривания, форм миграции основных компонентов, слагающих бокситы, и др. Однако в геологической литературе встречаются попытки одному из факторов придать решающее значение.

Это сделано в статье Р. Я. Склярова «Об одном из основных условий образования бокситов» (Скляров, 1974), в которой автор утверждает, что таким основным условием является режим переменного обводнения и осушения «алюмосодержащих толщ». По Р. Я. Склярову, в засушливый период на поверхности пород в результате испарения природных вод, имеющих первоначально субнейтральную реакцию, образуются пленки и капли воды с резко кислой или резко щелочной реакцией среды. В этих условиях порода энергично разлагается с выделением в пленки и капли свободных ионов Al и Si. В период обводнения ультракислые или щелочные пленочные воды нейтрализуются и растворенный Al выпадает в осадок, кристаллизуется в виде гиббсита и остается на месте. SiO₂ же в значительных количествах выносится. Этот процесс, по Р. Я. Склярову, приводит к образованию латеритных бокситов.

В подтверждение своей идеи Р. Я. Скляров (1974) провел ряд лабораторных опытов по выпариванию до ультрамалых объемов различных вод, имеющих первоначальную околонейтральную реакцию среды. При этом произошло резкое подкисление или подщелачивание вод в зависимости от их первичного состава. Очевидно, такое явление вполне закономерно при выпаривании вод в лабораторных условиях. Но корректно ли перенесение этих результатов на природные объекты? В своих рассуждениях Р. Я. Скляров совершенно не учитывает различия форм влаги, присутствующих в зоне гипергенеза и различающихся по своим физико-химическим свойствам и реакции взаимодействия воды с породой.

В зоне гипергенеза вода, как известно, находится в трех основных видах: прочно связанной, рыхло связанной и свободной (Роде, 1952). К прочно связанной воде относится гигроскопическая и максимально-гигроскопическая. Обе формы адсорбируются породой в силу ее поверхностной энергии из атмосферы и представлены диполями воды, строго ориентированными по отношению к поверхности частиц. Гигроскопическая вода адсорбируется на поверхности частиц породы в наиболее ак-

тивных центрах в виде отдельных диполей воды или их групп. Максимально-гигроскопическая вода образует сплошной панцирь на поверхности частицы, состоящий из нескольких слоев ориентированных диполей воды. Обе формы прочно связанной воды находятся под давлением намного более 50 атм и по своим свойствам близки твердому телу (Качинский, 1970). Плотность ее около 2, диэлектрическая постоянная 2—3 (у свободной воды — 81). Эта вода не замерзает при температуре -78°C , удаляется из породы при температуре выше $+100^{\circ}\text{C}$, передвигается только в виде пара и поэтому в коре выветривания не может быть переносчиком ионов, передвижение которых в пленках неподвижной воды происходит только путем диффузии.

Прочно связанная вода не растворяет неорганические кислоты и основания. По Г. И. Дистлеру (1972), прочно связанная вода, обладая аномальными свойствами по сравнению со свободной, не является барьером, препятствующим взаимодействию воды, имеющей свойства свободной, с породой. Поверхностные явления между частицей и свободной водой происходят без непосредственного контакта участвующих в реакции веществ с поверхностью твердых тел породы.

Величина прочно связанной воды в породе возрастает с увеличением ее удельной поверхности. В рыхлых тонкодисперсных породах она составляет 30% от их полной влагоемкости (Роде, 1952). Поскольку пористость глинистых пород в большинстве случаев достигает 35—45%, то при полной влагоемкости этих пород величина прочно связанной воды в 1 см^3 коры выветривания будет составлять величины порядка 100—150 мг.

К рыхло связанной относятся пленочная и капиллярная воды. Пленочная передвигается под влиянием адсорбционных сил из мест с более мощными пленками воды в места, менее насыщенные влагой. Молекулы пленочной воды слабо ориентированы по отношению к поверхности частиц и находятся под давлением 2—50 атм. Уменьшение давления в пленках воды обратно пропорционально расстоянию от поверхности частиц. Пленочная вода обладает свойствами жидкой воды. Переход твердой воды в жидкую происходит скачкообразно (Дерягин, 1956). Пленочная вода, как и прочно связанная, отличается по своим физико-химическим свойствам от обычной, с которой проводил эксперименты Р. Я. Скляров. В пленочной воде по сравнению со свободной увеличено содержание H^+ и OH^- в 5—6 раз (Блох, 1970) вследствие усиления в ней степени диссоциации под действием поверхностных сил. По Л. А. Матвеевой (1974), H^+ принадлежит решающая роль в процессе разрушения алюмосиликатов водой. Поэтому в пленочной воде в процессе гидролиза будут легче, чем в свободной воде, разрушаться ковалентные и ионно-ковалентные связи, характерные для алюмосиликатов, где вода выступает не как полярный растворитель, а как донор H^+ (Матвеева, 1974).

Количество пленочной воды, по Н. А. Качинскому (1970), в породе в 1,5 раза больше, чем величина максимальной гигроскопической влаги. Принимая во внимание ранее указанные цифры, в глине пленочной воды будет 150—200 мг/см³.

Капиллярная вода, передвигающаяся под влиянием капиллярных сил, обладает свойствами свободной воды.

Свободная вода заполняет в породе некапиллярные поры и передвигается под влиянием силы тяжести. Коэффициент водоотдачи тонкозернистых пород (Скиргелло, 1967) составляет 0,008—0,1 (в среднем 0,05%), т. е. в глинистой коре выветривания при пористости 45% влаги свободного стекания будет всего 0,27 мг/см³ (0,06%).

Таким образом, в глинистой коре выветривания с коэффициентом пористости 45%, насыщенной влагой до состояния полной влагоемкости, присутствуют различные формы воды в следующих количествах (сред-

ние данные), $мг/см^3$: общее количество влаги—450, прочно связанная влага—120, рыхло связанная влага (пленочная)—180, рыхло связанная влага (капиллярная)—149,7, влага свободного стекания—0,27.

В засушливый период при отсутствии подтока воды из нижних горизонтов будет испаряться вся рыхло связанная вода и влага свободного стекания; прочно связанная влага остается в коре выветривания, так как она удаляется из породы только при температуре выше $100^{\circ}C$.

По Р. Я. Склярову, для того чтобы различные воды с первичным околонейтральным рН достигли при испарении рН 3,6—3,8 и 7,6—8,5, при которых резко возрастает растворимость Al, объем первоначальной влаги должен уменьшиться в 10 раз.

По нашим подсчетам (см. выше), при уменьшении первоначального объема воды в 10 раз в результате испарения в породе должно остаться $45 мг/см^3$ воды.

Поскольку в природных условиях прочно связанная вода остается на месте, в коре выветривания не хватает рыхло связанной и свободной воды, способной испариться, для сокращения первоначального объема в 10 раз. Объем первоначальной влаги ($450 мм^3$) при испарении, согласно нашему расчету, может уменьшиться до $120 мм^3$ (содержание прочно связанной влаги), т. е. в 3,7 раза. Такая величина испарения, по Р. Я. Склярову, даже в условиях инертного окружения может привести к образованию вод с $pH \leq 4,5$ —4,9 и 7,3—8,6. Таким образом, в природных условиях в толще глинистой коры выветривания образование кислых вод с рН 3,6—3,8 при испарении различных по составу природных вод с первоначальным околонейтральным рН невозможно.

Образование щелочных вод с рН 7,3—8,6 вполне возможно, но при значениях рН 7,3 переход Al в раствор минимальный или незначительный (при рН 8,6), что не может привести к последующему накоплению свободных гидратов Al_2O_3 в больших количествах.

Уменьшение первоначального объема воды более, чем в 3,7 раза, от испарения возможно только на поверхности глинистых кор выветривания в засушливый период. Но поскольку слои воды, обладающие свойствами твердого тела, не являются преградой для реакции между испаряющейся водой и породой (Дистлер, 1972), испаряющиеся воды будут одновременно реагировать с окружающей породой. При этом окончательный рН водной фазы будет определяться для алюмосиликатов характером гидролиза растворимой части породы, который может идти по схеме (Смирнов, Матвеев, 1963): $VA \rightleftharpoons V^+ + A^-$; $V + H_2O \rightleftharpoons H^+ + V(OH)^-$ — реакция кислая или $A^- + H_2O \rightleftharpoons HA + OH^-$ — реакция щелочная.

В процессе взаимодействия воды с породой в условиях дренажа в этой многокомпонентной системе, по Е. Г. Куковскому (1975), нарушается термодинамическое равновесие, что является причиной направления диффузного потока структурообразующих катионов из твердой фазы в жидкую. Для поддержания интенсивности диффузии при нормальной температуре требуется переход все большей части твердой фазы в состояние поверхностного слоя, что осуществляется в процессе самопроизвольной диспергации в результате термического расширения и сжатия минералов при сезонных и суточных перепадах температуры и вследствие механической работы деформации в процессе снятия напряжений в твердом теле, направленной на достижение минимальной свободной поверхностной энергии.

В случае подтока в засушливый период кислых капиллярных вод к поверхности последние в процессе своего движения будут реагировать с породой. Поскольку кора выветривания в основном представлена глинистыми породами, катионы капиллярных вод будут вступать в обменные реакции с катионами поглощенного комплекса глин. Поглощенный комплекс глин континентального генезиса любого минералогического состава (Берлин, 1957) в основном представлен Ca^+ и Mg^+ , в меньшей

степени Na^+ и K^+ . На начальных этапах взаимодействия капиллярных вод с глинами в раствор перейдут катионы поглощенного комплекса глин, которые подщелачат первоначально кислые воды. Вода на поверхности пород при испарении также одновременно будет вступать в химические реакции с породой. Возможные варианты конечного значения рН вод после реакции взаимодействия с породой были показаны выше. Возникновение кислой и щелочной сред водных растворов будет определяться не величиной испарения, а характером гидролиза растворимой части породы и составом поглощенного комплекса глинистых пород.

Следовательно, результаты лабораторных исследований Р. Я. Склярова нельзя переносить на природные объекты. Опыты Ж. Педро (1971), приводимые им для подтверждения своей гипотезы, говорят об обратном. Последние проводили при непрерывном просачивании воды через породу. Период осушения с испарением растворов и их концентрацией отсутствовал, так как проток раствора был постоянным. Несмотря на отсутствие периода осушения, в опытах Ж. Педро были получены гидраты окислов свободного Al_2O_3 .

Таким образом, предложенный Р. Я. Скляровым механизм разрушения горных пород, связанный с изменением рН фильтрующихся вод при их испарении, не может быть подтвержден ни теоретически, ни экспериментально. Механизм разрушения алюмосиликатов весьма детально рассмотрен в последних работах Л. А. Матвеевой (1974), Е. Г. Куковского (1975) и др. Поскольку решающая роль в проведении любой химической реакции до конца принадлежит факторам, смещающим химическое равновесие, то все условия, способствующие этому, будут иметь значение для достижения конечного продукта реакции: высокая концентрация H^+ , удаление растворимых продуктов реакции из сферы действия процесса и т. д.

Чем интенсивнее водообмен, тем быстрее разложение горных пород. Режим перемешанных осушения и обводнения имеет безусловно положительное значение для скорейшего их разложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Берлин Т. С. Методы исследования обменной способности глин.— В кн.: Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Блох А. М. О свойствах связанной воды при повышенных температурах.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Дерягин Б. В. Учение о свойствах тонких слоев воды в приложении к объяснению свойств глинистых пород.— В кн.: Труды совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения, т. 1. М., Изд-во АН СССР. Отд. геол.-геогр. наук, 1956.
- Дистлер Г. И. Электрическая структура реальных поверхностей твердых тел и формирование граничных слоев с особыми свойствами, обеспечивающими передачу дальнедействующего влияния твердых тел.— В сб.: Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. М., «Наука», 1972.
- Качинский Н. А. Физика почв. Ч. II. Водно-физические свойства и режимы почв. М., «Высшая школа», 1970.
- Куковский Е. Г. Физический смысл некоторых этапов процесса бокситообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Матвеева Л. А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов.— В сб.: Кора выветривания, вып. 14. М., «Наука», 1974.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971.
- Роде А. А. Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Скиргелло О. Б. Справочное руководство гидрогеолога, т. 1. Л., «Недра», 1967.
- Скляров Р. Я. Об одном из основных условий образования бокситов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3.
- Смирнов Я. Б., Матвеева Л. А. О нейтрализующей способности горных пород.— В кн.: Гидрогеохимические материалы. М., Изд-во АН СССР, 1963.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. П. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН,
Ю. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
Ю. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOY, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 30/VII-1976 г. Т-15273 Подписано к печати 13/IX-1976 г. Тираж 1340 экз.
Зак. 4240 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4¹/₂ Усл. печ. л. 12,6+1 вкл. Уч.-изд. листов 14,1

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10