



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЗНАК.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

СОДЕРЖАНИЕ

В. Б. Курносов, А. М. Короткий. Глинистые минералы в современных осадках оз. Ханка	3
В. И. Виноградов, Т. О. Реймер, А. М. Лейтес, С. Б. Смелов. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли	12
Д. Н. Пачаджанов, И. П. Адамчук, Н. Д. Мельникова. Влияние условий формирования на химический состав нижнемеловых глинистых отложений Таджикской депрессии	28
Т. Н. Хераскова. Раннегеосинклинальные формации Байконурского синклинория (Улутуа, Центральный Казахстан)	39
А. Г. Жабин, Н. А. Пирижняк, Н. С. Самсонова. Рудные обломки в осадочно-вулканогенных породах месторождения Сибай на Урале	51
А. И. Гинзбург, И. А. Летушова. Опыт применения химико-петрографических методов исследования горючих сланцев на примере Ново-Дмитровского месторождения Украинны	63
М. П. Метелкина, Б. И. Прокопчук. Верхнепротерозойские конгломераты северо-востока Сибирской платформы — возможные промежуточные коллекторы алмазов	75
О. М. Розен, О. В. Горбачев, В. А. Теняков. К особенностям литологии и геохимии одного из вероятных типов осадочных аналогов метаморфических пород основного состава (параамфиболитов)	84
С. Г. Краснов, А. А. Каплан. О генезисе янтареносных отложений палеогена Калининградской области по данным литологических исследований	95
Б. В. Аскоченский, П. В. Семенов, В. Н. Селезнев. Коррозия кварца и другие гипергенные изменения в отложениях позднего мела Воронежской антеклизы	107
<i>Краткие сообщения</i>	
Т. С. Краевая. О некоторых текстурных особенностях донной морены ледников подножий	117
И. Я. Коротаяева, В. В. Поликарпочкин, Л. П. Поддубная. Соосаждение золота с гидроокисью железа	124
В. Н. Шванов, О. А. Наливкина. Разрушение обломочных хромшпинелидов в условиях глубокого эпигенеза и начального метаморфизма	128
Ю. С. Кормилец. О количественной гидрогеохимической оценке степени доломитизации карбонатных пород в зоне катагенеза	133
А. В. Шилин, П. А. Карпов, Н. В. Соловьева, А. Ф. Степанова. Изучение кристаллохимических и структурных особенностей хлоритов в связи с эпигенетическими преобразованиями вмещающих их пород	136

Методика

М. В. Эйриш. Изучение кристаллической структуры органо-монтмориллонитовых комплексов с применением методов электронной микроскопии и микродифракции	144
---	-----

Критика и дискуссии

В. В. Забелин. О статье Р. И. Голоудина и О. В. Колобзарова «Опыт применения результатов обработки данных гранулометрического анализа для изучения литодинамики береговой зоны моря»	154
Георгий Самсонович Дзюенидзе	157

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

4

JULY — AUGUST

1976

CONTENTS

V. B. Kurnosov, A. M. Korotky. Clay minerals in recent sediments of the Khanka lake	3
V. I. Vinogradov, T. O. Reimer, A. M. Leites, S. B. Smelov. Oldest sulphates in Archean deposits of the South-African and Aldanian shields and evolution of the Earth oxygen atmosphere	12
D. N. Pachadjanov, I. P. Adamchuk, N. D. Melnikova. Influence of the formation conditions on the chemical composition of Lower Cretaceous clay sediments of the Tajik depression	28
T. N. Kheraskova. Early geosynclinal formations of the Baikonur synclinorium (Ulutau, Central Kazakhstan)	39
A. G. Zhabin, N. A. Pirizhnyak, N. S. Samsonova. Ore fragments in sedimentary-volcanogenic rocks of the Sibai deposit in the Urals	51
A. I. Ginzburg, I. A. Letushova. Experience in using the chemical-petrographic methods for study of combustible shales on the example of the Novo-Dmitrovsk deposit of the Ukraine	63
M. P. Metelkina, B. I. Prokopchuk. Upper Proterozoic conglomerates of the north-east of the Siberian platform as possible intermediate collectors of diamonds	75
O. M. Rozen, O. V. Gorbachev, V. A. Tenyakov. On peculiarities of lithology and geochemistry of para-amphibolites as one of the probable types of sedimentary analogues of metamorphic rocks of the basic composition	84
S. G. Krasnov, A. A. Kaplan. On genesis of Paleogene amber-bearing deposits of the Kaliningrad region according to the data of lithological investigations	95
B. V. Askochensky, P. V. Semyonov, V. N. Seleznev. Corrosion of quartz and other hypergene changes in late Cretaceous deposits of the Voronezh anticline	107

Short communications

T. S. Kraevaya. On some textural features of the ground moraine of the piedmont glaciers	117
I. Ya. Korotaeva, V. V. Polikarpochkin, L. P. Poddubnaya. Co-precipitation of gold with iron hydroxide	124
V. N. Shvanov, O. A. Nalivkina. Destruction of detrital chrome-spinellids under conditions of deep epigenesis and initial metamorphism	128
Yu. S. Kormilets. On quantitative hydrogeochemical evaluation of degree of dolomitization of carbonate rocks in the zone of catagenesis	133
A. V. Shilin, P. A. Karpov, N. V. Solovieva, A. F. Stepanova. Study of crystallochemical and structural features of chlorites in connection with epigenetic transformations of enclosing rocks	136

Methods

M. V. Eirish. Study of the crystalline structure of organo-montmorillonitic complexes using the methods of electron microscopy and microdiffraction	144
---	-----

Criticism and discussion

V. V. Zabelin. On the paper by R. I. Goloudin and O. V. Kolobzarov «Experience in application of the data of granulometric analysis for studying the lithodynamics of the sea-shore zone»	154
G. S. Dzotsenidze	157

УДК 552.52.14 (285.23)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ оз. ХАНКА

В. Б. КУРНОСОВ, А. М. КОРОТКИЙ

По результатам рентгенографического и электронографического изучения 97 образцов, отобранных из поверхностного слоя донных осадков оз. Ханка, речных наилок и продуктов абразии, во фракциях мельче 0,001 и 0,001—0,01 мм установлены монтмориллонит, диоктаэдрическая железистоалюминиевая гидрослюда двух политипных модификаций 2 M_1 и 1 M , хлорит триоктаэдрический железистомагнезиальный, каолинит, вермикулит и смешанослойный хлорит-монтмориллонитовый минерал. Природа глинистых минералов терригенная. Они довольно сложно распределены на дне под влиянием гидродинамически активного режима озера.

Изучение минералогии и генезиса глинистого вещества в современных озерных отложениях является неотъемлемой частью задачи выяснения роли и места глинистых минералов в континентальном седиментогенезе. Одним из типичных природных объектов, на примере которого можно решать вопросы накопления глинистых минералов в условиях гумидного, умеренно теплого климата, является оз. Ханка.

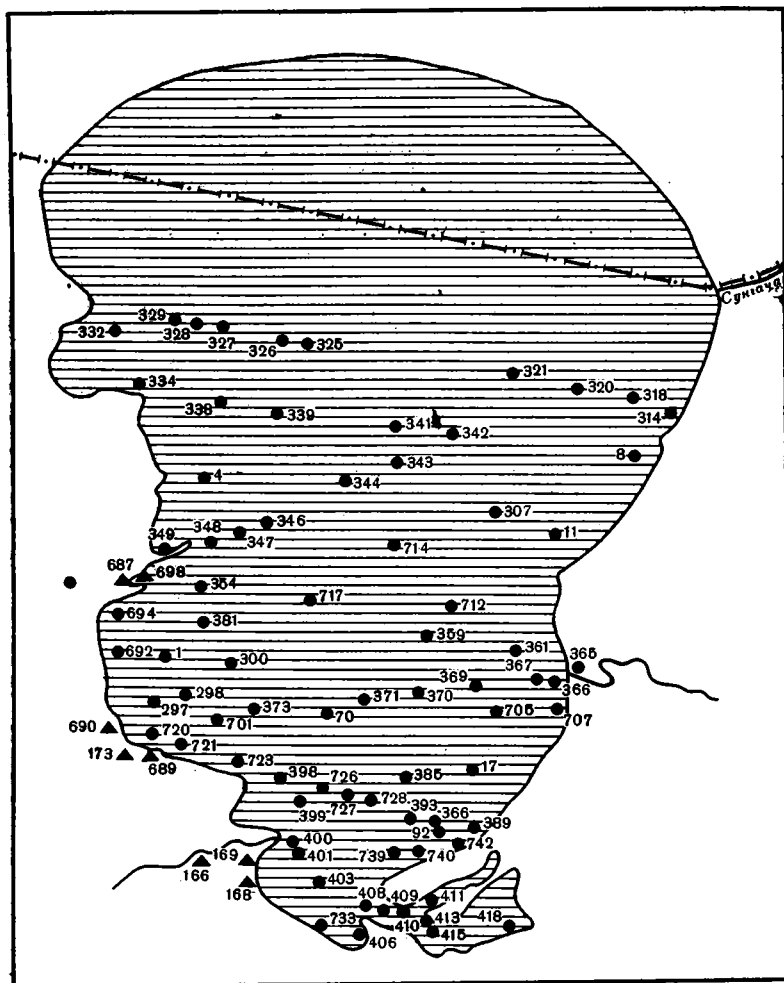
Это озеро расположено в средней части Уссури-Ханкайской депрессии. Общая площадь седиментационной области составляет 20 100 км². Площадь самого озера 4190 км². Дно озера представляет собой обширную береговую отмель, переходящую в участки с глубинами до 6 м. Озеро обладает значительной протяженностью, до 50 км по линии господствующих ветров, и находится в окружении преимущественно выровненного рельефа водосбора.

Область питания озера отчетливо подразделяется на три зоны. Западная часть бассейна охватывает восточные отроги Восточно-Маньчжурской горной страны, восточная — юго-западную окраину Сихотэ-Алиня. Непосредственно котловина оз. Ханка обрамляется полосой плиоценового и более древнего аккумулятивно-денудационного рельефа с осадочным чехлом (до 150 м) и мощными разновозрастными корами выветривания.

Обломочный материал транспортируется в озеро главным образом реками Иистой, Спасовкой, Мельгуновкой, Ильинкой и, кроме того, попадает в него за счет абразии неогеновых песчано-глинистых отложений и красноцветных кор выветривания. Значительная часть тонкодисперсных образований выносятся из озера р. Сунгач. Особенно обильный вынос глинистых минералов происходит в осенне-летний период, когда они находят преимущественно во взвешенном состоянии из-за сильных и постоянных ветров, приводящих к взмучиванию осадков и интенсивному перемешиванию вод. Объем годового твердого стока, поступающего в озеро, без учета абразии берегов и эоловых наносов равен 126 000 т, а вынос р. Сунгач составляет 94 500 т (Короткий и др., 1975). За год в озере в среднем аккумулируется около 32 000 т осадочного материала, что при общей площади озера в 4190 км² составляет среднего-

довую минимальную скорость осадконакопления в центральной части водоема около 0,005 мм, или 5 мм в 1000 лет. Вблизи устьев крупных рек и в пляжевой полосе годовая скорость осадконакопления оценивается величиной 0,2 мм в год.

Среди осадков оз. Ханка преобладают алевроиты и кварц-полевошпатовые пески. Пелиты находятся только в отдельных участках дна, глав-



Фиг. 1. Расположение станций и мест опробования береговых обрывов

ным образом в северной относительно глубоководной части и гидродинамически спокойных заливах. В песчано-алевритовых фракциях осадков встречены, кроме кварца и полевых шпатов, слюда, ильменит, роговая обманка, эпидот, гранат и циркон.

Содержание железа в донных осадках колеблется от 0,92 до 6,77%, составляя в среднем 2,54%. Количество рассеянного органического вещества невелико и в открытой части озера его всего 0,28%. Воды озера нейтральны и сильно насыщены кислородом (Короткий и др., 1975).

Глинистые минералы изучены в 97 образцах из поверхностного слоя осадков, из береговых обнажений и наилок, собранных после половодий в речных старицах (фиг. 1).

Тонкодисперсные фракции (мельче 0,001 и 0,001—0,01 мм) получены из осадков и затем приготовлены к рентгенографическому анализу тра-

диционными приемами (Викулова, 1957; Mehra, Jackson, 1960). Дифрактограммы сняты в лаборатории глинистых минералов Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР В. Б. Курносовым и Н. В. Грудой с ориентированных Mg-замещенных препаратов на дифрактометрах УРС-50 ИМ и ДРОН-1,5 с $\text{CuK}\alpha$ -излучением, при напряжении на катоде 35 кВ и силе тока 8—22 мА с щелями 0,5 : 1 : 0,5 мм. Количественный расчет глинистых минералов проведен по методу П. Е. Бискайе (Biscaye, 1964). Электронограммы получены Н. Ю. Цейтлиным на электронографе ЭГ-100 с 8 образцов (1-166, 171, 410, 401, 321, 2-173, 714, 343).

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Среди глинистых минералов встречаются монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, каолинит, смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава и вермикулит. В тонкодисперсных фракциях часто находятся кварц и полевые шпаты.

Монтмориллонит после насыщения этиленгликолем имеет отражение (001), равное 17 Å, с различным рисунком рефлекса. Встречены разности с быстро ниспадающими интенсивностями в область малых углов, с высоко вздернутым плечом, когда оно почти сливается с линией фона, промежуточные наиболее распространенные разновидности (фиг. 2).

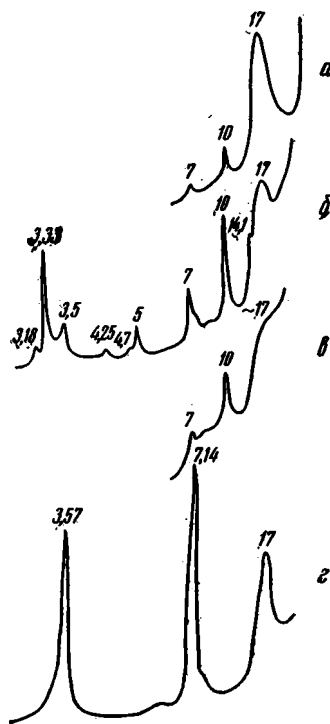
В отдельных случаях у монтмориллонита проявляется второй порядок около 8,5 Å в виде слабого размытого рефлекса.

Гидрослюда железистоалюминиевая, диоктаэдрическая, имеет свойственные ей базальные отражения, равные 10; 5; 3; 33 Å (см. фиг. 2). В воздушно-сухих препаратах фракции мельче 0,001 мм, 10 Å-рефлекс несимметричен. Малоугловое плечо разрешается до линии фона после насыщения образца этиленгликолем. По данным электронографии, гидрослюда двух политипных модификаций $2M_1$ и $1M$.

Хлорит диагностируется по целочисленной группе базальных отражений от 14 Å. По соотношению четных и нечетных рефлексов хлорит из осадков оз. Ханка относится к железистомагнезиальной, триоктаэдрической разности. В этилензамещенных комплексах базальные отражения хлорита остаются на месте. После прокаливания препарата при 500—550°С второй порядок (7 Å) не проявляется или становится едва заметным, 14 Å-рефлекс виден хорошо и равен 14—14,1 Å.

Кроме хорошо окристаллизованного хлорита, часто встречается хлорит с дефектным бруситовым слоем. После прокаливания дефектных образований первое базальное отражение равно 13,8—13,9 Å.

Смешанослойный хлорит-монтмориллонитовый минерал встречается в большинстве изученных образцов совместно с хлоритом. После прокаливания при 500—550°С дает отражение в районе 11,6—13,6 Å в виде слабого размытого рефлекса. В других слу-



Фиг. 2. Основные типы дифрактограмм фракции мельче 0,001 мм образцов осадков и отложений береговых обрывов. Образцы, насыщенные этиленгликолем: а — 398, б — 1, в — 7-690, г — 1-173

чаях наблюдается плавный спад интенсивностей в малоугловую область со стороны 10 Å-рефлекса. Наиболее часто встречаются образования с отражениями в пределах 11,6—12,2 Å, т. е. смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы с довольно большим количеством хлоритовых пакетов.

Каолинит в осадках оз. Ханка встречается в виде незначительной примеси, поэтому диагностируется с трудом по асимметрии или широкому рефлексу, расположенному в области угла 25° (2 θ). В отдельных образцах из береговых обрывов каолинит преобладает в глинистой фракции (см. фиг. 2). На дифрактограммах хорошо виден третий порядок и симметричные острые рефлексы 7,14 и 3,57 Å.

Вермикулит встречен в одном образце из берегового обрыва. Отражение в 14 Å после прокаливании препарата сместилось в район 10 Å.

Кварц и полевой шпат легко фиксируются по отражениям 4,25 и 3,33 Å (кварц) и рефлексу 3,18 Å (полевой шпат).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ

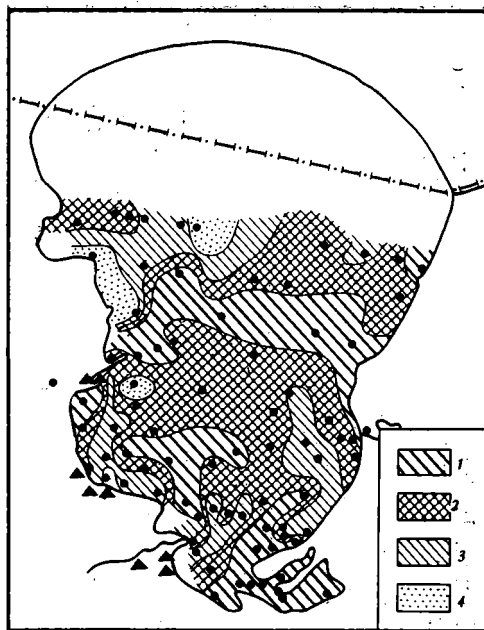
Кристаллические фазы фракции мельче 0,001 мм из поверхностного слоя осадков оз. Ханка состоят из монтмориллонита, гидрослюда, хлорита, каолинита, смешанослойного минерала, кварца и полевого шпата. Основной объем тонкодисперсной части осадков занимают монтмориллонит и гидрослюда. Вместе их 85—95% от суммы глинистых минералов. На долю хлорита совместно с каолинитом и смешанослойным минералом приходится в среднем около 10%. Кварц и полевой шпат встречаются в виде небольшой примеси.

Монтмориллонит преобладает в глинистой части осадков в нескольких местах (фиг. 3). Большие его концентрации, превышающие 60%, установлены в районе впадения в озеро р. Илистой, в узкой прибрежной полосе в западной части оз. Ханка и на обширной площади к северу от устья р. Мельгуновки. В центральной части озера полоса осадков с преобладанием монтмориллонита в глинистой фракции протягивается от восточных берегов к западным. Небольшой участок осадков с большим количеством монтмориллонита выявлен у северо-восточного берега. Наиболее высокие концентрации монтмориллонита (80%) установлены на трех станциях 314, 398 и 406. Все они расположены вблизи берега. В остальных случаях содержание монтмориллонита изменяется от 60 до 70%, редко достигая 75%.

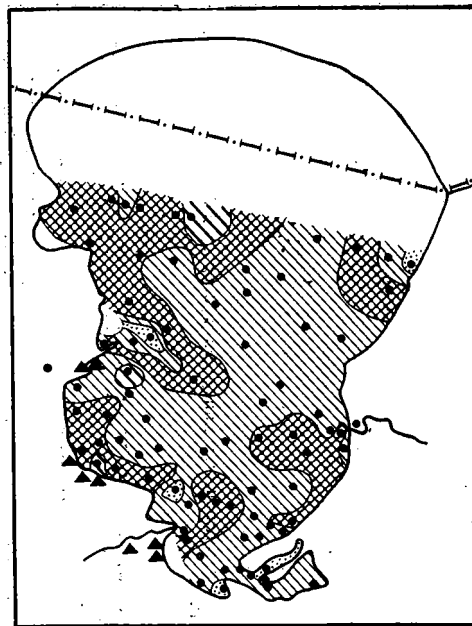
Почти вся остальная площадь дна покрыта осадками, содержащими в тонкодисперсной составляющей 40—60% монтмориллонита. Более низкие концентрации минерала (менее 40%) установлены на ограниченных площадях в южной и северной частях озера. Самые низкие содержания монтмориллонита (менее 10%) обнаружены в местах разрушенных гранитных островов (станции 325 и 354) и в прибрежных осадках в юго-западной и северо-западной частях озера (станции 721, 334, 4), где количество минерала не достигает 20%.

Гидрослюда в своих максимальных и минимальных концентрациях в донных осадках в значительной мере обратно повторяет размещение монтмориллонита. В местах, наиболее насыщенных монтмориллонитом, гидрослюда меньше 20% (станции 314, 398, 406). И наоборот, на трех станциях, расположенных в западной части озера, в осадках, содержащих монтмориллонита меньше 20%, гидрослюда составляет 75% от суммы глинистых минералов (фиг. 4).

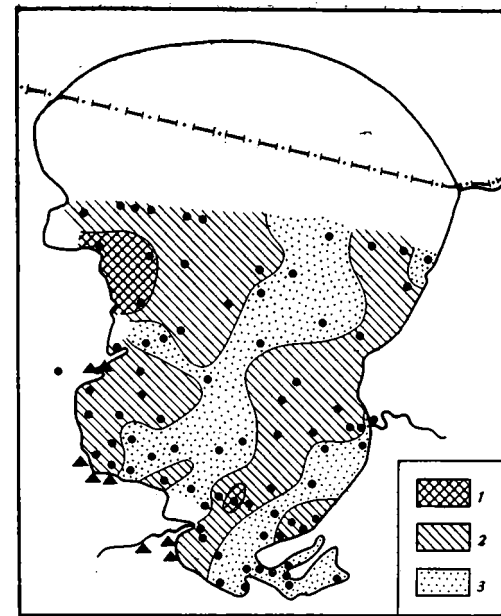
На основной площади дна озера в глинистой составляющей осадков 20—40% гидрослюда. Довольно равномерное размещение гидрослюда осложняется более высоким содержанием минерала в осадках, вытянутых от берегов в глубь озера. Повсеместна гидрослюда двух политипов



Фиг. 3. Схема размещения монтмориillonита во фракции мельче 0,001 мм поверхностного слоя осадков оз. Ханка
Содержание, %: 1—60—80; 2—40—60;
3—20—40; 4—<20



Фиг. 4. Схема размещения гидрослюда во фракции мельче 0,001 мм поверхностного слоя осадков оз. Ханка
Условные обозначения см. на фиг. 3



Фиг. 5. Схема размещения хлорита совместно с каолинитом во фракции мельче 0,001 мм поверхностного слоя осадков оз. Ханка
Содержание, %: 1—20—40; 2—10—20;
3—<10

Количественное соотношение глинистых минералов (%) во фракциях мельче 0,001 (1) и 0,001—0,01 мм (2) осадков

Станция	17 А		10 А		7 А	
	1	2	1	2	1	2
1	51	37	38	35	11	28
4	19	9	54	73	27	18
8	37	33	53	47	10	20
11	37	37	53	51	10	12
300	56	10	34	60	10	30
321	56	24	29	57	15	19
325	9	13	75	58	16	29
334	7	6	57	41	36	53
342	34	13	53	67	13	20
344	62	11	31	67	7	22
367	50	19	38	59	12	22
370	45	12	42	68	13	20
381	45	43	36	31	19	26
399	66	33	26	55	8	12
400	54	41	32	38	14	21
401	26	52	52	30	22	18
413	77	56	18	32	5	12
692	43	18	44	65	13	17
694	68	10	26	60	6	30
712	39	20	28	72	6	8
714	57	29	34	47	23	24
717	45	24	45	51	9	25
720	17	14	66	57	10	29
723	25	11	61	59	17	30
727	46	24	46	56	14	20
739	72	36	22	45	8	19
742	80	23	15	54	6	23
					5	

Примечание. Диагностика глинистых минералов проведена в Лаборатории глинистых минералов ДВГИ ДВНЦ АН СССР.

2 M_1 и 1 M с преобладанием 2 M_1 . Только в обр. 343 установлена одна модификация—2 M_1 .

Хлорит и каолинит рассмотрены вместе из-за сложности их разделения на рентгендифрактограммах при небольшом их количестве в тонкодисперсной фракции. Смешанослойное хлорит-монтмориллонитовое образование включено в группу хлорита.

На фиг. 5 видно довольно равномерное распределение 7 А-минералов в осадках оз. Ханка. В большей части осадков хлорит совместно с каолинитом составляют 10—15%. Значительно реже их количество бывает больше 15%.

Центральную часть озера пересекает с юго-запада на северо-восток полоса с содержанием хлорита и каолинита меньше 10%. Такое же суммарное содержание этих минералов установлено в прибрежных осадках юго-восточной и северо-восточной частей озера.

Высокие концентрации хлорита и каолинита выявлены у северо-западного берега на станциях 334, 338, 4. На этом участке дна в тонкой фракции осадков каолинит преобладает над хлоритом.

Кварц и полевой шпат содержатся во фракции мельче 0,001 мм осадков оз. Ханка в очень малых количествах. В большинстве образцов полевой шпат на дифрактограммах не проявляется. Всего лишь на пяти станциях (8, 320, 334, 720, 401) тонкодисперсная фракция содержит много кварца и полевого шпата.

Во фракции 0,001—0,01 мм осадков по сравнению с фракцией мельче 0,001 мм, как правило убывает количество монтмориллонита и увеличивается содержание гидрослюда и 7 А-минералов (табл. 1). Во всех

Количественное соотношение глинистых минералов (%) во фракциях мельче 0,001 (1) и 0,001—0,01 мм (2) образцов речных наилок и береговых обрывов

№ образца	17 А		10 А		7 А	
	1	2	1	2	1	2
166	22	17	52	50	26	33
171	17	9	55	67	28	24
418	63	30	26	44	11	26
365	72	30	22	52	6	18
1-169	5	—	30	77	15	23
3-169	36	20	36	57	28	23
2-166	41	5	41	53	18	42
5-166	61	33	26	48	13	19
1-173	34	16	—	4	66	80
2-173	20*	31	50	8	30	61
4-173	9	7	—	2	87	91
5-173	5	14	35	34	60	52
6-173	21	16	50	56	29	28
4-687	36	53	50	35	14	12
1-689	22	19	62	62	16	19
6-698	64	22	29	62	7	16
1-687	18	21	62	67	20	12
2-168	47	29	42	47	11	24

* Совместно с монтмориллонитом находится вермикулит. Диагностика глинистых минералов проведена в Лаборатории глинистых минералов ДВГИ ДВНЦ АН СССР.

случаях резко возрастает количество кварца и полевых шпатов. Концентрация 7 А-минералов возрастает за счет хлорита. На станциях 1 и 334 более грубая глинистая фракция осадков насыщена каолинитом.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ, ПОСТУПАЮЩИЕ В ОЗ. ХАНКА

В наилках из рек Мельгуновки (обр. 166) и Ильинки (обр. 171) фракция мельче 0,001 мм состоит преимущественно из гидрослюды (50—60%). На долю монтмориллонита и хлорита совместно с каолинитом приходится по 20—25% от суммы глинистых минералов. Причем 7 А-рефлекс принадлежит преимущественно хлориту. Каолинита и смешанослойного хлорит-монтмориллонитового минерала мало. Монтмориллонит, насыщенный этиленгликолем, имеет 17 А-рефлекс с высоко поднятым малоугловым плечом. Установлены небольшая примесь полевого шпата и много кварца, особенно много его в наилке из р. Мельгуновки.

Фракция мельче 0,001 мм наилок восточных рек Иистой и Спасовки (образцы 418, 365) состоит из тех же глинистых минералов, что и в западных реках, но в ином количественном соотношении. Основу глинистой фракции составляет монтмориллонит. Его концентрация достигает 70%. Малоугловое плечо 17 А-рефлекса разрешается лучше. Второй порядок не проявляется. Остальная часть фракции мельче 0,001 мм состоит из гидрослюды (20—25%) и хлорита с каолинитом (5—10%). Каолинит, по-видимому, преобладает над хлоритом. Полевого шпата и кварца встречено очень мало.

Во фракции 0,001—0,01 мм наилок рек Мельгуновки и Ильинки количественное соотношение глинистых минералов близко к их концентрациям во фракции мельче 0,001 мм. В восточных реках Иистой и Спасовки в более крупной глинистой фракции заметно сокращается количество монтмориллонита и увеличивается содержание гидрослюды и 7 А-минералов (табл. 2). Увеличение количества 7 А-минералов происходит за счет нарастания содержания хлорита. Во всех образцах чрезвычайно много кварца и полевых шпатов.

Глинистые минералы из береговых обрывов, размываемых водами озера и реками, впадающими в него, имеют довольно пестрый состав (см. табл. 2). Обращает на себя внимание высокое содержание во фракции мельче 0,001 мм гидрослюды. В среднем она составляет половину глинистых минералов. Во всех образцах обнаружен каолинит. Часто он занимает основной объем тождисперсной фракции, составляя от суммы минералов 60—87% (обнажение 173). В этом же обрыве найден вермикулит (обр. 2-173). Хлорита, как правило, немного или вовсе нет в глинистой составляющей размываемых отложений. Там, где он фиксируется на дифрактограммах, всегда виден смешанослойный хлорит-монтмориллонитовый минерал. Монтмориллонит распределен в изученных отложениях неравномерно. При переходе от более молодых горизонтов к нижележащим количество его быстро увеличивается. Очертания 17 А-рефлекса такое же, как у монтмориллонита из осадков оз. Ханка.

Кварца много в трех обнажениях — 169, 166 и 168. В остальных случаях кварца и полевого шпата очень мало.

Во фракции 0,001—0,01 мм почти во всех случаях проявляется тенденция к уменьшению количества монтмориллонита. Концентрация гидрослюды, как и во фракции мельче 0,001 мм, остается высокой. В обнажении 173 сохраняется преобладание каолинита над другими глинистыми минералами. Его заметное увеличение во фракции 0,001—0,01 мм выявлено и в обр. 2-166 (см. табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление глинистых минералов из осадков оз. Ханка и из наилков рек, впадающих в него, показывает полную минералогическую идентичность этих минералов. Из абрадируемых обрывов в западной части озера, сложенных рыхлыми верхнеэоценовыми и четвертичными отложениями, поступает также глинистое вещество, схожее распространенному на дне. Аналогия глинистых минералов осадков и источников сноса делает очевидной их терригенную природу. Терригенная природа глинистых минералов осадков пресноводных озерных водоемов была установлена М. А. Ратеевым (1964) на примере Байкала и группы уральских озер, изученных С. М. Муравейским, а также Н. И. Семеновичем с соавторами на примере Ладожского и Онежского озер (Семенович, 1966; Семенович и др., 1972).

Глинистая составляющая твердого стока в мелководном озере попадает в условия активного перемешивания вод, регулярного взмучивания осадков и сложной горизонтальной циркуляции вод, обусловленной проточностью озера и устойчивыми ветрами южных направлений в весенне-летний период и северных в осенне-зимний период. Сочетание перечисленных факторов приводит к транзитности для озера значительной части глинистых минералов и определяет выявленное размещение этих минералов на дне оз. Ханка. Связи минералогического распределения глинистого вещества с гранулометрией и вещественным составом осадков не установлено (Короткий и др., 1975).

Анализ схем размещения глинистых минералов в осадках оз. Ханка приводит к выводу о значительном влиянии на их накопление в озере береговой абразии. При различном количественном составе комплексов глинистых минералов, поступающих в озеро из западной и восточной областей денудации в реках, этот контраст не сохраняется в глинистой составляющей осадков.

Для накопления в восточной части озера преимущественно монтмориллонита, а в западной гидрослюды, поступающих в речном стоке, существуют благоприятные условия, так как основное перемещение водной массы происходит с юго-запада на север и северо-восток. Вдольбе-

реговые течения сильно не нарушают эту схему. Однако на отдельных участках в западной части озера монтмориллонит обнаружен в изобилии. Этот факт можно объяснить только размывом береговых отложений, содержащих значительное количество монтмориллонита.

Каолинит, который мог бы быть хорошим индикатором влияния размываемых береговых отложений на формирование минералогии глинистой составляющей осадков, по-видимому, сильно разбавлен другими глинистыми минералами и поэтому не проявляется в больших количествах даже в прибрежных отложениях, за исключением северо-западной части озера, отвечающей зоне размыва неогеновых отложений и красноватых кор выветривания.

Таким образом, глинистые минералы осадков оз. Ханка своим составом и размещением на дне отражают общее геолого-географическое состояние питающей провинции. Ее дифференциация на западную и восточную области денудации отчетливо прослеживается по глинистым минералам речных отложений и озерных осадков, находящихся на участках впадения рек. Хорошая связь с составом глинистых минералов речного стока присуща осадкам, размещенным в восточной части озера. В западной его части эта связь нарушается поступлением глинистых минералов из абрадируемых берегов.

ВЫВОДЫ

1. Глинистые минералы из осадков оз. Ханка имеют терригенную природу и размещаются на дне под влиянием гидродинамического режима и батиметрических условий бассейна, независимо от литолого-фациальных закономерностей распределения алевритовых и песчано-галечниковых отложений.

2. Комплекс глинистых минералов, состоящий из монтмориллонита, диоктаэдрической железистоалюминиевой гидрослюда $2 M_1$ и $1 M$, железистомagneзиального триоктаэдрического хлорита, каолинита и смешанослойного хлорит-монтмориллонитового минерала, с явным преобладанием монтмориллонита и гидрослюда, можно рассматривать как один из типичных в ряду ассоциаций глинистых минералов, находящихся на начальной стадии формирования пород озерных пресноводных фаций.

3. Связь глинистых минералов осадков оз. Ханка с поступающим в него глинистым веществом неравномерная. Она хорошо проявлена в восточной части озера вблизи впадения рек Илстой и Спасовки, а на остальной территории дна значительно нарушена, главным образом, обильным поступлением в озеро глинистого материала из абрадируемых западных берегов.

ЛИТЕРАТУРА

- Викулова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Короткий А. М., Китаев И. В., Михайлова Н. А., Горчаков А. М. К литологической характеристике современных осадков озера Ханка.— В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.
- Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. М., «Наука», 1966.
- Семенович Н. И., Курочкина А. А., Галковская Г. Ф., Штеренберг Л. Е. Глинистые минералы в осадках Онежского озера.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 6.
- Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean.— Geochem. Techn. Rapt., 1964, v. 8.
- Mehra O. P., Jackson M. L. From oxide removal from soils and clay system buffered with sodium bicarbonate by dithionitecitrate.— Clays and Clay minerals, 1960, v. 5.

УДК 550.42 : 546.226 + 551.51 + 551.71 (680 + 235.36)

ДРЕВНЕЙШИЕ СУЛЬФАТЫ В АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО И АЛДАНСКОГО ШИТОВ И ЭВОЛЮЦИЯ КИСЛОРОДНОЙ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

В. И. ВИНОГРАДОВ, Т. О. РЕЙМЕР, А. М. ЛЕЙТЕС, С. Б. СМЕЛОВ

Сходство и своеобразие необычного изотопного состава проявлений сульфатной серы, приуроченных к седиментогенным компонентам древнейших метаморфических серий Южной Африки и Алданского щита, позволяет говорить о самых древних сульфатах, накопившихся в водных бассейнах. Зарождение кислородной атмосферы началось более 4 млрд. лет назад, сразу же вслед за началом осадочного процесса на обоих континентах — до накопления исходных осадков федоровской свиты архея Алданского щита и серии Фиг-Три Южной Африки. Изотопный состав проявлений сульфатной серы в желтулинской серии архея Алданского щита указывает на становление к этому времени кислородной атмосферы, не слишком отличной от фанерозойской и современной. Намечается возможность корреляции древнейших метаморфических комплексов, принципиально сходных по типу разреза, не только по данным радиогеохронологии, но и по изотопному составу проявлений сульфатной серы.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно общим космогоническим представлениям, первичная атмосфера Земли была резко восстановительной. Ее окислительно-восстановительные свойства определялись вероятным присутствием H_2 , CO , CH_4 и, может быть, более сложных углеводородов и других газов.

Существует много гипотез эволюции первичной атмосферы до ее современного состояния. Большинство из них основано на следующих отправных положениях. 1) Существование обломочного пирита и ураноносных конгломератов в отложениях раннего архея. Это положение используется в качестве доказательства бескислородной атмосферы во время накопления соответствующих осадков. 2) Планетарное развитие железистых кварцитов в протерозое. Это положение используется для доказательства появления на этом возрастном уровне свободного кислорода в атмосфере в очень небольших концентрациях. Полагают, что избыток железа в земной коре был до некоторой степени буфером, ограничивавшим накопление свободного кислорода. 3) Вспышка жизненной активности в раннем кембрии. Это положение используется для доказательства скачкообразного роста концентраций свободного кислорода. 4) Появление и интенсивное развитие наземной растительности в девоне. Это положение используется как доказательство нового скачка в развитии кислородной атмосферы примерно до современного уровня.

Если перечисленные положения верны, то общая картина формирования кислородной атмосферы Земли представляется банально простой и внутренне непротиворечивой. Обратим, однако, внимание на то, что ни одна из исходных посылок в этом ряду гипотез не имеет непосредственного отношения к составу атмосферы. Такое отношение только под-

разумеается. Если бы были обнаружены факты, противоречащие картине медленной эволюции кислородной атмосферы, ни одна из указанных посылок не могла бы им противостоять.

1) Существуют самые разные воззрения на происхождение пирита, золота и урановых минералов в конгломератах Витватерсранда. Вопрос об их накоплении в виде обломочных минералов, по крайней мере, не решается однозначно. Частый парагенез рудных скоплений с органическим веществом может указывать, скорее, на их эпигенетичность по отношению к вмещающим породам. Наконец, даже обломочное происхождение пирита не может служить безусловным признаком бескислородной атмосферы. Еще менее убедительны сведения об осадочно-россыпном накоплении пирита и урановых минералов в конгломератах Блайнд Ривер, Онтарио и других подобных им.

2) Обычно считают, что железистые осадки не могли формироваться в условиях кислородной атмосферы, так как миграция окисного железа слишком затруднена. Железистые кварциты, однако, часто состоят из чередующихся прослоев магнетита и гематита, по всем признакам отражающих первичное состояние осадка. Многие исследователи полагают, что формирование железистых кварцитов происходило в условиях кислородной атмосферы. Сегодня этот сложный вопрос также не имеет однозначного решения, основанного на геолого-минералогических наблюдениях.

3) Представления о вспышке жизненной активности в кембрии основаны на массовом появлении, начиная именно с кембрия, скелетных органических остатков в осадочных породах. Но, может быть, это — лишь результат видового изменения жизни, а остатки докембрийских форм просто плохо сохранились?

4) Вывод о появлении наземной растительности лишь в девоне также может быть результатом нашего незнания, а наземная растительность в иных, несохранившихся формах существовала и прежде. Но даже если это и не так, следует иметь в виду, что основная продукция кислорода в настоящее время связана с деятельностью фитопланктона. Может быть, так было и в прошлом? Во всяком случае, существование архейских строматолитов позволяет так думать. Интересный и обстоятельный обзор этой проблемы сделал В. В. Тихомиров (1972).

Упомянем, наконец, работы, основанные на изучении газового состава включений в осадочных и метасадочных породах (Казанский и др., 1969; Казанский, 1973). Предполагается, что во включениях сохраняется газ, захваченный из морской воды в момент накопления осадка, и состав его, следовательно, отражает состав атмосферы соответствующего времени. Исходные посылки, лежащие в основе этих работ, очень сомнительны, а изученный материал мало репрезентативен для сколько-нибудь серьезных выводов, что, впрочем, ясно и автору этих работ, который пишет: «Изложенные соображения о составе древних атмосфер следует рассматривать как предварительные, поскольку исходного материала явно недостаточно» (Казанский, 1973, стр. 34).

Как бы то ни было, неправомерно строить гипотезы эволюции атмосферы, основываясь лишь на рассмотренных и им подобных положениях. Для этого необходимы новые категории фактов. К их числу принадлежит время появления сульфатов в осадочном процессе и изотопный состав сульфатной серы. В меньшей степени могут быть использованы данные по изотопному составу сульфидной серы.

СУЛЬФАТЫ И КИСЛОРОДНАЯ АТМОСФЕРА ЗЕМЛИ

Окисленные соединения серы могли появиться только на определенной стадии развития кислородной атмосферы. В первую очередь, речь идет о существенных концентрациях сульфатов, которые могли накопить-

ся в океанической воде. По-видимому, на самых ранних этапах развития кислородной атмосферы небольшие концентрации окисленных соединений серы могли возникать лишь эпизодически и не оставляли заметных следов своего бывшего существования. Накопление значительных количеств сульфатов в океанической воде явилось уже признаком существования устойчивой кислородной атмосферы. Под «значительными» имеются в виду такие концентрации, которые оставили свой след в виде минералов или в изотопном составе серы.

Средний изотопный состав серы Земли принимается равным метеоритному ($\delta^{34}\text{S}=0$). Известна только одна причина существенного разделения изотопов серы в земных условиях — перераспределение ее изотопов между окисленными и восстановленными соединениями. Это означает, что в период существования примитивной первичной атмосферы изотопный состав сульфидной серы был одинаков (или почти одинаков) во всех точках Земли. Окисление сульфидов не сопровождается изотопным эффектом, и первые сульфаты, накапливавшиеся в самых древних водоемах, должны были иметь серу, по изотопному составу близкую к среднему для Земли.

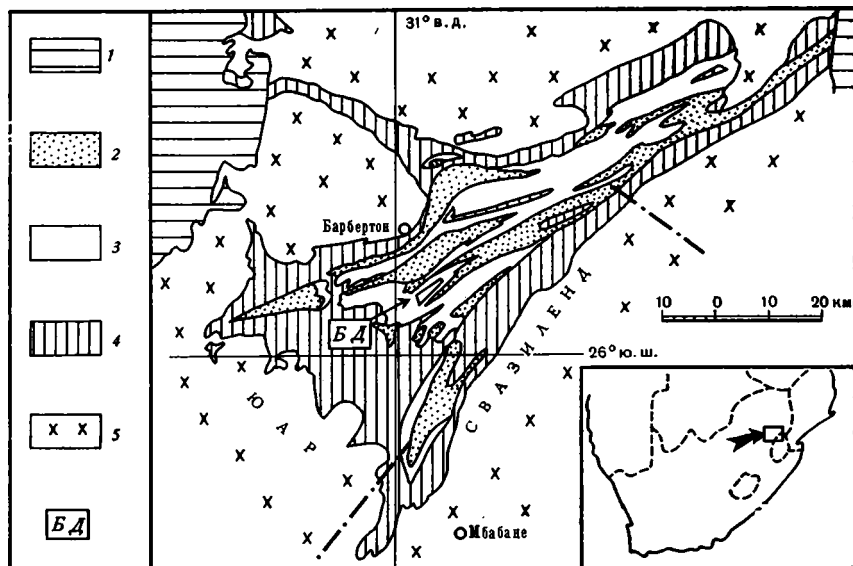
Восстановление сульфатов в донных илах — основная причина разделения изотопов серы в нормальных условиях поверхности Земли. Скорость восстановления ионов $^{32}\text{SO}_4^{2-}$ приблизительно на 4% выше скорости восстановления ионов $^{34}\text{SO}_4^{2-}$. Поэтому со временем сера океанического сульфата утяжеляется. На каком-то этапе развития океана и атмосферы устанавливается динамический круговорот серы в системе материк — океан, и изотопный состав серы океанического сульфата представляет собой функцию этого круговорота.

Таким образом, обнаружение сульфидов с изотопным составом серы, смещенным относительно метеоритного, будет свидетельствовать об участии этой серы в окислительно-восстановительных процессах. Находки сульфатов осадочного происхождения могут служить прямым доказательством существования кислородной атмосферы в период их отложения. В первых осадочных сульфатах должна была зафиксироваться сера с изотопным составом, не слишком отличным от метеоритного. После установления нормального кислородного режима атмосферы и достижения динамического круговорота серы в системе материк — океан изотопный состав серы океанического сульфата должен утяжелиться примерно до современного уровня ($\delta^{34}\text{S}=+20\text{‰}$).

Конечно, возможность обнаружить первичные осадочные сульфаты кажется чрезвычайно маловероятной. Тем удивительнее, что это все же удалось сделать. Ранее было показано (Виноградов и др., 1969; Pegg, e. a., 1971; Vinogradov, 1972; Виноградов, 1973), что динамический круговорот серы установился на уровне, близком к современному, более 2000 млн. лет назад, а первые осадочные сульфаты зафиксированы в горных породах с возрастaми более 3500 млн. лет. В последнее время получен новый обширный материал по минералам и породам системы Свазиленд в Южной Африке и архея Алданского щита в Восточной Сибири, позволяющий подкрепить и детализировать эти выводы.

СИСТЕМА СВАЗИЛЕНД, ЮЖНАЯ АФРИКА

Общее описание. Самые древние образования Южно-Африканского щита залегают в пределах Родезийского и Трансваальского (Капваальского) массивов. Близ восточного окончания Трансваальского массива находится Барбертонский зеленокаменный пояс (фиг. 1), сложенный породами, которые объединяются под общим названием системы Свазиленд. Это — древнейшие в пределах Южно-Африканского щита и одни из наиболее древних в мире слабо метаморфизованные



Фиг. 1. Схема геологического строения Барбертонского нагорья (на врезке показано местоположение нагорья в Южной Африке)
 1 — молодой платформенный чехол; серии архейской системы Свазиленд: 2 — Модис, 3 — Фиг-Три, 4 — Онвервайт; 5 — граниты и гнейсы архея; БА — «Барберитовая долина»

осадочные и вулканогенные породы. Накопление их толщ началось более 3500 млн. лет назад (Jahn, Shih, 1974).

Система Свазиленд расчленена на три серии (группы): Онвервайт, Фиг-Три и Модис. Самая нижняя серия Онвервайт мощностью 14 км состоит преимущественно из вулканических пород, подвергшихся метаморфизму фации зеленых сланцев. Лишь неподалеку от контакта с массивами гранитов и гнейсов, окружающими зеленокаменный пояс, метаморфизм усиливается и достигает более глубоких ступеней.

Толщи нижних частей разреза серии Онвервайт, представленные лавами и туфами, по составу варьирующими от перидотитов до фельзитов, содержат примитивные базальтоидные лавы — так называемые коматиты. Верхняя часть разреза представлена несколькими ритмично повторяющимися осадочно-вулканогенными толщами, которые начинаются толеитовыми базальтами, переходящими выше в риодациты, сменяющиеся, в свою очередь, черными кремнистыми сланцами. В верхах разреза присутствуют также горизонты кремнистых доломитов. Карбонатные и кремнистые породы содержат органическое вещество и остатки микрофоссилий (Kvenfolden, 1972).

Состав пород серии Онвервайт дает основание считать, что они формировались в обстановке островных дуг. Вместе с тем, детальное исследование вулканических пород серии (Viljoen, Viljoen, 1969, 1970) позволило предположить, что они представляют собой продукты частичного плавления вещества верхней мантии. Это предположение согласуется с результатами изучения изотопии стронция (Jahn, Shih, 1974).

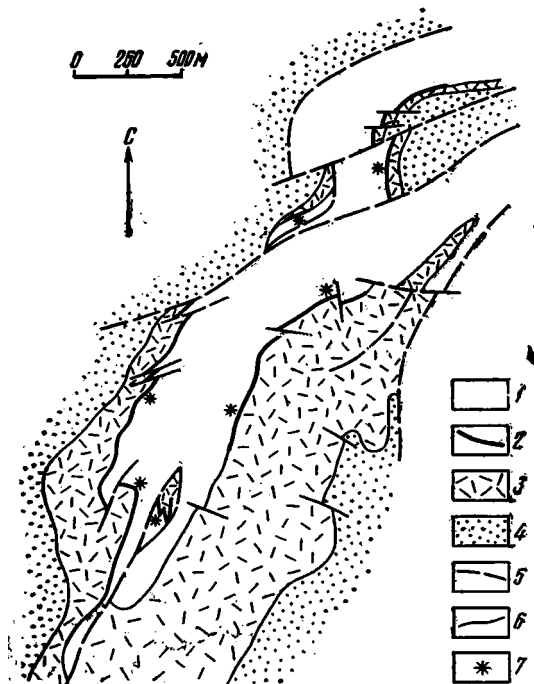
Серия Онвервайт перекрыта отложениями серии Фиг-Три, причем везде, где можно видеть контакт, толщи обеих серий залегают согласно. В составе серии Фиг-Три обособляются две отчетливо различные фации. Южная фация близ области замыкания бассейна седиментации представлена кремнистыми оолитовыми породами, кремнистыми и другими сланцами, доломитами, полосчатыми железистыми кварцитами, кварцевыми песчаниками и конгломератами. В средней части разреза

южной фракции серии Фиг-Три выше локального эрозионного несогласия, вдоль которого смыто до 300 м (по мощности) отложений, Т. К. Хейнрихс и Т. О. Реймер обнаружили кремнистые конгломераты и осадочные бариты. В составе южной фации присутствуют также вулканические туфы.

В толщах северной фации серии Фиг-Три присутствует лишь небольшое количество оолитовых пород, железистых кварцитов и доломитов. В низах разреза преобладают турбидитовые граувакки, состав которых указывает на размыв массива, включавшего высококалийные гранитонды

(Reimer, 1975). Выше по разрезу появляются кремнистые сланцы и кристаллические туфы. Завершается разрез пачкой андезитовых туфов и агломератов мощностью до 100 м. Общая мощность серии Фиг-Три достигает 2100 м.

Отложения серии Модис располагаются согласно на толщах северной фации серии Фиг-Три и, как правило, несогласно на толщах южной фации. Серия Модис состоит из трех ритмично чередующихся пачек, каждая из которых начинается конгломератами и крупнозернистыми песчаниками, перекрытыми андезитами, магнетитовыми сланцами и джеспилитами, выше которых залегают песчаные сланцы. Присутствие в разрезах двух пачек лавовых прослоев свидетельствует о глубоководных условиях седиментации (Reimer, 1969). Вместе с тем, отложения южной части поля распространения серии Модис формировались в прибрежной приливо-отливной зоне. Максимальная мощность сохранившегося разреза серии



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта «Баритовой долины» (по данным Т. К. Хейнрихса и Т. О. Реймера)

Серия Фиг-Три: 1 — средняя часть, 2 — баритовый горизонт, 3 — нижняя часть; 4 — верхняя часть серии Онвервахт; 5 — разломы; 6 — геологические границы; 7 — точки опробования

около 3600 м. Галька гранита из конгломератов нижней части разреза серии Модис, по данным ван Ниикерка (устное сообщение), датирована в 3600 млн. лет.

Поразительная особенность горных пород системы Свазиленд — их относительно слабый зональный метаморфизм, который для пород серии Онвервахт варьирует от эпидот-амфиболитовой фации в краевых зонах зеленокаменного пояса до фации зеленых сланцев в его центральной части. Большая часть пород серии Фиг-Три и особенно граувакки подверглись лишь термальному воздействию при температурах менее 275° С (Reimer, 1972). Это важное обстоятельство способствовало сохранению не только многих существенных литологических особенностей исходных осадочных и вулканогенных образований, но и таких неустойчивых органических веществ, как порфирины и аминокислоты.

Сульфатные проявления. Барит давно известен в отложениях серии Фиг-Три. Его месторождения, которые располагаются в центральной части Барбертонского пояса и протягиваются на 8 км по прости-

ранию, разрабатывались до 1962 г. Т. К. Хейнрихс и Т. О. Реймер, детально исследовавшие и закартировавшие район «Баритовой долины» (фиг. 2), обосновали осадочное происхождение барита. Барит отлагался вдоль горстовой зоны поднятия, разделяющей южную и северную фации серии Фиг-Три. Горст, по-видимому, воздымался по разломам, и вдоль их простирались еще до отложения баритов было эродировано до 300 м разреза низов серии Фиг-Три. В результате баритовые отложения средней части залегают непосредственно на кремнистых сланцах самых низов разреза.

Баритовая зона имеет мощность до 20 м, и сами бариты находятся в трех горизонтах общей мощностью 2,5 м. Барит представлен как относительно чистыми прослоями, так и примесью в кремнистых сланцах и даже в гальках кремнистых сланцев в конгломератах. В галечниковых горизонтах встречаются обломочные зерна хромита, пирита и циркона, причем барит местами также имеет отчетливо обломочное происхождение. Т. К. Хейнрихс и Т. О. Реймер полагают, что барит был первоначально осажден при взаимодействии барийсодержащих растворов с сульфатными поверхностными водами. Этот барит подвергся частичному размыву и был вновь отложен в виде обломочных зерен. Принимая во внимание сохранившуюся часть баритовой зоны, можно подсчитать, что общее количество барита в отложениях серии Фиг-Три было не менее 30 млн. т.

По неопубликованным данным Р. Циммермана, барит содержит до 1,2% стронция. В 8 изученных образцах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ оказалось в пределах 0,70088—0,70172 (Perry e. a., 1971). Столь низкие изотопные отношения стронция в водных бассейнах могли существовать лишь на самых ранних этапах геологической истории Земли. Такими же низкими изотопными отношениями характеризуется и стронций из вулканических пород серии Онвервахт (Jahn, Shih, 1974).

Авторы исследовали изотопный состав серы в 43 образцах барита, представляющих все его морфологические разности. Значения $\delta^{34}\text{S}$ лежат в пределах от +2,9 до +9,1‰ со средним значением и средним квадратичным отклонением от среднего $+5,0 \pm 1,5\%$. Жильный барит дал значение +5,3‰.

Барийсодержащие породы иногда содержат тонкую вкрапленность и даже окатанные зерна пирита. Его удалось извлечь в количестве, достаточном для анализа, только из одного образца ($\delta^{34}\text{S} = +3,2\%$). Четыре образца пирита из вмещающих пород были проанализированы ранее (Perry e. a., 1971). Значения $\delta^{34}\text{S}$ пиритной серы располагаются в пределах от -0,9 до +1,6‰.

Осадочные баритовые горизонты встречены также в трех местах распространения разрезов серии Онвервахт. В дальнейшем предполагается исследовать изотопный состав серы и этих баритов.

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ АЛДАНСКОГО ШИТА

Общее описание. Архейские образования Алданского щита так же принадлежат к древнейшим в мире. Возраст их превышает 3500 млн. лет. Породы подверглись интенсивному региональному метаморфизму гранулитовой фации, гранитизации и метасоматическим преобразованиям. Тем не менее, первичное осадочное происхождение многих исходных пород алданского архея может быть обосновано вполне определенно и не вызывает сомнений. Трудная доступность района, недостаточно хорошая обнаженность многих его участков, сложность геологического строения и глубокие преобразования архейских горных пород затрудняют его изучение. До сих пор нет, в частности, единого общепринятого стратиграфического расчленения всей колонны слоисто-кристаллических толщ алданского архея. Однако существующие в этом отношении противоречия и дискуссии касаются главным образом дета-

лей стратиграфии, места в общем разрезе тех или иных его компонентов, а в основе всех предлагаемых схем лежит трехчленное деление разреза — снизу вверх выделяются иенгская, тимптонская и желтулинская серии. Впервые это деление произвел Д. С. Коржинский (1936) после пересечения центральной части щита по р. Тимптон.

В основании самой нижней, иенгской серии располагаются амфиболы, амфибол-диопсидовые и амфибол-пироксеновые основные кристаллические сланцы и амфиболиты с редкими мелкими линзами кварцитов, толщу которых иногда выделяют под названием горбыляхской свиты (Реутов, 1972). В вышележащих верхнеалданской и нимырьской свитах наряду с основными кристаллическими сланцами появляются мощные горизонты и пачки почти мономинеральных кварцитов, гранито-гнейсов, гранатовых силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев, редкие прослои и линзы мраморов и кальцифилов. Встречаются горизонты и пачки интенсивно графитизированных пород.

Еще выше следует федоровская свита, представленная переслаивающимися биотитовыми, амфиболовыми и пироксеновыми основными кристаллическими сланцами и гнейсами, среди которых наблюдаются горизонты и пачки карбонатных и апокарбонатных диопсидовых пород. Наиболее яркая черта федоровской свиты — обилие в ее составе карбонатных (мраморы и кальцифиры) и апокарбонатных пород. Они образуют выдержанные горизонты мощностью от метров до десятков метров. С приконтактовыми метасоматическими преобразованиями карбонатных и силикатных пород федоровской свиты связано формирование флогопитовых месторождений Центрально-Алданского горнопромышленного района. В парагенетической связи с карбонатными и апокарбонатными диопсидовыми породами находятся и железорудные месторождения района, имеющие форму пластообразных метасоматических залежей. Наконец, с карбонатными породами федоровской свиты связаны многочисленные проявления апатитовой минерализации и даже крупные месторождения апатита (Виноградов и др., 1975).

Разрез иенгской серии завершает иджакская свита, сложенная преимущественно гиперстеновыми гнейсами, двупироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, толща которых содержит горизонты и пачки биотит-гранатовых гнейсов, относительно редкие и маломощные прослои и линзы кварцитов (иногда графитовых), диопсидовых и карбонатных пород.

В последнее время появилась тенденция проводить границу между иенгской и тимптонской сериями по подошве федоровской свиты, т. е. включать федоровскую и иджакскую свиты в состав вышележащей тимптонской серии. Общая мощность всей иенгской серии (вместе с федоровской и иджакской свитами) превышает 12 000 м.

Местами среди полей распространения пород верхнеалданской и федоровской свит выходят блоки габбро-амфиболитов и пород ультраосновного состава (двупироксеновых кристаллических сланцев и пироксенитов). Подобные породы встречены и в ксенолитах мезозойских интрузивных пород, прорывающих иенгскую серию.

Разрезы вышележащих тимптонской и желтулинской серий, слагающих область Тимптоно-Учурского междуречья, сложены преимущественно глиноземистыми (гранат-, силлиманит- и кордиеритсодержащими) гнейсами и кристаллическими сланцами, гиперстеновыми (чарнокитовыми) гнейсами, диопсидовыми (известково-силикатными) гнейсами и кристаллическими сланцами, карбонатными и апокарбонатными породами. Тимптонскую и желтулинскую серии после работ И. М. Фрумкина (Фрумкин, Нужнов, 1968; Фрумкин, 1971, и др.) в последние годы обычно выделяют в виде единой тимптоно-желтулинской серии, состоящей из пяти свит, три из которых (улунчинская, суннагинская и кюри-

канская) соответствуют тимптонской серии прежних стратиграфических схем (Дзевановский, 1972), а две (сутамская и хударканская)— джелтулинской серии.

Самая нижняя улунчинская свита представлена преимущественно глиноземистыми биотит-гранатовыми гнейсами с прослоями гиперстеновых гнейсов, двупироксеновых основных кристаллических сланцев и кварцитов. Лишь на востоке области Тимптоно-Учурского междуречья в составе свиты отмечены пачки и прослои диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев и крайне редкие линзы карбонатных пород.

Следующая суннагинская свита сложена толщей однообразных гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов, содержащих прослои двупироксеновых основных кристаллических сланцев, более редких гранатсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев и еще более редких карбонатных и диопсидовых пород.

Выше залегает весьма пестрая по составу юриканская свита, образованная тонко переслаивающимися глиноземистыми биотит-гранатовыми, иногда силлиманитсодержащими гнейсами, двупироксеновыми, гиперстеновыми и диопсидовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, в которых присутствуют линзы и прослои карбонатных и диопсидовых пород, а также графитсодержащие гнейсы. Толщи юриканской свиты отличаются сильной фациальной изменчивостью по простирацию.

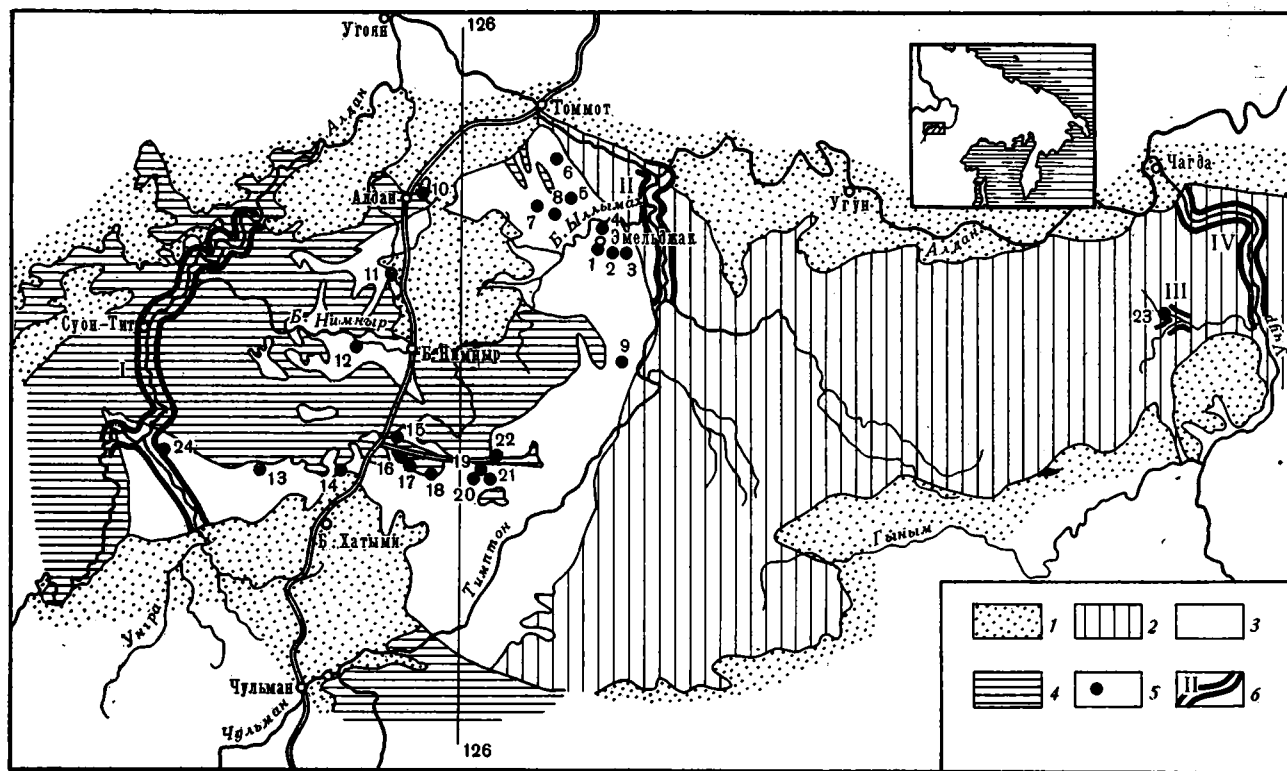
Сутамская свита, сменяющая юриканскую вверх по разрезу, представлена преимущественно однообразными толщами глиноземистых гранатовых и биотит-гранатовых гнейсов и плагиогнейсов, нередко силлиманит-, кордиерит- и графитсодержащих. Меньшую, но достаточно ощутимую, роль играют пачки и прослои биотит- и амфибол-гиперстеновых гнейсов, основных двупироксеновых кристаллических сланцев, карбонатных и диопсидовых пород.

В самой верхней хударканской свите преобладают гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы и двупироксеновые основные кристаллические сланцы, содержащие подчиненные прослои и линзы глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев, карбонатных и известково-силикатных пород.

На юго-востоке Алданского щита тимптоно-джелтулинскую серию подстилают основные двупироксеновые кристаллические сланцы и биотит-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы так называемой тырканской свиты, выступающие в ядре крупного Тырканского антиклинория. Эти породы, как и основные кристаллические сланцы горбыляхской свиты и блоки основных и ультраосновных пород в поле распространения ненгурской серии, представляют собой, по-видимому, древнейшее меланократовое основание, на котором накапливались исходные осадочно-вулканические толщи алданского архея.

Общая мощность тимптоно-джелтулинской серии оценивается в 10 000—15 000 м. С карбонатными породами верхней части разреза серии связана группа небольших месторождений Учурской флогопитовой провинции. Интересная особенность карбонатных толщ тимптоно-джелтулинской серии — их заметно меньшая сравнительно с толщами федоровской свиты доломитовость, отчетливое преобладание в разрезах кальцитовых мраморов и, соответственно, относительная редкость в составе горных пород минералов, обогащенных сульфатом.

Сульфатные проявления. Впервые предположение о вероятной сульфатоносности метаморфических горных пород Алданского щита возникло после того, как в серии метасоматических минералов из архейских пород была обнаружена сульфатная сера. Известно, что сульфатная сера может входить в состав таких минералов, как апатит, скаполит, карбонаты и т. д. Широкое опробование на сульфатную серу по участкам флогопитовых и железорудных месторождений Центрально-Алданского горнопромышленного района показало, что во многих образцах



Фиг. 3. Схема опробования архейских образований Алданского щита на сульфатную серу. Геологическая основа, взятая с Геологической карты южной части Якутской АССР под редакцией Ю. К. Дзевановского (1972), сильно упрощена. На врезке показано местоположение района опробования на северо-востоке Азии

1 — послеархейские образования; архейские комплексы Алданского щита: 2 — тимптоно-джелтулинская серия и иджакская свита иенгрской серии, 3 — федоровская свита, 4 — нимырская и верхнеалданская свиты; 5 — участки отбора проб: 1—4 флогопитовых месторождений Эмельджакской группы, 5 — 8 — флогопитовых месторождений Эльконской группы, 9 — флогопитовых месторождений Каталахской группы, 10 — флогопитовых месторождений Куранахской группы, 11 — Селигдарского месторождения апатита, 12 — апатитового месторождения Осенний Лист, 13 — железорудного месторождения Дёс, железорудных месторождений Тажной группы (14 — Пионерское и Сивагли, 15 — Тажное, 16 — Магнетитовое и Гематитовое,

17 — Леглиерское, 18 — Тинг), 19—22 — флогопитовых месторождений Канкунской группы, 23 — флогопитовых месторождений Учурской группы, 24 — Кэннэнэйского массива ультраосновных и основных пород; 6 — участки опробования разрезов: I — верховые р. Алдан, II — низовые р. Тимптон, III — район Учурских флогопитовых месторождений, бассейн р. Мёгюскээн близ устья р. Мекунде, IV — низовые р. Учур

апатитов, скаполитов, скаполитизированных пород, в некоторых образцах кальцитов и кальцифиров содержатся повышенные количества сульфата.

Комплекс этих обогащенных сульфатом пород и минералов связан с метасоматическими преобразованиями исходных пород. Можно было, следовательно, предположить, что сульфатная сера изначально присутствовала в исходных осадочных породах и была мобилизована при их последующей метасоматической переработке. Это предположение заставило детально изучить доступные разрезы карбонатных пород. Пользуясь качественной реакцией на сульфатную серу, авторы в полевых условиях проделали многие сотни анализов. Выяснилось, что отдельные горизонты мраморов и кальцифиров федоровской свиты содержат 0,1—0,8% SO_3 . Оказалось также, что на отдельных участках породы федоровской свиты интенсивно ангидритизированы. Ангидрит находится в ассоциации с минералами вмещающих пород (Каргатъев, 1970). Он наблюдается либо в виде массивных обособлений, либо в виде небольших, но видимых невооруженным глазом, включений, либо, наконец, тонко распылен в породе.

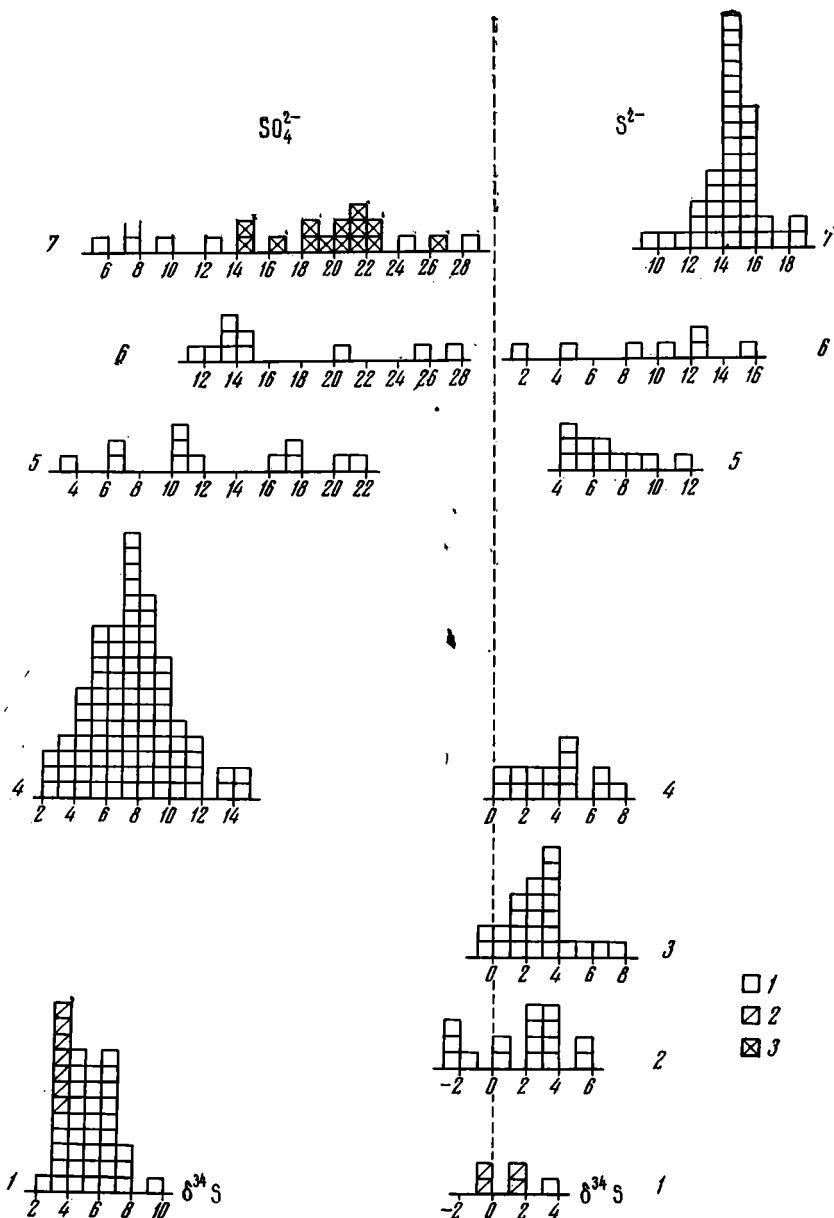
Детальное изучение верхнеалданской и нимырской свит в верховье р. Алдан и карбонатных частей разрезов тимптоно-желтулинской серии в нижнем течении рек Тимптон и Учур не привело к выявлению среди них сульфатсодержащих пород. Только в районе месторождений флогопита Учурской группы, приуроченных к метасоматитам сутамской свиты, в ряде образцов была обнаружена сульфатная сера. В настоящее время можно говорить о региональной зараженности сульфатами только пород федоровской свиты иенгской серии, распространенных в центральной части Алданского щита. Не исключено, однако, что отчасти это связано с гораздо лучшей изученностью толщ федоровской свиты, вскрытых многочисленными горными выработками.

Изотопный состав сульфатной серы из пород и минералов федоровской свиты определен в 100 образцах. Положение точек и районов опробования показано на схеме (фиг. 3). Общий разброс изотопных отношений лежит в пределах от +2,2 до +14,9‰. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ и среднеквадратичное отклонение от среднего составляет $+7,4 \pm 2,4$ ‰. Интересно, что этими изотопными отношениями характеризуются образцы сульфатной серы в самых разных ее проявлениях: в минералах различных метасоматических пород и, прежде всего, в кальцифирах, в пластовых мраморах, практически не затронутых явлениями метасоматоза, в ангидритах и баритах. В расчет не вошли только данные по железорудным месторождениям Пионерскому и Таежному, где состав сульфатной серы колеблется в гораздо больших пределах (от +3,1 до +21,5‰) со средним значением и среднеквадратичным отклонением по 12 определениям $+12,6 \pm 5,7$ ‰.

Пиритная сера из горных пород федоровской свиты по 15 определениям характеризуется изотопным составом от 0 до +7,3‰ со средним значением $+3,4 \pm 2,1$ ‰. Пиритная сера из пород верхнеалданской и нимырской свит иенгской серии по 28 определениям имеет значения $\delta^{34}\text{S}$ от -0,3 до +7,7‰ со средним значением $+3,2 \pm 1,9$ ‰. Наконец, пиритная сера из блока ультраосновных и габброидных пород Кэннэнэйского массива в бассейне р. Унгры по 19 определениям имеет изотопный состав от -2,7 до +5,5‰ со средним значением $+1,7 \pm 2,4$ ‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Присутствие сульфатов в породах серии Фиг-Три системы Свазиленд архея Южной Африки и в первично осадочных компонентах разрезов федоровской свиты архея Алданского щита свидетельствует, по всем признакам, об их образовании за счет сульфатов, растворенных в водах



Фиг. 4. Распределение значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной (SO_4^{2-}) и сульфидной (S^{2-}) серы в минералах и горных породах

1 — серия Фиг-Три, Южная Африка; 2 — ультраосновные и основные породы в основании ненгрской серии архея Алданского щита; 3 — верхнеалданская и нимырская свиты ненгрской серии; 4 — федоровская свита ненгрской серии; 5 — железорудные месторождения Таежное и Пионерское; 6 — сутамская свита желтулинской серии; 7 — серия Гренвилл, Канадский щит; 1 — единичное измерение; 2 — по данным Е. К. Перри, Дж. Монстера и Т. Реймера (Perry e. a., 1971); 3 — пластовые ангидриды серии Гренвилл (Brown, 1973)

бассейнов осадконакопления. Ассоциация исходных осадочных пород алданского архея — известняки, доломиты, сульфаты кальция — может указывать, что седиментация происходила в нормальном или осолоненном морском бассейне. Важно подчеркнуть, что относительная концентрация сульфатов в морской воде уже тогда была достаточной для накопления сульфатных отложений. Широкое развитие в разрезах архея

Алданского щита скаполитизированных пород говорит о весьма вероятном былом существовании в разрезах исходных отложений соленосных накоплений (Сердюченко, 1972). Таким образом, следует считать, что анионный состав морской воды во время накопления отложений федоровской свиты по соотношению главных компонентов был близок к современному. Значит, уже к тому времени на Земле существовала устойчивая кислородная атмосфера.

Чрезвычайно показательны, на наш взгляд, данные по изотопному составу серы, суммированные в виде гистограмм на фиг. 4. Сульфатная сера в рассматриваемых толщах характеризуется очень узким разбросом изотопных отношений и низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$, лишь немногим отличающимися от состава метеоритной серы.

Сульфидная сера в баритовом горизонте отложений серии Фиг-Три имеет значения $\delta^{34}\text{S}$, практически сходные с метеоритными. Таким образом, разница между составами сульфатной и сульфидной серы этих пород либо отсутствует, либо составляет всего несколько промилей. То же самое относится и к породам иенгрской серии Алданского щита. Почти во всем разрезе иенгрской серии, включая ее вероятное базит-гипербазитовое основание, изотопный состав сульфидной серы очень однообразен и близок к метеоритному. Различия в составе сульфатной и сульфидной серы, если и есть, то небольшие.

Следовательно, к моменту накопления исходных осадков серии Фиг-Три и федоровской свиты сульфаты в морской воде накапливались вследствие прямого окисления сульфидов. Обратный процесс сульфатредукции, если и был развит, то очень слабо. Поэтому механизм перераспределения изотопов серы между ее окисленными и восстановленными соединениями не работал, и сульфаты наследовали изотопный состав серы исходных сульфидов. Таким образом, рассмотренные сульфаты были, по-видимому, первыми в истории Земли, накопившимися в значительных количествах в водных бассейнах. Время их накопления отвечает времени формирования устойчивой кислородной атмосферы.

Иная картина в распределении изотопов серы наблюдается в породах, вмещающих железорудные месторождения Таежное и Пионерское. Эти два месторождения принадлежат многочисленной группе железорудных контактово-метасоматических месторождений, расположенных на юге центральной части Алданского щита. Большинство исследователей считают их вмещающие породы разновозрастными с флогопитоносными и относят к федоровской свите. Однако есть доводы в пользу их более молодого возраста (Курицын, 1971). О том же как будто свидетельствуют и данные по изотопному составу серы. Здесь отмечаются большой разброс изотопных отношений и находки сульфидов и сульфатов, резко обогащенных тяжелым изотопом ^{34}S . Это обстоятельство означает, что в период накопления соответствующих осадков уже действовал механизм перераспределения изотопов серы между ее окисленными и восстановленными соединениями. Часть океанического сульфата подвергалась восстановлению до сульфидов с соответствующим изотопным эффектом. Это и привело, по всей вероятности, к утяжелению серы океанического сульфата. Большой разброс изотопных данных свидетельствует о неустойчивом режиме круговорота серы в системе материк — океан.

В породах джелтулинской серии нижние значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной серы довольно четко группируются около величины $+14\text{‰}$. Это может означать, что ко времени накопления исходных осадков джелтулинской серии динамический круговорот серы уже установился на уровне, достаточно близком к современному. Именно к этому времени, по-видимому, окончательно оформились кислородная атмосфера и соленость океанической воды. На круговорот серы указывает и большой разброс изотопных отношений серы в пиритах.

На фиг. 4 для сравнения приведены также материалы, полученные по отложениям серии Гренвилл (Brown, 1973). Толщи этой серии считаются одними из наиболее молодых среди докембрийских образований Канадского щита. В мраморах серии Гренвилл уже давно были обнаружены проявления ангидрита и даже галита. В дальнейшем было установлено, что ангидриты очень широко распространены в породах серии Гренвилл. Наряду с прожилками и вкраплениями, они часто образуют выдержанные горизонты и имеют первично осадочное происхождение. Разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ в ангидритах очень большой, однако самые низкие и самые высокие значения получены по прожилковым ангидритам из пегматитовых тел и рудных месторождений. Пластовый же ангидрит характеризуется сравнительно небольшим разбросом изотопных отношений серы со средним значением $+20,1 \pm 3,3\%$.

Изотопный состав серы рудных сульфидов из месторождений, заключенных в породах серии Гренвилл, весьма однообразен. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ составляет $+14,3 \pm 1,6\%$. Утяжеленный изотопный состав сульфидной серы говорит об ее образовании за счет редукции сульфатов при низком коэффициенте изотопного фракционирования (восстановление в условиях закрытой системы или при высоких температурах). Следовательно, исходные сульфаты имели изотопный состав серы такой же или несколько более тяжелый, чем состав серы в сульфидах исходных отложений джелтулинской серии Алданского щита, т. е. такой, какой свойствен подавляющей массе более молодых фанерозойских эвапоритов.

Таким образом, несмотря на ограниченность доступного материала и разную его представительность для разных провинций и различных стратиграфических уровней архейских разрезов, общая картина эволюции изотопного состава серы морских сульфатов и кислородной атмосферы Земли представляется довольно четкой. Накопление свободного кислорода в атмосфере началось незадолго до времени седиментации исходных осадков федоровской свиты Алданского щита и серии Фиг-Три Южной Африки.

Такое предположение подтверждается широким распространением железистых гематитовых и гематит-магнетитовых отложений в сериях Фиг-Три и Модис. К моменту накопления этих осадков содержание кислорода в земной атмосфере было уже столь высоко, что обеспечило концентрацию сульфатов в водных бассейнах седиментации на уровнях, близких к современному. Это дало возможность накопиться первым осадочным сульфатам кальция и бария с характерным для них необычным изотопным составом серы. С этого же времени начинается становление динамического круговорота серы в системе материк — океан, сопровождавшееся изотопным разделением. Первые признаки его обнаруживаются уже в пределах временного отрезка накопления исходных осадков верхов иенгской серии. Начиная со времени отложения джелтулинских осадков, динамическое равновесие серы и соответствующее ему утяжеление серы океанического сульфата приблизилось к фанерозойскому уровню. Гренвиллское время явилось контрольным для определения верхнего возрастного предела условий осадконакопления на фанерозойском уровне.

Существование кислородной атмосферы во время накопления толщ серии Фиг-Три может быть обосновано и некоторыми другими данными. Так, остатки хлорофилла, в виде порфиринов установленные в отложениях системы Свазиленд (Kvenfolden, Hodgson, 1969), как будто прямо указывают на продуцирование кислорода во время седиментации. Несомненный интерес в этом отношении представляют результаты работ Р. Эйхмана, М. Шидловски и К. Е. Юнге (Eichmann, Schidlowski, 1975; Schidlowski e. a., 1975), которые исследовали изотопный состав углерода и кислорода в докембрийских карбонатных породах и использовали полученные данные для расчета баланса кислорода Земли. С не-

которыми оговорками они пришли к выводу, что почти 80% кислорода, содержащегося в современной атмосфере, должно было выделиться 3000 млн. лет назад. Кроме того, эти исследователи установили, что данные по изотопному составу углерода служат веским доказательством очень раннего происхождения жизни на Земле, поскольку введение углерода в геохимический углеродный цикл может быть прослежено почти на 3500 млн. лет в глубь геологической истории, т. е. почти до уровня накопления осадков системы Свазиленд Южной Африки и иенгрской серии архея Алданского щита.

ВОЗРАСТ КИСЛОРОДНОЙ АТМОСФЕРЫ

Учитывая изложенное выше, можно было бы установить некоторые этапы становления кислородной атмосферы, определив время накопления исходных отложений метаморфических толщ архея. К сожалению, сделать это достаточно трудно. Для решения этой задачи не может быть уверенно использован ни один из существующих методов радиологического датирования. Дело в том, что при метаморфизме происходят сложные процессы перераспределения элементов и их изотопов, а это неизбежно приводит к искажениям измеряемых возрастов. В самом простом случае радиологические даты соответствуют времени последнего метаморфизма. Чаще же они отражают более сложную историю жизни горных пород, а их интерпретация далеко не всегда однозначна. Сказанное прежде всего относится к архейским образованиям, испытывавшим длительную и сложную геологическую историю, претерпевшим неоднократные преобразования состава.

Радиологические данные по породам системы Свазиленд позволяют заключить, что минимальный возраст их метаморфизма около 3300 млн. лет, а время седиментации — древнее 3500 млн. лет. Такой же возрастной предел установлен и для пород федоровской свиты архея Алданского щита (Левченков и др., 1973; Соботович и др., 1973). Еще более древние возрастные данные получены недавно авторами по породам сутамской свиты желтулинской серии из района Учурских флогопитовых месторождений. Именно из этих пород была выделена сульфатная и сульфидная сера, изотопный состав которой был рассмотрен выше (см. фиг. 3, 4).

Таким образом, наряду с обычными для минералов и горных пород архея Алданского щита значениями радиологического возраста около 2 млрд. лет, по ряду минералов получены «реликтовые» цифры около 3,7—3,8 млрд. лет. Эти цифры отражают, по-видимому, время одного из наиболее ранних этапов метаморфизма архейских пород Алданского щита. Естественно, что накопление первичных осадочных пород желтулинской и, тем более, иенгрской серий произошло еще раньше.

Сказанное заставляет нас опустить границу зарождения и начала становления кислородной атмосферы Земли ниже временного рубежа в 4 млрд. лет. Если учесть, что общий возраст Земли как планеты по современным оценкам не превышает 4,6 млрд. лет, придется признать, что кислородная атмосфера сформировалась уже на самых ранних этапах жизни планеты. Приходится признать также правоту В. И. Вернадского, который говорил, что «...общее количество свободного кислорода на Земле приблизительно постоянно и, вероятно, пребывало таковым в течение всего геологического времени» (Вернадский, 1965, стр. 296).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрезы архейских образований низов системы Свазиленд Южной Африки и иенгрской серии архея Восточной Сибири довольно сходны. В их основании располагаются базитовые и ультрабазитовые породы.

Выше в разрезах появляется и постепенно увеличивается количество пород относительно кислого и среднего состава, появляются и приобретают все большее значение метаморфические породы — продукты глубокого преобразования отложений крайней степени осадочной дифференциации (кварциты, глиноземистые породы, карбонаты, сульфаты).

Появление сульфатов означает существование в период осадконакопления кислородной атмосферы Земли. Сходство и своеобразие необычного изотопного состава сульфатной серы в древнейших отложениях обоих континентов говорит о том, что это были первые сульфаты, накопившиеся в значительном количестве в водных бассейнах. Зарождение кислородной атмосферы началось ранее времени накопления исходных осадков федоровской свиты и серии Фиг-Три. По-видимому, это произошло более 4 млрд. лет назад. Начиная, по крайней мере, со времени седиментации осадков желтулинской серии существовала устойчивая кислородная атмосфера, не слишком отличная от современной. Время между зарождением кислородной атмосферы и ее становлением очень мало и не может быть зафиксировано радиологическими методами. Устойчивая кислородная атмосфера существует на Земле, по крайней мере, 4 млрд. лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965.
- Виноградов В. И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы. В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973.
- Виноградов В. И., Егин В. И., Кичигин Л. Н., Кузьмина Е. А., Лейтес А. М., Смилов С. Б., Энтин А. Р. Значение литологического фактора контроля апатитности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава серы). — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.
- Виноградов В. И., Иванов И. Б., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шанин Л. Л. О возрасте кислородной атмосферы Земли. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5.
- Геологическая карта южной части Якутской АССР, масштаб 1 : 1 500 000, редактор Ю. К. Дзевановский. В кн.: Геология СССР, т. XLII, ч. 1. Южная Якутия, геологическое описание. М., «Недра», 1972.
- Дзевановский Ю. К. Тимптонская серия. Желтулинская серия. В кн.: Геология СССР, т. XLII, ч. 1. Южная Якутия, геологическое описание. М., «Недра», 1972.
- Казанский Ю. П. О связи состава атмосферы с развитием жизни в докембрии и палеозое. В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 169. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А. Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз включений как реликтов древних атмосфер и гидросфер. — Геология и геофизика, 1969, № 11.
- Каргатьев В. А. Ангидрит в диопсидовых породах Центрально-Алданского района. В сб.: Минеральное сырье, вып. 22, минералогия и петрография. М., «Недра» 1970.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.
- Курицын В. В. Новые данные о стратиграфии архея района железорудных месторождений в центральной части Алданского щита. В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии (Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 19). Якутск, 1971.
- Левченко О. А., Герлинг Э. К., Михайлов Д. А., Овчинникова Г. В., Яковлева С. З., Искандерова А. Д. Новые данные по геохронологии кристаллических комплексов Алданского массива. В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973.
- Реутов Л. М. Иенгская серия. В кн.: Геология СССР, т. XLII, ч. 1. Южная Якутия, геологическое описание. М., «Недра», 1972.
- Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитосодержащие метаморфические производные. В кн.: Геология докембрия (Международный геологический конгресс. XXVI сес., докл. сов. геологов, проблема № 1). Л., «Наука», 1972.
- Соболев Э. В., Шац М. М., Ловцюс А. В., Ремов А. Г., Рудник В. А., Терентьев В. М. Распространенность изотопов свинца в породах Алданского кристаллического щита и их радиологическая интерпретация. В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973.

- Тихомиров В. В. Развитие представлений о физико-географической обстановке докембрия (идеи И. Вальтера, А. П. Павлова, Л. С. Берга). В кн.: Геология докембрия. (Международный геологический конгресс, XXIV сес., докл. сов. геологов, проблема № 1). Л., «Наука», 1972.
- Фрумкин И. М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита. Канд. дис. М., МГУ (ротапринт), 1971.
- Фрумкин И. М., Нужнов С. В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Якутск, 1968.
- Brown J. S. Sulphur isotopes of precambrian sulphates and sulphides in the Grenville of New York and Ontario.—Econ. Geol., v. 68, 1973, No. 3.
- Eichmann R., Schidlowski M. Isotopic fractionation between coexisting organic carbon-carbonate pairs in Precambrian sediments.—Geochim. et cosmochim. acta, v. 39, 1975.
- Jahn B. M., Shih C.-Y. On the age of the Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa.—Geochim. et cosmochim. acta, v. 38, 1974.
- Kvenfolden K. A. The organic geochemistry of early Precambrian sediments.—24th Int. Geol. Cong., T. 1, 1972.
- Kvenfolden K. A., Hodgson G. W. Evidence for porphyrines in early Precambrian Swaziland System sediments.—Geochim. et cosmochim. acta, v. 33, 1969.
- Perry E. C., Monster J., Reimer T. Sulphur isotopes in Swaziland system barites and the evolution of the earth's Atmosphere.—Science, v. 171, 1971.
- Reimer T. O. Die Geologie der Stolzburg Synklinale im Barberton Bergland (Transvaal—Südafrika). Dipl. thesis, Goethe-University, Frankfurt, 1969.
- Reimer T. O. Diagenetic reactions in early Precambrian grauwackes of the Barberton Mountainland.—Sediment. Geol., v. 7, 1972.
- Reimer T. O. Untersuchungen über Abtragung, Sedimentation und Diagenese im frühen Praekambrium am Beispiel der Sheba Formation (Südafrika).—Geol. J.. Reihe B., H. 17, 1975.
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. Precambrian research, v. 2, 1975.
- Viljoen M. J., Viljoen R. P. An Introduction to the Geology of the Barberton Granit-Greenstone Terrain.—Geol. Society of South Africa, Special Publication No. 2: «Upper Mantle Project», 1969.
- Viljoen M. J., Viljoen R. P. Archaean volcanicity and continental evolution in the Barberton Region, Transvaal. In: T. N. Clifford, J. Glass (eds.). African magmatism and tectonics, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1970.
- Vinogradov V. J. The isotopic composition of sulphur as a Factor indicating Constancy of its cyclic Circulation in Time.—Chemical Geology, v. 10, 1972.

ГИН АН СССР,
Москва
«Англо-Альфа цемент»,
Йоганнесбург

Дата поступления
5.VIII.1975

УДК 553.61 : 551.763 (575.3)

**ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ
НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ
ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

Д. Н. ПАЧАДЖАНОВ, И. П. АДАМЧУК, Н. Д. МЕЛЬНИКОВА

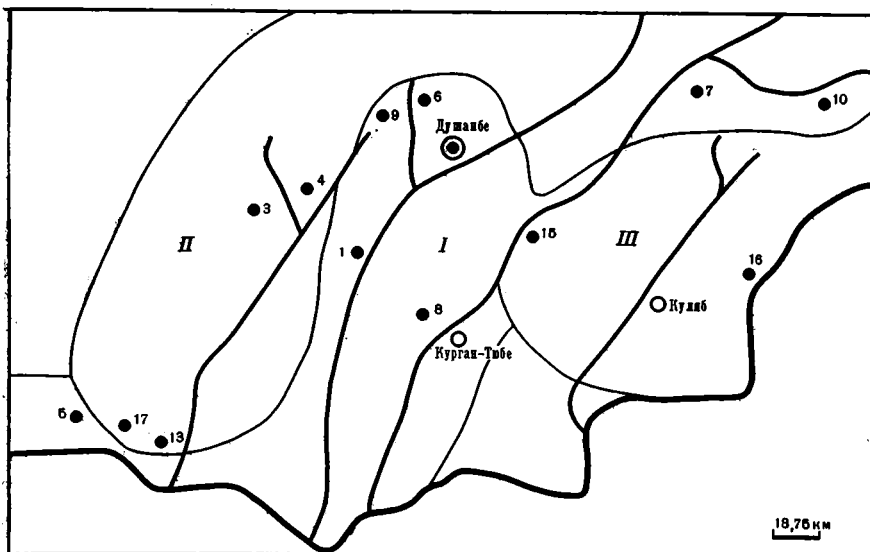
Геохимический анализ показал, что химический состав глинистых пород нижнего мела Таджикской депрессии зависит от фациальных условий формирования, геохимической специализации областей питания и относительной подвижности элементов в седиментогенезе.

Одной из важнейших задач геохимии осадочных пород является реконструкция условий палеоседиментации по вещественному составу пород. Предпосылка этого — миграция элементов в водах зоны гипергенеза — осуществляется в трех основных формах: грубой механической взвеси, тонкой взвеси (коллоиды) и истинных растворов (Страхов, 1961—1963). На распределение двух последних форм сильное влияние должны оказывать среда (степень минерализации, pH, Eh, t° и др.), а также процессы сорбции и соосаждения с природными сорбентами (глинистой фракцией, гидроокислами, органическим веществом и др.). Поэтому химический состав глинистых пород может изменяться в зависимости от условий их формирования. Ценную информацию об изменениях такого рода дают подвижные элементы-мигранты. Следует иметь в виду, что это может сильно осложняться такими факторами, как структурно-фациальные особенности бассейна седиментации, палеоклиматические условия, область питания и т. д.

Поэтому для создания геохимической модели изменения химического состава глинистых пород в зависимости от фациальных условий их формирования следует на первом этапе использовать осадочные породы, во-первых, единой структуры земной коры, во-вторых, конкретного типа литогенеза и, в-третьих, единого бассейна седиментации. В этом отношении удачным объектом являются глинистые породы нижнего мела Таджикской депрессии, типичные представители отложений аридного литогенеза межгорной впадины, формировавшиеся в континентальных, морских и лагунных условиях при постоянных областях сноса (Андреев, 1972).

Глинистые породы содержат значительную примесь обломочных материалов (иногда до 45%), представленных кварцем, гранатом, полевыми шпатами, слюдами, гематитом, ильменитом, цирконом и другими минералами, обломками пород. Тонкая фракция глинистых пород (мельче 0,001 мм) в основном сложена гидрослюдой и хлоритом; в сероцветных морских глинах, развитых в южных и западных частях территории, появляется смешанослойный минерал ряда хлорит — монтмориллонит. Вверх по разрезу количество гидрослюды и монтмориллонита уменьшается.

Корреляционный анализ распределения таких элементов, как стронций, барий, ванадий, лантан, иттербий и бор, показал, что глинистые:



Фиг. 1. Схема расположения изученных разрезов нижнемеловых отложений Таджикской депрессии

I — прибрежно-морские и морские отложения центральной части депрессии, разрезы: 1 — Каракуз, 5 — Окузбулак, 6 — Каратаг, 8 — Обикиик, 9 — Ширкент; II — континентальные отложения западной и северной окраины депрессии, разрезы: 3 — Хауз, 4 — Хандиза, 7 — Ходжа-Алишо, 10 — Лайрун, 13 — Тюбе-Гатан, 17 — Газ-Дагана; III — континентальные отложения восточной окраины депрессии, разрезы: 15 — Постақан, 16 — Ровика

породы Таджикской депрессии могут быть расчленены на три группы (фиг. 1): I — отложения центральной части депрессии, формировавшиеся в прибрежно-морских условиях; II — континентальные образования северной и северо-западной окраин депрессии, куда поступали продукты разрушения главным образом кислых (гранитоидных) пород Гиссарского хребта и Памиро-Алая; III — континентальные образования восточной окраины (фиг. 1), в формировании которых важную роль играл обломочный материал осадочно-эффузивных пород среднеосновного состава юго-западного Дарваза (Пачаджанов, Адамчук, 1973).

Для проверки гипотезы о зависимости химического состава глинистых пород от условий их формирования были использованы данные химического анализа 79 установленных средних проб, составленных для отдельных свит опробованных разрезов по методике А. Б. Ронова и В. М. Ратынского (1952).

Изученные породы близки по внешнему виду, но довольно неоднородны по химическому составу как в пределах одного разреза, так и в отдельных разрезах. В исследованных разрезах различие между образцами обычно наблюдается по одному, двум и реже трем компонентам. Для классификации глинистых пород был использован метод группирования классифицируемых объектов по множеству признаков (содержание петрогенных элементов) в многомерном пространстве (Шумаков и др., 1974; Адамчук и др., 1974; Ахмеров, Шумаков, 1974). Задача классификационного анализа заключалась в последовательном преобразовании матрицы «признак — объект» для получения упорядоченного графа на множестве рассматриваемых образцов осадочных пород по их химическому составу.

В результате применения данной методики глинистые породы нижнего мела депрессии разбились на три группы: А — аллювиальные, Л — лагунно-заливные и М — морские и прибрежно-морские. Следует отметить, что последняя группа точно отвечает группе I, выделенной по

Параметры распределения породообразующих элементов глинистых пород нижнего мела Таджикской депрессии

Компонент	$\bar{X}$	S	Доверитель- ный интервал	$\bar{X}$	S	Доверитель- ный интервал	$\bar{X}$	S	Доверитель- ный интервал
Прибрежно-морские (n = 31)				Лагунно-заливные (n=23)			Аллювиальные (n=25)		
SiO ₂	53,47	8,42	53,47±3,03	48,72	6,95	48,72±2,98	59,32	6,21	59,32±2,55
TiO ₂	0,50	0,18	0,50±0,06	0,45	0,15	0,45±0,06	0,54	0,17	0,54±0,07
Al ₂ O ₃	14,82	2,71	14,82±0,97	14,94	2,94	14,94±1,26	16,89	2,56	16,89±1,03
Fe ₂ O ₃	3,31	1,18	3,31±0,42	3,49	1,14	3,49±0,49	4,49	1,22	4,49±0,50
FeO	1,62	0,49	1,62±0,18	1,53	0,65	1,53±0,18	1,72	0,77	1,72±0,31
MnO	0,10	0,04	0,10±0,02	0,08	0,07	0,08±0,03	0,05	0,03	0,05±0,01
MgO	2,89	1,02	2,89±0,36	5,00	1,53	5,00±0,66	2,12	0,93	2,12±0,38
CaO	4,37	4,70	4,37±1,69	7,46	2,95	7,46±1,27	1,83	1,14	1,83±0,47
K ₂ O	2,82	0,66	2,82±0,24	2,44	0,45	2,44±0,49	2,76	0,66	2,76±0,27
Na ₂ O	0,92	0,26	0,92±0,09	0,84	0,32	0,84±0,13	0,84	0,41	0,84±0,17
P ₂ O ₅	0,18	0,04	0,18±0,02	0,15	0,06	0,15±0,03	0,13	0,03	0,13±0,01
CO ₂	6,50	2,65	6,50±0,95	6,12	2,98	6,12±1,27	3,05	1,66	3,05±0,65
H ₂ O	3,50	2,05	3,50±0,72	2,36	1,02	2,36±0,45	2,05	1,61	2,05±0,65
П. п. п.	4,00	—	—	2,30	—	—	2,85	—	—

Примечание. Доверительный интервал среднего рассчитан при уровне значимости 5%.

Таблица 2

Сравнение средних содержаний породообразующих компонентов глинистых пород нижнего мела Таджикской депрессии с помощью критерия Стьюдента

Компонент	Прибрежно-морские, лагунно-заливные	Прибрежно-морские, аллювиальные	Лагунно-заливные, аллювиальные
SiO ₂	2,27	2,99	2,44
Al ₂ O ₃	—	2,93	2,44
Fe ₂ O ₃	—	3,66	2,92
MnO	5,96	—	2,44
MgO	5,47	2,95	7,44
CaO	2,96	2,91	8,59
K ₂ O	—	2,47	—
P ₂ O ₅	2,57	6,77	—

Примечание. Для сталльных компонентов $t_{расч} > t_{0,05} = 2,01$.

ассоциации «стронций — барий — ванадий». Аллювиальные и лагунные образования встречаются как среди осадков II (северная и северо-западная окраины депрессии), так и III (восточная окраина депрессии) групп глинистых пород, выделенных по ассоциации «лантан — иттербий — бор» (Пачаджанов, Адамчук, 1973).

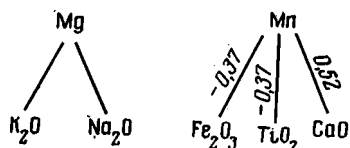
Для выделенных групп пород были рассчитаны с помощью ЭВМ «Мир-I» параметры распределения породообразующих элементов (табл. 1), проведено сравнение составов этих групп по критерию Стьюдента (t) (Пустыльник, 1968). От аллювиальных отложений к морским и далее лагунно-заливным наблюдается уменьшение концентраций SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ и Fe₂O₃ на фоне роста содержаний щелочных и щелочноземельных элементов. Наибольшее число «общих» образцов установлено для аллювиальных и морских отложений. Это, очевидно, обусловлено широким развитием дельтовых образований, формировавшихся в опресненной мелководной зоне, куда приносился обломочный материал рек.

Результаты проверки гипотезы о различии выделенных групп по их химическому составу (табл. 2) показывают, что «сквозными» информативными элементами являются Si, Mg и Ca. Кроме того, прибрежно-морские образования значимо могут быть отделены от лагунно-залив-

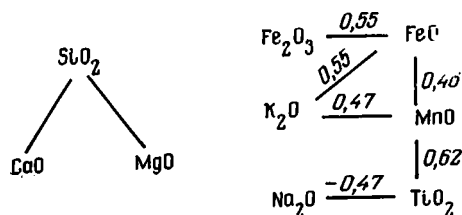
ных по содержанию MnO и P_2O_5 , а от аллювиальных — Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O . Al_2O_3 , Fe_2O_3 и Mn могут быть использованы и для расчленения глинистых пород на лагунно-заливные и аллювиальные фациальные типы.

Для формирования аллювиальных отложений важную роль играет механическая дифференциация осадочного материала. С переходом же к прибрежно-морским и лагунно-заливным фациям усиливается химическая дифференциация. Поэтому следует ожидать минимума корреляционных связей для аллювиальных глинистых пород, а максимума — для морских.

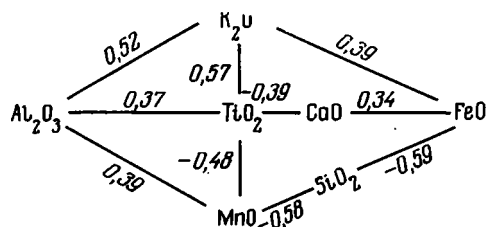
И действительно, для аллювиальных глинистых пород могут быть выделены две группы элементов ($r_{0,95}=0,381$):



Для лагунных образований ($r_{0,95}=0,420$):



И для морских ($r_{0,95}=0,350$):



Характер корреляционных связей свидетельствует, во-первых, об усилении химических преобразований с переходом от аллювиальных к лагунным и далее морским осадкам, подчеркивает, во-вторых, тот факт, что если в аллювиальных глинистых породах важную роль играет терригенная часть (ассоциация « $TiO_2 + MnO + CaO + Fe_2O_3$ »), то в лагунных — хемогенные осадки (ассоциация « $SiO_2 + CaO + MgO$ »), свидетельствует, в-третьих, о том, что для морских глинистых пород характерно максимальное количество значимых корреляционных связей для калия, что, вероятно, указывает на важную роль сорбционных процессов.

Таким образом, химический состав глинистых пород зависит от условий их формирования и может быть использован при их фациальном анализе. Полученные результаты относятся к нижнемеловому аридному литогенезу в целом. Однако геохимическая модель аридного литогенеза не может быть создана без выяснения закономерностей изменения химического состава глинистых пород в пространстве и времени.

Наиболее широко принятым является трехчленное деление нижнего мела Таджикской депрессии (Симаков, 1952; Шванов, 1962): валанжинготерив, баррем-апт и альб. Характер изменения химического состава

Таблица 3

Химический состав сводных проб глинистых пород разрезов нижнего мела
Таджикской депрессии по разрезам, %

Толща	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
Каракуз											
c	98,77	0,77	17,96	3,75	1,82	0,07	2,73	3,10	3,45	1,03	0,19
b	49,81	0,57	18,02	3,23	1,60	0,17	2,81	2,89	3,00	0,93	0,18
a	53,57	0,54	14,09	2,82	1,93	0,13	2,12	3,37	3,55	0,97	0,19
Окузбулак											
b	48,19	0,78	13,97	3,26	2,27	0,10	4,12	3,93	3,50	0,97	0,16
a	51,80	0,66	14,07	3,27	1,90	0,07	3,89	2,82	3,17	0,87	0,16
Карагай											
c	55,07	0,80	16,56	4,94	1,33	0,09	3,23	2,84	3,32	0,62	0,21
b	47,99	0,40	15,10	3,11	1,54	0,13	3,32	2,25	3,00	0,68	0,21
a	57,61	0,75	12,46	3,75	1,12	0,06	3,01	3,56	2,70	0,40	0,17
Обикинк											
a	48,37	0,42	13,26	2,65	1,63	0,24	3,48	3,51	2,52	1,00	0,17
Ширкент											
c	60,81	0,71	14,99	3,13	1,62	0,06	2,94	2,34	2,51	0,90	0,15
b	52,40	0,54	16,28	5,10	1,57	0,04	1,90	1,83	2,90	0,98	0,13
Хауз											
a	40,69	0,42	12,32	1,90	1,95	0,30	5,50	14,66	2,60	1,35	0,13
Хандиза											
c	58,65	0,96	17,77	6,04	1,55	0,03	1,57	1,26	2,15	0,73	0,11
b	56,40	0,83	13,41	3,21	1,19	0,07	3,03	8,74	1,50	1,12	0,17
a	58,05	0,77	14,61	1,74	0,83	0,08	4,75	6,04	2,00	0,77	0,15
Ходжа-Алишо											
c	52,07	0,40	16,37	2,09	2,32	0,15	4,94	6,58	2,37	0,64	0,12
b	51,82	0,42	20,90	5,01	2,86	0,10	4,52	2,08	2,90	0,65	0,15
a	62,89	0,23	11,83	2,06	1,50	0,07	1,26	1,56	2,43	0,63	0,13
Лайрун											
c	78,04	0,40	9,21	1,42	0,43	0,04	0,88	2,77	3,30	1,05	0,16
a	49,93	0,61	16,84	4,63	1,04	0,03	3,62	8,65	2,47	1,35	0,11
Тюбе-Гатан											
c	58,09	0,89	18,54	4,61	2,66	0,01	1,81	0,78	2,62	1,31	0,10
b	51,36	0,27	16,49	3,39	2,30	0,01	2,12	7,96	2,80	0,93	0,10
a	53,65	0,71	14,01	4,20	1,48	0,02	4,71	5,13	3,04	0,80	0,12
Газ-Дагана											
c	59,05	0,63	15,25	2,87	0,47	0,13	5,76	2,86	2,00	0,95	0,08
b	56,66	0,89	21,79	5,29	1,22	0,09	8,62	1,96	1,40	1,80	0,14
Постакан											
c	54,40	0,80	15,21	4,39	1,53	0,11	3,84	4,84	3,56	1,00	0,11
b	54,14	0,76	16,05	4,62	1,21	0,05	3,12	4,43	3,58	0,98	0,09
a	58,28	0,65	13,01	2,09	1,35	0,04	5,12	4,76	2,67	1,05	0,13
Ровика											
c	46,75	0,77	17,25	2,95	1,43	0,08	4,48	8,24	2,98	0,68	0,22
b	57,90	0,86	16,92	3,25	1,06	0,05	1,51	4,02	2,95	1,00	0,14
a	54,19	0,77	15,86	4,16	0,68	0,05	3,55	5,58	2,55	0,74	0,14

Примечание. a — валанжин-готерив, b — баррем-апт, c — альб.

Разрезы: центральной части депрессии — 1 — 5, северной окраины — 6 — 9, западной окраины — 10 — 11, восточной окраины — 12 — 13.

Анализы выполнены в Лаборатории геохимии и аналитической химии Института химии АН ТаджССР, аналитики М. Таштабанова и Н. Клепова.

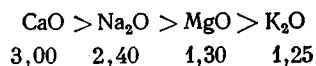
Некоторые геохимические отношения для глинистых пород нижнего мела
Таджикской депрессии

Толща	K/Na	Ca/Mg	$A = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2}$	$L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$
Каракуз				
c	3,33	1,12	2,61	5,78
b	3,22	1,03	2,69	5,17
a	3,66	1,59	3,07	5,35
Окузбулак				
b	3,65	0,95	2,68	3,85
a	3,63	0,99	2,88	4,39
Каратаг				
c	5,35	0,88	2,85	5,50
b	4,41	0,67	2,59	5,16
a	6,75	1,18	3,39	5,94
Обикиик				
a	2,52	1,01	2,93	4,61
Ширкент				
c	2,79	0,79	3,23	6,98
b	2,88	0,98	2,40	6,88
Хауз				
a	1,92	2,68	2,78	1,68
Хандиза				
c	2,98	0,68	2,37	10,27
b	1,34	2,88	3,24	3,91
a	2,58	1,27	3,39	4,26
Ходжа-Алишо				
c	3,70	1,33	2,75	3,58
b	4,46	0,46	1,97	5,08
a	3,96	1,23	4,46	10,48
Лайрун				
c	3,13	3,15	7,09	9,75
a	1,83	2,38	2,22	3,06
Тюбе-Гатан				
c	2,00	0,43	2,42	8,93
b	2,86	3,78	2,57	3,67
a	3,80	1,09	2,82	3,88
Газ-Дагана				
c	2,10	0,50	3,15	5,13
b	0,80	0,23	2,03	4,14
Постакан				
c	3,56	1,26	2,66	4,88
b	3,60	1,40	2,54	4,50
a	2,53	0,93	3,70	4,60
Ровика				
c	4,98	1,84	2,23	2,85
b	2,95	2,68	2,76	6,81
a	3,44	1,58	2,60	4,40
В целом:				
Прибрежно-морские	3,06	1,50	2,88	4,86
Лагунно-заливные	2,90	1,49	2,79	3,10
Аллювиальные	3,28	0,88	2,36	6,96

Примечание. a, b, c — см. в табл. 3.

сводных проб (рассчитанных по средним установленным пробам отдельных свит) (табл. 3) показывает, что режим осадкообразования был очень изменчив в пространстве и времени.

Щелочные и щелочноземельные элементы при выветривании характеризуются самой высокой подвижностью среди остальных петрогенных элементов. Их ряд подвижности (Полынов, 1956) (относительная подвижность):



Поэтому следует ожидать, что в аллювиальных отложениях отношение K/Na будет минимальным. Кроме того, так как ион K^+ слабо гидратируется и его кажущийся объем в 3 раза меньше объема Na^+ (Мило, 1968), то, вероятно, с переходом к прибрежно-морским и лагунно-заливным фациям глинистых пород это отношение будет расти. И действительно, для аллювиальных глинистых пород в целом $\text{K}/\text{Na} = 3,28$, для прибрежно-морских — 3,06 и лагунно-заливных — 2,90. Вместе с тем для отдельных разрезов это отношение сильно колеблется (табл. 4).

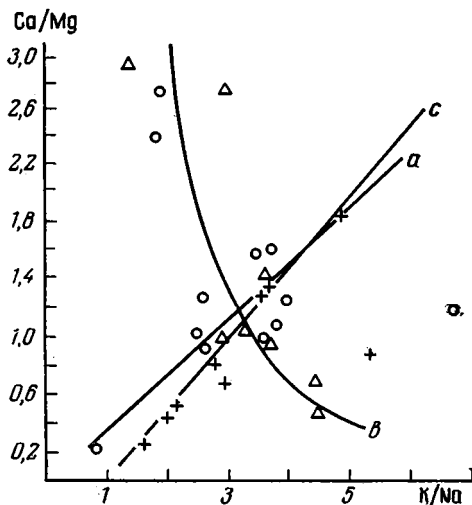
Минимальное значение отношения K/Na установлено для аллювиальных образований баррем-апт Газ-Даганы — 0,80, максимальное — для прибрежно-морских отложений валанжин-готеривского возраста разреза Каратаг — 6,75. В целом же, за исключением разреза Каратаг, прибрежно-морские глинистые породы центральной части депрессии характеризуются наиболее устойчивым отношением K/Na — от 2,5 до 3,6. Для них величина этого отношения со временем мало меняется, в то же время пространственный фактор оказывает более сильное влияние. Это может быть связано со степенью удаленности от береговой линии. Так, глинистые породы наиболее мористого разреза Окузбулак характеризуются величиной отношения K/Na 3,63 и 3,65 для валанжин-готерива и баррем-апта соответственно. Породы разреза Каратаг, очевидно, формировались в условиях интенсивного выноса Na^+ в глубь морского бассейна, чем может быть обусловлено большое значение величины отношения K/Na в них.

Аллювиальные глинистые породы окраин депрессии обнаруживают значительные колебания в величине отношения K/Na . В этом случае проявляется влияние как пространственного, так и временного факторов. В частности, для пород восточной окраины характерны более высокие значения этого отношения — до 3—4, в остальных — около 1,8—2,5. Это может быть обусловлено длиной пути миграции. Так, для восточной окраины, согласно геологическим данным (Андреев, 1972), области питания более удалены. Кроме того, сюда поступал обломочный материал, образующийся при разрушении эффузивно-осадочных (существенно карбонатных) пород юго-западного Дарваза, характеризующихся более высокими значениями отношения K/Na .

В целом глинистые породы валанжин-готерива западной и северной окраин депрессии обнаруживают минимальные значения отношения K/Na — от 0,8 до 2,5, так как в сложении его нижней толщи большую роль играют песчано-гравийные породы (Вахрамеев и др., 1936). В баррем-апте отношение K/Na увеличивается до 2,8—2,9, а в альбе северной окраины депрессии величина отношения K/Na близка к 3, однако на западе (разрезы Тюбе-Гатан и Газ-Дагана) оно порядка 2. Лагунно-заливные образования восточной окраины депрессии характеризуются самыми высокими значениями отношения K/Na — от 3 до 5.

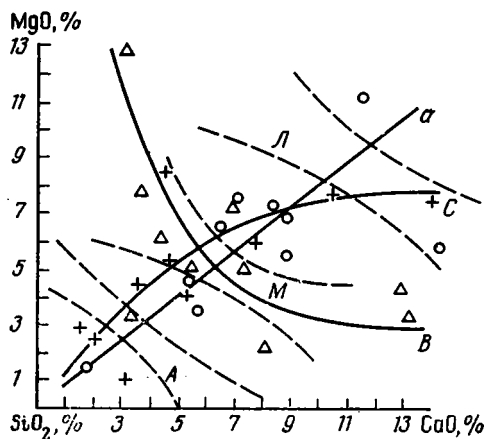
Как известно (Мило, 1968; Виноградов, Ронов, 1956), для известняков это отношение равно 7,7, поэтому следует ожидать, что увеличение отношения K/Na должно сопровождаться ростом отношения Ca/Mg , так как в аридных условиях усиление процесса карбонатизации идет в

Фиг. 2. Зависимость отношений K/Na и Ca/Mg для глинистых пород нижнего мела Таджикской депрессии
 a, b, c — см. в табл. 3

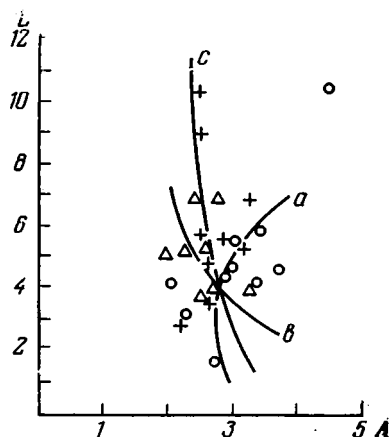


Фиг. 2

Фиг. 3. Характер изменения состава глинистых пород нижнего мела Таджикской депрессии в системе $CaO-MgO-SiO_2$
Фации: A — аллювиальные, M — прибрежно-морские, L — лагунно-заливные
 a, b, c — см. в табл. 3.



Фиг. 3



Фиг. 4

основном за счет хемогенного осаждения пелитоморфного кальцита (Страхов, 1963).

И действительно, нижнемеловые глинистые породы Таджикской депрессии в целом обнаруживают для валанжин-готерива и альба прямую зависимость между этими отношениями (фиг. 2). Обратная зависимость между отношениями K/Na и Ca/Mg в баррем-апте, по-видимому, может быть объяснена максимальной аридизацией и широким развитием в это время при формировании глинистых пород прибрежно-морских условий, сопровождающихся интенсивным образованием монтмориллонита. Кроме того, некоторый разброс данных по величине отношения Ca/Mg , возможно, связан с тем, что наряду с карбонатизированными глинистыми породами в нижнем мелу широким развитием пользуются и загипсованные глины (Вахрамеев и др., 1936).

Еще более четко характер изменения концентраций CaO и MgO в процессе формирования глинистых пород может быть прослежен в координатах системы $SiO_2-CaO-MgO$ (фиг. 3). Для баррем-апте обнаруживается обратная зависимость между концентрациями CaO и

MgO. Если на эту диаграмму нанести 95%-ные доверительные области средних содержаний CaO и MgO, то оказывается, что основная часть фигуративных точек глинистых пород баррем-апта лежит в области прибрежно-морских фаций и лишь единичные образцы могут быть отнесены к аллювиальным и лагунно-заливным фациям. Кроме того, эти данные показывают, что в седиментационном цикле Ca подвижнее Mg; об этом свидетельствует угол наклона корреляционных линий для валанжин-готерива и альба, который меньше 45° (см. фиг. 3).

По классификации Б. Б. Полюнова (1956), кремнезем относится к умеренно подвижным и даже инертным. Следовательно, можно ожидать, что от аллювиальных к прибрежно-морским и лагунно-заливным глинистым породам величина $A = \text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ будет увеличиваться. И действительно, в целом для аллювиальных отложений это отношение равно 2,36, а для лагунно-заливных и прибрежно-морских — 2,79 и 2,88 соответственно (см. табл. 4).

И здесь (фиг. 4), как и в системе $\text{SiO}_2\text{—CaO—MgO}$, наблюдается тенденция различного поведения SiO_2 , щелочных и щелочноземельных элементов. Эти данные свидетельствуют и о том, что в аридном литогенезе Ti и, возможно, Fe (III) нельзя рассматривать как совершенно неподвижные элементы; особенно это относится к породам баррем-апта и альба.

Отношение $L = \text{SiO}_2/(\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, по-видимому, будет уменьшаться от аллювиальных отложений к прибрежно-морским и лагунно-заливным, поскольку щелочноземельные элементы подвижнее SiO_2 .

Для нижнемеловых глинистых пород установлено, что L аллювиальных фаций равно 6,96, прибрежно-морских — 4,86 и лагунно-заливных — 3,10 (см. табл. 4). Колебания величины L могут дать косвенные сведения о вещественном составе размываемых пород областей питания. Как показали экспериментальные исследования (Педро, 1971), в случае обработки гранита и базальта чистой водой L фильтрата равно 5,4 и 3,5, а при обработке их водой с CO_2 — 3,5 и 1,9 соответственно.

Изменения величины L в континентальных отложениях окраин депрессии (1,68—4,60) показывают, что в валанжин-готериве при формировании пород разрезов Хауз, Лайрун, Тюбе-Гатан, Газ-Дагана, Постакан и Ровика обломочный материал поступал за счет размыва пород среднеосновного состава. Это могли быть юрские осадочные породы северного и западного и триас-юрские эффузивно-осадочные породы восточного обрамлений депрессии. Для северо-западного обрамления можно допустить размыв карбонатных толщ. В баррем-апте денудация захватывает более кислые породы (песчаники юры, гранитоиды Гиссарского плутона), в альбе с севера и запада, очевидно, поступали в основном продукты разрушения гранитоидных пород ($L=5\text{—}10$), а с востока по-прежнему основная масса обломочного материала поступала за счет разрушения осадочно-эффузивных толщ Юго-Западного Дарваза ($L=2,9\text{—}4,9$).

Для оценки миграционной подвижности петрогенных элементов, сравнивая их концентрации на окраине бассейна и в местах аккумуляции материалов, можно рассчитать ориентировочные коэффициенты миграции (K_i):

$$K_i = \frac{a-b}{b} + C,$$

где a — содержание элемента в пробе, b — его средняя концентрация в аллювиальных отложениях, C — постоянная суммирования, вводимая для устранения отрицательных значений K_i (в нашем случае равная 3). Согласно этой формуле для прибрежно-морских глинистых пород мигра-

ционный ряд (по коэффициентам миграции) имеет следующий вид:

$$\text{Ca} > \text{Mn} > \text{P} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{K} > \text{Fe (II)} > \text{Ti} > \text{Si} > \text{Al} > \text{Fe (III)}$$

$$K_i \ 1,69 \ 1,30 \ 0,69 \ 0,60 \ 0,40 \ 0,34 \ 0,24 \ 0,23 \ 0,20 \ 0,18 \ 0,05$$

Для глинистых пород лагунно-заливных фаций:

$$\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Mn} > \text{P} > \text{Na} > \text{Fe (II)} > \text{Al} \approx \text{K} > \text{Ti} > \text{Si} > \text{Fe (III)}$$

$$K_i \ 3,38 \ 1,60 \ 0,90 \ 0,45 \ 0,30 \ 0,19 \ 0,18 \ 0,18 \ 0,13 \ 0,12 \ 0,08$$

Эти ряды отличаются от рядов подвижности в корах выветривания увеличением подвижности Ti и Al относительно Si в прибрежно-морских и лагунно-заливных условиях.

Как было показано выше, максимальная аридизация климата в баррем-апте сопровождалась и наиболее широким площадным развитием прибрежно-морских фаций. Следовательно, можно допустить, что подвижность как Ti, так и Al усиливается с аридизацией климата, особенно в прибрежно-морских условиях. Кроме того, эти данные показывают, что если Ca и Mg преимущественно концентрируются в лагунно-заливных фациях, то Mn и P — в прибрежно-морских. В обоих рядах наиболее инертным оказалось Fe (III). В то же время нижнемеловые образования Таджикской депрессии являются типичными представителями красноцветных терригенных формаций. По-видимому, их окраска может быть обусловлена мелководным характером нижнемелового бассейна и отсутствием органики (содержание $C_{орг}$ в глинистых породах составляет 0, $n=0,0$ $n\%$) вследствие окисления Fe на месте.

При мобилизации таких элементов, как Al и Ti, независимо от состава размываемых пород большое влияние на их подвижность оказывает окислительно-восстановительная обстановка (Махнач, Левых, 1973).

Следует ожидать, что в седиментационном процессе миграционная подвижность Al и Ti будет зависеть от Eh среды. Это можно проверить с помощью корреляционного анализа отношений окислов Al и Ti к $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ для трех возрастных интервалов нижнемеловых глинистых пород депрессии. Данные расчета (табл. 5) показывают, что содержание

Таблица 5

Колебание средних содержаний Al_2O_3 , TiO_2 и отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в глинистых породах нижнего мела Таджикской депрессии

Толща	Al_2O_3 , %	TiO_2 , %	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	Коэффициент корреляции	
				$\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	$\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$
a	13,85	0,59	2,51	0,45	0,63
b	16,89	0,63	2,59	0,00	0,60
c	15,91	0,71	2,86	-0,40	-0,20

Примечание. a, b, c — см. в табл. 3.

Al_2O_3 , TiO_2 закономерно изменяется с колебанием величины отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Парные коэффициенты корреляции наглядно показывают, что подвижность Al и особенно Ti в седиментационном цикле зависит от Eh среды. Различное поведение этих элементов в баррем-апте становится понятным, если обратиться к ранее выведенным рядам миграционной подвижности для прибрежно-морских и лагунно-заливных условий. В прибрежно-морских условиях Al инертнее Ti. Гумидизация климата (конец альба) качественно одинаково влияет на зависимость их подвижности от Eh среды, оказывая более сильное влияние на миграцию Al.

ВЫВОДЫ

1. Химический состав глинистых пород зависит от фациальных условий их формирования и может быть использован для их расчленения статистическими методами.

2. Миграционная подвижность петрогенных элементов зависит не только от фациальных, но и от палеоклиматических условий седиментации.

3. Незначительный временной тренд содержаний элементов и геохимических отношений в глинистых породах обусловлен сравнительно постоянными палеоклиматическими условиями в небольшой период времени. Более значительный пространственный тренд, отражающий зависимость состава осадочных пород от фациальных условий их формирования.

4. Наиболее четко условия осадкообразования сказываются на распределении ассоциации SiO_2 — CaO — MgO .

5. В аридном литогенезе химическая дифференциация осадочного материала играет важную роль, усиливаясь с переходом от аллювиальных к прибрежно-морским и лагунно-заливным условиям.

6. В целом миграционные ряды кор выветривания сохраняются и в седиментационном процессе. Наиболее существенные изменения подвижности претерпевают Al, Ti, Si.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н., Шумаков В. Г. Фациальное расчленение глинистых пород по их химическому составу.— В сб.: «Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд», ч. 1, М., Изд-во ВИЭМС, 1974.
- Андреев Ю. Н. История геологического развития Афгано-Таджикского бассейна в раннем мелу.— Тр. ВНИГНИ, Тадж. отд. «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана». Душанбе, 1972, вып. 133, сб. 4.
- Ахмеров Ф. Р., Шумаков В. Г. Результаты применения одного из методов классификационного анализа для разделения пород Гармского кристаллического массива.— Сов. геол., 1974, № 9.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы.— Геохимия, 1956, № 2.
- Махнач А. С., Левых Н. Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1973.
- Мило Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П. О расчленении глинистых пород нижнего мела Таджикской депрессии по малым химическим элементам.— Тр. ВНИГНИ, Тадж. отд. «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана». Душанбе, 1973, вып. 142, сб. 5.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971.
- Польнов Б. Б. Геохимические ландшафты.— В кн.: Избранные труды АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., «Наука», 1968.
- Ронов А. Б., Ратынский В. М. Метод установленных средних проб.— Докл. АН СССР, 1952, т. 86, № 4.
- Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. М., Гостоптехиздат, 1952.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1961—1963.
- Шванов В. Н. Вопросы литологии и палеогеографии. Палеогеография Западного Таджикистана в раннем мелу.— Уч. зап. ЛГУ, 1962, № 310, вып. 12.
- Шумаков В. Г., Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н., Валиев Ю. Я. Алгебраический метод классификации геохимических данных.— Химия в Таджикистане, 1974, 145.

УДК 551.8 : 551.43 (574.3)

РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (УЛУТАУ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

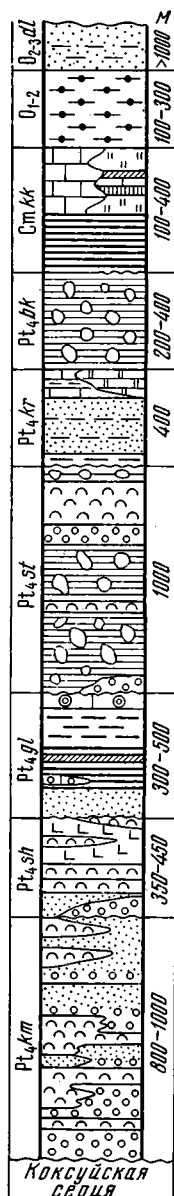
Т. Н. ХЕРАСКОВА

Рассмотрены строение и условия образования формаций начальных этапов развития геосинклинальных прогибов со слабым проявлением вулканизма на примере Байконурского синклинория. Дана характеристика вулканогенно-терригенной, терригенно-кремнистой фосфатоносной, спаргмитовой (поздний докембрий) и карбонатно-кремнистой фосфатоносной (кембрий) формаций. Показано, что приуроченные к этим формациям рудопроявления фосфора распространены вдоль зон крупных конседиментационных разломов и имеют эксгальационно-осадочный генезис.

Изучение особенностей состава, условий образования формаций Байконурского синклинория представляет интерес, так как набор развитых здесь формаций типичен для многих палеозойских геосинклиналей со слабым проявлением начального магматизма. Так, сходные ряды раннегеосинклинальных формаций имеются в Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня, в Большом Каратау, Западном Прибалхашье и других регионах. Распространенные в Байконурском синклинории кремнистые формации содержат рудопроявления алюмофосфатов, ванадия и бария, поэтому выяснение условий накопления этих формаций имеет также и практическое значение.

Байконурский синклинорий принадлежит складчатой системе Улутау, протягивающейся в меридиональном направлении в западной части каледонид Центрального Казахстана. На востоке синклинорий по системе крупных разломов граничит с Майтубинским антиклинорием, сложенным метаморфизованными и частично гранитизированными породами докембрия. Западное ограничение Байконурского синклинория скрыто под покровом кайнозойских отложений Тургайской синеклизы. Стратиграфия отложений Байконурского синклинория разработана благодаря исследованиям А. В. Волина; позднее Л. И. Боровикова (1955), А. Л. Книппера (1963), В. М. Добрынина, Е. М. Сигитовой (1962), Г. Х. Ергалиева (1965), Ю. А. Зайцева, Т. Н. Херасковой (1971) и др.

В структуре Байконурского синклинория обособляются восточное крыло, осевая часть и западное крыло, играющие роль структурно-фациальных зон второго порядка. Наиболее полный, но малый по мощности разрез отложений, выполняющих синклинорий, имеется на его восточном крыле (фиг. 1). Здесь на вулканитах липаритового состава и подчиненных им диабазах и туффитах, образующих наземную порфиоровую формацию (кокусуйская серия верхнего рифея), несогласно залегают вулканогенно-осадочные породы акбулакской серии, фосфатоносные кремнистые сланцы и терригенные породы улутауской серии, рассматриваемые как аналоги терминального рифея или венда в широком его понимании (Келлер и др., 1974), а затем карбонатно-кремнистые фос-



Фиг. 1. Сводный стратиграфический разрез Байконурского синклинория (по Ю. А. Зайцеву, Т. Н. Херасковой): 1 — конгломераты; 2 — тиллоподобные конгломераты; 3 — песчаники; 4 — туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туффиты, туфы альбитофиров; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — оолитовые известняки; 8 — окремненные оолитовые известняки; 9 — углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые ванадиеносные сланцы и фтаниты; 10 — глинистые сланцы; 11 — баритовые породы; 12 — фосфориты и алюмофосфаты; 13 — баритовые и фосфатные углисто-глинисто-кремнистые сланцы; 14 — диабазы; 15 — кремнистые аргиллиты, яшмы, фтаниты; 16 — алевролиты, аргиллиты. Вендский комплекс: акбулакская серия (свиты: кумкудукская, Pt_{4km} ; шилесайская, Pt_{4sh}); улутауская серия (свиты: жалтауская, Pt_{4gl} ; сатанская, Pt_{4st} ; курайлинская, Pt_{4kr} ; байконурская, Pt_{4bk}). Кембрийская система (кокतालская свита, $Cmkk$). Ордовикская система (свиты: ащилысайская и карасуирская, O_{1-2} ; дулыгайинская, O_{2-3dl})

фатонные отложения кембрия. Последние повсюду согласно сменяются кремнистой, а выше песчано-сланцевой толщей ордовика. На западном крыле Байконурского синклинория образования вендского комплекса, по-видимому, также залегают на вулканитах кремнекислого состава позднерифейского возраста, вскрываемых единичными скважинами и присутствующих в галке конгломератов спаргмитовой формации. Основание разреза в осевых частях Байконурского синклинория не установлено. Однако, по геофизическим данным, здесь предполагается наличие мощного комплекса вулканитов базальтового состава, по-видимому, позднерифейско-вендских.

Формационный ряд Байконурского синклинория представлен следующими формациями (Зайцев, Хераскова, 1971): базальной вулканогенно-терригенной; терригенно-кремнистой фосфатной, спаргмитовой позднекембрийской; карбонатно-кремнистой фосфатной кембрийской; яшмо-сланцевой и флишоидной терригенной ордовикскими. Формации понимаются в соответствии с определением, данным Н. С. Шатским в 1945 г. (Шатский, 1965), Н. П. Херасковым (1952, 1967). Гра-

ницы выделенных формаций большей частью совпадают с теми или иными стратиграфическими подразделениями, так как стратиграфическое расчленение венда и кембрия проведено в основном по литологическим признакам. Исследованный район принадлежит единой структурно-фацальной зоне и здесь почти не наблюдается латеральных замещений формаций.

Базальной вулканогенно-терригенной формации отвечает акбулакская серия. Распространена формация вдоль восточного крыла Байконурского синклинория. По направлению к осевой части Майтубинского антиклинория она выклинивается, а в центральных частях Байконурского синклинория, видимо, замещается толщей вулканитов основного состава, предполагаемых по геофизическим данным. Верхняя и нижняя границы формации выражены отчетливо: она несо-

Таблица 1

Химический состав пепловых туфов и кремнистых туффитов акбулакской серии

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма, %	H ₂ O
3/8	77,26	0,53	0,14	9,42	1,71	3,08	Следы	0,39	2,52	3,58	1,14	0,17	99,94	0,18
15/1	76,90	0,37	0,05	11,68	1,13	2,30	»	0,39	0,72	3,51	1,80	0,75	99,60	0,19
15/3	57,18	1,58	0,45	17,09	1,77	5,22	»	2,08	2,86	6,55	1,80	2,51	99,09	0,20
3/1	70,19	0,70	0,19	13,33	2,72	2,09	»	0,26	1,62	5,28	2,78	0,17	99,33	0,22
30/2	78,94	0,40	0,05	11,20	1,75	1,01	»	Следы	1,18	3,24	2,10	0,70	100,57	0,22
18/3	78,62	Следы	0,05	10,18	2,99	1,66	»	»	1,08	5,14	0,12	0,06	99,90	0,21
17/1	80,76	0,30	0,04	11,31	0,48	1,15	»	»	0,54	4,87	0,90	0,39	100,74	0,25
20/4	80,23	0,31	0,06	9,94	2,64	0,86	»	0,26	1,08	4,52	0,36	0,49	100,75	0,21

гласно залегает на размытой поверхности позднерифейской порфировой формации и в свою очередь несогласно перекрывается терригенно-кремнистой фосфатоносной формацией.

Главными членами формации являются две группы пород: осадочные терригенные (около 60%); вулканогенно-осадочные и вулканогенные (около 40%). Среди осадочных преобладают грубозернистые разности: конгломераты, разнозернистые, грубозернистые песчаники. Алевролитов, аргиллитов очень мало. Во второй группе пород наиболее распространены вулканогенно-осадочные и пирскластические дацитового и липаритового состава, преимущественно мелко- и тонкообломочные. Эффузивов — диабазов меньше. Следует отметить высокое содержание Na в составе пирокластических пород и их высокую кремнекислотность, часто за счет примеси хемогенного кремнезема (табл. 1).

Для диабазов характерно повышенное содержание щелочных элементов, главным образом K (до 1,5—2%), а также TiO₂ и иногда P (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав диабазов акбулакской серии, р. Сарыбулак

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма, %
3004/1	48,53	2,99	1,30	13,99	3,34	8,76	0,24	4,96	8,05	3,18	2,06	—	2,59	0,25	100,24
3005/1	48,89	2,98	0,43	16,97	3,55	7,68	0,28	4,50	7,73	3,02	1,56	—	2,55	0,12	100,14
617*	49,51	2,60	1,07	15,10	3,76	8,32	0,25	4,78	6,65	3,50	1,30	—	<0,1	2,23	99,07
618*	44,24	4,87	1,35	17,79	3,48	11,23	0,30	5,90	6,25	3,30	1,60	0,1	0,1	3,31	100,62

Пересчет по А. Н. Заварицкому

s	a	c	b	Q	c'	m'	f'	n	φ	t	$\frac{a}{c}$
62	10,8	4,6	22,2	1,8	6,5	39,8	53,7	70,7	13,6	4,5	2,4
61,5	9,3	7,4	21,9	3,0	11,55	37,0	51,5	74,4	14,8	4,4	1,2
61,1	10,03	5,5	23,2	3,3	12,5	36,4	51,1	80,4	14,4	3,8	1,8
57,0	10,10	5,3	27,6	11,5	9,4	37,8	52,7	75,8	11,3	7,6	1,9

* По данным Ю. М. Рощина.

Породы вулканогенно-терригенной формации в основном зеленые, буровато-зеленые и серые, красных значительно меньше. Мощность формации около 1500 м.

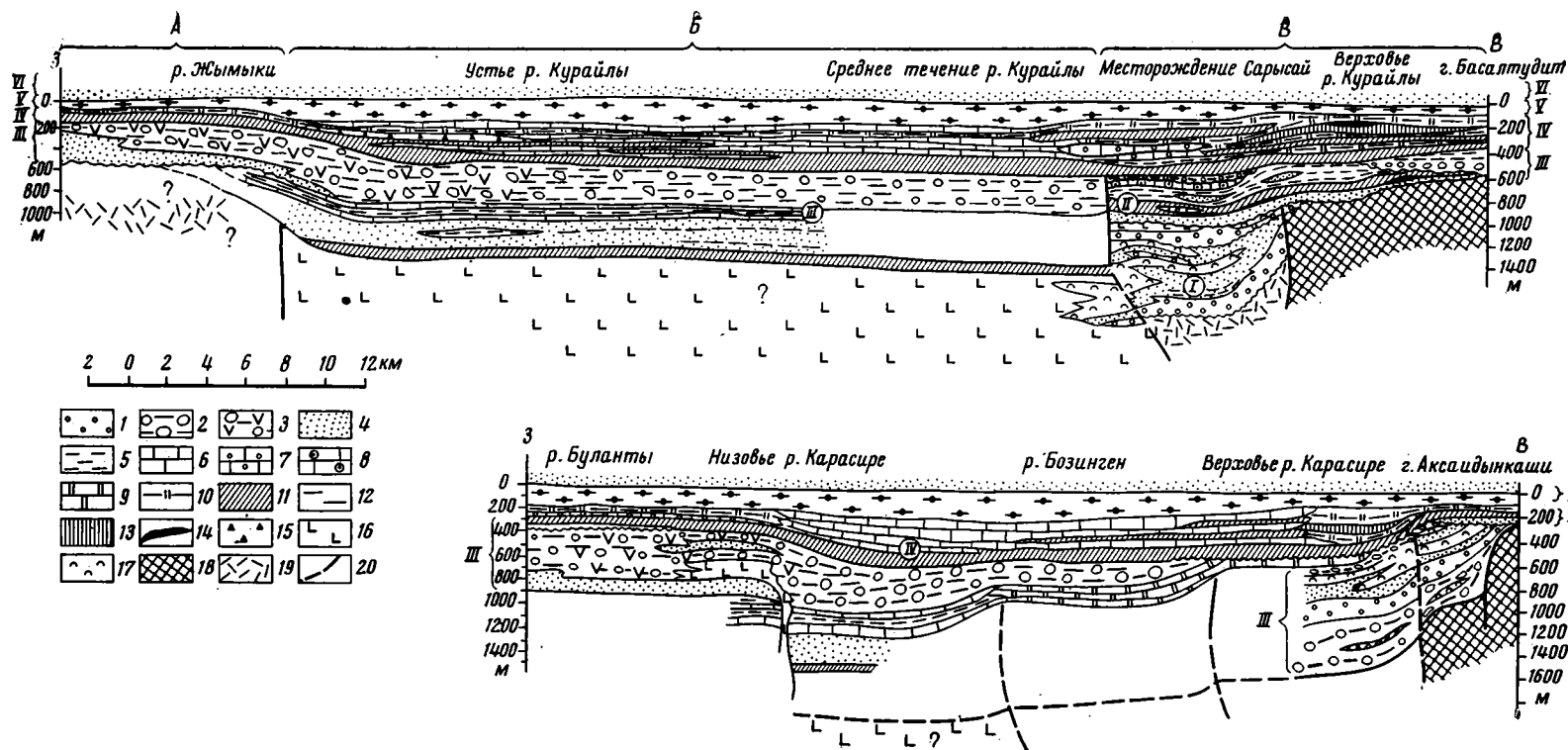
Для вулканогенно-терригенной формации характерно ритмичное строение. Выделены ритмы с участием осадочных и вулканогенно-осадочных пород. В различных типах ритмов представлены парагенезы пород, сформировавшиеся в результате двух различных процессов: вулканогенного и осадочного. В ходе осадконакопления оба эти процесса тесно переплетались, вследствие чего помимо собственно вулканических (пирокластических и пирокласто-кремнистых) и осадочных (терригенных) пород возникли более сложные образования вулканогенно-осадочного генезиса. Наиболее типична многоступенчатая, направленно изменяющаяся ритмичная слоистость. В нижних частях макро-ритмов и в нижней части формации преобладают грубообломочные терригенные породы с нечеткой грубой волнистой слоистостью; в верхних частях макро-ритмов и в верхней части формации — тонкослоистые, горизонтально-слоистые мелкозернистые туфогенные, туфогенно-обломочные и туфогенно-кремнистые породы.

Для обломочных пород формации характерна отсортированная слоистость со следами размыва неконсолидированного осадка, послыжными оползаниями тонкозернистых туфоалевролитов. Терригенный материал, особенно грубый, хорошо окатан и состоит преимущественно из обломков липаритовых порфиров подстилающей порфировой формации. Пирокластическая кремнекислородная состава несет следы обработки и переноса в условиях водной среды: породы обладают тонкой градационной слоистостью, имеется примесь хорошо окатанных песчаных зерен.

Вулканогенно-терригенная формация фиксирует начальные стадии развития Байконурской геосинклинали (фиг. 2), точнее, краевые части этой геосинклинали, формирующиеся в условиях интенсивного прогибания и опускания древнего докембрийского складчатого основания. Накоплению вулканогенно-терригенной формации предшествовала, видимо, стадия заложения геосинклинали, сопровождавшаяся мощными излияниями базальтовых лав в центральных частях Байконурского геосинклинального трога и формированием порфировой формации вдоль краевых расколов в пределах континентальной глыбы Майтубинского антиклинария (Зайцев, 1968).

Во время накопления вулканогенно-терригенной формации базальтовые излияния, видимо, продолжались в осевой зоне геосинклинали. В ее восточной краевой части первоначально шел размыв горного рельефа, сформировавшегося при накоплении порфировой формации. В мелководных прибрежно-морских условиях трансгрессирующего бассейна образуются мощные толщи конгломератов, состоящие из галек пород порфировой формации, среди которых преобладают разности, непосредственно подстилающие конгломераты. Четливо проявлен тектонический уступ в зоне сочленения Байконурской геосинклинали и Майтубинского поднятия — восточнее этой зоны в составе формации появляются красные породы, резко сокращается ее мощность вплоть до полного выклинивания (фиг. 2). По мере нивелировки рельефа величина зерен терригенного материала и его количество уменьшаются. Одновременно увеличивается глубина бассейна, исчезают косослоистые и красные разности пород.

Грубая ритмичная слоистость терригенных частей разреза связана, видимо, с неравномерностью прогибания восточного крыла Байконурской геосинклинали. Одновременно с накоплением обломочных терригенных пород проявилась вулканическая деятельность, усилившаяся с течением времени и подавившая терригенную седиментацию. Преобладал вулканизм центрального типа с высоким коэффициентом эксплозивности. Развитие градационной ритмичной слоистости среди пирокластических пород, следы их осаднения в условиях неспокойной водной среды заставляют предполагать значительную роль при их формировании суспензионных турбидитных потоков. Частично ритмичная слоистость связана с



Фиг. 2. Фациальные профили вендских и нижнепалеозойских отложений

1 — конгломераты; 2 — тиллипоподобные конгломераты; 3 — тиллипоподобные конгломераты с туфитовым цементом; 4 — песчанники; 5 — углисто-глинистые сланцы и филлиты; 6 — известняки; 7 — оолитовые известняки; 8 — окремненные оолитовые известняки; 9 — доломиты; 10 — кремнисто-глинистые сланцы; 11 — кремнистые сланцы и фтаниты; 12 — темно-зеленые глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые аргиллиты и яшмы; 13 — кварц-баритовые породы; 14 — фосфориты и алюмофосфаты (вне масштаба); 15 — карбонатные брекчии; 16 — диабазы; 17 —

туфиты, туфопесчанники, туфоалевролиты; 18 — метаморфические породы раннего докембрия; 19 — вулканиты коксуйской серии (порфировая формация); 20 — предполагаемые линии конседиментационных разрывов; формации: I — вулканогенно-терригенная, II — терригенно-кремнистая фосфатоносная, III — спаргамитовая, IV — карбонатно-кремнистая фосфатоносная, V — яшмово-сланцевая, VI — флишондная терригенная; Байконурский синклиниорий: А — западное крыло, Б — центральная часть, В — восточное крыло, смежное с Майтубинским антиклинорием

периодичностью вулканической активности. В конечные этапы образования формации произошли трещинные излияния базальтов, связанные с усилением движений по разломам, ограничивающим Байконурскую геосинклиналь.

Вулканогенно-терригенная формация по составу вулканогенных членов близка к группе вулканогенно-осадочных формаций начальных этапов развития геосинклиналей с преобладанием вулканокластических отложений.

В краевых частях геосинклиналей, зонах сочленения с прилегающими континентальными блоками земной коры, в составе формации появляется большое количество терригенного материала, а среди вулканогенных пород наряду с базальтоидами фиксируются кремнекислые разности. В центральных частях геосинклинальных трогов кремнекислые разности пород исчезают, уменьшается количество терригенных пород, начинают преобладать лавовые и пирокластические образования базальтового состава. Вулканогенно-терригенная формация здесь по составу близка яшмово-диабазовой формации. Подобное строение вулканогенно-терригенная формация приобретает в районе Ишимской Луки на северном продолжении Байконурского синклинория (верхняя часть братолюбовской серии, описанной О. В. Минервиным, 1972). Структурная приуроченность формации к краевым частям геосинклинальных трогов обуславливает специфику вулканогенных членов — несколько повышенную их калийность и титанистость. На крупных геоантиклинальных поднятиях и срединных массивах вулканогенно-терригенной формации может быть синхронна базальная терригенная формация (например, байэпишнская и кенелинская свиты Актауско-Джунгарского срединного массива).

Терригенно-кремнистой фосфатоносной формации отвечает жалтауская свита. Ее выходы приурочены к восточному крылу синклинория. Главными членами формации являются углисто-глинистые сланцы, филлиты, в том числе пиритоносные, углисто-кремнистые сланцы; второстепенными — кварцевые песчаники и гравелиты, алюмофосфаты (P_2O_5 11—33%; Al_2O_3 2,5—11,6%), карбонатные породы, содержащие местами до 4,7% Mn.

Характерны кремнистые метасоматиты по известнякам и алюмофосфатам. Все породы, исключая карбонатные и песчаники, содержат значительные количества P_2O_5 (0,3—1%); углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы обогащены V и другими редкими металлами. Мощность формации 150—300 м.

В обстановке слабого привноса терригенного преимущественно глинистого материала и замедленного осадконакопления образовывались фосфатоносные и ванадиеносные осадки. Бассейн осадконакопления был, по-видимому, мелководным, о чем свидетельствует наличие оолитовых известняков в средней и верхней частях формации. Прослой отмытых кварцевых песчаников со струйчатой слоистостью в средней и верхней частях формации свидетельствуют о значительной роли течений. На начальных этапах формирования был отчетливо проявлен тектонический уступ в зоне сочленения Байконурского синклинория и Майтубинского антиклинория. К востоку от этой зоны в основании формации развиты грубозернистые песчаники и гравелиты (25—50 м), западнее — мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы (120 м).

Алюмофосфаты и кремнистые сланцы слагают пласти в средней части толщи углисто-глинистых сланцев. При этом не наблюдается сколько-нибудь заметного изменения состава сланцев, залегающих ниже этого горизонта, в нем или выше. Повсюду они состоят из гидрослюда и хлорита, развившихся по аллотигенному биотиту. Наиболее крупные проявления алюмофосфатов (месторождение Сарысай, участок юго-западнее горы Басалтуйт) находятся в зоне сочленения Байконурского

синклиория и Майтубинского антиклиория. Спецификой этих участков является резкая фациальная изменчивость — замещение углисто-кремнистых сланцев с алюмофосфатными конкрециями углисто-глинистыми и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами. Наиболее мощные тела алюмофосфатов залегают в углисто-глинистых сланцах на одном стратиграфическом уровне с углисто-кремнистыми; менее мощные из них подстилают или залегают непосредственно выше углисто-кремнистых сланцев, часто содержащих алюмофосфатные конкреции.

Итак, отчетливо выявлен парагенез алюмофосфатов с углисто-кремнистыми сланцами. Видимо, их образование связано с одним и тем же источником. Однако кремнистый материал разубоживал алюмофосфатный.

Ниже приведены возможные источники кремнезема и фосфора.

1. Фосфаты, накопленные при выветривании пород континента и захваченные трансгрессирующим бассейном. В этом случае проявления алюмофосфатов встречались бы с основания формации — в пачке гравелитов и песчаников. Кроме того, процессы выветривания в это время не имели существенного развития, так как глинистые породы формации содержали аллотигенный биотит.

2. Фосфатно-кремнистый материал мог приноситься течениями. Однако отложения течений — песчаники со струйчатой слоистостью — распространены по всей формации, а кремнистые породы и алюмофосфаты сконцентрированы лишь в ее средней части. Возможно, течения, вызывавшие смещение вод, благоприятствовали переводу фосфора и кремнезема в осадок.

3. Алюмофосфатный и кремнистый материалы могли иметь эндогенный источник и поступать в бассейн при вулканической деятельности. Следы эффузивной деятельности в осадках отсутствуют. Однако приуроченность проявлений алюмофосфатов к зоне крупного долгоживущего разлома делает вероятным предположение о том, что образование кремнистых пород и алюмофосфатов связано с деятельностью подводных эксгаляций и терм. В пользу этой точки зрения, высказанной ранее А. Л. Книппером (1963), свидетельствует кроме приуроченности горизонтов алюмофосфатов к тектонически активным в то время разломам широкое развитие в формации кремнистых метасоматитов по карбонатным породам и алюмофосфатам, содержащих иногда повышенные количества Mn. Образование метасоматитов связывается с возникновением «опалитов» при воздействии современных термальных источников (Уайт, 1959; Набоко, Сильченко, 1960, и др.), а также с выносом кремнезема и P современными гидротермами (Зеленов, 1972) и восходящими глубинными флюидами, поднимающимися по активным разломам, часто разобщенным с областями активного вулканизма.

Спарагмитовая формация включает сатанскую, бозингенскую, курайлинскую и байконурскую свиты. Главными ее членами являются тиллитоподобные конгломераты, глинистые сланцы, песчаники, известняки и доломиты, второстепенными — гематитовые сланцы; не обязательными второстепенными членами, возможно аллофильными (Шатский, 1960), — вулканы кислого и основного составов, кремнистые породы.

Тиллитоподобные конгломераты (фиг. 3) слагают низы и верхи формации. Они представляют собой алеврит или грязно-зеленый, реже буро-зеленый глинистый сланец с погруженными в него несортированными обломками, глыбами и гальками более древних пород местного происхождения. Размер обломков 0,5 см — 1 м. Обломки распределены неравномерно и наблюдаются в виде удаленных друг от друга глыб, валунов и галек или в виде скоплений, линз и гнезд. В средней части спарагмитовой формации преобладают известняки и доломиты, переслаивающиеся с мелкообломочными красными и зелеными породами.

Для формации характерно резкое изменение мощности и строения вкрест простирания Байконурского прогиба. Наиболее четко это установлено для верхнего горизонта тиллитоподобных конгломератов (фиг. 2). Мощность его в осевых частях 300—400 м, а на восточном крыле 25—100 м. При этом конгломераты отчасти замещаются тонкослойными глинистыми сланцами. Большая часть восточного крыла Байконурского синклинория, очевидно, была областью размыва, о чем свидетельствует состав галек байконурских конгломератов — вулканиты порфировой формации, породы вулканогенно-терригенной и терригенно-кремнистой формаций. На западном крыле Байконурского синклинория также резко сокращена мощность тиллитоподобных конгломератов, большая часть их замещена песчаниками. Общая мощность байконурской свиты здесь около 400 м за счет появления базальтовых порфиритов, туфов и брекчий. На западном крыле синклинория установлены источники сноса с запада, здесь почти отсутствуют чороды вулканогенно-терригенной, терригенно-кремнистой формаций, доломиты, но резко увеличено количество галек вулканитов порфировой формации, песчаников курайлинской свиты, присутствуют альбитизированные граниты. На крыльях прогиба состав галек в конгломератах более



Фиг. 3. Тиллоиды байконурской свиты, р. Курайлы

однообразен, чем в его осевых частях, так как в центре прогиба происходило смешение обломочного материала и разнос его вдоль прогиба.

В нижнем горизонте тиллитоподобных конгломератов состав галек также резко меняется по простиранию, выявляя местные источники сноса на крыльях прогиба. Специфика нижнего горизонта тиллитоподобных конгломератов — несколько лучшая отсортированность материала, признаки градационной слоистости, наличие горизонта гематитовых сланцев (Fe_2O_3 69,2%) мощностью 0,5—10 м, который приурочен к участку замещения грубовалунных разностей филлитами хлоритового состава с мелкой рассеянной галькой. В верхах и по простиранию прогиба с севера на юг тиллитоподобные конгломераты нижнего горизонта замещены вулканогенно-осадочной толщей, в которой преобладают туфогенно-кремнистые породы.

Для средней части спарегмитовой формации характерны известняки, доломиты, иногда доломиты с гематитом. Часть обломков и глыб доломитов в тиллитоподобных конгломератах, вероятно, представляет разорванные и оползшие части пластов. Доломиты ассоциируются с зелеными терригенными породами, преимущественно глинистыми, и распространены в центральной части прогиба. По направлению к его крыльям появляются красные терригенные породы, а доломиты замещены из-

вестняками. Появление красноцветов свидетельствует об окислительных условиях среды в осадках. Вытеснение доломитов известняками в краевых частях подобных бассейнов, по Н. М. Страхову (1956), Н. С. Шатскому (1965) и др., часто связано с притоком пресных вод, поступавших в наш случай с суши, примыкавшей к западному и восточному крыльям Байконурского прогиба.

Условия образования тиллитоподобных конгломератов, выходы которых узкой полосой прослеживаются и на простирании Байконурского синклинория в Большом Каратау, Среднем Тянь-Шане, хребте Курrugтаг, различными исследователями понимались по-разному (ледниковые, пролювиальные, оползневые накопления, фация подножий скалистого берега и др.). А. Л. Книппер считает, что тиллитоподобные конгломераты возникли в результате сочетания подводно-оползневых и ледниковых процессов. Полученные нами данные позволяют сделать следующие выводы. Тиллитоподобные конгломераты являются морскими образованиями, содержащими прослой хемогенных карбонатных и кремнистых пород. Резкое изменение мощности, выпадение их из резерва в областях поднятий, сокращение мощности в осевой части прогиба, снос обломочного материала с западного и восточного крыльев заставляют предполагать их формирование в прогибе, имеющем тектонические ограничения. Местный характер обломочного материала, резкое изменение состава обломков, выявляющее местные источники сноса, исключает ледниковое происхождение этих осадков (за счет материкового оледенения).

Противоречит ледниковому генезису этих образований и четкий парагенез их с доломитами, нередко водорослевыми, и железными рудами. Подобный парагенез устанавливается в Тянь-Шане (свита Джетымтоо), Калмыккульском синклинории в районе Ишимской Луки (байконурская и шандакская свиты) и других регионах. С другой стороны, в тиллитоподобных конгломератах распространены оползневые структуры (Книппер, 1963). Для филлитов и тиллитоподобных конгломератов сатанской свиты характерна отсортированная градиционная слоистость, образование которой происходит при осадкообразующей деятельности суспензионных потоков. Из этого следует, что тиллитоподобные породы формации являются сложными полигенетическими образованиями. Среди них преобладают конгломераты свала, подводно-оползневые пролювиальные накопления, формирующиеся вдоль уступов тектонического происхождения, возможно, примыкавших к областям горного рельефа. Чрезвычайно близки они по внешнему облику и тектоническому положению к образованиям типа сейсмогенных обвалов, описанным В. П. Солоненко (1970). При этом та или иная часть обломков может нести ледниковую обработку, как это было показано Е. И. Зубцовым (1971) для одного из районов Тянь-Шаня.

Таким образом, образование спарагмитовой формации связано с интенсивными и контрастными движениями вдоль разломов, ограничивающих Байконурскую геосинклиналь, и оформлением ее в качестве узкого прогиба с тектоническими ограничениями (фиг. 2).

Спарагмитовая формация Байконурского синклинория по парагенезу пород, строению, положению в структуре близка к спарагмитам Норвегии и серебрянской серии Урала. Так, формирование спарагмитов Норвегии, по У. Хольтедалю (1957), связано с началом каледонского орогенетического цикла и образованием прогиба в результате опускания по системе сбросов. Породы спарагмитовой формации, среди которых преобладают обломочные и тиллитоподобные при подчиненном значении карбонатных, по У. Хольтедалю (1957), Д. Кроуэллу (1968) и др., имеют полигенетическое происхождение (оползневое, турбидитное, ледниковое и др.).

Карбонатно-кремнистая фосфатоносная формация Ст включает кокतालскую свиту. Главными членами формации являются различные углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы и фтаниты, доломитистые известняки и известняки. Второстепенные, но обязательные члены формации — фосфориты и алюмофосфаты, редко образующие самостоятельные тела, чаще встречающиеся в виде конкреций и горизонтов конкреций в кремнистых сланцах. Из второстепенных необязательных членов присутствуют кварцевые песчаники, баритовые породы. Обычной формой сочетания пород внутри формации является переслаивание и ритмичное чередование. Эти сочетания создают ряд ассоциаций или парагенезов пород, типичных для данной формации.

Формация построена симметрично (фиг. 2). На крыльях синклинория она почти целиком сложена кремнистыми породами, содержащими маломощные прослои мелководных водорослевых известняков. По направлению к осевой части Байконурского синклинория часть кремнистых пород замещена относительно более глубоководными углистыми известняками, не содержащими остатков водорослей.

По-видимому, в центральных частях прогибание было наибольшим, и здесь располагалась впадина с довольно значительными уклонами дна бассейна, о чем свидетельствуют распространенные тут карбонатные брекчии подводно-оползневого происхождения. Однако симметрия была неполной и отражала лишь общую направленность изменений. В пределах наиболее глубокой центральной части прогиба и на относительно приподнятых крыльях существовали участки более или менее интенсивного прогибания. Это выражено в колебаниях мощности и изменениях состава формации внутри выделенных структурно-фациальных зон. В целом для формации характерна небольшая мощность осадков. Весь Ст соответствует толще пород 100—400 м. Очевидно, образование известняково-кремнистой формации происходило в условиях прогиба с чрезвычайно замедленным осадконакоплением, что создавало благоприятные условия для концентрации полезных компонентов. Парагенез кремнистых пород с мелководными водорослевыми известняками, с одной стороны, и относительно глубоководными тонкослоистыми известняками — с другой, свидетельствует о том, что на их образование не оказывала существенного влияния глубина бассейна. Большое значение имело положение в структуре прогиба. Кремнистые породы преобладают на крыльях прогиба, в зонах его сочленения с соседними поднятиями (главным образом Майтубинским) по крупным конседиментационным разрывным нарушениям. К этим же зонам приурочены наиболее высокие концентрации (в среднем на порядок выше, чем на остальной территории) в кремнистых и чередующихся с ними углисто-глинистых сланцах редких металлов, скопления алюмофосфатных конкреций, пластовые тела фосфоритов, пластовые тела и конкреции барита.

Как мы видим, характер распределения минерализации сходен с выявленным в терригенно-кремнистой формации. Каковы более вероятные источники полезных компонентов и кремнезема? Привнос их с суши вряд ли имел существенное значение, так как преимущественно порфиroidные толщи Майтубинского поднятия, служившие источником обломочного материала, обладают, по Д. К. Фролову, пониженными в сравнении с кларками содержаниями Р и большинства редких металлов. Присутствие среди терригенных пород формации пиритоносных серицитовых сланцев с прослоями кварцевых песчаников, являющихся, вероятно, продуктом перемыва гидротермально измененных серицитизированных гранитов и порфиroidов, может служить указанием на проявления гидротермальной деятельности в эпоху, по крайней мере непосредственно предшествующую накоплению формации. Большая роль разрывных нарушений в распределении мощностей и фаций известняково-

кремнистой формации, приуроченность наиболее значительных концентраций полезных компонентов и кремнезема в породах формации к зонам сочленения Байконурского прогиба с окружающими поднятиями позволяют предполагать, что наиболее вероятным источником кремнезема, алюмофосфатов и редких металлов были эксгальационно-гидротермальные процессы. Состав гидротерм сходен, по-видимому, с составом гидротерм, приводящих к образованию вторичных кварцитов, содержащих алюмофосфаты (Соколова, Ширягина, 1971).

Карбонатно-кремнистая фосфатоносная формация широко распространена за пределами Улутау в Чаткало-Нарынской тектонической зоне Тянь-Шаня. По латерали она замещается кремнисто-карбонатной фосфатоносной формацией Малого Каратау, включающей крупнейшие месторождения фосфоритов. В Терской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня карбонатно-кремнистая формация, по В. Г. Королеву (1960), замещается зеленокаменной спилито-диабазовой. Следовательно, известняково-кремнистая формация может иметь связь с областями вулканизма. В таких случаях она сближается с отдаленно-кремнистыми формациями (Шатский, 1965).

Карбонатно-кремнистая формация близка к терригенно-кремнистой. Их образование связано с поступлением в бассейн осадконакопления гидротермальных растворов по одной и той же системе разломов. Углистое вещество, по-видимому, играло роль адсорбента редких металлов и Р.

* * *

Рассмотренные формации образуют ряд, характерный для начальных этапов развития многих геосинклиналей. Сходные формационные ряды имеют место в северо-западном Каратау, Чаткало-Нарынской зоне Тянь-Шаня, Бурултасском поднятии, Шундинской зоне Актау-Моинтинского антиклинария в Центральной Казахстане. Особенностью этого формационного ряда является незначительное развитие вулканитов. Наиболее интенсивно эндогенные процессы проявлены в эксгальационно-гидротермальной деятельности. Подводящими каналами при этом были крупные разрывные нарушения, ограничивающие Байконурскую геосинклиналь. Базальная вулканогенно-терригенная формация Байконурского прогиба в латеральном формационном ряду, по-видимому, занимает промежуточное положение между спилито-диабазовой формацией эвгеосинклиналей и базальной терригенной формацией миогеосинклиналей.

Спарагмитовая формация накапливалась в узких прогибах, имеющих тектонические ограничения, в эпохи интенсивных движений по крупным конседиментационным разломам; слагающие ее породы имеют полигенетическое происхождение.

В терригенно-кремнистой и карбонатно-кремнистой фосфатоносных формациях и парагенетически связанные с ними алюмофосфатные породы имеют, по-видимому, эксгальационно-осадочный генезис. Наиболее перспективными для поисков рудопроявлений Р, V, Ва в фосфатоносных терригенно-кремнистой и карбонатно-кремнистой формациях являются зоны сочленения прогибов с окружающими поднятиями по крупным конседиментационным разломам, особенно узлы пересечения их с поперечными разломами.

Кремнистые фосфатоносные формации парагенетически связаны со спарагмитовой. Фосфатоносные породы имеются в отложениях Ст, согласно перекрывающих спарагмитовую формацию Норвегии. На частое сонахождение тиллитоподобных конгломератов и фосфатоносных отложений впервые обратил внимание Г. И. Бушинский. Он объясняет это явление случайными причинами. Полученный нами материал заставляет считать такую связь примером парагенеза формаций. Главным членом спарагмитовой формации являются тиллитоподобные конгломера-

ты, представляющие собой конгломераты свала и подводно-оползневые накопления, сформированные вдоль крупных уступов тектонического происхождения в эпохи интенсивных тектонических движений. Во время этих подвижек могли подниматься термальные воды, несущие кремнезем, Р, Ва и редкие металлы. В процессе накопления спарегмита огромные массы сносимого терригенного материала подавляли хемогенное осадконакопление. В эпохи относительного покоя здесь формировались небольшие массы кремнистых пород (бозингенская свита), кремнистые туфтиты, гематитовые сланцы (сатанская свита), баритоносные известняки (курайлинская свита). Перед накоплением спарегмита, когда рельеф не достиг достаточной контрастности для сноса больших масс терригенного материала, и в конце, когда он был значительно сnivelирован, в обстановке резко замедленного осадконакопления образовывались металлоносные, бариеносные и фосфатоносные осадки экзотическо-осадочного генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана.— Тр. ВСЕГЕИ, М., 1955, т. 6.
- Добрынин В. М., Сигитова Е. М. Новые данные по стратиграфии кембрийских и ордовикских отложений Южного Улутау.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Центрального Казахстана, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Ергалиев Г. Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1965, № 6.
- Зайцев Ю. А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане.— В кн.: Оrogenические пояса. М., «Наука», 1968.
- Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклинория.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, вып. XI. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.
- Зубцов Е. И. Улутау-Тяньшаньский тиллитоносный комплекс позднего докембрия.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня (Материалы Карагандинского стратиграфического совещания). М., Изд-во МГУ, 1971.
- Келлер Б. М., Аксенов Е. М., Королев В. Г., Крылов И. Н., Розанов А. Ю., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения.— В кн.: Итоги науки и техники, т. 5. М., ВИНТИ, 1974.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 90. М., 1963.
- Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кроуэлл Д. Отложения с рассеянными мегакластами как показатели климата.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Минервин О. В. Докембрий. Джаркаинагачский антиклинорий и южное обрамление Кокчетавского массива.— В кн.: Геология СССР, т. XX, ч. 1, Центральный Казахстан. М., «Недра», 1972.
- Набоко С. И., Сильченко В. Г. К вопросу о роли углекислого газа в поствулканическом процессе.— Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18, 1960.
- Соколова И. Б., Ширягина Л. Н. Сванбергит в массиве вторичных кварцитов Жорга.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1971, № 5.
- Солоненко В. П. Шрамы на лике Земли.— Природа, 1970, № 9.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 4. М., 1956.
- Уайт О. Термальные источники и эпитеральные месторождения.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. XXVII, вып. 5.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации (избранные труды). М., «Наука», 1967.
- Хераскова Т. Н. Строение и условия образования известняково-кремнистой фосфатоносной формации Байконурского синклинория.— Вестн. МГУ. Геология, вып. 4, 1971.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Шатский Н. С. Осадочные формации (избранные труды), т. III. М., «Наука», 1965.

УДК 551.21+552.12+553.435 (470.5)

РУДНЫЕ ОБЛОМКИ В ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИБАЙ НА УРАЛЕ

А. Г. ЖАБИН, Н. А. ПИРИЖНЯК, Н. С. САМСОНОВА

Обнаружено многократное подводное разрушение пластовых сульфидных линз, залегающих согласно в кислых вулканитах эйфеля. Возникающие обломки сульфидных руд (рудокласты) закономерно распределяются в вулканогенно-осадочных породах, перекрывающих сплошные сульфидные руды. Пиритовые обломки при возобновлении минералообразования функционируют как коллекторы-затравки и обрастают оторочками сфалерита и халькопирита. При последующем региональном метаморфизме вулканогенно-осадочных пород испытывают изменения и рудокласты, меняющие структурно-текстурный рисунок этих пород. Наличие рудокластов — важный критерий синхронности сульфидоотложения и наложения вулканогенно-осадочных пород.

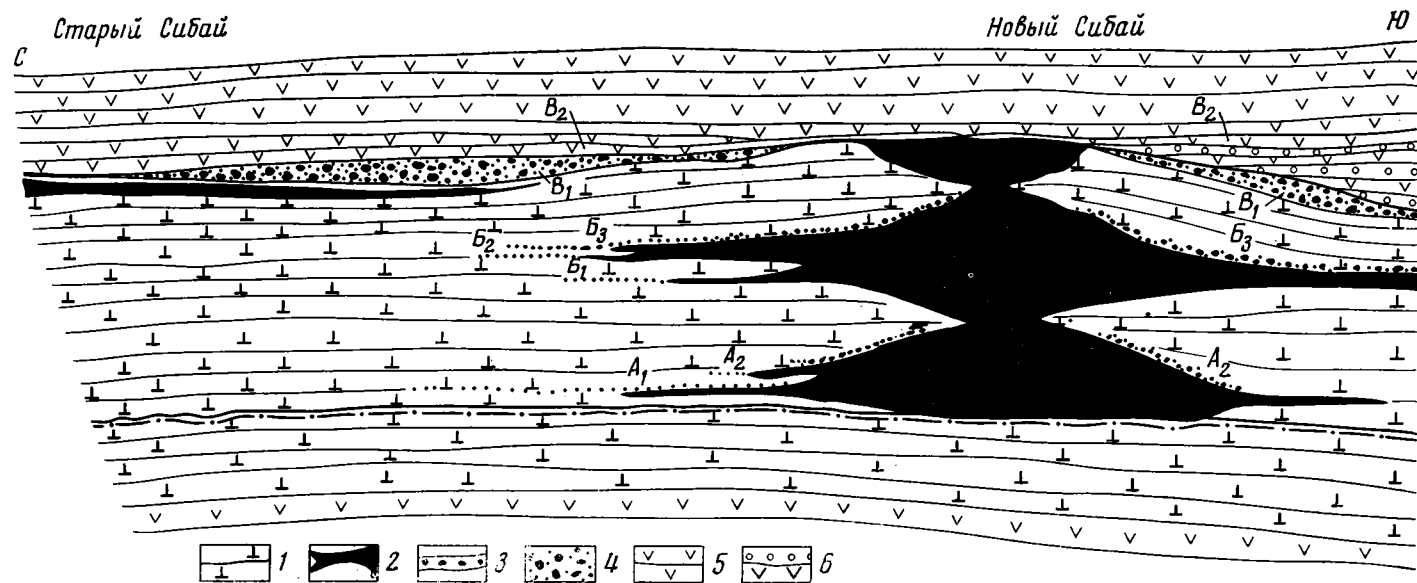
На примере колчеданного месторождения Сибай на Южном Урале показано, что изучение состава рудокластов, их морфологии, распределения в пространстве, фациальных условий образования и преобразования позволяет сделать вывод о тесном переплетении во времени процессов активного вулканизма, осадконакопления, колчеданного рудоотложения и образования сульфидных обломков.

Литологам известны многие признаки, позволяющие установить относительный возраст рудных тел и вмещающих их пород. Важное значение в этом отношении имеют рудокласты, т. е. различной крупности фрагменты рудных тел, встречающиеся в надрудной части разреза. Примеров такого рода для сульфидных и окисных руд приведено достаточно много (Смирнов, 1968; Скрипченко, 1972, и др.).

Обнаружение рудокластов в надрудных частях разреза позволяет сделать заключение, что к моменту формирования слоя, содержащего рудокласты, нижележащие рудные тела уже возникли, были литифицированы и подверглись разрушению. Вывод же о синхронности формирования рудных тел и вмещающих их пород из факта стратиграфического положения рудокластов над рудой еще не следует. Существование горизонтов с такого рода рудокластами не представляет какую-то особую геологическую ситуацию в литологии: это разновидность базальных брекчий или конгломератов, развивающихся на каком-либо субстрате.

КОЛЧЕДАННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ СИБАЙ

Месторождение состоит из двух участков: Новый Сибай и Старый Сибай. Новый Сибай представляет крупное тело массивных руд, состоящее из трех рудных линз, расположенных этажно. Эти линзы соединяются в местах наибольших мощностей, а по периферии расщеплены. Каждая из линз залегает согласно с кислыми вулканитами карамалыташской свиты D_2 (фиг. 1). Анализ гравитационных текстур руд и вулканитов показал, что современное крутое падение тел на восток вторичное: в период рудоотложения сульфидные тела залегали субгоризонтально



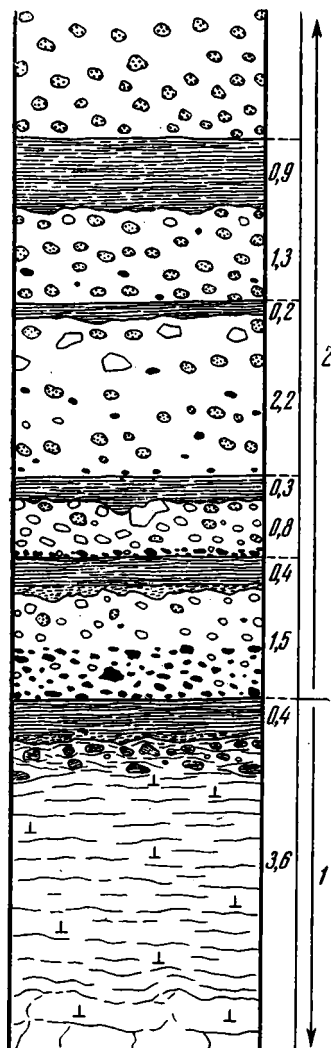
Фиг. 1. Взаимоотношение вулканитов, рудных тел и рудокластовых горизонтов на месторождении Сибай
 1 — кислые вулканиты; 2 — массивные сульфидные руды (пирититы и др.); 3 — рудокластовые горизонты в кислых вулканитах; 4 — кислые туфобрекчии с обильными рудокластами; 5 — основные вулканиты; 6 — рудокласты в основных вулканитах; A_1 , A_2 , B_1 — B_3 , B_1 , B_2 — индексы рудокластовых горизонтов последовательных стратиграфических уровней; послерудные разломы и дайки сняты; разрез перпендикулярен слоистости



Фиг. 2. Фото южной стенки карьера Нового Сибая, ориентированной перпендикулярно простиранию вулканитов. В период рудообразования слоистость была субгоризонтальной; вдоль контакта кислой (1) и основной (2) пачек показано распределение рудокластов (черные точки — горизонт B_1 и B_2 на фиг. 1)

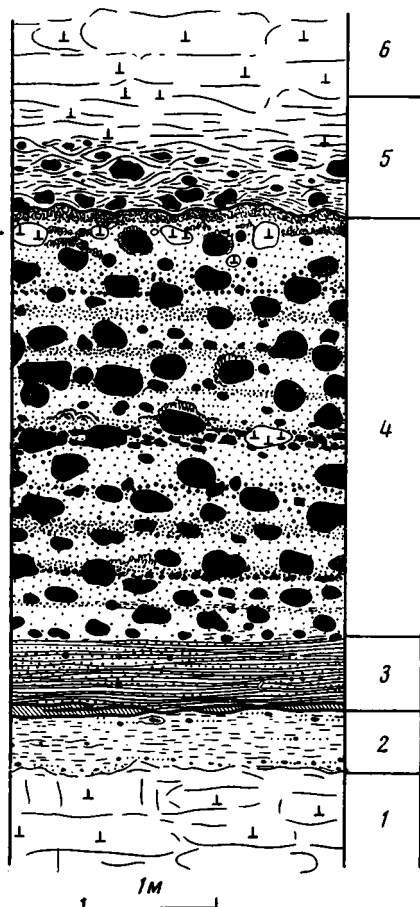
(Жабин, 1974.). Отложение руд происходило в мелководной обстановке в грабенообразном трое на восточном склоне Сибайского стратовулкана (Пирижняк, 1970). Зернистые пириты, слагающие раздувы линз, очевидно, представляют собой продукты замещения пиритом нелитифицированных кислых туфов в придонной обстановке; залегающие же на флангах слоистые кремнисто-пиритовые и кремнисто-пирит-сфалеритовые руды возникли вулканогенно-осадочным путем (Пирижняк, 1971). Внутри руд обнаружены многочисленные фаунистические остатки (Щеглова-Бородина, 1966).

Каждая из трех линз имеет концентрически-кольцевой тип зонального распределения средних содержаний Cu и Zn, возникший в три ритма подводной вулканогенно-гидротермальной деятельности, чередующихся с фазами активного липаритового вулканизма. Одновременно существует и интегральное направление зональности от нижнего тела через сред-



Фиг. 3. Типичная текстура распределения рудокластов (черное) в слоистых туфобрекчиях спилитов, перекрывающих рудокластовый горизонт B_2 на фиг. 1

1 — рудовмещающая альбитофировая пачка; 2 — надрудная базальтоидная пачка (чередование ритмов «туфобрекчия с рудокластами — туф»)



Фиг. 4. Разрез периферийной части среднего тела (горизонт B_3), где оно сложено пиритовыми рудокластами (черное), сцементированными пирит-сфалеритовым слоистым агрегатом

Породы лежащего бока: 1 — липариты, 2 — туффиты; пластовое тело массивных сульфидных руд; 3 — слоистые кремнисто-пиритовые руды, 4 — цинковые руды; породы висячего бока: 5 — кислые туфы с рудокластами, 6 — липарито-дациты

нее к верхнему: увеличение содержания Zn, Ag, As (Самсонова и др., 1975).

Зональная колонка отложения сульфидов по радиусам от центра каждой из линз и снизу вверх от нижнего тела к верхнему типична для колчеданных месторождений и соответствует хронологической последовательности фиксации сульфидов: пириты → отложение на них халькопирита → отложение сфалерита.

Все три рудные линзы имеют в своих висячих боках и на продолжении простираения выклинок обильные мелкие и крупные рудокласты.

Этот факт убеждает, что рудные тела росли последовательно: нижнее из них самое раннее (Жабин и др., 1974_{1, 2}).

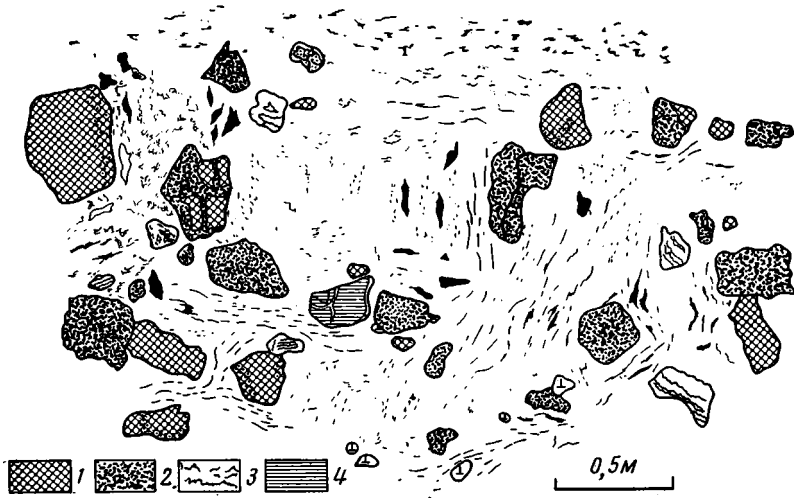
Надрудная слоистая толща базальтовых пирокластов Старого и Нового Сибая (фиг. 2) прислонена с угловым несогласием (8—12°) к куполу рудовмещающей кислой вулканической постройки. При формировании надрудной толщи продолжалось разрушение верхнего рудного тела, выведенного к этому времени на поверхность. Образовавшиеся рудокласты вместе с обломками кислых вулканитов присутствуют в нескольких слоях базальтовых туфобрекчий (фиг. 3).

ДВА ТИПА ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ВОЗНИКНОВЕНИЯ РУДОКЛАСТОВ

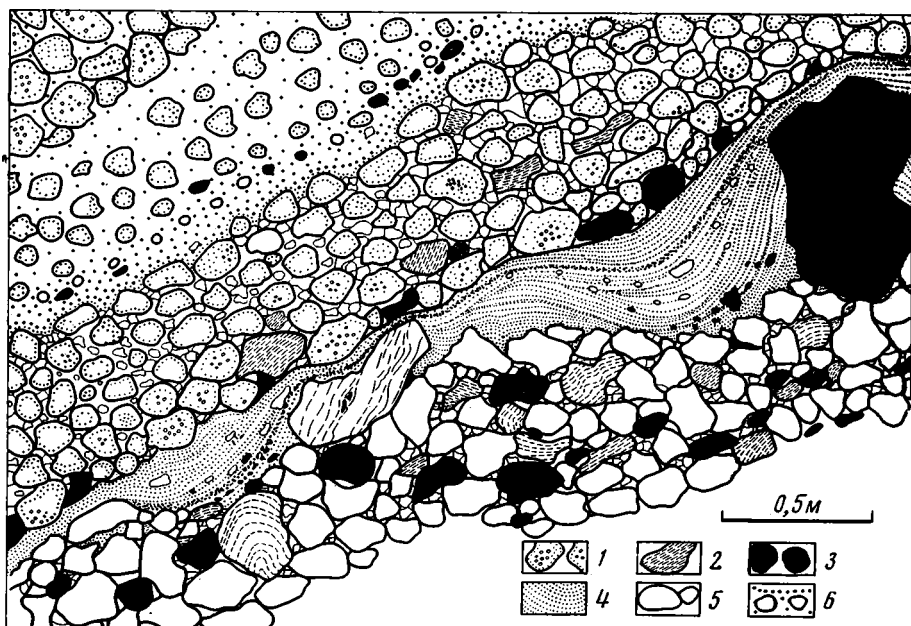
Рудокласты возникали в фациальных условиях двух типов.

Тип А. Возникали в процессе вулканогенно-осадочного рудоотложения во время прекращения активной вулканической деятельности. На флангах пирититовых линз (фиг. 1) отлагались слоистые тонкозернистые сфалерит-пиритовые руды с прослоями кремнисто-гематитовых и хлоритовых оолитов. Далее происходило разрушение зернистых пирититов, обнаженных на дне водоема. Их обломки перемещались на фланги линзы и цементировались новыми порциями вулканогенно-осадочных сфалерит-пиритовых руд. В результате образовались своеобразные слоистые руды обломочной текстуры, в которых обломки от 10 до 12 см и более зернистых пирититов сцементированы слоистым сульфидным сфалерит-пиритовым агрегатом (фиг. 4). Петрокласты встречаются здесь в цементе в виде послышной примеси, их суммарный объем не превышает 10%. Это мелкие (в среднем 1 см) нерезкоуголчатые резургентные обломки липаритов либо обломки хлоритизированного стекла. Таким образом, в этом случае пиритовые рудокласты возникали в течение ритма рудоотложения, т. е. в период образования одной из пластовых линз.

Тип Б. Возникали также в ходе активного вулканизма и временного затухания вулканогенно-осадочного рудоотложения, после образования отдельной линзы и рудного тела в целом. В обоих случаях состав рудокластов пестрый, отвечающий составу нижележащего рудного тела. Они могут быть пиритовыми, халькопирит-пиритовыми, халькопирит-пирит-сфалеритовыми, сфалеритовыми и др. Различия заключаются в следующем. Масштаб разрушения каждого отдельного рудного тела (линзы) невелик. Обычно образуется один слой мощностью до 1 м, расположенный в висячем боку рудного тела. Рудокласты цементируются тонкозернистым кремнисто-хлоритовым туффитом либо туфом с примесью осадочного кремнистого материала в цементе, иногда содержащего реликты микроорганики (Щеглова-Бородина, 1966). Суммарный объем рудокластов не превышает 20% породы. Они формировались после завершения ритма рудоотложения. В случае разрушения рудного тела в целом масштаб возникновения рудокластов весьма значителен: образовался грубослоистый горизонт обломочных руд мощностью до 15 м, который представлял главный тип руд, отрабатывавшихся карьером Старого Сибая. В породах, слагающих этот надрудный горизонт, основную роль играют грубообломочные и глыбовые вулканические фации. Широко развиты агломератовые туфы с пестрым набором кислых обломков, представленных лавами, туфами, хлоритизированным стеклом. Нередки типичные концентрические вулканические бомбы. Характерны признаки пластических высокотемпературных деформаций при отложении: в поверхность крупных кусков стекловатых кислых лав вдавлены жесткие обломки раскристаллизованных лав. С агломератовыми туфами чередуются более однородные пемзовые и витрокластические туфы, среди которых встречаются сваренные разновидности. В единичных случаях отмечены тонкие (до 5 см) прослои кремнистых туффитов. Рудокласты при-



Фиг. 5. Рудокласты разного состава и строения в кислых сваренных туфах, флюидално облекающиеся игнимбритовыми «фьямме» (черное)
1 — сфалерит; 2 — пирит; 3 — «колломорфные» пирит-сфалеритовые руды; 4 — пирит-халькопиритовые руды



Фиг. 6. Налегание надрудной туфобрекчиевой базальтоидной свиты на рудовмещающую липарито-дацитовую (рудокласты тяготеют к нижним частям слоев)
1 — туфобрекчии миндалекаменных базальтов; 2 — фрагменты флюидалных липаритов; 3 — рудокласты пиритовые и сфалерит-пиритовые; 4 — кислые тонко-слоистые туфопесчаники; 5 — фрагменты липарито-дацитов; 6 — основные туфы

сутствуют во всех разновидностях пород, причем в сваренных они отчетливо флюидално обтекаются цементом (фиг. 5).

Таким образом, формирование рудокластов, составляющих до 70% объема отдельных слоев в пределах этого надрудного горизонта, очевидно, происходило в процессе серии извержений пирокластических потоков,

захватывавших на пути движения обнаженную кровлю разрушавшегося рудного тела (горизонт B_1). Вполне вероятно, что несваренные грубообломочные породы произошли иным путем (например, отложились из лахаровых или турбидных потоков), однако для уверенной диагностики подобных отложений в палеовулканических областях пока нет достоверных критериев. Образованием описанного горизонта с рудокластами завершается фаза кислого вулканизма. На границе с перекрывающими базальтовыми туфобрекчиевыми пирокластами в кровле горизонта встречаются карманы, выполненные слоистым перебитым кислым материалом, заравнивающим бугристую поверхность с выступающими глыбами руды (фиг. 6).

Перемещение рудокластов не прекратилось с завершением липаритового вулканизма. Вместе с обломками кислых вулканитов они присутствуют в нескольких слоях базальтовых туфов и аглютинатов нижней части разреза базальтовой толщи. Рудокласты, включенные в пренитизированные витрокластические туфы, огибаются ориентировкой уплощенных фрагментов стекла аналогично тому, как это наблюдается в кислых пирокластах.

Хотя все рудокласты имеют своим источником расположенные здесь же рудные тела, для более точной характеристики условий их появления и захоронения мы различаем автохтонные рудокласты — захоронены практически на месте разрушения тел массивных руд и аллохтонные — перемещены на различные расстояния, до сотен метров.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДОКЛАСТОВ В ПРЕДЕЛАХ СЛОЕВ

Распределение рудокластов внутри слоистых пород и руд контролируется ориентировкой слоистости. Средний размер рудокластов закономерно изменяется от центра рудных линз по латерали. Особенно четко это проявлено в вулканогенно-осадочных рудах (тип А). Произведена статистическая обработка измерений диаметра петро- и рудокластов на периферии средней пиритовой линзы (фиг. 1). Диаметр рудокластов различный, преобладают обломки 6—8 см. Характерны изометричные формы, но не менее 1/4 рудокластов угловато-плоскогранные. После составления карт изомедиан (средних диаметров рудокластов) оказалось, что их средний диаметр уменьшается во все стороны от оси симметрии линзы, ориентированной перпендикулярно слоистости (таблица).

Средний размер петро- и рудокластов, сцементированных пирит-сфалеритовым вулканогенно-осадочным цементом на флангах среднего тела пиритов (фиг. 1)

Расстояние к югу от оси линзы, м	Диаметр рудо- кластов, см	Мощность рудного тела, см	Расстояние к северу от оси линзы, м	Диаметр обломков, см		Мощность руд- ного тела, м
				кислые вулканиты	пирититы	
145	13,5	12,0	110	12,0	—	16,3
205	12,3	8,4	210	14,4	8,7	10,8
245	4,0	4,2	240	12,1	8,2	8,1
275	2,4	1,2	290	11,5	8,0	4,3
			340	6,4	2,1	2,3

Такая же закономерность наблюдается и для рудокластов, цементированных силикатными вулканогенными породами (тип Б), но здесь она проявлена гораздо менее четко. На ее фоне часто наблюдается, как по простиранию слоя рудокласты быстро разреживаются и исчезают без предварительного уменьшения размеров. Это же относится и к размещению рудокластов по мощности отдельных слоев: если в вулканогенно-

осадочных рудах с сульфидными обломками наблюдается, согласно статистическим замерам, уменьшение размеров рудокластов от почвы к кровле слоя, то в надрудных вулканических брекчиях такая закономерность отсутствует (горизонт B_1).

КОЛИЧЕСТВО И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ПРОСТРАНСТВЕ РУДОКЛАСТОВЫХ ГОРИЗОНТОВ

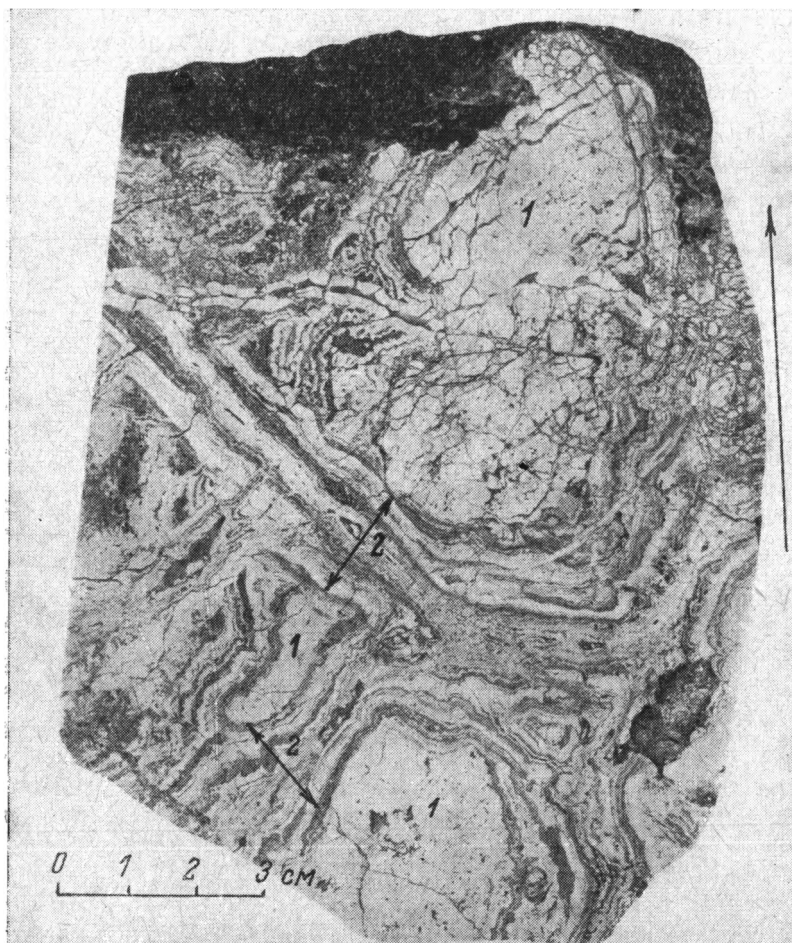
При составлении геологической карты Нового Сибая мы насчитывали по мере продвижения горных работ 5—8 рудокластовых горизонтов в пределах рудовмещающей пачки кислых вулканитов, считая многослойный агломератовый горизонт ($B_1 + B_2$) над рудным полем за один. Вариация числа рудокластовых горизонтов внутри рудного интервала кислых вулканитов обусловлена разным количеством выклинок на разной глубине (фиг. 1, например, горизонты $B_1—B_3$).

Характерно при этом, что все рудокластовые горизонты, кроме верхнего, всегда точно продолжают по простиранию пластообразные выклинки рудных линз либо находятся в их висячем боку, т. е. вопрос об источнике рудокластов для них ясен. Эти горизонты имеют довольно локальное площадное распространение и не продолжают в Старый Сибай. Верхний, наиболее мощный рудокластовый горизонт распространен гораздо шире ($B_1 + B_2$). Он плащом перекрывает рудное поле Старого и Нового Сибая, а тела массивных руд залегают стратиграфически ниже него. Относительно мощного Новосибайского рудного тела он располагается асимметрично, прослеживаясь на север от него гораздо дальше, чем на юг. С приближением к кровле руд горизонт выклинивается. На Старом Сибее он перекрывает маломощные (2—3 м) пласты сплошных руд, будучи отделен от них небольшим интервалом туфов (до 2 м), не содержащих рудокластов. Крутопадающие секущие рудные тела Старого Сибая перекрываются им непосредственно. На севере Старого Сибая, по материалам первичной документации Сибайской ГРП, наблюдалось выклинивание рудокластового горизонта около одного из таких тел и налегание непосредственно на его поверхность вулканитов вышележащей базальтовой пачки. Таким образом, источником рудокластов для описываемого горизонта, очевидно, были рудные тела Нового Сибая и маломощные крутопадающие сульфидные тела Старого Сибая.

В лежащих стратиграфически выше базальтовых туфобрекчиевых пирокластах (горизонт B_2) встречено до 12 слоев с макроскопически наблюдаемыми рудокластами. Нижний из них налегает непосредственно на брекцию горизонта B_1 . Количество слоев в горизонте с рудокластами B_2 увеличивается к югу, так как надрудные туфобрекции базальтоидов захороняли положительную в эйфельском рельефе структуру Сибайской кислой вулканической постройки (фиг. 2) вместе с обнаженным и разрушающимся рудным телом. Формирование слоев снизу вверх и постепенное перекрытие ими липаритового вулкана объясняет наличие рудокластов в нижних слоях горизонта B_2 и отсутствие их в первом же слое, следующем за перекрывшим «макушку» рудного тела (фиг. 1, 2). Перекрывание его базальтовыми туфобрекциями означало прекращение поступления новых рудокластов от рудного тела как источника. В дальнейшем происходило лишь переотложение рудокластов, уже захороненных в туфобрекциях (верхние слои горизонта B_2).

ДИАГЕНЕЗ РУДОКЛАСТОВ В КИСЛЫХ И ОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТАХ

Являются ли рудокласты «настоящими» обломками или же они представляют собой псевдоморфозы по фрагментам вулканитов или каких-либо других пород? Естественно, существуют в рудных месторождениях и подробно исследовались для месторождения Сибай текстурные формы



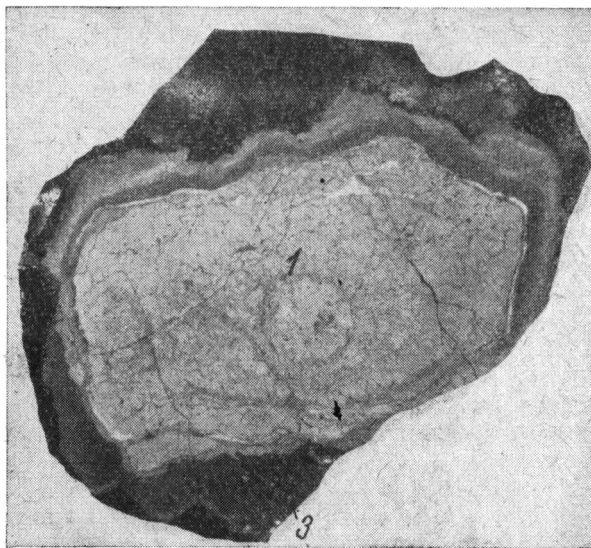
Фиг. 7. Разрушенная подводным размывом поверхность висячего бока средней рудной линзы

1 — зернистые пирититы; 2 — пирит-сфалеритовые «колломорфные» симметрично-зональные прожилки; черное — хлоритолит апотуфовый с мелкими рудокластами (горизонт Б₃) (см. фиг. 1); стрелка показывает направление, перпендикулярное слоистости вулканитов и плоскости рудной линзы

«обломковидного» нахождения сульфидов, имеющие различное происхождение: псевдоморфное развитие сульфидов по обломкам силикатных вулканитов в туфобрекчиях (в этом случае наблюдаются все стадии такого замещения и сохраняется текстурное «скиалитовое» строение силикатных обломков); замещение халькопиритом и сфалеритом пиритовых рудокластов; новообразование сульфидов по цементу туфобрекчий одновременно с наличием в них настоящих рудокластов (Бородаевская, Пирожняк, 1961; Петровская и др., 1961; Иванов, Рокачев, 1970; Прокин, Рудаков, 1959; Жабин и др., 1974₂).

В данной работе мы не суммируем структурно-текстурные доказательства того, что в месторождении Сибай преобладают настоящие рудокласты, а остальные «обломковидные» формы занимают в сравнении с ними ничтожный объем. Такого рода доказательства приведены в цитировавшихся выше работах. Обращаем внимание, что для диагностики рудокластов необходимо знать характер явлений, которые сопровождали возникновение рудокластов или имели место уже после их захоронения в вулканитах. Именно в этот период рудокласты приобретают при-

знаки (в частности, концентрически зональное строение), которые, на первый взгляд, у них должны отсутствовать. На самом же деле они весьма характерны для рудокластов в колчеданных месторождениях всех возрастов. Например, нами и И. А. Богушем описаны примеры преобразования рудокластов палеозойских колчеданных руд при их разрушении в *J* (Жабин, 1972; Богуш, 1974) (фиг. 7, 8).



Фиг. 8. Пиритовый зернистый рудокласт (1) с концентрически-зональной сфалерит-пиритовой оболочкой (2), поврежденной во время перемещения рудокласта в нелитифицированной туфобрекчии (3) (горизонт *B*₂) (см. фиг. 1). Натуральная величина

Диагенетические преобразования сульфидных обломков характеризуются следующими явлениями.

1. Происходит реакционное взаимодействие рудоносных (Cu и Zn) гидротерм, продолжавших циркулировать в вулканитах, содержащих рудокласты зернистых пиритов. Оно обуславливает следующие структурно-текстурные преобразования: тонкозернистые пирититы перекристаллизуются с укрупнением зерен; при этом исчезает типичное для индивидов протопирита тонкое зональное строение; исчезают первичные текстуры, например слоистые, эксгальационно-осадочные; при частичном растворении появляются макро- и микромиаролки, покрытые пиритовыми друзами перекристаллизации. Подобные изменения пиритовых рудокластов аналогичны преобразованиям самих пиритовых тел перед отложением на их основе халькопирита и сфалерита в виде закономерной зональной колонки, типичны для колчеданных месторождений всех генетических типов (Жабин, 1974₂).

2. Рудокласты обрастают оторочками сульфидов, которые отлагаются в соответствии со стандартной хронологической последовательностью: пирититы→халькопирит→сфалерит. Обрастание рудокластов, в которых резко преобладают пирититовые, новообразованными «колломорфными» оторочками, состоящими из чередующихся мономинеральных концентрических слоев сферолитового пирита, халцедона, сфалерита и реже халькопирита, проявлено весьма широко. Если сравнить состав и строение этих оторочек на рудокластах из упомянутых выше типов захоронения (А и Б), то становится очевидной их генетическая идентичность. Эти оторочки кристаллизуются подобно концентрически-зональным конкре-

циям: нарастают на пиритовый рудокласт, как затравку, увеличивают его объем, часто не замещая вмещающий нелитифицированный осадок или вулканит. Сама оторочка может быть повреждена механически или часть ее отломана. Эти хорошо известные наблюдения, характеризующие соотношения рудокласта и новообразованной колломорфной оторочки, можно объяснить таким механизмом роста: малосернистые или хлоридные гидротермы продолжают циркулировать в туфобрекчиях, где уже находятся пиритовые рудокласты, обладающие коллекторскими свойствами в отношении осаждения на них Zn или Cu, рудоносный раствор способен разгружаться лишь на пиритовых рудокластах, как на затравках, являющихся источником серы; вмещающая туфобрекчия или рудный осадок в момент нарастания оторочки еще не были литифицированы, оторочка растет подобно конкреции с зародышевым ядром; в нелитифицированном субстрате продолжается перемещение обломков, обуславливающее их механические повреждения и возникновение автохтонных рудокластов второго поколения.

3. Диагенез вулканитов, особенно их пирокластических фаций, характеризуется высвобождением свободного кремнезема при хлоритизации и серицитизации мелких фрагментов пород (Болтырев, Болтырева, 1970), а последующий региональный метаморфизм обуславливает появление обильных количеств пренита, эпидота, пумпеллита. Кварц и упомянутые силикаты автометасоматически развиваются по ткани пород, заполняют поры, миндалины, прожилки и соответственно подобным же образом взаимодействуют с находящимися в породе сульфидными обломками, преобразуя их первичные структурно-текстурные признаки.

ВЫВОДЫ

1. Диагностика и картирование рудокластовых горизонтов позволяют правильно интерпретировать основные геолого-структурные мотивы рудного поля и условия рудоотложения.

2. Выявлена стратиграфическая последовательность горизонтов (слоев) с рудокластами. Она является основанием для дифференциации процессов рудообразования во времени, дает возможность определить последовательность образования рудных тел, относящихся к одной рудной формации, и привести решающие доказательства синхронизации рудоотложения и наращивания толщи вмещающих пород.

3. Рудокласты, заключенные в какой-либо осадочной или вулканогенно-осадочной породе, претерпевают при ее диагенезе и последующем метаморфизме тот же набор преобразований, что и сама порода. Наличие таких преобразований — важный признак настоящих рудокластов.

ЛИТЕРАТУРА

- Богущ И. А. Рудокласты и аутигенные сульфиды кровли рудных залежей Урупских медноколчеданных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1974, № 4.
- Болтырев В. Б., Болтырева А. А. Поведение кремнезема при низкотемпературном региональном метаморфизме вулканогенных формаций на примере Джусинско-Ашебутакской структурно-формационной зоны, Южный Урал. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970.
- Бородаевская М. Б., Пирижняк Н. А. Структурные условия локализации оруденения в Сибайском рудном поле. — Тр. ЦНИГРИ, М., 1961, вып. 40.
- Жабин А. Г. Юрский ореол переотложения халькопирита около палеозойского медноколчеданного месторождения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8.
- Жабин А. Г. Гравитационные текстуры агрегатов в колчеданных месторождениях. — Зап. Всес. минералог. о-ва, 1974, вып. 5.
- Жабин А. Г. Реакционное взаимодействие рудоносных (Cu+Zn) гидротерм с телами пиритов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 3.
- Жабин А. Г., Самсонова Н. С., Пирижняк Н. А. Реконструкция эйфельского вулканогенного сульфидоотложения на Новом Сибее (Южный Урал). — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.

- Жабин А. Г., Шарфман В. С., Самсонова Н. С.* Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 2.
- Иванов В. С., Рокачев С. А.* Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6.
- Петровская А. В.* Ассоциация рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— Тр. ЦНИГРИ, М., 1961, вып. 40.
- Пирижняк Н. А.* Фации вулканогенных пород Сибайского медноколчеданного месторождения.— Тр. ЦНИГРИ, М., 1970, вып. 92.
- Пирижняк Н. А.* Палеовулканизм и формирование блоковой структуры Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— Тр. ЦНИГРИ, М., 1971, вып. 99.
- Прокин В. А., Рудаков В. М.* Брекчиевидные руды Сибая.— В кн.: Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1959.
- Самсонова Н. С., Жабин А. Г., Лутков Р. И.* Кольцевой тип распределения металлов в колчеданном месторождении Сибай на Урале.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5.
- Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972.
- Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Щеглова-Бородин О. Н.* Определение фауны в серном колчедане Сибайского месторождения на Южном Урале.— Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, Свердловск, 1966, вып. 24.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов,
Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт,
Москва

Дата поступления
21.V.1975

УДК 553.983(477)

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ХИМИКО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ НА ПРИМЕРЕ НОВО-ДМИТРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УКРАИНЫ

А. И. ГИНЗБУРГ, И. А. ЛЕТУШОВА

Излагаются результаты химико-петрографического исследования горючих сланцев Ново-Дмитровского месторождения. Высказываются соображения о генетических особенностях керогена и минеральной основы. Характеризуются петрографические типы горючих сланцев, их качество и распределение в стратиграфическом разрезе угленосной и сланцевосной толщ. Предлагается корреляция некоторых пластов горючих сланцев в пределах отдельных участков месторождения.

Горючие сланцы Ново-Дмитровского бурогоугольного месторождения Украины, расположенного в восточной части Днепровско-Донецкой впадины, в генетическом отношении представляют большой интерес. Это обусловлено тем, что сланцевосная формация подстилается и покрывается угленосной, содержащей мощные угольные пласты.

В задачу исследований входило выявить генетические особенности органического вещества горючих сланцев, определить минеральную их основу, охарактеризовать петрографические типы горючих сланцев, их качество и распределение в разрезе сланцевосной и угленосной толщ и предложить корреляцию некоторых пластов горючих сланцев в пределах отдельных участков месторождения, а также высказать соображения об условиях их образования.

Материалом исследования послужили 100 образцов горючих сланцев из семи скважин (601, 647, 1099, 1109, 1026, 1167, 1072). При описании внешнего вида горючих сланцев было обращено внимание на их цвет, текстурные и структурные особенности, результат действия соляной кислоты, способность загораться от спички, наличие или отсутствие фауны, флоры и различных минеральных включений (Гинзбург, 1973).

Изучение горючих сланцев под микроскопом проводилось в различных препаратах, а именно, в шлифах из породы, шлифах из концентратов и аншлифах из концентратов. Шлифы из горючих сланцев, составляющие главную часть препаратов, изучались в проходящем свете в обычном поляризационном микроскопе МИН-8 с электрическим источником света при увеличениях от 70 до 500 крат, а в отдельных случаях и больше. Несколько аншлифов брикетов из керогена были приготовлены для просмотра рудных минералов и определения на приборе ПООС отражательной способности органических микрокомпонентов. Люминесцентные свойства органического вещества изучались под микроскопом МЛ-1 с увеличением от 100 до 200 крат. Препараты из концентратов рассматривались в обычном поляризационном микроскопе, иногда параллельно в проходящем и отраженном свете при увеличениях до 900 крат, с глицериновой иммерсией. В них проводился подсчет микрокомпонентного состава на приборе МИУ-1.

Разрез палеоген-неогеновых отложений скв. 604 Ново-Дмитровского бурогольного месторождения (по А. А. Михелис с дополнениями из работы И. Л. Сафронова)

Система	Отдел	Подотдел	Свита	Подсвита	Литолого-петрографическое описание пород	Мощность, м
Неоген	Плиоцен				Глины темно-серые до черных, комковатые, неслоистые, тонкие прослойки зольного угля; в основании плиоцена залегает пласт угля мощностью 3 м — «верхняя линза»	60—65
	Миоцен	Верхний Средний Нижний	Полтавская		Глины неравномерно-известковистые и бескарбонатные с прослоями известняков, мергелей, глинистых известняков, бурых углей (пласт IV) — «сложная линза» с тонкими слоями горючих сланцев	150
Палеоген	Олигоцен	Верхний Средний	Берекская		Глинисто-кремнистая толща — переслаивание диатомитов, глин, горючих сланцев; в основании толщи гипсо-доломитовые породы с серой, мощность угля от 0,05 м до нескольких — «основная линза» (пласт III)	120
		Нижний	Харьковская		Глауконит-кварцевые пески, переходящие в алевритистые глины и алевролиты с прослоями углей — линза II и тонкими прослойками горючих сланцев мощностью 0,05; 0,20—0,50 м	138
	Эоцен	Верхний	Киевская	Верхне-киевская	Алевритистые глины с глауконит-кварцевыми мелко- и среднезернистыми песками	162
				Нижнекиевская	Кварцевые пески без глауконита, алевритистые, кремнистые или карбонатные глины, переходящие в кварц-глауконитовые алевролиты, песчаники и пески, пласт угля — «нижняя линза»	
		Средний	Бучакская		Пески с редкими прослоями глинистых песков; зеленовато-серые кварц-глауконитовые разнородные песчаники с линзами кварцевых песков	250

При составлении химической характеристики горючих сланцев и керогена были применены в основном углехимические методы с некоторыми видоизменениями в связи с особенностями этого вида горючих ископаемых. Кроме того, были использованы методы, описанные в работе В. А. Успенского и О. А. Радченко (1955) и книге «Руководство...» (1966).

Кероген горючих сланцев выделялся последовательной обработкой пробы соляной, плавиковой и снова соляной кислотами и дальнейшим отмыванием иона хлора сначала декантацией, а затем фильтрованием на воронке Бюхнера до отрицательной реакции с азотнокислым серебром.

Таблица 2

Микрокомпоненты керогена и их исходный материал горючих сланцев Ново-Дмитровского месторождения

Группа микрокомпонентов	Микрокомпоненты	Исходный материал микрокомпонентов		Способ накопления	Степень участия микрокомпонентов в керогене
Альгинита	Коллоальгинит	Одноклеточные колониальные водоросли, не сохранившие своего строения, возможно, частично переработанные планктоном; в незначительном количестве разложенный зоопланктон		Автохтонный, непосредственно в бассейне	Керогенообразующий основной
	Талломоальгинит	Одноклеточные колониальные водоросли различной степени сохранности			Чаще единичные экземпляры, в отдельных случаях керогенообразующие и второстепенные
Липондинита	Микроспоринит	Микроспоры	Репродуктивные и вегетативные органы высших растений с повышенным содержанием липоидов		Единичные экземпляры
	Макроспоринит	Макроспоры			
	Резинит	Смоляные тельца			
	Суберинит	Пробка			
Витринита	Δ- и γ-витринит, феллинит, атритито-витринит	Древесные и листовые части, обрывки тканей стволов, побегов и листьев высших растений лигнинно-целлюлозного состава		Аллохтонный, принесен в бассейн с суши и, возможно, самой прибрежной части акватории	Чаще единичные экземпляры, в отдельных случаях второстепенные
Фюзинита	α- и β-фюзинит	Древесные и листовые части высших растений лигнинно-целлюлозного состава			Единичные экземпляры
Хитинита	Ортосклеротинит	Остатки грибов с повышенным содержанием хитина			

Для фациально-палеогеографической характеристики горючих сланцев привлекались данные палинологического, диатомового и приближенно-количественного спектрального анализов.

В строении Ново-Дмитровского месторождения участвуют исключительно осадочные образования от девонских до четвертичных включительно. На этом месторождении депрессионная воронка, вмещающая угленосные и сланценозные отложения, имеет эллипсоидальную форму. Простирается ее длинной оси северо-западное. Глубина воронки в приосевой части превышает 1000 м. Она выполнена мощной толщей кайнозойских осадков с углами падения 60—75°. Образование депрессионной воронки в палеозойском фундаменте относится к эоценовому времени.

Угленосность месторождения приурочена к отложениям харьковской и берекской свит олигоцена, полтавской свите неогена и отложениям плиоцена (табл. 1).

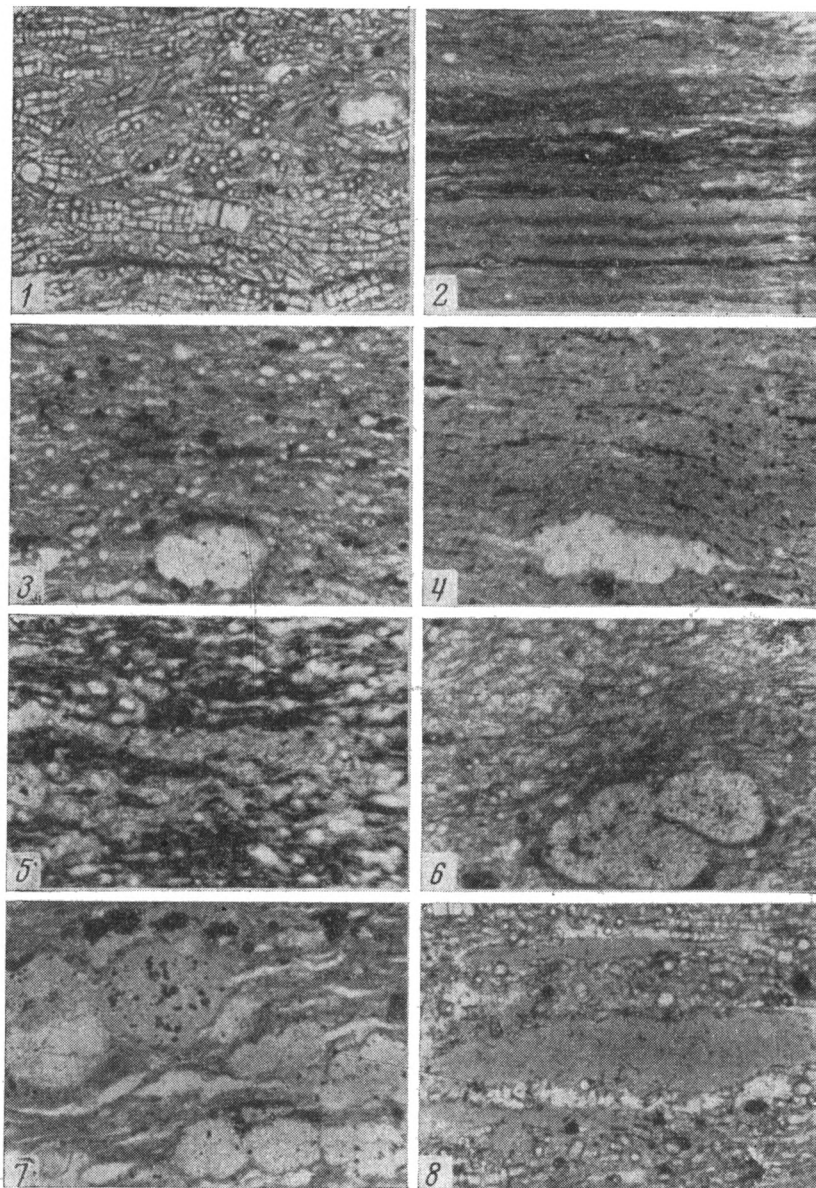
Горючие сланцы залегают в нескольких горизонтах разреза, в основном в верхней части берекской свиты между угольными пластами III и IV, или «основной линзой» и «сложной линзой», и обладают самой различной, в большинстве случаев небольшой мощностью. Они представляют породу с зольностью от 36 до 80%; содержание карбонатов в них весьма незначительное, почти всегда меньше 1% и лишь в отдельных случаях больше; количество гуминовых кислот колеблется в пределах от 1 до 40% (на породу), теплота сгорания 1100—2300 ккал/кг.

Вещественно-петрографический состав органической части горючих сланцев и пород, слагающих сланценосную толщу, характеризуется преобладанием микрокомпонентов группы альгинита, чаще коллоальгинита; витринит содержится в количестве до 10%, липоидинит — 2%, фузинит почти отсутствует; встречаются единичные экземпляры склеротинита (табл. 2, фиг. 1, 2).

Исходный материал коллоальгинита, вообще, и Ново-Дмитровских горючих сланцев, в частности, почти всегда в значительной степени является загадкой. Отсутствие следов растительной структуры в этом веществе затрудняет уверенное выяснение, какие исходные организмы растительного или животного происхождения послужили основной биомассой для накопления бесструктурного рыхлого желтого вещества, имеющего показатель преломления 1,561 и отражательную способность в воздухе 5,2%.

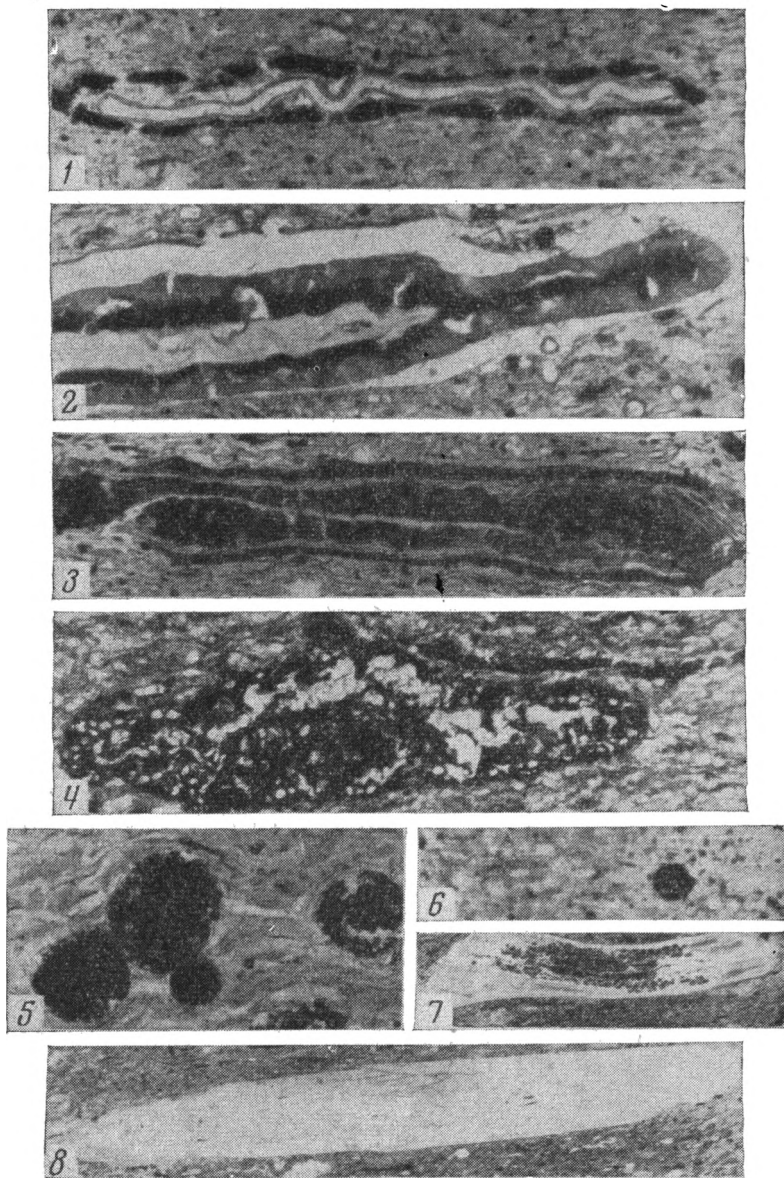
Присутствие в горючих сланцах значительного количества створок диатомовых водорослей, встречаемость, хотя и в единичных экземплярах, типичных простейших водорослей (талломоальгинит) в виде шаровидных и нитевидных образований, сохранивших в той или иной степени растительное строение, и, наконец, особенности химической характеристики этого вещества, выражающиеся в значительном содержании водорода и большом выходе летучих веществ, высокой теплоте сгорания и низком содержании азота, позволили высказать предположение, что исходным материалом коллоальгинита были главным образом низшие растения водного бассейна — фитопланктон и фитобентос, а именно, диатомовые и сине-зеленые водоросли. Главным источником образования бесструктурного коллоальгинита, по-видимому, послужила липидная составляющая диатомовых водорослей. Не исключено, что в коллоальгините в незначительном количестве участвуют измененные водоросли из группы сине-зеленых и липидная часть зоопланктона.

Микрокомпонентный состав керогена после химической обработки следующий: коллоальгинита — от 68 до 97%, витринита — от 1 до 31%, липоидинита — от 0 до 8%. Полученная химическая характеристика показала значительные колебания основных классификационных показателей в керогене: выход летучих веществ — от 62 до 95%; содержание углерода — от 65 до 73%, водорода — от 6 до 10%, органической серы — от 1,5 до 15%, азота — от 0,26 до 1,2%; количество гуминовых кислот в



Фиг. 1. Микроструктура горячих сланцев: 1—6, 8 — кремнисто-глинистых коллоальгинитовых, 7 — глинистого коллоальгинито-талломоальгинитового

1 — в диатомово-глинисто-коллоальгинитовой основе единичные фрамбонды пирита, зерна кварца и линзочки Δ -витринита, $\times 140$; 2 — чередование микрослоек чистого коллоальгинита со слоями диатомово-глинисто-коллоальгинита, видны линзочки Δ -витринита, $\times 140$; 3 — в диатомово-глинисто-коллоальгинитовой основе фрамбонды пирита, зерна кварца и талломоальгинит, $\times 130$; 4 — в глинисто-коллоальгинитовой основе фрамбонды пирита, линзочки Δ -витринита и талломоальгинит, $\times 130$; 5 — в диатомово-глинисто-коллоальгинитовой основе своеобразное тело, отнесенное к талломоальгиниту, $\times 130$; 6 — в диатомово-глинисто-коллоальгинитовой основе скопление нескольких экземпляров талломоальгинита, $\times 150$; 7 — в глинисто-коллоальгинитовой основе многочисленные экземпляры талломоальгинита и зерна пирита, $\times 140$; 8 — в диатомово-глинисто-коллоальгинитовой основе резинит, $\times 220$



Фиг. 2. Микроструктура горючих сланцев

1, 2 — макроспорангий со сформированной макроспорой, $\times 220$; 2 — феллинит-гелифицированная и частично суберинизированная пробковая ткань, $\times 220$; 3 — феллинит-гелифицированная частично суберинизированная пробковая ткань, $\times 220$; 4 — фюзинит-фюзенизированный лист хвойных растений, $\times 130$; 5 — псевдоморфозы пирита по водорослям, $\times 250$; 6 — пирит, $\times 250$; 7, 8 — обломки фосфата (коллофан) (7 — $\times 230$, 8 — $\times 100$) (в проходящем свете)

породе — от 0,9 до 16%, в керогене — от 4 до 38%; удельный вес керогена — от 1,11 до 1,36, теплота сгорания — от 6970 до 8957 ккал/кг. Характерной особенностью керогена исследованного материала является высокое содержание органической серы и сравнительно низкое азота.

Химико-петрографические показатели позволили выделить два основных типа керогена, относящихся, по предварительной схеме классификации А. И. Гинзбург (1969; Гинзбург, Котлуков, 1973), к различным генетическим классам (табл. 3). Так, коллоальгитовый кероген, содержа-

щий в среднем 94% микрокомпонентов группы альгинита (коллоальгинит+талломоальгинит), относится к классу сапропелитов, а витринито-коллоальгитовый, содержащий в среднем 77% микрокомпонентов группы альгинита,— к классу сапропелито-гумитов, хотя он и содержит в среднем витринита несколько меньше, чем в предлагаемой схеме классификации керогена горючих сланцев.

Минеральная часть горючих сланцев определялась в шлифах и приближенно-количественным спектральным анализом на 45 элементов в 67 образцах, обработанных БЭСМ-4. Были установлены следующие группы минералов: сульфиды, окислы и гидроокислы, карбонаты, фосфаты, силикаты и алюмосиликаты (табл. 4). Спектральный анализ обнаружил в горючих сланцах следующие элементы: Si, Al, Mg, Ca, Fe, Ti, Cr, Pb, Mn, V, Cu, Na, Y, Yb, Zn, Ni, Zr, Co, Sr. Сланцеобразующим во всех типах горючих сланцев является глинистое вещество, во многих — смесь глинистого вещества с пелитоморфным карбонатом и опал с глинистым веществом. Во всех типах горючих сланцев присутствуют фрамбоиды пирита и зерна кварца, а в некоторых — и обломки коллофана (см. фиг. 2).

Горючие сланцы по составу минеральных и органических компонентов и характеру распределения в породе довольно однообразны. Тем не менее детальный анализ этих компонентов и их сочетаний позволил выделить среди них четыре петрографических типа. Основанием для выделения послужили минералогический состав сланцеобразующей их части и микрокомпонентный состав керогена, а следовательно, генетическая его принадлежность (Гинзбург, 1969). По этим двум главным показателям и обозначаются типы горючих сланцев: кремнисто-глинистый коллоальгитовый, кремнисто-глинистый витринито-коллоальгитовый, глинистый витринито-коллоальгитовый и глинистый коллоальгинито-талломоальгитовый (см. табл. 3, фиг. 1). Иными словами, даже в пределах изучаемого месторождения горючие сланцы отличаются разным минеральным составом при однообразном микрокомпонентном составе керогена и одинаковой минеральной составляющей при неодинаковом сочетании групп микрокомпонентов в керогене. Внутри перечисленных типов, особенно первого, имеют место различия, четко проявляющиеся главным образом во внешнем виде и менее отчетливо — под микроскопом и по химическим показателям.

Имеющиеся весьма ограниченные данные все же показали закономерное распределение петрографических типов горючих сланцев в разрезах угленосной и сланценосной толщ. Так, глинистый коллоальгинито-талломоальгитовый горючий сланец был встречен в скв. 601 в интервале глубин 439,2—460,5 м в харьковской свите между двумя пачками второго угольного пласта («линза II») и над ним в скв. 610 на глубине 213,9 м. Этот тип горючего сланца слагает тонкие слои среди пород угленосной толщи. Химические показатели для керогена этого типа горючих сланцев отсутствуют. По данным петрографических исследований, коллоальгинито-талломоальгитовый кероген должен обладать наиболее высоким выходом смолы, летучих веществ, большим количеством водорода и высокой теплотой сгорания, т. е. наиболее благоприятными показателями для использования его в химической промышленности.

Кремнисто-глинистый коллоальгитовый петрографический тип горючего сланца слагает почти всегда пласты сланценосной толщи (за исключением самых верхних) (фиг. 3). Он располагается в стратиграфическом интервале между пластами угля III и IV, в верхней части бережской свиты, захватывая самые низы полтавской свиты. Химическая характеристика керогена этого петрографического типа (см. табл. 3) свидетельствует о его хорошем качестве. Высокий выход летучих веществ, большое содержание водорода и высокая теплота сгорания керогена по-

Характеристика петрографических типов горючих

Петрографические типы по составу минеральной и органической составных частей	Содержание органического вещества, % (число проб)	Групповой микрокомпонентный состав керогена, %					Количество проанализированных проб	Обобщенная химическая			
		Коллоальгинит	Талломоальгинит	Дипонинит	Витринит	Физинит		Ща, %	У ² , %	Гуминовые кислоты, %	d керогена, г/см ³
Кремнисто-глинистый коллоальгитовый		93	Доли	1	5	—	24				
Листовато-слоистый	20 (11)	94	»	1	5	—	13	1,6—3,6	86—93	3—5 (до 5)	1,11—1,23
Слоистый	25 (8)	93	»	1	6	—	7				
Массивный	24 (9)	92	1	2	5	—	4				
Кремнисто-глинистый витринито-коллоальгитовый	23,5 (1)	75	0,5	0,5	24	—	2	4,4—7,3	62—75	16—40	1,24—1,36
Глинистый коллоальгинито-талломоальгитовый	15 (1)	30	68	—	2	—	4				Нет данных
Глинистый витринито-коллоальгитовый	37 (2)	78	Доли	1	20	1	3	7,2	66	29	1,4

● — очень много; ▲ — очень много в единичных случаях; ■ — много; ++ — всегда присутствуют

звояют считать его после обогащения весьма благоприятным сырьем для химической переработки.

Текстурные разновидности кремнисто-глинистого коллоальгитового горючего сланца чередуются между собой во вполне определенной последовательности, правда, почти всегда с постепенными переходами. Изученный материал далеко не достаточен для составления достоверного профиля, на котором были бы протянуты все слои и пласты разновидностей этого типа. Тем не менее совершенно определенно намечается общая тенденция. В нижней части разреза чередуются между собой листовато-слоистые и слоистые горючие сланцы и почти отсутствуют массивные, напоминающие глины, в верхней, наоборот, преобладают массивные горючие сланцы и среди них тонкие слои листовато-слоистых и слоистых. Присутствие известковой примеси в виде обломков фауны или пелитоморфного карбоната отмечается в листовато-слоистой и массивной разновидностях, расположенных в средней части разреза сланценосной толщи (см. фиг. 1).

На профиле показана предполагаемая корреляция пластов, сложенных текстурными разновидностями кремнисто-глинистого коллоальгитового и других типов горючего сланца. В общем плане в этом интервале разреза намечаются несколько отличные этапы сланцеобразования: нижний, средний, верхний. Их разделяют этапы накопления глинистых и диатомовых пород.

Признаками, отражающими условия образования горючих сланцев, послужили вещественно-петрографический состав керогена, состав минеральных компонентов, текстурные особенности горючих сланцев, родовая принадлежность фауны и флоры, последовательность чередования петрографических типов горючих сланцев по мощности отдельных пластов и характер распределения их непосредственно в сланценосной тол-

сланцев Ново-Дмитровского месторождения

характеристика керогена			Обобщенная минералогическая характеристика минеральной составной части									Распространение
C ² , %	H ² , %	Q _D ² , ккал/кг	Силикаты и алюмосиликаты		Оксиды		Карбонаты		Сульфиды, пирит	Фосфаты		
			Глинистое вещество	Минералы	Кварц	Опал	Пелитоморфный	Кальцит и др.				
65—71	8,2—10,0	8300—8800	●	+	++	■	▲	·+	++	+	Кроме самых верхних, целиком все пласты сланцевосной толщи, расположенной в интервале между III и IV пластами угля	
64—68	6,1—7,0	7000 (6970)	●	+	++	■	—	—	++	—		Один из самых верхних пластов сланцевосной толщи, расположенной в интервале между III и IV пластами угля
			●	+	++	—	—	+	+	—		
68	6,7		●	+	++	+	—	+	+	—	Тонкие пласты стратиграфически выше IV пласта угля	

в относительно незначительных количествах; + — единичные; — — отсутствуют.

ще. Анализ всех перечисленных признаков, относящихся к породе, позволил реконструировать условия, в которых происходило накопление осадков, превратившихся в ходе геологической истории в пласты горючих сланцев, приуроченных к угленосным отложениям харьковской и полтавской свит и сланцевосным отложениям берекской (см. табл. 1).

Горючие сланцы харьковской свиты. Накопление осадков происходило в условиях застойных открытых пресноводных водоемов с недостаточным притоком кислорода, расположенных вдали от области сноса. Растительный и минеральный материал в этих водоемах находился во взвешенном состоянии. Отсутствовало движение среды, сортирующее осадок. Глинистые частицы сорбировали органическое бесструктурное вещество. На дно оседала механическая смесь бесструктурного водорослевого вещества (коллоальгинит) с глинистым, со структурными водорослями (талломоальгинит) и очень незначительным количеством принесенных с берега остатков высшей растительности и зерен минералов (кварц). Судя по малой мощности пластов и их незначительной площади распространения, эти пресные застойные водоемы существовали относительно недолго и, вероятно, располагались в спокойной пойме, вдали от области сноса. Они быстро затоплялись и превращались в более глубокие части водоема, в которых развитие и скопление органического вещества было очень незначительным. Образовались породы с включением рассеянного органического вещества или происходила полная смена условий осадкообразования и создавались предпосылки, благоприятные для накопления угольных пластов.

Горючие сланцы берекской свиты. В берекское время после образования угольного пласта «Основная линза» в центральной части площади месторождения наступила резкая смена фациально-палеогеографических условий. Болотный режим сменился типично озерным.

Т а б л и ц а 4

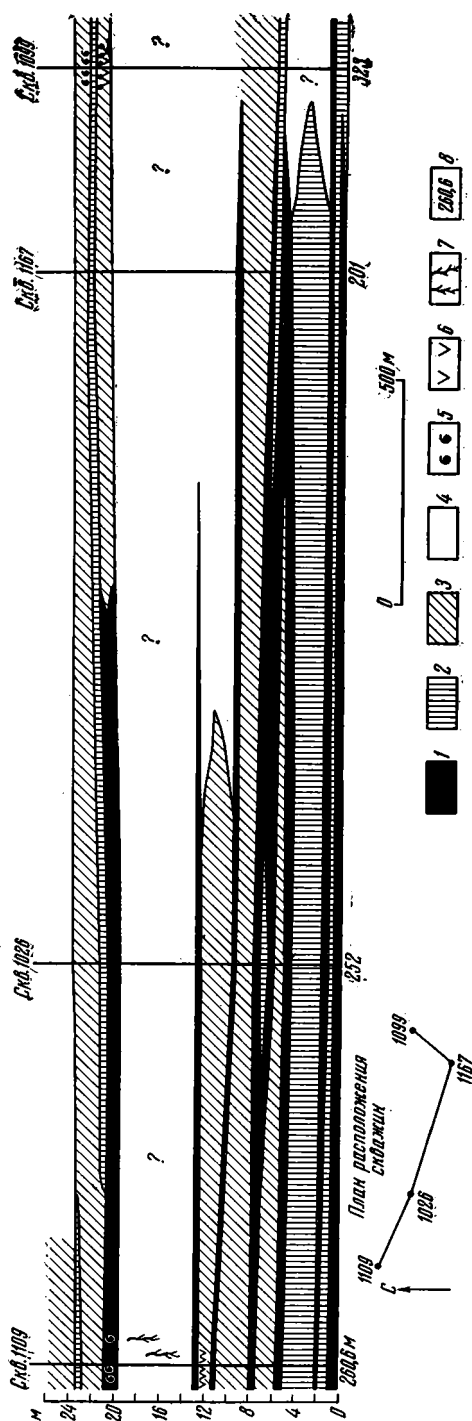
Обобщенная характеристика преобладающих минеральных компонентов горючих сланцев

Группы минералов	Минералы	Распространенность в различных типах горючих сланцев	Размеры, мм	По вероятным условиям образования в различных типах горючих сланцев
Сульфиды	Пирит	Всегда присутствует во всех типах, наибольшее количество в халцедоно-глинистом коллоальгитовом и витринито-коллоальгитовом	0,01—0,02, редко больше и меньше	Диagenетический биогенный, фрамбоиды и псевдоморфозы по водорослям и остаткам древесины
Окислы и гидрокислы	Кварц		0,08—0,12, иногда 0,05—0,4	Терригенный сингенетичный
	Опал	Сланцеобразующий в кремнисто-глинистом коллоальгитовом и витринито-коллоальгитовом, отсутствует в глинистом витринито-коллоальгитовом и коллоальгинито-талломоальгитовом	Диаметр створок раковин диатомей 0,01—0,06, длина 0,10—0,20	Органогенный — створки от панцирей диатомовых водорослей, сингенетичный
Карбонаты	Кальцит	Встречается редко, обломки во всех типах, в халцедоно-глинистом коллоальгитовом образует псевдоморфозы по водорослям	0,10—0,20	Органогенный, обломки фауны и псевдоморфозы по водорослям
	Доломит	Установлен в единичных шлифах		Аутигенный
	Карбонат пелитоморфный *	В смеси с глинистым веществом в коллоальгитовом	Криптокристаллический	Аутигенный позднедиагенетический
Фосфаты	Коллофан	Отдельные обломки в халцедоно-глинистом коллоальгитовом	От очень мелких до 1 мм	Органогенный (обломки скелетов рыб)
Силикаты и алюмосиликаты	Глинистое вещество *	Сланцеобразующее во всех типах	Пелитовый	Терригенный сингенетичный
	Гидрослюда	Единичные включения	Десятые доли	Терригенный
	Глауконит	То же	Сотые доли	То же

* Условно внесено в графу минералов

На площади примерно 10 км² произошло образование опресненного бассейна, в котором очень слабо были развиты волнения и течения. Осадки этого бассейна были биогенно-кластогенные, а в отдельные периоды — и хемогенные. Основными обитателями бассейна являлись, по определению А. И. Моисеевой, диатомовые водоросли, различные по экологическому составу, со своеобразными кремнистыми панцирями, хорошо сохранившимися в ископаемом состоянии. Преобладали бентосные диатомей, подчиненное значение имели планктонные. В этом же бассейне во взвешенном состоянии свободно плавали водоросли из группы сине-зеленых. Кроме диатомей, в отдельные периоды в бассейне обитали мелкие гастроподы и небольшие рыбы. Судя по сохранившимся остаткам рыб и гастропод, количество их было невелико. Это дает основание предположить, что лишь незначительная часть диатомей была ими переработана. Главная же часть органического вещества осадков озерного бассейна образовалась в результате накопления и биохимического превращения продуктов распада умирающих диатомей, незначительной части водорослей других групп, зоопланктона и остатков высших растений. Последние были принесены с берегов, где они имели широкое развитие в прилегающих к бассейну районах. Количество органических остатков высших растений значительно увеличилось при накоплении осадков, давших впоследствии самый верхний пласт горючих сланцев.

Судя по родовой принадлежности диатомей и характеру их распределения в разрезе, а также присутствию гастропод и известковой примеси, глубина бассейна и его соленость были непостоянными и неодинаковыми



Фиг. 3. Схема сопоставления пластов горючих сланцев, вскрытых скважинами 1109, 1026, 1167, 1099 на Ново-Дмитровском месторождении, масштаб: горизонтальный — 1 : 7500, вертикальный — 1 : 300 (составила А. И. Гинзбург). Кремнисто-глинистый коллоальгитовый горючий сланец: 1 — листовато-слоистый, 2 — слоистый, 3 — массивный, 4 — порода, разделяющая пласты горючих сланцев; 5 — скопление фауны гастропод; 6 — тонкие кремнистые прослойки; 7 — образования типа корневых систем; 8 — глубина залегания I пласта горючего сланца

в период накопления различных пластов. Бассейн в период своего существования всегда был более или менее мелководным с тепловодным режимом и преимущественно пресноводным, особенно в периоды формирования нижних и верхних пластов горючих сланцев, для которых характерно максимальное развитие родов диатомей *Fragilaria*¹, *Navicula*, *Cymbella*, *Melosira*¹ и др.

В средней части разреза на солоновато-пресноводный режим и несколько большую глубину бассейна указывают появившиеся различные формы рода *Stephanodiscus matrensis*, ведущие планктонный образ жизни, а также присутствие гастропод и более значительная общая известковитость. Несомненно, что в отдельные периоды существовала связь пресноводного бассейна с солоноватоводным типа лагуны или мелководного моря. Относительно стоячие воды озера и анаэробная среда при достаточном количестве серы, железа, кальция и органического вещества способствовали сульфидоредукции бактерий и пиритообразованию.

Условия накопления неодинаковых текстурных разновидностей горючих сланцев обусловлены главным образом внутренней жизнью водоема и лишь косвенно — внешними факторами, а именно, сезонными изменениями и колебательными движениями. Все разновидности образовались из взвеси в спокойных условиях седиментации.

Горючие сланцы полтавской свиты. Эти горючие сланцы слагают маломощные пласты. Больше всего оснований предположить существование очень мелких озер, расположенных в спокойных участках поймы, окруженных высшей растительностью.

В заключение следует сказать, что опыт применения химико-петрографических методов исследований горючих сланцев в комплексе с палинологическим, альгологическим и палеонтологическим, а также спектроскопическим позволяет ответить на широкий круг вопросов, имеющих практическое и научное значение.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург А. И. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР). — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- Гинзбург А. И. Методы петрографического изучения органического вещества горючих сланцев. В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин, «Валгус», 1973.
- Гинзбург А. И., Котлуков В. А. Материалы к генетической классификации горючих сланцев и сланценосных формаций. В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин, «Валгус», 1973.
- Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Л., «Недра», 1966.
- Успенский В. А., Радченко О. А. Описание основных методов битумологического исследования при обработке материалов опорного бурения. Л., Гостоптехиздат, 1955.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
5.II.1974

¹ Определение проведено старшим научным сотрудником ВСЕГЕИ А. И. Моисеевой.

УДК 553.81 : 552.512 : 551.72 (571.5)

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ — ВОЗМОЖНЫЕ ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ АЛМАЗОВ

М. П. МЕТЕЛКИНА, Б. И. ПРОКОПЧУК

Обобщение данных по известным докембрийским алмазоносным провинциям Мира показывает, что эти провинции характеризуются рядом общих особенностей геолого-структурного положения, литологического состава терригенных формаций, заключающих алмазы, а также спецификой самих алмазов и сопровождающих их минералов. Анализ геологического строения северо-восточной части Сибирской платформы в свете установленных закономерностей позволил выделить в разрезе верхнепротерозойских отложений этой территории несколько горизонтов олигомиктовых (иногда чисто кварцевых) грубообломочных пород, сформировавшихся после длительных перерывов в осадконакоплении и периодов корообразования. Эти горизонты могут рассматриваться в качестве потенциальных промежуточных коллекторов алмазов.

В ряде регионов Мира успешно эксплуатируются месторождения, связанные с формациями алмазоносных конгломератов докембрийского возраста. В некоторых провинциях (Индийской, Бразильской, Западно-Африканской) эти конгломераты служат объектом непосредственной разработки на алмазы (Трофимов, 1967). В большинстве случаев формации алмазоносных конгломератов являются одним из важнейших источников россыпных месторождений более молодого возраста. Таковы формации Витватерсранд Южной Африки; Биррим, Тортья и Тарква Западной Африки; Рораима, Минас (Жакобина), Лаврас и Альто-Парагвай Южной Америки и Виндий Индии.

Сравнительный анализ материалов по геологии и алмазоносности известных докембрийских провинций показал, что эти провинции характеризуются общими особенностями геолого-структурного положения, строения и состава формаций, заключающих алмазы, а также спецификой самих алмазов и сопровождающих их минералов. Сходство тектонической позиции выражается в приуроченности алмазов к участкам ранней консолидации фундамента докембрийских платформ, образующим в настоящее время щиты или древние массивы. Формации алмазоносных конгломератов докембрия тяготеют к основанию осадочного чехла протоплатформ, базальным горизонтам карбонатно-терригенных серий докембрийского платформенного чехла близ выступов кристаллического фундамента, к внешним приплатформенным окраинам миогеосинклинальных прогибов в обрамлении щитов или древних платформ.

Наиболее благоприятными для аккумуляции алмазов являются грубообломочные фации прибрежно-морского генезиса, отложения дельт и прибрежных аллювиальных равнин, реже флювиогляциальные разности ледниковых отложений. Состав и особенности строения алмазоносных конгломератов определяются формационной принадлежностью вмещаю-

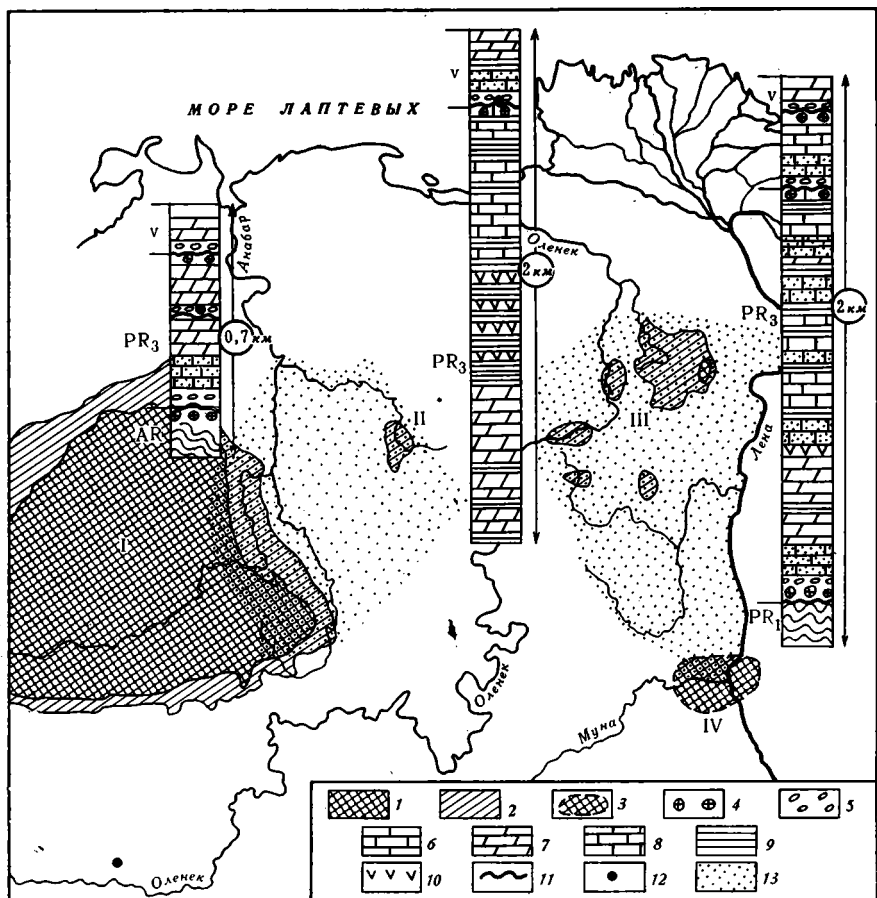


Схема распространения докембрийских образований на северо-востоке Сибирской платформы

1 — кристаллический фундамент; 2 — верхнепротерозойский чехол; 3 — кристаллический фундамент под платформенным чехлом; 4 — коры выветривания; 5 — базальные конгломераты; 6 — песчаники; 7 — доломиты; 8 — известняки; 9 — сланцы; 10 — вулканогенные породы; 11 — стратиграфические и структурные несогласия; 12 — находки пиропы и пикроильменита в конгломератах верхнего протерозоя; 13 — области распространения алмазов с признаками древности; структурные элементы: I — Анабарский массив, поднятия: II — Уджинское, III — Оленекское, IV — Мунское

щих толщ. Обычно их накоплению предшествуют длительные эпохи выветривания и денудации, а сами они в значительной степени представляют продукт перемыва и переотложения древних кор выветривания. Месторождения, образующиеся за счет докембрийских алмазоносных формаций, отличаются своеобразным набором минералов-спутников, в число которых обычно входят дистен, андалузит, гранат, ставролит, корунд, циркон, рутил, нередко золото, а также минералы группы гамлинита — горсейсит, гойцит, флоренсит. Типичные минералы кимберлитов (пироп, пикроильменит и др.), свойственные месторождениям фанерозоя, как правило, отсутствуют.

Алмазы известных докембрийских провинций, по О. В. Суходольской, характеризуются комплексом специфических признаков древности: резким преобладанием в морфологическом спектре округлых форм ромбододекаэдрического и октаэдрического габитуса, а также повышенным по сравнению с фанерозойскими месторождениями содержанием кубонидов и тетраэдроидов; наличием скрытокристаллических разно-

Схема сопоставления докембрийских образований северо-востока Сибирской платформы

Геологический возраст		Восточный склон Анабарского массива		Уджинское поднятие		Оленекское поднятие	
Венд		Старореченская свита (терригенно-карбонатная), 624—670		Туркутская свита (карбонатная)		Хорбусунская серия	Туркутская свита (терригенно-карбонатная), 675
				Томторская свита (терригенная), 700—750			Базальные конгломераты Коры выветривания Хатыспытская свита (карбонатно-терригенная) Маастахская свита (карбонатно-терригенная)
Несогласие, базальные конгломераты, коры выветривания							
Протерозой	Верхний (рифей)	Билляхская серия	Верхняя толща (терригенно-карбонатная) Несогласие, базальные конгломераты Нижняя толща (карбонатная), 1530 Мукунская серия (терригенная), 1550 Несогласие, базальные конгломераты, коры выветривания	Хапчаньская свита (терригенно-карбонатная), 1000		Соломьинская серия	Хайпахская свита (терригенно-карбонатная), 980
	Унгуохтахская свита (вулканогенно-терригенная) Улахан-курунгская свита (карбонатная)			Дебенгдинская свита (терригенно-карбонатная), 1100 Арымасская свита (терригенно-карбонатная), 1260 Кютюнгдинская свита (карбонатная), 1380 Сыгынахтахская свита (терригенная), 1480—1515			
Архей	Средний 1900—2100 Нижний 2500—2700 Верхний						Несогласие, базальные конгломераты, коры выветривания
	Нижний		Хапчанская серия Верхнеанабарская серия Далдынская серия, 3100				Экитская серия, 2000

Примечание: Составлена на основе схемы стратиграфического расчленения, принятой Новосибирским совещанием в 1965 г. с учетом данных И. М. Битермана, В. Я. Кабанькова, А. А. Красильщикова, Э. Н. Эрлиха (1961) и др. Абсолютный возраст, млн. лет (К/Аг-методом): для рифей и венда — по глаукониту; для экитской серии — по слюдам метаморфических пород; для далдынской серии — по валовым пробам из основных пород и вулканитов.

видностей — карбонадо и балласов; зеленой окраской поверхностного слоя кристаллов и присутствием зеленых и бурых пятен пигментации; наличием алмазов, инкрустированных кварцем; нередко интенсивным механическим износом и т. д. (Метелкина и др., 1971).

Алмазы с подобными признаками древности известны и в ряде регионов СССР (северо-восток и юго-запад Сибирской платформы, Урал, отдельные районы Русской платформы), что указывает на необходимость изучения развитых в их пределах докембрийских образований с целью выявления формаций алмазоносных конгломератов. Особый интерес в этом отношении представляет северо-восточная часть Сибирской платформы. Указанная территория по структурному положению, составу отдельных формаций, а главное, характеру алмазов близка докембрийским провинциям других континентов. Алмазы из аллювиальных отложений этого региона отличаются как от алмазов из палеозойских трубок центральных частей платформы, так и от алмазов из развитых здесь кимберлитовых тел мезозойского возраста. Преобладание округлых форм, наличие кристаллов с пятнами пигментации и интенсивным механическим износом, находки карбонадо и ряд других особенностей сближают их с алмазами известных докембрийских провинций.

Анализ распространения алмазов с признаками древности показывает, что алмазы встречаются в аллювии рек, которые в своих верховьях размывают верхнепротерозойские отложения, развитые на восточном склоне Анабарского массива, а также в сводовых частях Оленекского и Уджинского поднятий (фигура). Древнейшие образования этих структур, относящиеся к кристаллическому фундаменту платформы, имеют архейский и нижнепротерозойский возраст. Отложения верхнего протерозоя залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием на складчатых комплексах фундамента, слагая основание осадочного чехла. Они представлены толщей относительно слабо дислоцированных карбонатно-терригенных пород мощностью 0,7—2 км. В ее строении отмечается отчетливая крупная ритмичность, выражающаяся в закономерной смене терригенных отложений карбонатными.

При сопоставлении разрезов верхнепротерозойских отложений восточного склона Анабарского массива, Уджинского и Оленекского поднятий выявляется несколько крупных макроритмов, отделенных друг от друга перерывами в осадконакоплении (таблица). Начало каждого макроритма знаменуется эпохой корообразования и отложения базальных конгломератов, формирующихся за счет продуктов перемыва корыветривания. Выше по разрезу они сменяются мелкообломочными терригенными, затем карбонатными породами устойчивого морского режима. Грубообломочные отложения начальной стадии каждого макроритма по условиям образования и составу могут рассматриваться в качестве потенциальных промежуточных коллекторов алмазов.

На восточном склоне Анабарского массива нижний член первого макроритма верхнепротерозойских отложений представлен терригенными породами мукунской серии, которая окаймляет узкой полосой выходы кристаллических пород архея или слагает отдельные разобщенные блоки в фундаменте. Она залегает либо непосредственно на архейских породах, либо на размытой поверхности отложений древней коры выветривания. По данным Л. П. Смирнова (1965, 1968), Э. А. Шамшиной и Л. В. Никишовой (1971), домукунские коры выветривания имеют преимущественно гидрослюдисто-каолининовый состав и характеризуются зональным строением. Время их формирования определяется тем, что они представляют собой продукты разрушения архейских пород фундамента, перекрытых базальными слоями осадочного чехла, относящимися к самым низам верхнего протерозоя.

В базальных горизонтах мукунской серии, сложенной в основном кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, отмечаются линзовидные прослои пестроокрашенных гравелитов и мелкогалечных конгломератов (мощностью до 3—5 м). Они сложены хорошо окатанной галькой кварца, кварцита и кварцито-песчаника (размер гальки до 5 см), сцементированной крупнозернистым кварцито-песчаником. В составе гравелитов отмечаются обломки кварца (40—50%), полевых шпатов и микрокварцитов. Цемент их кремнисто-глауконитовый. Структурно-текстурные особенности указывают на прибрежно-морские условия формирования. Абсолютный возраст глауконита из песчаников мукунской серии 1550 млн. лет (Кабаньков и др., 1970).

Начало второго макроритма фиксируется терригенными породами основания верхней толщи билляхской серии, которые с размывом залегают на карбонатных отложениях нижней толщи, а на юго-восточной окраине Анабарского поднятия — на породах мукунской серии или непосредственно на метаморфических образованиях архея. Базальный горизонт пестроокрашенных косослоистых песчаников (от 20—30 до 40—45 м) и гравелитов этой толщи с линзами мелкогалечных конгломератов является маркирующим и прослеживается повсеместно вдоль восточного склона Анабарского поднятия. Галечный и гравийный материал представлен преимущественно кварцем (70—85%) и разноцветными кремнями и отличается идеальной окатанностью.

Для минерального состава тяжелой фракции протолокес описываемых пород, по данным Э. Г. Сочневой и Б. И. Прокопчука, характерна циркон-гематитовая ассоциация с содержанием гематита 90—95% и циркона до 10%. Интересным фактом является присутствие в двух протолокесных пробах из конгломератов верхнебилляхской толщи нескольких зерен пикроильменита размером 0,5—2 мм, с корродированной поверхностью и двупреломлением в буровато-красных тонах и одного зерна пиропара размером 0,1×0,1×0,2 мм бледно-фиолетового цвета с показателем преломления 1,754, обнаруженных А. Е. Клейзером (НИИГА). Это единственные на Сибирской платформе находки парагенетических спутников алмаза, зафиксированные в докембрийских породах.

Возраст билляхской серии определен на основании многочисленных находок строматолитов и микрофитолитов, а также К/Аг-методом по глаукониту из подстилающих песчаников нижней части билляхской серии в 1530 млн. лет.

Третий макроритм начинается горизонтом грубообломочных отложений в основании старореченской свиты, венчающей разрез докембрия в пределах Анабарского поднятия. На восточном склоне последнего они с размывом залегают на более древних толщах верхнего протерозоя, а на южной окраине, где эти толщи выпадают из разреза, — непосредственно на породах фундамента. На ряде участков их подстилают образования коры выветривания гидрослюдистого типа с широким развитием аутигенных сульфатов мощностью до 10 м (Смирнов, 1965; Шамшина, Никишова, 1971).

Грубозернистые песчаники базального горизонта старореченской свиты содержат линзовидные прослои кварцевых гравелитов и конгломератов мощностью 6—8 м. Помимо кварца, составляющего до 80% обломочного материала, в конгломератах отмечаются кремни, кристаллические сланцы, кварцито-песчаники. Цементом служат кварцевые песчаники с кремнисто-серицитовым цементом выполнения. В составе тяжелой фракции, по данным Б. И. Прокопчука и Э. Г. Сочневой, основную часть составляет циркон, в редких знаках встречается рутил, гематит, мартит.

По комплексу строматолитов и микрофоссилий отложения старореченской свиты сопоставляются с юдомской свитой юга Сибирской плат-

формы, относимой к венду (Келлер и др., 1967). Абсолютный возраст глауконита из отложений свиты определен в 670—624 млн. лет (Кабанков и др., 1970).

В разрезе верхнепротерозойских отложений Уджинского поднятия представляет интерес лишь одна пачка терригенных образований, выделяемых под названием томторской свиты. Базальные горизонты ее, состоящие из прослоев кварцевых гравелитов, мелкогалечных конгломератов (до 2 м) и песчаников, с резким угловым несогласием залегают на различных горизонтах подстилающих толщ верхнего протерозоя. Характерным является обилие в гравелитах угловатых обломков письменных гранитов, крупных (0,5—2 см) кристаллов калиевого полевого шпата и динамометаморфизованных кварцитов, что, по-видимому, свидетельствует об интенсивном размыве в период формирования описываемой толщи пород кристаллического фундамента, находившихся в непосредственной близости. Интересно также значительное количество гематита, присутствующего как в цементе, так и в обломках гравелитов (Эрлих, 1961).

По возрасту отложения томторской свиты сопоставляются с маастакской свитой Оленекского поднятия, относимой к венду. Согласно исследованиям Э. Н. Эрлиха, в промежуток времени, предшествующий отложению томторской свиты, имели место интенсивные тектонические движения, которые привели к формированию в основных чертах структуры Уджинского поднятия и выходу на поверхность пород кристаллического фундамента. Перерыв в осадконакоплении был весьма значительным, так как к началу отложения пород томторской свиты глубина эрозионного среза подстилающих ее отложений достигла почти 1000 м.

На территории Оленекского поднятия отложения верхнего протерозоя слагают центральные части Оленекской и Куойкской сводовых структур, разделенных Кютюнгдинским прогибом. Здесь выделяются три горизонта грубообломочных образований. Наиболее древний из них залегает в основании сололийской серии (сыгынахтакская свита), которая несогласно перекрывает породы складчатого фундамента.

В составе базального горизонта сыгынахтаксской свиты развиты светло-серые, почти белые конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники. На долю гравийно-галечного материала в них приходится до 50—60% общей массы породы. Размер обломков колеблется от 1—2 до 25 см. Галька обычно хорошо окатана, сортированность выражена слабо. В составе грубообломочного материала резко преобладает кварц (90—95%), встречаются кварцит, кремнистые породы. Связующей массой служит почти чистый кварцевый песчаник. В направлении с северо-востока на юго-запад отмечается увеличение крупности обломочного материала, одновременно возрастает мощность свиты (от 65—80 до 200 м). Видимо, в этом направлении находились источники сноса.

Описываемые конгломераты формировались в условиях размыва суши и наступления мелководного моря за счет эродированного складчатого основания платформ в интервале времени не менее 500 млн. лет (Леонов и др., 1966). Базальная толща сыгынахтаксской свиты содержит в своем составе продукты переотложенной коры выветривания, которые, очевидно, можно сопоставлять с домукунскими корами выветривания Анабарского поднятия. Абсолютный возраст свиты 1450 млн. лет, определенный K/Ar-методом по глаукониту (Красильщиков, Битерман, 1970), также сопоставим с возрастом мукунской серии.

Второй макроритм начинается здесь терригенными отложениями хорбусуонской серии венда (маастакская свита), которые со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на различных горизонтах сололийской серии. По данным Б. Н. Леонова и др. (1966), глубина размыва увеличивается с северо-запада на юго-восток, достигая 600 м. Базальный горизонт сложен пестроокрашенными конгломератами, гра-

велитами и песчаниками общей мощностью до 30—35 м. В составе конгломератов резко преобладает галька кварца (до 95%), встречаются угловатые обломки микроклина (до 5%). Цемент глинистый, реже карбонатный.

К границе солоолийской и хорбусуонской серии приурочена премаастахская поверхность выравнивания, знаменующая крупный перерыв в осадконакоплении и образовавшаяся после значительного поднятия и глубокого размыва подстилающих пород. С нею связана кора выветривания, представленная ожелезненными пестрыми глинами, пока еще слабо изученными. Мощность их достигает 20 м.

На южном склоне Оленекского поднятия в основании туркутской свиты венда геологами ВАГТа (Битерман, Горшкова, 1969) выделяется горизонт конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников существенно кварцевого состава, сменяющих друг друга по разрезу и простирацию. Размер гальки в конгломератах 1,5—2 см. Она на 80% сложена кварцем; кроме того, отмечаются кремни и карбонатные породы. Описанный горизонт подстилает двухметровый пласт сильно ожелезненных песков и рыхлых песчаников с линзами белого кварцевого песка, которые, по мнению Н. И. Гогиной, образовались в результате переотложения продуктов коры выветривания. По положению в разрезе туркутская свита относится к самым верхам венда.

Подводя итоги изложенному выше, можно видеть, что в верхнем протерозое северо-востока Сибирской платформы отчетливо намечается несколько эпох, благоприятных для россыпеобразования. Все они фиксируются горизонтами олигомиктовых, иногда чисто кварцевых конгломератов, сформировавшихся после длительных перерывов в осадконакоплении и периодов корообразования, и хорошо сопоставляются по возрасту (см. таблицу).

Первая эпоха соответствует времени формирования базальных горизонтов мукунской серии Анабарского и солоолийской серии Оленекского поднятий; эти горизонты залегают в основании платформенного чехла (абсолютный возраст 1450—1550 млн. лет). Их накоплению предшествовал длительный промежуток времени между завершением консолидации складчатого основания и началом образования верхнепротерозойского осадочного чехла. Формационный анализ древних метаморфических толщ в пределах Анабарского массива (Рабкин, Вишневский, 1968) показывает, что в конце архея — начале протерозоя описываемая территория представляла собой огромную горную страну с резким перепадом высот. К концу среднего протерозоя она испытала воздымание и значительный эрозионный срез с образованием пенепленизированной поверхности, о чем свидетельствует развитие в ее пределах кор выветривания. Значительная мощность и гидрослюдисто-каолинитовый состав последних указывают на глубокую проработку пород субстрата, что, как известно, является благоприятным фактором для формирования россыпных месторождений. Кварцево-галечный состав базальных конгломератов мукунской и сыгнахтахской свит свидетельствует об образовании первых за счет перемыва продуктов коры выветривания.

Следующая эпоха, отмеченная лишь в пределах восточного склона Анабарского массива, знаменуется временем формирования базальных слоев верхнебилляхской толщи, также сформировавшихся после перерыва в осадконакоплении и характеризующихся существенно кварцевым составом обломочных пород. Признаком их потенциальной алмазности наряду с вышеуказанными особенностями служат находки единичных зерен пироба и пикроильменита.

Третья эпоха, наиболее широко проявившаяся на описываемой территории, отвечает времени отложения базальных горизонтов старореченской свиты Анабарского, томторской — Уджинского и маастахской — Оленекского поднятий. Она представляет собой начало нового

крупного цикла осадконакопления в позднем докембрии. Указанной эпохе предшествовали интенсивные тектонические движения, с которыми связано заложение основных структур северо-востока Сибирской платформы и проявление магматической деятельности в виде пластовых интрузий и туфов основного состава. После значительного поднятия и глубокого размыва подстилающих пород были сформированы поверхности выравнивания с корами выветривания гидрослюдистого состава, реликты которых отмечаются в основании старореченской и маастахской свит на Анабарском и Оленекском поднятиях. Еще одна эпоха формирования грубообломочных пород зафиксирована в пределах Оленекского поднятия для начала туркутского времени.

Все перечисленные выше терригенные толщи по условиям образования относятся к мелководным континентальным и прибрежно-морским фациям грубообломочных осадков, наиболее благоприятным для аккумуляции алмазов. Какие из них окажутся алмазоносными, в настоящее время сказать трудно, так как степень их изученности и опробования крайне незначительна.

До последнего времени алмазы россыпей северо-востока Сибирской платформы связывали с кимберлитовыми телами мезозойского возраста, развитыми на описываемой территории. Однако для кимберлитов этого региона характерна ассоциация с пикритовыми порфиритами, пикритами, щелочно-ультраосновными интрузиями центрального типа и карбонатами. Петрохимические особенности (повышенное содержание титана, глинозема, окисного железа, щелочей, марганца и фосфора) сближают их с группой щелочных базальтоидов. В связи с этим указанные тела, по мнению Е. В. Францесон, Б. И. Прокончука (1968) и других исследователей, мало благоприятны в отношении алмазоносности.

Более вероятной представляется точка зрения о происхождении значительной части алмазов северо-востока Сибирской платформы за счет алмазоносных формаций докембрийского возраста. Об этом свидетельствует характер алмазов территории, напоминающий алмазы классических докембрийских провинций, а также отчетливая приуроченность их к выходам пород докембрийского возраста (Метелкина и др., 1974).

В связи с вышеизложенным необходимо провести специальные работы по изучению грубообломочных терригенных толщ верхнепротерозойского возраста. При этом главное внимание следует уделить палеогеографическим исследованиям с целью реконструкции геологической истории и выявления участков развития конгломератов, которые по условиям образования и составу могут быть промежуточными коллекторами алмазов. Указанные работы должны включать детальное изучение минералов тяжелой фракции из протолок, среди которых могут быть обнаружены спутники, обычно сопровождающие алмазы в докембрийских провинциях Мира. Важно также проанализировать особенности распространения алмазов с признаками древности в кластических отложениях различного возраста, что поможет восстановить пути их миграции во времени и пространстве и даст возможность правильно ориентировать поисковые работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Битерман И. М., Горшкова Е. Р. Стратиграфия синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской ССР, вып. XIII. Якутское книжн. изд-во, 1969.
- Кабаньков В. Я., Лопатин Б. Г., Табунов С. М. Анабарская антеклиза (протерозойская группа).— В кн.: Геология СССР, т. XVIII, ч. 1, кн. 1. М., «Недра», 1970.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярское книжное изд-во, 1967.
- Красильщиков А. А., Битерман И. М. Оленекское поднятие (протерозойская группа).— В кн.: Геология СССР, т. XVIII. Западная часть Якутской АССР, ч. 1, кн. 1. М., «Недра», 1970.

- Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. Л. Алмазы Приленской области. М., «Наука», 1966.
- Метелкина М. П., Прокопчук Б. И., Суходольская О. В., Францессон Е. В. К проблеме докембрийских алмазоносных формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8.
- Метелкина М. П., Прокопчук Б. И., Суходольская О. В., Францессон Е. В. Геологические предпосылки алмазоносности докембрийских терригенных формаций северо-востока Сибирской платформы.— В кн.: Геология и прогнозирование месторождений алмазов (тезисы докладов III Всесоюзного межведомственного совещания в г. Мирный, июнь 1974 г.). М., Изд-во ВИЭМС 1974.
- Рабкин М. И., Вишневский А. Н. Архей Анабарского щита.— В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968, стр. 26—28.
- Смирнов Л. П. Древняя кора выветривания на кристаллических породах Анабарского щита.— Уч. зап. НИИГА, Регион. геол. Л., 1965, вып. 5.
- Смирнов Л. П. Древние коры выветривания окраины Анабарского щита.— Уч. зап. НИИГА. Регион. геол., Л., 1968, вып. 12.
- Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. М., «Недра», 1967.
- Францессон Е. В., Прокопчук Б. И. Кимберлиты — тектоно-магматическая фация щелочно-ультраосновных формаций платформ (на основании изучения Сибирской платформы).— В кн.: Вулканизм и тектогенез (доклады советских геологов на XXIII сессии МГК). М., «Наука», 1968, стр. 159—163.
- Шамшина Э. А., Никишова Л. В. Древние коры выветривания на юго-восточном склоне Анабарского поднятия.— Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1971, вып. 127, стр. 29—33.
- Эрлих Э. Н. Новые данные по стратиграфии синийских отложений северо-запада Сибирской платформы.— Инф. бюл. НИИГА, Л., 1961, вып. 23.

ЦНИГРИ,
Москва

Дата поступления
24.VII.1974

УДК 552.48 : 551.251

**К ОСОБЕННОСТЯМ ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ОДНОГО ИЗ ВЕРОЯТНЫХ ТИПОВ
ОСАДОЧНЫХ АНАЛОГОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
ОСНОВНОГО СОСТАВА (ПАРААМФИБОЛИТОВ)**

О. М. РОЗЕН, О. В. ГОРБАЧЕВ, В. А. ТЕНЯКОВ

Рассмотрена роль специализированных исследований осадочных пород для выявления осадочных аналогов конвергентных метаморфических пород основного состава. Изложены результаты исследований лимонитисто-доломитисто-алевритовых глин заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении, сложенных главным образом палыгорскитом, монтмориллонитом и гидрослюдами. Эти глины по валовому составу (вес. %: SiO_2 46—47; Al_2O_3 13—16; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 5—8; MgO 0—7; CaO 5—7; Na_2O 2—5; K_2O 1—4; летучие 14—15), содержаниям ряда элементов-примесей (количественные определения) и отношениям K/Rb , Ni/Co близки к метаморфическим породам основного состава. Отличие установлено по содержанию B , Li , Rb , Cs , Pb , Be , Sn и по отношениям Sr/Ba , Ti/V , Fe/V , Nb/Ta . Эти данные могут быть использованы для разработки критериев разделения седиментогенных и магматогенных метаморфических пород основного состава. Предполагается, что по крайней мере часть седиментогенных метаморфических пород основного состава образовалась за счет осадочных континентальных отложений аридных зон.

Расширение тонких литологических исследований древнейших комплексов докембрия, естественно, требует совершенствования генетических представлений и методов исследования. Показателем этого могут служить интенсивные исследования в области пограничных явлений между диагенезом и метаморфизмом. Однако геолого-генетические и литологические исследования кристаллических комплексов докембрия в особой мере осложнены тем, что метаморфические породы почти полностью утрачивают исходные, очевидные черты первичных условий формирования. Определение условий первичного осадконакопления седиментогенных пород, а нередко даже и просто выявление генезиса возникающих при метаморфизме кристаллических пород неизбежно заставляет выйти за пределы изучения самих метаморфических пород и обратиться к неметаморфизованным, как правило, относительно более молодым, характерным типам отложений. Это необходимо для разработки генетической модели и выявления признаков разделения конвергентных метаморфических пород (пара- и ортогнейсов, амфиболитов и т. п.).

Среди огромных масс метаморфических пород докембрия около $1/3$ составляют конвергентные породы основного состава (амфиболиты, пироксеновые гранулиты, эклогиты и др.), для которых до сих пор практически не изучены исходные осадочные породы в отличие от парагнейсов, высокоглиноземистых метаморфических пород (первично-песчаных и глинистых отложений соответственно) и некоторых других типов кристаллических сланцев. Данная работа, выполненная под научным руководством академика А. В. Сидоренко, преследует цель

изложить первые данные по литологии и геохимии одного из типов вероятных осадочных аналогов метаморфических пород основного состава, из которых наиболее характерными являются параамфиболиты.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА И ИХ ОСАДОЧНЫЕ АНАЛОГИ

Вероятность существования амфиболитов, образовавшихся в результате регионального метаморфизма осадочных отложений (параамфиболиты), представляется исследователям очевидной с начала текущего столетия (Adams, 1909; Левинсон-Лессинг, 1911, и др.).

Между тем проблему выявления признаков деления амфиболитов на первично-магматические и первично-осадочные типы решить однозначно не удавалось, несмотря на то, что в исследования вовлекались все новые методы, начиная от петрографических и кончая тончайшими геохимическими. Наиболее интенсивно рассматриваемая проблема обсуждалась в конце 50-х — начале 60-х годов, когда для выявления критериев диагностики первичной природы амфиболитов были применены методы статистической обработки большого числа накопленных к тому времени анализов главных элементов и элементов-примесей (Lapadu-Hargues, 1952; Engel, Engel, 1951; Шоу, 1969, и др.). Однако выявить отчетливые доказательства и универсальные признаки первичной природы амфиболитов, которые можно было бы рассматривать как критерии их происхождения, не удалось. Подробно этот вопрос рассмотрен ранее (Сидоренко и др., 1972). Здесь важно лишь отметить главные направления, лежащие в основе подхода к решению проблемы орто- и параамфиболитов.

Один из путей — сравнение известных типов орто- и параамфиболитов (происхождение которых предполагалось доказанным по геологическим и другим признакам) между собой по химическому составу, геохимическим и другим особенностям с целью выявления устойчивых различий, имеющих значение диагностических признаков. Однако при повторных детальнейших геологических и других исследованиях обычно выяснялось, что одни и те же амфиболиты, интерпретируемые как первично-осадочные породы, с равной вероятностью могут быть изначально магматическими и наоборот (Francis, 1958). Естественно, что и критерии происхождения амфиболитов, полученные в результате статистической обработки анализов, сгруппированных по этим признакам, давали нередко взаимоисключающие результаты (Lapadu-Hargues, 1952; Дагелайский, 1965).

Другим направлением являлась вполне правомерная попытка сопоставления амфиболитов с теми неметаморфизованными породами, из которых они, возможно, образовались. В этом направлении мысль исследователей развивалась достаточно специфически. Дело в том, что аналогия между петрографическими, петрохимическими и другими признаками амфиболитов и изверженных пород основного состава достаточно очевидна или легко обнаруживается. Весьма важно и то, что непосредственные переходы между этими типами пород достаточно широко известны (Заварицкий, 1956, и др.). В то же время не удавалось выявить подобную аналогию (как и постепенные переходы) по отношению к осадочным отложениям, имеющим столь же широкое распространение (например, песчаники, глины, известняки и т. п.). В силу этого все критерии происхождения амфиболитов (петрохимические, геохимические и др.), разрабатываемые на основе сравнения амфиболитов и неметаморфизованных пород, базировались на сопоставлениях этих метаморфических пород с их магматическими эквивалентами.

Отсюда, естественно, следовало, что выявление сходства (например, по содержанию химических элементов или особенностям их распределе-

ния) свидетельствует о магматическом происхождении амфиболитов, тогда как заметные различия позволяют считать данные породы параамфиболитами. Очевидно, что подобное решение вопроса базируется, образно говоря, на недостаточном знании. Действительно, строгим путем поисков решения представляется (Розен, 1973) сравнение определенных особенностей как изверженных, так и осадочных аналогов амфиболитов между собой, выявление устойчивых и генетически обоснованных различий, которые могут являться диагностическими признаками, и только затем рассмотрение степени сохранности таких признаков у амфиболитов. Здесь мы сталкиваемся с парадоксом: осадочные аналоги амфиболитов ни в геологическом, ни в петрохимическом аспекте до самого последнего времени не были известны, несмотря на более чем полувековую историю обсуждения проблемы орто- и параамфиболитов в литературе¹. Это обстоятельство, в частности, заставило Б. Е. Лика (Leake, 1964) отказаться от поисков геохимических критериев различия орто- и параамфиболитов. Следует пояснить, что проведенное выше разделение методических основ изучения первичной природы амфиболитов на два направления носит в известной мере условный характер, поскольку почти в каждом исследовании (в особенности это касается региональных работ) имеются данные по обоим направлениям и лишь в немногих работах обобщающего характера (Lapadula-Nargues, 1952; Дагелайский, 1952; Evans, Leake, 1960; Leake, 1964, и др.) эти направления отчетливо индивидуализованы и проявлены в наиболее чистом виде.

Таким образом, подводя итог первой части данной работы, необходимо подчеркнуть, что наиболее слабо изученным, точнее, практически совсем не изученным аспектом литологии докембрийских кристаллических комплексов является вопрос об осадочных аналогах метаморфических пород основного состава. Очевидно, что как для разработки критериев разделения этих пород на орто- и паратиры, так и для установления исходных условий осадконакопления их седиментогенных разновидностей необходимо исследование тех осадочных пород, которые могли являться их источником в далеком прошлом. В этом состоит наиболее сложный аспект проблемы осадочных аналогов (или эквивалентов) метаморфических пород (Сидоренко, 1975).

ОСАДОЧНЫЕ АНАЛОГИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА В НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТУРКМЕНИИ

Метаморфические породы основного состава, из которых наиболее характерными являются амфиболиты, слагают огромные объемы докембрийского кристаллического фундамента континентов, составляя около $\frac{1}{3}$ всех пород древних щитов и занимая по распространенности второе место после гнейсов и гранитоидов (Полдверт, 1957). Это обстоятельство, естественно, наталкивало на мысль о том, что исходные породы должны быть достаточно обычными и широко распространенными. Среди магматических пород таковыми могут быть и действительно являются базальтоиды, а среди осадочных пород в сопоставимых объемах распространены, например, песчаники или известняки.

Изучение химического состава карбонатно-глинистых пород различных регионов показало, что химическими аналогами параамфиболитов могут быть красноцветные карбонатные глины, распространенные достаточно широко, например в перми Русской платформы, в нижнем

¹ Отдельные исследователи (Eckelman, Poldervaart, 1957; Francis, 1958) отмечали сходство химических анализов некоторых красноцветов с составом амфиболитов, но частные расхождения анализов были приняты ими за принципиальные отличия и они не рассматривали эти породы в качестве осадочных аналогов амфиболитов.

мелу Западно-Сибирской плиты, неогене Туранской плиты (Сидоренко и др., 1968). Ниже приводятся результаты, полученные при изучении некоторых из перечисленных типов осадочных пород.

Авторы исследовали образцы пород заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении, любезно предоставленные нам Г. М. Амурским, а также А. А. Дубинским, Г. И. Поповым и А. В. Яхно.

Таблица 1

Результаты гранулометрического анализа отложений заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении

Номер образца	Фракция, мм						Навеска**, г	Н. о., %
	>0,5 *	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	<0,001		
T-1	0,0001	0,0003	0,0011	$\frac{5,1861}{34,25}$	$\frac{7,0091}{46,28}$	19,46	$\frac{20}{15,14}$	75,73
T-2	—	$\frac{0,0029}{0,01}$	$\frac{0,1272}{0,82}$	$\frac{9,1614}{59,29}$	$\frac{4,8803}{31,71}$	8,06	$\frac{20}{15,39}$	76,97
T-3	$\frac{0,0001}{0,0030}$	$\frac{0,0032}{0,02}$	$\frac{0,0172}{1,09}$	$\frac{11,7906}{75,05}$	$\frac{2,8662}{18,24}$	5,6	$\frac{20}{15,72}$	78,59
T-6	$\frac{0,0030}{0,03}$	$\frac{0,0028}{0,03}$	$\frac{0,0628}{0,67}$	$\frac{3,4819}{37,11}$	$\frac{4,3123}{45,96}$	16,20	$\frac{12}{9,38}$	78,21
T-7	—	$\frac{0,0007}{0,03}$	$\frac{0,0026}{0,03}$	$\frac{2,8117}{37,24}$	$\frac{3,9285}{52,96}$	9,77	$\frac{10}{7,55}$	75,54
T-24	$\frac{0,0317}{0,2}$	$\frac{0,0019}{0,01}$	$\frac{0,0048}{0,03}$	$\frac{11,6013}{79,35}$	$\frac{2,4251}{16,51}$	3,9	$\frac{20}{14,62}$	73,13

* Для фракций от > 0,5 до < 0,01 мм: в числителе — вес фракции, г, в знаменателе — доля данной фракции породы, %; для фракции < 0,001 мм — доля этой фракции породы, %; ** В числителе — полный вес, в знаменателе — нерастворимый остаток. Анализ выполнен в Гранулометрической лаборатории ЛОПИ МГ СССР.

В стратиграфическом разрезе неогена Центральной Туркмении в настоящее время выделяются следующие свиты (Айзберг и др., 1966).

Карагауданская свита (N), залегающая на породах эоцена и сложенная коричнево-бурыми и красновато-коричневыми глинистыми алевролитами с карбонатными стяжениями. В предгорьях восточного Копет-Дага наблюдается переход к более грубозернистым красно-бурым алевролитам. Мощность свиты 450—500 м.

Казганчайская свита (N_2^1 — N_2^2), залегающая с размывом на карагауданской свите без углового несогласия и представленная бурыми алевролитами с прослоями конгломератов. На западе ее мощность 600—1000 м, на востоке до 180 м.

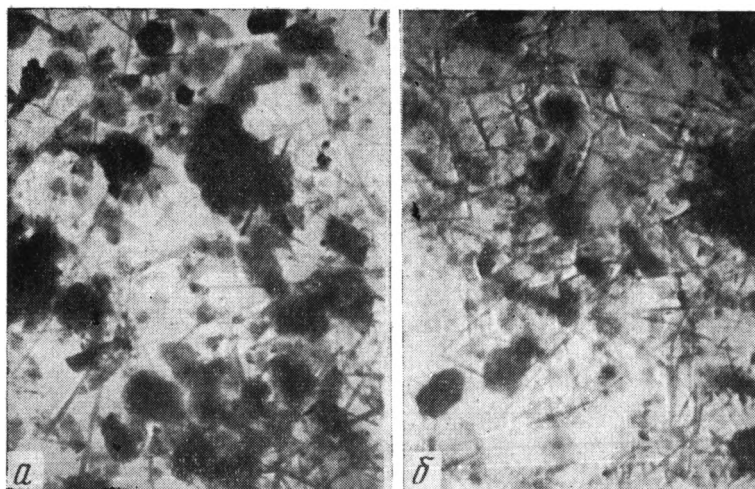
Заунгузская свита (N_1^3 — N_2^2), выделенная в северных Каракумах, является полным стратиграфическим аналогом этих отложений. Она сложена красноцветными песчано-алеврито-глинистыми породами мощностью 50—60 м.

Изученные породы заунгузской свиты обладают тонкослоистой текстурой, обусловленной чередованием прослоев (1—8 мм) с различной размерностью зерен: алевроитовой и пелитовой. Среди обломков, редко соответствующих по размерам псаммиту, присутствует кварц и в незначительных количествах полевые шпаты, биотит, мусковит. Гидроокислы железа пронизывают тонкозернистый существенно глинистый материал, образуя мелкие (0,01—0,04 мм) округлые сгустки; присутствует также тонкораспыленное карбонатное вещество.

Данные гранулометрического анализа шести наиболее типичных образцов (табл. 1) показывают, что эти породы могут быть отнесены к глинам. Песчаная примесь не превышает 1%.

Результаты химических анализов и их интерпретация приведены в табл. 2. Нерастворимый остаток составляет 75—78%. Растворимая часть представлена гидроокислами железа и карбонатами кальция и магния. Присутствие железа главным образом в форме гидроокислов (а не в карбонатной) фиксируется по преобладанию Fe_2O_3 в солянокислой вытяжке. Присутствие карбонатов, главным образом доломита, также фиксируется по содержанию CO_2 (6,9—8,7%) и соотношению CaO/MgO в солянокислой вытяжке.

Особый интерес представляет минералогический состав глинистой фракции, поскольку комплекс глинистых минералов в глинистых породах может служить критерием условий их образования (Ратеев, 1964; Зхус, 1966).



Фиг. 1. Электронные микрофотографии глинистых суспензий
а — обр. Т-2, б — обр. Т-3. Микроскоп ЭМ-7, $\times 154\,000$. Лаборатория
ЛОПИ МГ СССР

Наиболее эффективным и надежным методом диагностики глинистых минералов и при значительной железистой и карбонатной примеси является метод электронной микроскопии (Зхус, 1966). Выявлено, что они представлены (фиг. 1) смешанослойными образованиями гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (расплывчатые изометрические контуры) и палыгорскитом (призматические и игольчато-волокнистые кристаллы), который отмечался в красноцветных отложениях ранее (Перельман, 1959). Эти две группы минералов составляют основную массу глинистого вещества (до 80—90%). В некоторых образцах палыгорскит резко преобладает над смешанослойными образованиями, составляя до 60—70% глинистой фракции. Кроме перечисленных минералов присутствуют отдельные пластинки гидрослюды (черные пятна с плавными контурами).

На термограммах суспензий (фиг. 2) отмечаются эндотермические эффекты около 200 и 600°С, показывающие наличие смеси палыгорскита и монтмориллонита (эффект этих двух минералов сливается). Экзотермический эффект около 400°С подтверждает наличие в породе гидроокислов железа.

Совокупность изложенных данных приводит к заключению, что изученные породы заунгузской свиты состоят на 49—50% из глинистого вещества, на 26—29% из алевроитовых и псаммитовых обломков, на

Таблица 2

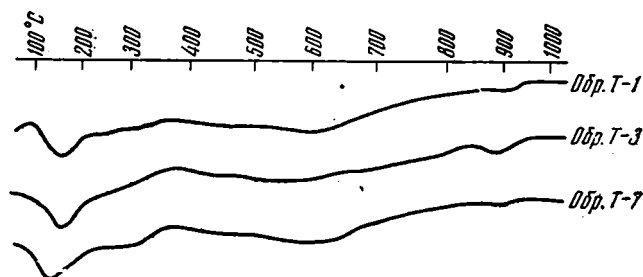
Результаты химического и гранулометрического анализов глинистых отложений заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении

Химический анализ						Гранулометрический анализ ****					Приблизительный компонентный состав пород		
Компонент, %	Т-1 *	Т-6 *	Элемент	Т-1 ***	Т-6 ***	компоненты	Т-1		Т-6		компоненты	Т-1	Т-6
							вес, г	содержание, %	вес, г	содержание, %			
SiO ₂	46,92	45,82	Li	55	72	Навеска	20		12		Песчаный	0,01	0,57
TiO ₂	0,84	0,87	Rb	120	140	Нерастворимый остаток	15,14	75,73	9,38	78,21	Алевритовый (главным образом обломки кварца, полевых шпатов, слюд)	25,91	29,02
Al ₂ O ₃	13,49	15,39	Cs	6	9								
Fe ₂ O ₃	3,11	4,70	Sr	170	180								
FeO	1,92	1,87	Ba	600	540								
MnO	0,09	0,11	Cu	33	39	Фракция, мм							
MgO	6,87	6,78	Pb	31	30	>0,5	0,0001		0,0030	0,03	Пелитовый (главным образом палыгорскит, монтмориллонит, гидрослюды)		
CaO	7,03	5,49	Zn	170	180	0,5—0,25	0,0003	0,01	0,0028	0,03			
Na ₂ O	4,61	1,72	Mo	2	2	0,25—0,1	0,0011		0,0628	0,67		49,81	48,62
K ₂ O	0,84	3,36	Cr	150	160	0,1—0,01	5,1861	34,25	3,4819	37,11			
CO ₂	8,77	6,90	Ni	60	44	<0,01	7,0091	46,28	4,3123	45,96	Нерастворимый остаток	75,73	78,21
H ₂ O	1,34	2,02	Co	17	15	<0,001	—	19,46	—	16,20	Карбонатный, в основном доломит**	18,44	14,46
П. п. п.	4,62	5,57	V	150	160								
Сумма	100,45	100,60	Sc	17	17	Сумма		100,00		100,00	Железистый, в основном гидроокислы железа *****	5,17	7,25
CaO/MgO**	1,13	1,03	Be	3	4								
Fe ₂ O ₃ +FeO**	4,40	6,16	Nb	33	23						Сумма растворимых компонентов	23,61	21,71
CaMg (CO ₃) ₂	18,44	14,46	Ta	3	4								
			Ge	2	2						Общая сумма	99,34	99,92
			Sn	6	6								

* Анализы выполнены в лаборатории ВИМСа К. А. Твердохлебовой, А. В. Королевой; А. И. Коломникова ** По определению в 5%-ной солянокислой вытяжке, содержание Ca, Mg (CO₃)₂ определено по CO₂; *** Анализы выполнены в спектральных лабораториях ВИМСа и ИМГРЭ, содержания приведены в г/т; **** Анализы выполнены в Гранулометрической лаборатории ЛОПИ МГ СССР под руководством В. Н. Каленик; ***** Определено исходя из содержания в солянокислой вытяжке растворимого железа с принятым для лимонита содержанием воды около 15%.

14—18% из доломита и содержит 5—7% гидроокислов железа, вероятно, в виде лимонита (табл. 2). Так как содержания перечисленных составных частей лежат в пределах 5—60%, эти породы должны быть отнесены к четырехкомпонентным смешанным породам (Рухин, 1961).

В соответствии с классификацией С. Г. Вишнякова название этой породы может быть построено следующим образом: доломитистая (доломита меньше 25%), алевроитовая (обломков более 25%) глина. Однако в связи с задачами данной работы в название необходимо внести и четвертый компонент, только при наличии которого данная порода мо-



Фиг. 2. Термограммы глинистых фракций (обр. Т-1, Т-3, Т-7)
Т — 100, С' — 30. Запись на приборе ТУ. Лаборатория ЛОПИ МГ СССР

жет быть отнесена к осадочным аналогам метаморфических пород основного состава. Тогда полностью порода будет называться так: лимонитисто-доломитистая алевроитовая глина.

Вопросы петрохимической близости рассматриваемых отложений к амфиболитам были освещены ранее (Сидоренко и др., 1968). Полученные данные (табл. 3) подтверждают сделанные ранее выводы: сходство

Таблица 3

Сопоставление химических составов среднего амфиболита и глинистых отложений заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении, вес. %

Порода, местоположение, возраст	Компоненты										Примечание	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		P ₂ O ₅
Амфиболит *	50,3	1,6	15,7	3,6	7,8	0,2	7,0	9,5	2,9	1,1	0,3	(Полдерварт, 1957)
Доломитистыеглины, туранская плита, юго-восточные Каракумы	49,7	Не опр.	16,73	7,37	Не опр.	0,07	9,84	12,06	1,11	3,01	0,1	
Доломитзвый мергель, там же	50,87	0,75	18,3	5,50	1,86	0,08	4,03	12,48	2,15	4,15	Не опр.	(Перельман, 1959) (Сидоренко, 1960)
Доломитовая глина **, заунгузская свята	54,75	0,98	15,74	3,63	2,24	0,11	7,99	8,20	5,38	0,98	0,15	
То же	54,40	1,03	18,38	5,59	2,22	0,11	8,05	6,51	2,04	3,99	0,15	Обр. Т-1 Обр. Т-6

* Среднее из 200 анализов (в оригинале, по-видимому, допущена ошибка, так как сумма окислов составляет 101%; здесь результаты приводятся без исправления); ** Без летучих и второстепенных компонентов, сумма приведена к 100%.

химических составов представляется очевидным, по всем элементам вариации содержаний в карбонатных глинах перекрывают средние значения в амфиболитах, поэтому отклонения частных анализов можно считать несущественными до получения и статистической обработки более обширных данных.

Таблица 4

Среднее содержание элементов-примесей в глинистых отложениях заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении, глинах и основных изверженных породах, г/т

Породы	Cr	Ni	Co	V	Sc	Li	Rb	Cs	Cu	Pb
Глины Центральной Туркмении	$\frac{139}{110-160}$	$\frac{51}{39-60}$	$\frac{15}{12-18}$	$\frac{171}{140-200}$	$\frac{15}{7-20}$	$\frac{44}{20-72}$	$\frac{100}{60-140}$	$\frac{6}{0-9}$	$\frac{36}{30-50}$	$\frac{27}{20-41}$
Глины (среднее) **	100	95	20	130	10	60	200	12	57	20
Основные породы **	200	160	45	200	24	15	45	1	100	8

Породы	Zn	Sn	Mo	Ge	B	Sr	Ba	Be	Nb	Ta
Глины Центральной Туркмении	$\frac{179}{120-210}$	$\frac{5,4}{5-6}$	2	$\frac{1,4}{0-2}$	$\frac{124}{100-180}$	$\frac{201}{160-300}$	$\frac{527}{420-630}$	$\frac{3}{2-4}$	$\frac{19}{14-33}$	$\frac{1,5}{1-3}$
Глины (среднее) **	80	10	2	2	100	450	800	3	20	4
Основные породы **	130	1,5	1	2	5	440	300	0,4	20	0,5

* Среднее арифметическое по 7 анализам (данные авторов); В знаменателе—интервалы колебаний ** По А. П. Виноградову (1962). Определения произведены количественными методами в лабораториях ВИМСа и ИМГРЭ МГ СССР.

Геохимические данные по красноцветным глинистым отложениям Центральной Туркмении и сопоставление их со средними числами для глин и изверженных пород основного состава приведены в табл. 4, 5. Данные о среднем содержании малых элементов, полученные на основании количественных методов анализа, приведены в табл. 4, примеры частных анализов — в табл. 2. Содержания большинства из перечисленных элементов-примесей отличаются выдержанностью и относительно малыми колебаниями. Характерны повышенные по сравнению со средними данными для глин содержания таких элементов, как Cr, V, Sc, Pb, Zn, Ba, и пониженные — редких щелочей и Sr.

Таблица 5

Отношение пар близких элементов в красноцветных глинистых отложениях неогена Центральной Туркмении

Породы	Ca/Sr	K/Rb	Ni/Co	Sr/Ba	Ti/V	Fe/V	Nb/Ta
Красноцветные глины Центральной Туркмении	260	205	3,4	0,4	29,7	195	12,6
Среднее по глинам	56	114	4,8	0,6	35	256	6
Среднее по основным изверженным породам	158	184	3,6	1,5	45	428	41

В табл. 5 приведены величины отношений концентраций некоторых пар элементов. Часть из них (Ca/Sr, K/Rb, Ni/Co, Nb/Ta), по А. П. Виноградову (1962), существенно различается для глинистых пород и для магматических пород основного ряда. Можно полагать, что открывается возможность использования некоторых из перечисленных коэффициентов, таких, как Sr/Ba, Ti/V, Fe/V, Nb/Ta, при решении вопроса о первичной природе метаморфических пород основного состава.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В исследованном случае осадочные аналоги метаморфических пород основного состава оказываются четырехкомпонентными смешанными породами, а именно лимонитисто-доломитисто-алевритовыми глинами. Естественно, что названия такого типа крайне неудобны в употреблении, искусственны по своему построению и в петрографической практике их обычно сознательно избегают, ограничиваясь указанием лишь главного компонента с перечислением остальных в виде примеси или добавляя одно прилагательное для характеристики второго по значению компонента. Такая неполная терминология вполне достаточна для решения практических задач петрографии осадочных пород, но, как было показано, не позволяет непосредственно выделить среди осадочных пород те их типы, которые при метаморфизме могли бы преобразоваться в амфиболиты. Этим обстоятельством, по-видимому, можно объяснить то, что исследователи метаморфических пород терпели неудачу в поисках таких реальных осадочных отложений, которые при метаморфизме могли бы превратиться в амфиболиты, поскольку главные типы пород (глины и т. п.) не могут служить источником образования амфиболитов при региональном метаморфизме (Сидоренко и др., 1968).

Сопоставляя неметаморфизованные отложения фанерозоя с метаморфическими комплексами докембрия, мы, естественно, затрагиваем два методических вопроса: возможно ли существование подобных отложений на более ранних этапах геологической истории — в докембрии; сохранился ли химический состав пород при метаморфизме?

По-видимому, следует полагать, что если в докембрии давно установлено существование глинистых, карбонатных и железистых осадков, то нет необходимости доказывать возможность возникновения отложений смешанного состава. Устойчивость химизма пород при метаморфизме заслуживает специального внимания. Анализ современных данных (Добризов, 1970; Розен, 1975) приводит к выводу об отсутствии существенных изменений химического состава пород на площадях регионального метаморфизма, за исключением зон гранитизации. Поэтому рассматриваемые метаморфические породы основного состава как продукты регионального метаморфизма, очевидно, сохранили свой первичный химический состав.

В целом как петрохимические, так и геохимические особенности интересующих нас осадочных отложений выявляют три главные черты вещественного состава данного типа возможных осадочных аналогов метаморфических пород основного состава.

Во-первых, резкое отличие от тех обобщенных типов осадочных пород, которыми обычно оперировали исследователи при выявлении первичной природы амфиболитов (например, «средние» глины, «средние» известняки, «средние» мергели).

Во-вторых, достаточная близость этих осадочных отложений к изверженным породам основного состава. По сравнению со «средними» глинами эти породы обладают повышенным содержанием элементов фемафилов: Cr, V, Sc, Zr. Без большой ошибки можно утверждать, что по содержанию основных петрогенных элементов, а также по некоторым геохимическим признакам (содержание V, Sc, Zr, величина K/Rb, Ni/Co) изученные отложения неогена Туркмении более близки к изверженным породам, чем к глинам в обычном понимании этого термина, и это, видимо, составляет одну из главнейших особенностей осадочных аналогов амфиболитов.

В-третьих, по ряду малых элементов, таких, как B, Li, Rb, Cs, Be, Sn, а также по величине отношений Sr/Ba, Ti/V, Fe/V, Nb/Ta устанавливается отчетливое различие предполагаемых осадочных аналогов амфиболитов и магматических пород соответствующего состава, что создает конкретные генетические предпосылки для выбора геохимических критериев при диагностике первичной природы амфиболитов.

Весьма важным вопросом является установление климатических условий формирования исходных осадочных отложений, поскольку пока это единственный мыслимый инструмент сколько-нибудь достоверных палеогеографических реконструкций для докембрийских толщ, сложенных метаморфическими породами.

Известно, что отложения заунгузской свиты накапливались в типично континентальных условиях (Сидоренко, 1960). Присутствие в описанных выше красноцветных глинах Центральной Туркмении специфического комплекса глинистых минералов — смешанослойных образований (монтмориллонит + гидрослюда) и палыгорскита — является признаком, подтверждающим их континентальное происхождение в условиях аридного климата (Зхус, 1966). Подобный комплекс минералов зафиксирован теми или иными авторами почти во всех глинистых красноцветных отложениях, которые отчасти приближаются по составу к осадочным аналогам амфиболитов: стешевские слои Подмосковского бассейна (Зхус, 1966); верхняя пермь Волго-Уральского свода (Миропольский, 1956); мел, палеоген и неоген Ферганы (Зхус, 1966); неоген Центральной Туркмении (Перельман, 1959).

Основываясь на этих данных, мы должны прийти к выводу, что по крайней мере часть седиментогенных метаморфических пород основного состава, вероятно, формировалась в континентальных условиях аридного или близкого к таковому литогенеза.

- Айзберг Р. Е., Амурский Г. И., Барташевич О. В. и др. Геология и нефтегазоносность Восточной Туркмении. М., «Недра», 1966.
- Виноградов А. П. Распределение элементов по основным типам пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Дагелайский В. Б. Химизм амфиболитов. В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Лабор. геол. докембрия АН СССР, Л., «Наука», 1952.
- Добризов Н. Л. Изохимический характер метаморфизма. Химический состав метаморфических пород. В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. В кн.: Избранные труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О химической природе полевошпатовых амфиболитов.— Изв. СПб. Политехн. ин-та, 1911, Избранные труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Мирополюский Л. М. Топогеохимические исследования пермских отложений в Татарии. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Перельман А. Н. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа медистых песчаников.— Тр. ИГЕМ, М., 1959, вып. 28.
- Полдervарт А. Химия земной коры.— В сб.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Недра», 1964.
- Розен О. М. Метаморфические породы основного состава: проблема происхождения и индикации генетических типов.— В кн.: Литология и полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Розен О. М. О степени сохранности химического состава горных пород при метаморфизме.— В кн.: Общая и региональная геология и геологическое картирование, № 4. ВИЭМС, 1975.
- Рухин А. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Сидоренко А. В. Некоторые формы накопления гидроокислов железа как возможный показатель условий формирования заунгузской свиты.— Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол., 1960, № 2.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли.— Сов. геол., 1975, № 2.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972.
- Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., «Недра», 1969.
- Adams F. D. On the origin of the amphibolites of the Laurentian area of Canada.— J. Geol., 1909, v. 17.
- Eckelman F. D., Poldervaart A. Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt 1. Archean history of the Quad Creec area.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68, No. 1.
- Engel A. E. F., Engel C. G. Origin and evolution of hornblende andesine amphibolites and kindred facies.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, 62, No. 12.
- Evans B. W., Leake B. E. The composition and origin of the stripped amphibolites of Connemara Ireland.— J. Petrology, 1960, v. 1, No. 3.
- Francis G. H. The amphibolite of Doir'a Chatha (Durcha) Southerland.— Geol. Mag., 1958, v. 95, No. 1.
- Lapide-Hargues P. Considerations sur l'origine des amphibolites (abstract).— C. R. Acad. Sci. Paris, 1952, v. 234, No. 3.
- Leake B. E. The chemical distinction between orto- and paraamphibolites.— J. Petrology, 1964, v. 5, part 2.

УДК 551.781.43 + 552.51.579 (470.26)

О ГЕНЕЗИСЕ ЯНТАРЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОГЕНА КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С. Г. КРАСНОВ, А. А. КАПЛАН

На основании детального изучения вещественного состава и аутигенного минералообразования продуктивного янтареносного слоя «голубой земли» делается вывод о его формировании в глубокой части шельфа позднеэоценового моря за пределами зоны действия волнения. Интенсивно протекающие в осадке процессы глауконито- и фосфоритообразования, а также обилие зубов акул свидетельствуют о замедленном осадконакоплении «голубой земли». Выявленная связь скоплений янтаря Самбийского полуострова с фацией открытой части шельфа повышает перспективы янтареносности одновозрастных палеогеновых отложений, в которых известны пока редкие находки янтаря, Украины, Белоруссии и Польши.

Территория Самбийского полуострова (запад Калининградской обл.) является крупнейшим в мире районом промышленных месторождений янтаря. Расположенные там янтарные россыпи до настоящего времени не имеют себе равных не только по разведанным запасам (более 100 тыс. т), но и по концентрации янтаря — до 2 кг/м^3 в среднем по разрезу продуктивного слоя.

Янтареносная прусская свита верхнего эоцена на территории Самбийского полуострова содержит в своем составе слои «дикой земли», «голубой земли», «плывуна» и «белой стены» (снизу вверх).

«Дикая земля». Базальный горизонт свиты представляет собой темно-зеленовато-серый глинистый глауконит-кварцевый песок с гравием кварца и зубами акул, в отдельных горизонтах сильно обогащенный фосфоритовыми стяжениями; мощность до 7 м.

«Голубая земля». Это основной янтареносный слой: псаммо-алевропелит темно-зеленовато-серый, глауконит-кварцевый, слюдястый. Для всего разреза «голубой земли» характерны отдельные очень хорошо окатанные зерна кварцевого гравия до 1 см. В горизонте максимальной янтареносности на разрабатываемом Пляжевом участке месторождения (3 м снизу по мощности слоя) преобладающими в породе компонентами являются мелкозернистый песок (35—43%) и глина (30—35%). В алеврите (18—28%) приблизительно поровну крупной и мелкой фракций, а крупно- и среднезернистого песка немного (4—6%). Цемент глинистый или глауконит-глинистый, поровый или базальный. По площади и разрезу «голубой земли» соотношения между содержаниями различных гранулометрических фракций осадка сильно меняются. В основании слоя особенно многочисленны конкреции фосфоритов до 6 см, зубы акул и трубки илоедов диаметром 1—2 см и длиной до 7 см, сложенные коричневой тонкопесчаной глиной и содержащие внутри «голубую землю».

Характерной особенностью «голубой земли» наряду с очень плохой сортированностью осадка является почти полное отсутствие в ней признаков слоистости. Исключение составляют горизонтально ориентиро-

ванные глинистые примазки в основании толщи и содержащиеся в верхней ее части прослои светлого крупнозернистого кварцевого песка мощностью до 30 см. Песчаные прослои наложенные и не связаны с изменениями гранулометрического состава по разрезу слоя. Очевидно, они появились не в связи с дифференциацией осадка, а с периодическим привносом инородного материала.

Реставрация условий образования месторождений янтаря требует восстановления механизма триединого процесса разрушения первичных залежей, переноса янтаря и отложения его в фации «голубой земли».

Еще Э. Цаддах (Zaddach, 1868) наметил два принципиально возможных способа разрушения первичных янтареносных залежей: абразионный (с последующим отложением янтаря в береговой зоне трансгрессирующего моря) и эрозионный (с захоронением янтаря вблизи устьев рек, сносивших его с площади своего водосбора), явившиеся основой для всех последующих разработок генезиса месторождений Самбийского полуострова. Гипотезы абразионного размыва первичных скоплений, предполагающей сугубо морское происхождение этих месторождений, придерживались Г. Конвентц (Conwentz, 1890) и Ф. Каунховен (Kaunhowen, 1915). В. С. Трофимов (1974) считает скопления янтаря морскими россыпями, образованными в мелководном заливе и прилегающих эстуариях за счет привноса янтаря реками. В. И. Балтакис (1966) связывает образование «голубой земли» с застойными котловинами — иловыми депрессиями шельфа. В. Катинас (1971) вновь выдвинул и детально обосновал гипотезу отложения янтареносных осадков в авандельте крупной реки, исходя из предположения о переотложенности содержащихся в породе глауконита, фосфоритов и морской фауны.

Состав отложений продуктивной толщи и ее текстурные особенности свидетельствуют о том, что осадок, несомненно, не подвергался волновой сортировке. Поэтому справедливо мнение большинства исследователей (Катинас, 1971; Савкевич, Рожков, 1972; Трофимов, 1974) о поточковом способе седиментации «голубой земли».

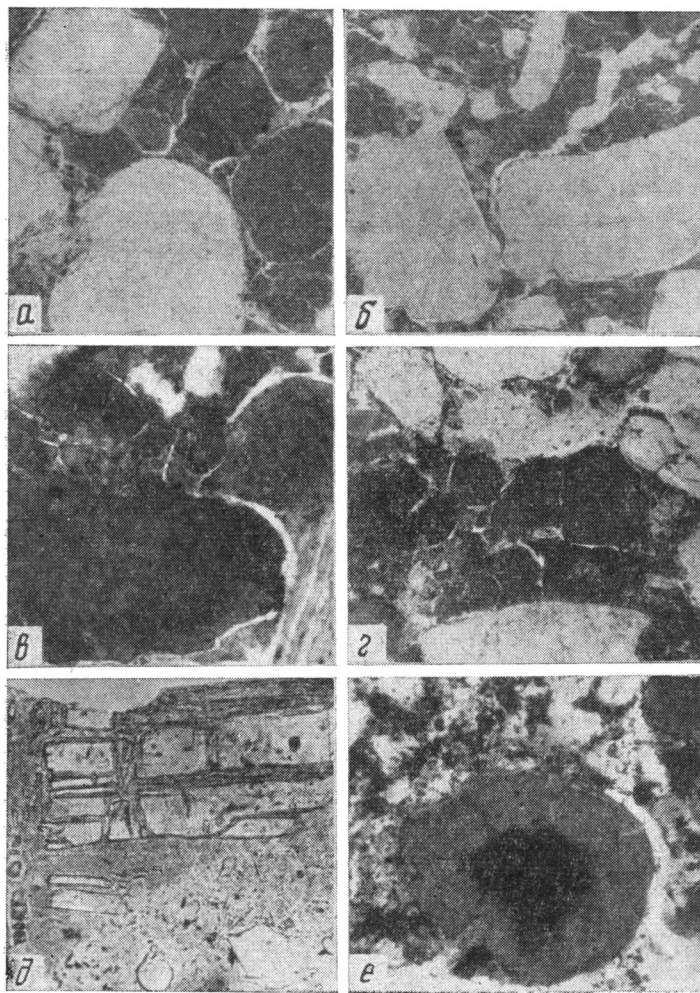
В минералогическом составе легкой фракции «голубой земли» доминируют кварц (57%) и глауконит (30%). Присутствуют также полевые шпаты (преимущественно микроклин) и слюды (3—3,5%). Терригенные минералы тяжелой фракции составляют 0,2—0,5% общей массы породы. Среди них преобладают черные рудные, гидроокислы железа и рутил (всего 40—50%), а также минералы группы эпидота (10—20%). Среднее содержание метаморфических минералов — дистена, ставролита, андалузита, силлиманита (при преобладании первого) — 6%, однако количества их даже в одном и том же разрезе сильно различаются. Присутствуют также гранаты (5%), амфиболы и пироксены. Основными аутигенными минералами «голубой земли» являются глауконит, фосфаты, сидерит и пирит.

Количества глауконита бывают резко различны в разных участках слоя. Выделяются следующие его морфологические разновидности.

1. Округлые зерна, имеющие несколько меньший размер по сравнению с сопутствующими им кварцевыми (фиг. 1, а). Цвет от светло-зеленого до черного, причем типично постепенное потемнение к краям зерен.

2. «Лапчатые» образования, развивающиеся по глинистому цементу и имеющие между собой сложные зубчатые границы. Форма их подчинена зернам кварца. Удаётся проследить сцепление множества зерен глауконита, выполняющих промежутки между кварцевыми песчинками и иногда заключающих последние в сплошной глауконитовый цемент (фиг. 1, б). Распространены переходные формы между глауконитами первых двух разновидностей (фиг. 1, в, г).

3. «Пластинчатослойные» зерна, метасоматически развивающиеся по пластинкам, гармошковидным и сферолитоподобным агрегатам зеленого биотита и зернам полевых шпатов (фиг. 1, д).



Фиг. 1. Морфологические разности глауконита

а — округлые зерна глауконита в «голубой земле»; скв. 1, Красноторровка, глубина 83,7 м, $\times 30$; *б* — глауконитовый цемент «голубой земли»; скв. 769, Синявино, глубина 20,5—21 м, $\times 30$; *в* — выделение кольцевыми трещинами округлых зерен из глауконитового цемента «голубой земли»; скв. 769, Синявино, глубина 20,5—21 м, $\times 160$; *г* — постепенное выделение округлых глауконитовых стяжений из глауконитового цемента «голубой земли»; в левой части кадра — цементирующий глауконит, в центре — обособившиеся округлые зерна, сохраняющие плотную упаковку; скв. 1, Красноторровка, глубина 83,7 м, $\times 30$; *д* — замещение пигментным глауконитом зерна полевого шпата по трещинам спайности в «дикий земле»; обнажение 5, Донское, $\times 160$; *е* — зерно глауконита из «голубой земли» с радиальными трещинами; вокруг зерна тонкая каемка пигментного глауконита, внутри — гидроокислы железа; скв. 7, Пионерск, глубина 54—60 м, $\times 160$

4. Пигментный светло-зеленый глауконит, выполняющий трещины в зернах терригенных минералов и ранее образовавшегося глауконита, а также образующий тонкие полоски регенерации вокруг более темных глауконитовых зерен (фиг. 1, *е*).

Вопрос о природе глауконита «голубой земли» имеет первостепенное значение для определения типа бассейна, в котором отложился осадок. Аутигенность глауконитов последних трех разновидностей признается всеми исследователями, по поводу округлозернистого глауконита существуют различные точки зрения.

В. Катинас (1971) считает потемнение зерен глауконита к краям следствием выветривания при переотложении. Долю разновидностей, изображенных на фиг. 1, б—г, от общего содержания глауконита в «голубой земле» он считает незначительной и делает вывод об аллотигенности подавляющей части глауконита в толще. С. С. Савкевич (1970) предполагает, однако, что потемнение глауконита может быть связано не с окислением, а с адсорбцией им органических веществ и других окрашенных соединений. Некоторым исследователям (Балтакис, 1966; Савкевич, 1970) основание для выводов об аутигенности глауконитовых зерен дает наличие в них сквозных трещин (фиг. 1, е). По нашему мнению, аутигенность округлого глауконита доказывается существованием переходных форм между округлозернистыми и лапчатыми выделениями. Вначале отдельные зерна выделяются из глауконитового цемента (фиг. 1, б) кольцевыми трещинами (фиг. 1, в). На следующей стадии обособляются стяжения неправильной формы, но не имеющие уже зубчатых краев, причем они соседствуют друг с другом в такой плотной упаковке, которая явно не могла образоваться при их переотложении (фиг. 1, г, справа). Наконец, формируются зерна округлой формы (фиг. 1, г, а). Процессы преобразования глауконита, подобные описанным выше для «голубой земли», неоднократно отмечались различными исследователями (Gallagher, 1935; Дядченко, Хатунцева, 1956), указывающими на овальную форму зерен как наиболее характерную для глауконита на конечной стадии его развития.

Глауконит из «голубой земли» по формам выделения совершенно идентичен глауконитам, подстилающим прусскую свиту палеогеновых отложений (палеоцен, самбийская и алкская свиты), аутигенность которых все исследователи, в том числе и В. Катинас, признают и считают признаком морского генезиса соответствующих слоев.

В пользу аутигенности по меньшей мере основной массы глауконита «голубой земли» да и всей прусской свиты свидетельствуют также данные абсолютной геохронологии. Анализ глауконитов, проведенный калий-аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ Л. В. Яковлевой, дал среднее из 5 определений значение $37 \pm 1,4$ млн. лет. В настоящее время за границу эоцена и олигоцена принимается 37,5 млн. лет (Berggren, 1972), поэтому полученное число хорошо согласуется с палеонтологическими данными, указывающими на позднеэоценовый возраст прусской свиты (Григалис и др., 1971).

Фосфориты в значительном количестве содержатся в основании слоя «голубой земли». Вверх по разрезу их количество постепенно уменьшается. Это желваки неправильной формы размером до 5 см, представляющие собой сцементированные аморфным курским стяжения породы, в которой они залегают. В. Катинас (1971) на основании отмеченной им большей крупности терригенного материала фосфоритов по сравнению с вмещающей их породой, отсутствия в них слюды и регенерированного фосфата делает вывод о переотложенности фосфоритов «голубой земли» из слоя «дикий земли». Слюда, однако, есть и в «дикий земли», а малое ее количество (но не полное отсутствие) в фосфоритах объясняется коррозией фосфатным материалом. Уменьшение крупности терригенных частиц по сравнению с вмещающим осадком «голубой земли» также не наблюдается для большинства образцов. Шероховатая поверхность желваков и их форма, часто крайне причудливая, свидетельствуют против переотложенности. К тому же фосфоритовые отложения в «голубой земле» содержат вкрапления мелких обломков янтаря и нередко облекают крупные его куски, что говорит об образовании их на месте захоронения этих кусков, так как в «дикий земли» янтарь почти не встречается. Следовательно, можно с полной достоверностью считать фосфориты «голубой земли» аутигенными.

Пирит всегда присутствует в «голубой земле» в количестве 20—50% тяжелой фракции. В некоторых наиболее тонкозернистых разрезах его 90%. Типичны редкая вкрапленность мельчайших зерен пирита в цементе и локальные скопления более крупных зерен (порядка 0,05—0,1 мм). Такими зернами образованы и крупные скопления пирита, которые корродируют зерна других минералов и, сливаясь, нередко нацело слагают цемент.

Присутствие сидерита оказало решающее влияние на формирование взглядов В. Катинаса в отношении характера диагенетических процессов, заставив его признать аллотигенный характер глауконита и фосфоритов. Однако, как мы уже видели, такое объяснение не отвечает формам существования этих минералов в породе и потому неправдоподобно. Сидерит встречается в цементе в виде мелких ромбовидных или округлых зерен, иногда многочисленных. Распределены они неравномерно. Иногда сидерит выполняет трещины в глауконитовых зернах. Сидеритовые скопления локальны, имеют формы линзообразных и пластовых тел, особенно развитых в нижних 3 м «голубой земли» на Приморском месторождении, где содержание сидерита почти во всех разрезах составляет 80% тяжелой фракции.

Сидерит образуется в восстановительной или нейтральной (до слабо-окислительной) среде. Он занимает промежуточное между глауконитом и пиритом место в ряду последовательного образования диагенетических минералов при падении окислительно-восстановительного потенциала. Пирит образуется в резко восстановительной обстановке. Накопление его является характерной особенностью морских и солоноватоводных бассейнов с водой, богатой SO_4^{2-} , однако зависит также от содержания в осадке $\text{C}_{\text{орг}}$. При очень малых количествах органики (менее 0,3—0,4%, по Н. М. Страхову) Fe может оставаться в окисной форме и сохраняться, таким образом, от перехода в пирит. Поскольку редукция S из SO_4^{2-} в S^{2-} также совершается биогенным путем, начинаясь позже редукции Fe, малое количество органики обуславливает сохранение сульфатных соединений (Страхов, 1960). З. В. Тимофеева (1963) указывает на приуроченность сидерита к зонам быстрой седиментации, изолирующей осадок от SO_4^{2-} , в больших количествах содержащегося в наддонной воде, и тем самым затрудняющего переход реакционноспособного Fe в сульфидную форму.

Рассмотрим, как в нашем случае обстоит дело с упомянутыми факторами, влияющими на образование аутигенных минералов Fe.

В настоящее время общепризнано представление об отстойном характере бассейна накопления «голубой земли» (Катинас, 1971), принимаемое на основании отсутствия сортировки материала в осадке и чрезвычайно плохой сортированности по крупности залегающего в породе янтаря. Однако сейчас имеются данные, указывающие на замедленное накопление осадка «голубой земли». М. П. Жарков в кернах 55 скважин, пробуренных на Приморском месторождении, обнаружил зубы акул, в том числе сильно окатанные, залегающие преимущественно в основании толщи. Массовое попадание зубов в керны свидетельствует о высокой концентрации их в породе, что позволяет говорить в свою очередь о наличии в «голубой земле» скрытых внутриформационных перемыслов, с которыми в природе и бывают связаны скопления зубов акул (Беляев, Гликман, 1965). Наиболее обогащенная зубами нижняя часть разреза слоя содержит и наибольшее количество фосфоритовых стяжений, которые образуются при замедленном осадконакоплении (Бушинский, 1966) и, как и зубы, концентрируются за счет перемысла вмещающего осадка (Батурин, Безруков, 1971). Сильная нарушенность осадка илоедами характерна для зон замедленного осадконакопления (van Straaten, 1959). Показателем замедленных темпов осадконакопле-

ния считается аутигенный глауконит (Gallagher, 1935; Porrenga, 1967). Наконец, привнос встречающихся в «голубой земле» крупногравийных зерен, а также некоторых крупных кусков янтаря требовал таких скоростей течений, при которых порода неминуемо размывалась.

Содержание $C_{орг}$ в «голубой земле» действительно низкое — в среднем 0,32% (по данным 4 анализов). На первый план встает вопрос, почему при несомненно замедленном осадконакоплении в бассейне, где образовалась «голубая земля» и отлагался янтарь, сидерит мог сохраниться и не перейти в пирит. Объяснение, как это ни парадоксально, может дать именно факт перебива осадка. Если осадок периодически взмучивается в период его восстановительной стадии, это сопровождается насыщением им кислорода и окислением органического вещества и закисных диагенетических минералов Fe. Редукционная способность органики в значительной степени расходуется на связывание кислорода, и парагенезис закисных форм оказывается аналогичным тому, который развивался в осадках с низким содержанием $C_{орг}$ (Страхов, 1960). Таким же образом действуют изобилующие в «голубой земле» илоеды: по их трубчатым ходам также идет усиленное проникновение кислорода в восстановительную зону. Эти закономерности показывают обратную сторону влияния скорости осадконакопления на пиритизацию породы. Примечательно, что со следами перебивов и с наибольшим количеством трубок илоедов мы сталкиваемся в нижней части «голубой земли» и именно здесь, по данным минералогических анализов, наибольшее развитие в ущерб пириту имеет сидерит.

Доказательство колебаний окислительно-восстановительных условий осадка «голубой земли» получил В. Катинас (1971), приводящий в своей работе фото шлифов со следами концентрического обрастания глауконита сидеритом и гидроокислами Fe.

Н. М. Страхов указывает на реальные случаи сидерита в морских осадках с глауконитом, шамозитом, пиритом; при этом образование каждого последующего минерала сопровождается коррозией предыдущего. Г. И. Теодорович (1962) выделяет в ряду минералого-геохимических фаций специфический глауконит-сидерит-сульфидный тип отложений, характерный для терригенных морских толщ. Приводимый им комплекс бентоса, типичный для этих отложений, включает черви-илоеды, спиккулы кремнистых губок и отдельные беззамковые брахиоподы, а именно такой набор организмов свойствен рассматриваемым отложениям.

Резкое преобладание восстановленной S (в среднем 0,35%) над сульфатной (0,08%) в породах «голубой земли» свидетельствует о их формировании в обстановке от морской до прибрежно-морской. Низкие концентрации $C_{орг}$ (0,32%) связаны с умеренной продуктивностью жизни в бассейне при высоком (сапропелиты) качестве органики; действительно, условия для обитания бентосной фауны были неблагоприятны.

Все сказанное выше по поводу аутигенного минералообразования в «голубой земле» в равной мере относится и к подстилающей ее «дикой земле», которая вообще по своей литологии очень близка янтареносной толще. Большое скопление в верхней части разреза «дикой земли» желваков аутигенного фосфорита (до 100 кг на 1 м³ породы) указывает на максимальную интенсивность подводных перебивов во время ее образования.

Рентгеноструктурные исследования тонкопелитовой фракции (<0,001 мм) прусской свиты («голубая земля» и «дикая земля») показали, что глинистые минералы в них представлены иллитом, монтмориллонитом и хлоритом. Доминирует иллит. Полностью отсутствует каолинит — типичный аллохтонный минерал, поступающий в осадки за счет размыва кор выветривания. Видимо, он изначально отсутствовал в «голубой земле», так как в диагенетических процессах этот минерал

весьма устойчив (Wheithaus, McCarter, 1958). Обычно каолинит концентрируется в береговых частях морей и дельтах рек и исчезает в глубоких частях морских бассейнов (Ратеев, 1964), так как он характеризуется наиболее крупными размерами кристаллов (0,3—10 мк) из всех глинистых минералов и имеет самый низкий порог коагуляции. Наличие в некоторых пробах монтмориллонита следует связывать с его перетолжением из подстилающих прусскую свиту алкских пород, где он является одной из основных составляющих тонкопелитовой фракции (Балтакис, 1966). Характерной особенностью тонкопелитовой фракции «ди-кой земли» Пляжевого участка является резкое преобладание филлипсита — характернейшего новообразования в современных морях, в том числе глубоководных (Лисицын и др., 1966).

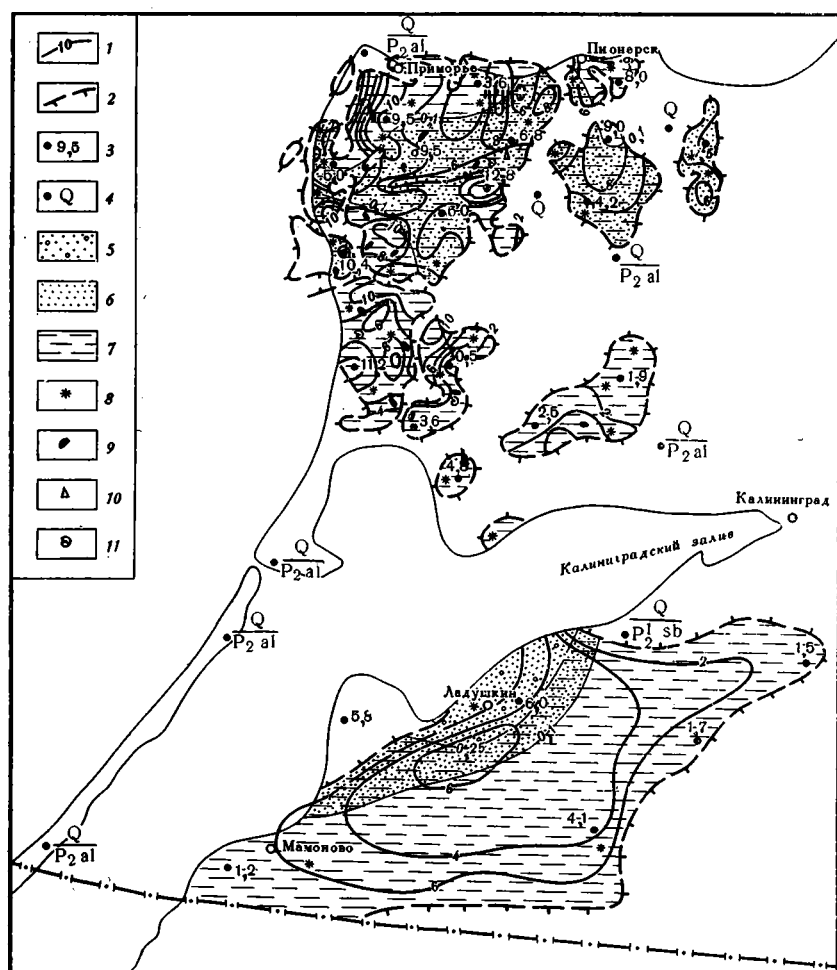
Наличие аутигенного глауконита и фосфоритов несомненно указывает на морской генезис толщи «голубой земли». Глубина образования глауконита составляет обычно не менее 30 м (Porrenga, 1976), а главная область накопления фосфоритов для полузамкнутых морей находится в пределах 10—100 м (Бушинский, 1966). Нижняя граница зон накопления волноприбойных песков (т. е. областей волновой сортировки осадка) в современном Черном море лежит на глубинах до 25 м, в Каспийском — до 40 м (Шванов, 1969). Следует полагать, что в обширном море — проливе эоценового времени — волнения не могли быть менее интенсивными. Очевидно, перечисленные глубины и указывают порядок глубины рассматриваемого палеобассейна.

Гомогенные и пятнистые текстуры разнозернистых песчано-глинистых осадков «голубой земли» наиболее типичны для относительно глубоких частей шельфов с замедленным осадконакоплением (van Straaten, 1959). Гидродинамика подобных областей характеризуется изменчивостью скоростей течений, которая обуславливает попеременное отложение песчаного и глинистого материалов (Koldewijn, 1958). Отсутствие выраженной слоистости в толще «голубой земли» можно связать с вялым характером осадконакопления, объясняющимся малым привносом песчаных частиц и активностью течений. Быстрые колебания придонных скоростей не успевали отражаться в образовании прослоев осадка соответствующей крупности. Формированию гомогенной текстуры осадка могли способствовать также вторичные процессы перераспределения материала, связанные с диффузным проникновением пелита в ранее отложенные пески и смешением осадка илоедами. Л. Ван Страатен считает эти процессы определяющими при образовании современных осадков шельфов Западной Гвианы, Тринидада, Средиземного моря (в районе устья р. Роны), сходных по структурам и текстурам с «голубой землей» (van Straaten, 1959).

Дефицит терригенного материала в бассейне объясняется особенностями питания этого бассейна. Позднеэоценовое море Прибалтики, как это следует из региональных палеогеографических построений (Каптаренко-Черноусова, 1951), находилось в лесной зоне. На заселенных территориях поверхностный сток, являющийся главным источником поступления в реки взвешенных и влекомых наносов, практически отсутствует, и поэтому сами реки выносят в моря очень мало терригенного материала. Питание наносами морей, берега которых залесены, осуществляется главным образом за счет абразии. Так, для современной Балтики абразионный материал составляет 80% в общем балансе наносов (А. И. Блажчишин). Понятно, что крупнозернистая составляющая этого материала в основной своей массе захороняется или измельчается в прибрежной зоне, а в глубокую часть шельфа попадает лишь в небольшом количестве.

Размывы в «голубой земле», периодически прерывавшие процесс ее отложения, не сопровождалась дифференциацией осадочного материала. Скорость эрозии осадка определялась в данном случае, видимо,

скоростью эрозии его алеврито-глинистой цементирующей массы. Она превышала срывающие скорости для песчаных зерен (Hjulström, 1935). Поэтому размыв, как это обычно и наблюдается в природе, не был связан с сортировкой, а уподоблялся срезанию какой-то части накопленного осадка. Сильные донные течения, связанные с размывами, явно не



Фиг. 2. Литолого-фацциальная схема отложений «голубой земли»
1 — линии равных мощностей; 2 — граница распространения отложений на глубине; 3 — мощности «голубой земли» в скважинах; 4 — скважины, не встретившие «голубой земли»; 5 — среднезернистые пески с гравием; 6 — мелко- и тонкозернистые пески; 7 — алевриты; 8 — янтарь; 9 — фосфориты; 10 — сидерит; 11 — фауна

благоприятствовали существованию фауны (особенно бентоса, кроме зарывающихся форм — илоедов), чем и объясняется малое количество ископаемых остатков в «голубой земле».

Следует исключить возможность образования «голубой земли» по гипотезе В. Катинаса в авандельте (подводной части верхней площадки дельты) и в верхней части дельтового склона — в зонах, характеризующихся быстрым осадконакоплением и хорошо выраженной слоистостью осадков, в которых невозможны интенсивные процессы глауконитообразования. Литологические особенности «голубой земли» не позволяют категорически отрицать вероятность отложения ее в основании склона дельты — области, непосредственно примыкающей к глупо-

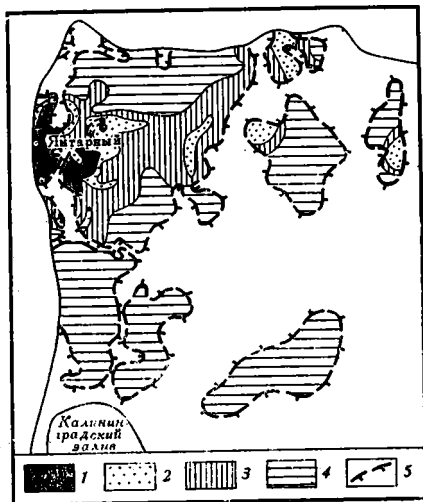
ким частям шельфа. Эта область сходна с обычным нормальноморским шельфом по характеру осадков (van Straaten, 1959), отражающих преимущественное влияние сугубо морских факторов на осадконакопление. Однако в этой зоне, как правило, преобладают глины и алевроиты, тогда как в «голубой земле» доминирует мелкозернистый глинистый песок. Представлению о принадлежности фации «голубой земли» к нижней части дельтового склона противоречат и данные о распределении осадков по площади. Анализ этот несколько затруднен фрагментарным характером современного распространения слоя, обусловленным четвертичной эрозией (фиг. 2). Вместе с тем для отложений «голубой земли», сохранившихся от размыва, явно не существует единой «трендовой» закономерности изменения мощности и литологического состава, которую естественно было бы ожидать от осадков дельтового склона. Последние характеризуются прогрессирующим увеличением песчанистости разреза и мощностей отложений в направлении верхней части дельтового склона, т. е. в нашем случае к северо-востоку, чего в действительности не наблюдается (фиг. 2). Мощности «голубой земли» имеют тенденцию к увеличению на участках, совпадающих с зонами современных поднятий север-северо-восточного простирания.

Высокие концентрации янтаря в продуктивной толще образуют в плане отдельные пятна и бывают связаны с разными частями разреза слоя — от кровли до подошвы. Закономерность выражается здесь только в приуроченности максимальных содержаний янтаря к зонам повышенной мощности слоя «голубой земли» (фиг. 3), что указывает на зависимость распределения янтаря от структуры района и особенностей динамики изменчивых морских течений.

Наличие в Восточной Польше в районе г. Любартува (вблизи г. Люблина), в 350 км от г. Калининграда, отложений, идентичных по литологии «голубой земле» и одновозрастных ей (Mojski et al., 1966), свидетельствует о широком площадном распространении соответствующей фации, а сходный характер аутигенного минералообразования в подстилающих отложениях, начиная с палеоценовых, — о большой продолжительности ее существования. Эти признаки также характерны для фации относительно глубокого шельфа.

Изредка в фацию «голубой земли» привносились относительно крупные порции чистого кварцевого песка, за счет которых в породе образовались песчаные прослои. Первичное отложение этого материала было одноактным: во многих прослоях сохранилась градационная расчлененность. В последующем, однако, кварцевый песок часто перемывался течениями, о чем говорит наличие в ряде прослоев асимметричной косой слоистости.

«Плы вун». Это светлый глауконит-кварцевый песок, имеющий в разных участках зернистость от мелкой до крупной, с поровым глинистым цементом. Мощность толщи до 35 м; на контакте ее с «голубой землей» часто фиксируется зона переслаивания песков и псаммоалевропелитов. На некоторых участках, особенно в северной части Самбийско-



Фиг. 3. Схема равных содержаний янтаря в отложениях «голубой земли»

Содержание янтаря, кг: 1—>1, 2—0,5—1, 3—0,2—0,5, 4—<0,2; 5— граница распространения на глубине отложений «голубой земли»

го полуострова, нижняя часть «пльвуна» ожелезнена и образует желтовато-бурый консолидированный слой — так называемый крант.

Отложения «пльвуна», по В. Катинасу (1971), принадлежат подводно-дельтовой фации. Но хотя большая часть глауконита, содержание которого в этом слое составляет в среднем 19% легкой фракции, лишена признаков аутигенности, в небольшом количестве встречаются лапчатые его образования, а также псевдоморфозы по биотиту, несущие следы превращения в обычные округлые зерна и пигментные выделения. Обнаруженные нами в основании некоторых разрезов этой толщи фосфоритовые конкреции, а также зубы акул, фораминиферы наряду с известной морской фауной «кранта» заставляют признать морской генезис «пльвуна», подтверждаемый преобладанием здесь восстановленной серы над сульфатной (соответственно 0,25 и 0,03% в среднем по 4 анализам) и значительным содержанием В (0,025 мг на 100 г породы) в поглощенном комплексе. Очень низкое содержание глинистого материала в «пльвуне» (обычно не более 5%) является, по-видимому, следствием волновой сортировки и значительно большего по сравнению с «голубой землей» привноса песчаного материала. Относительно быстрое накопление осадка позволило также волнению и течениям, существовавшим в бассейне, фиксироваться в симметричных и асимметричных знаках ряби, часто встречающихся в толще. Очевидно формирование ее в прибрежно-мелководной зоне моря.

«Белая стена». Она развита в кровле прусской свиты в юго-западной части Самбийского полуострова и представляет собой глинистый сильно слюдистый тонкослоистый алевролит мощностью 0—14 м. Литологические особенности этого слоя, являющегося возрастным аналогом верхней части разреза «пльвуна» (Катинас, 1971), — тонкая слоистость, отсутствие органических остатков, обилие глинистого материала, пирита (более 50% тяжелой фракции) и слюды (12—13% легкой фракции осадка) — однозначно свидетельствуют о формировании его в спокойной застойной среде. Высокие содержания восстановленной S в осадке (в среднем 1,2%) и характер ее распределения, аналогичный таковому для органического углерода, по Г. А. Амосову, свидетельствуют о морском генезисе осадка. Можно предположить, что он образовался в иловых депрессиях шельфа, в условиях, подобных тем, которые В. И. Балтакис (1966), принимал для образования «голубой земли». Это тем более справедливо, что данный слой наиболее развит на участках максимального прогибания, а структурная обусловленность котловин шельфов доказана.

Закономерная смена осадков «пльвуна» более глубоководными отложениями «белой стены» в юго-западном направлении хорошо согласуется с данными палеогеографии, указывающими на существование в эоцене континента к северо-востоку от рассматриваемого района. Кроме того, в этом же направлении укрупняется зернистость подстилающих прусскую свиту алкских и самбийских отложений. С этой стороны в бассейн, видимо, и приносился обломочный материал, образовывавший породы прусской свиты. К такому выводу впервые пришел еще Э. Цаддах (Zaddach, 1968), обнаруживший в гальках силурийских известняков в «дикой земле» фауну, сходную с найденной на Готланде и Саарема.

Преобладание в тяжелой фракции осадков прусской свиты черных рудных минералов и очень хорошая окатанность крупно- и грубозернистого кварца позволяют считать, что материал, которым образованы породы свиты, был уже неоднократно перемыт и непосредственно поступал в бассейн при размыве платформенных осадочных образований (Балтакис, 1966). Это и понятно, так как в непосредственной близости от современного Самбийского полуострова выходов кристаллического фундамента существовать не могло, хотя часть материала, возможно,

приносилась в бассейн крупными реками с территории Фенноскандии. Привнос янтаря мог осуществляться как реками, так и за счет абразии берегов.

ВЫВОДЫ

1. Бассейн отложения «голубой земли» — продуктивной янтареносной толщи Самбийского полуострова, а также «дикой земли» находился в глубокой части шельфа позднеоценового моря, за пределами зоны действия волнения. Он характеризовался замедленным осадконакоплением и активной динамикой водной среды, связанной с деятельностью интенсивных, хотя и нестабильных морских течений.

2. «Голубая земля» образована в условиях резкого дефицита обломочного материала, который выносился реками в очень малом количестве и почти не поступал в глубокую часть бассейна.

3. В «голубой земле» и «дикой земле» в ходе диагенеза интенсивно развивались процессы глауконит- и фосфоритообразования. Глауконит образовался метасоматически по слюдам, полевым шпатам и глинистому цементу породы. Глубоко в осадке развивался пирит. Часто, однако, вследствие недостатка в породе органики за счет преждевременного разложения ее в аэрируемой зоне восстановление не шло дальше сидерита.

4. Перекрывающие продуктивную толщу отложения «пльвуна» образовались на меньших глубинах (в зоне волнения) и в условиях более интенсивного привноса обломочного материала, что обусловило относительно хорошую сортированность осадка и угнетенный характер процессов глауконит- и фосфоритообразования.

5. Осадки «белой стены» — возрастного аналога «пльвуна» — отлагались в стагнированных условиях в иловых депрессиях шельфа.

6. Выявленная связь скоплений янтаря Самбийского полуострова с фацией открытой части шельфа повышает перспективы янтареносности обширных площадей развития палеогеновых отложений Украины, Белоруссии и Польши. Она снимает ограничения, касающиеся размеров и размещения янтареносных площадей, неизбежно налагавшиеся дельтовой гипотезой. По аналогии с известными залежами, новые скопления можно ожидать в относительно глубоководных фосфоритсодержащих песчаных породах, богатых глауконитом. Открытие проявлений янтаря в Восточной Польше, сходных по условиям залегания с месторождениями Самбийского полуострова (Mojski et al., 1966), подтверждает этот вывод.

ЛИТЕРАТУРА

- Балтакис В. И. Осадочные формации и литологические комплексы палеогена и неогена в Южной Прибалтике. — Тр. Ин-та геологии, Вильнюс, 1966, вып. 3.
- Батулин Г. Н., Безруков П. А. Фосфориты на дне океанов. — В кн.: История Мирового Океана. М., «Наука», 1971.
- Беллев Г. М., Гликман Л. С. О массовом нахождении зубов акул на дне Тихого и Индийского океанов. — В кн.: Проблемы стратиграфии кайнозоя (Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК). М., «Наука», 1965.
- Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Григалис А., Балтакис В., Катинас В. Стратиграфия палеогеновых отложений Прибалтики. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
- Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Случаи образования глауконита в континентальных условиях. — Зап. Всес. минерал. о-ва, 1956, ч. 85, № 1.
- Каптаренко-Черноусова О. К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. стратигр. и палеонт., Киев, 1951, вып. 3.
- Катинас В. Янтарь и янтареносные отложения Южной Прибалтики. — Тр. Ин-та геологии, Вильнюс, 1971, вып. 20.
- Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав донных осадков Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 2.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. — Тр. ГИН АН СССР, М., 1964, вып. 112.

- Савкевич С. С. Янтарь. Л., «Недра», 1970.
- Савкевич С. С., Рожков Г. Ф. Опыт изучения условий седиментации продуктивной толщи Янтарного месторождения по данным дробного гранулометрического анализа.— Тр. ВНИГРИ, Л., 1972, вып. 311.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Теодорович Г. И. Новые данные о минералого-геохимических фациях.— В кн.: Минералогия и фации битуминозных свит ряда областей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тимофеева З. В. Сидеритонность дельтовых и мелководно-морских отложений и факторы, ее определяющие.— В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., «Наука», 1963.
- Трофимов В. С. Янтарь. М., «Недра», 1974.
- Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., «Недра», 1969.
- Berggren W. A. A cenozoic time-scale — some implications for regional geology and paleobiogeography.— *Lethaia*, 1972, v. 5, No. 2.
- Conwentz H. Monographie der baltischen Bernsteinbäume. Danzig, 1890.
- Gallier E. W. Glauconite genesis.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1935, v. 46, No. 9.
- Hjulstrom F. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris.— *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 1935, v. XXV.
- Kaunhowen F. Der Bernstein in Ostpreussen.— *Jahrb. Kgl. Preuss. Geol. Landestalt*, Berlin, 1915, t. 9, B. XXXIV.
- Koldewijn B. W. Sediments of the Paria — Trinidad shelf. Mouton and Co, Amsterdam, 1958.
- Mojski I. E., Rzechowski I., Woźny E. Gorny eocen w Luszawie nad Wieprzem kolo Lubartowa.— *Przegl. geol.*, 1966, No. 12.
- Porrenga D. H. Glauconite and shamosite as depth indicators in the marine environment.— *Marine Geol.*, 1967, v. 5, No. 5—6.
- Van Straaten L. M. J. U. Minor structures of some recent littoral and neritic sediments.— *Geol. en mijnbouw (NW ser.)*, 1959, 21.
- Wheithaus U. D., McCarter R. S. Clays and Clay Minerals.— 5th Nat. Conf. Acad. Sci. Nat. Res. Council Publ, 1958, No. 566.
- Zaddach E. Das Tertiargebirge Samlands.— *Schr. Physik.-ökon. Ges., Königsberg*, 1868, B 8.

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский
геологоразведочный институт,
Северо-Западное территориальное
геологическое управление,
Ленинград

Дата поступления
15.VII.1975

УДК 552.14 : 549.514.51 : 551.763 (470.324)

КОРРОЗИЯ КВАРЦА И ДРУГИЕ ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ПОЗДНЕГО МЕЛА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Б. В. АСКОЧЕНСКИЙ, П. В. СЕМЕНОВ, В. Н. СЕЛЕЗНЕВ

Изучение гипергенных изменений терригенных компонентов карбонатных и кремнистых отложений Сг_2 привело к выводу, что наряду с переходом опала в кварц и замещением опала кварцем (явлением достаточно широко развитым и часто отмечаемым в природе) имеет место обратный процесс: растворение кварца и переход растворенного кремнезема в аморфную разновидность — опал. Этот процесс лежит в основе формирования трепелов Сг_2 Воронежской антеклизы. Предполагается, что кремненакопление осуществлялось вследствие метасоматического замещения опалом кальцита мергельно-меловых пород. Основным источником SiO_2 авторы считают кварцевые зерна, составляющие алевритовую примесь карбонатной толщи либо входящие в нее в виде песчаных и алевритовых прослоев.

При изучении петрографии кремнистых пород Сг_2 , широко развитых в пределах Воронежской антеклизы, обращает на себя внимание следующая их особенность: кварц, составляющий основную часть терригенной (алевритовой) примеси в трепелах, подвержен значительным вторичным изменениям — дезинтеграции, коррозии, образованию реакционных кайм.

Мы изучили трепелы Хотынецкого месторождения, вблизи ж. д. ст. Хотынец Орловской области; Благодатненского месторождения в Курской области, севернее с. Нижнедевицк; Погромецкого месторождения в Ново-Оскольском районе Белгородской области; Фокинского месторождения, около ж. д. ст. Фокино Брянской области; Кирсановского месторождения Тамбовской области. Шлифы трепелов некоторых месторождений Воронежской и Саратовской областей изучались по образцам из коллекции Геологического музея Воронежского государственного университета.

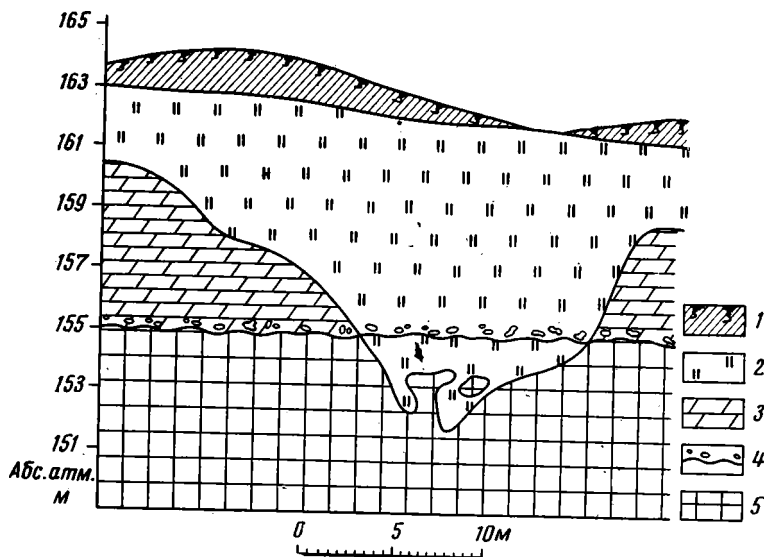
Возраст трепелов, по В. П. Семенову (1972), варьирует от турона, коньяка и сантона (Фокинское, Хотынецкое, Благодатненское, Кирсановское месторождения) до кампана (Погромецкое месторождение).

Трепелы всех изученных месторождений слагают верхние горизонты отложений Сг_2 и переходят книзу в карбонатные трепелы, а затем в мергельные или меловые породы. Несмотря на значительные изменения мощностей пачек карбонатных и бескарбонатных трепелов (4—35 м) и волнистую линию раздела между этими пачками (размах колебаний до 12 м), сама граница не носит эрозионного характера. Повсюду переход от карбонатных трепелов вверх к некарбонатным совершается постепенно.

Наблюдения на обнажениях и изучение керн многочисленных скважин, пробуренных на северо-восточном крыле Днепровско-Донецкой впадины, в пределах КМА и Калачской возвышенности показывают, что граница между карбонатными трепелами и подстилающим их писчим

мелом еще более прихотлива: кармано- и клинообразная, с останцами карбонатных пород в основании трепелов, местами осложнена карстом.

В обнажениях у д. Ольховка Тамбовской области, в районе с. Вязноватовка Воронежской области и ряде других мест нижняя граница трепелов настолько извилиста, что позволила в пределах обнажения проанализировать образцы одного и того же стратиграфического уровня из меловых и замещающих их по простирацию бескарбонатных кремнистых пород (фиг. 1).



Фиг. 1. Схематическая зарисовка обнажения трепелов $C_{г2}$ у д. Ольховка Тамбовской области

1 — почвенный слой и суглинки антропогена; 2 — трепелы; 3 — мергели сантона; 4 — «губковый горизонт»; 5 — писчий мел турона

В трепелах обычно сохраняется текстурный каркас мела или мергелей, что хорошо видно при сопоставлении особенностей сложения обеих разновидностей пород — кремнистых и карбонатных. В частности, кирсановские трепелы в Тамбовской области отчетливо наследуют ритмичную слоистость подстилающих карбонатных отложений, в разрезе которых чередуются прослои, обогащенные песчаным, алевроитовым и глинистым материалом (Семенов, 1974).

Вместе с тем по керну некоторых скважин Хотынецкого месторождения, местами в карьере Благодатненского месторождения мы видели бесструктурные трепелы, связанные с подстилающими карбонатными породами постепенным, но очень коротким литологическим переходом (0,5—20 см). На таких участках трепелы, как правило, очень легкие (объемный вес 0,8—1,0), более рыхлые, часто окрашенные гидроокислами Fe в желтовато-бурые тона.

В большинстве случаев трепелы светло-серые, легкие (объемный вес 0,9—1,2), тонкопористые, с землистым, реже полураковистым изломом. Сложение породы плитчатое или глыбово-плитчатое.

Вещественный состав трепелов, а также их структурные признаки определяются сочетанием четырех основных компонентов: опала, кальция, глинистого материала и кварца.

Содержание кварца в трепелах, как отмечалось, отражает характер его седиментационного распределения в толще отложений $C_{г2}$. Некоторая запесоченность (нередко и оглинивание) верхних частей трепельных

разрезов отчасти обязана обогащению породы терригенными продуктами при выщелачивании мела или мергеля.

На Благодатненском месторождении примесь кварца в карбонатных трепелах составляет 1,4—3,5%, в бескарбонатных 10—20%. В верхней части толщи трепел охристый, песчанистый, ниже прослеживается прослой более плотного и тяжелого трепела («трепел-плита»). Мощность верхних песчанистых трепелов около 2,5 м, плотных — до 0,3 м. Мощность бескарбонатной части трепелов, не вскипающих при действии HCl, 8—19 м.

Трепелы Хотынецкого и Погромаецкого месторождений опесчанены более равномерно по всей толще: примеси кварца в них 15—17%. На обоих месторождениях разрез венчается лачкой охристых глин мощностью 0,4—0,7 м, которым на Погромаецком месторождении предшествует прослой песчанистого трепела мощностью около 1 м. Мощность бескарбонатных и малокарбонатных трепелов с содержанием CaO не более 20% на Хотынецком месторождении 3,5—20 м. Отмеченное содержание CaO было рекомендовано тресту «Орелстрой» в качестве одного из условий пригодности трепела для производства заполнителя в легкие сорта бетона (Аскоченский, 1974).

Примесь кварца в трепелах кирсановской группы месторождений, как правило, значительно больше: 10—45%. Особенность трепелов Кирсановского месторождения — наличие в них прослоев кремнистых глин, песчаников, алевроитов мощностью 0,05—0,8 м. Мощность бескарбонатных трепелов в среднем около 30 м.

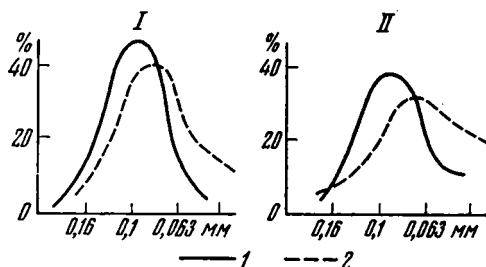
Алевритовая фракция изученных месторождений состоит из кварца — около 70%, слюды 10—15%, глауконита 5—15%, единичных зерен полевого шпата, опаловых скелетов (шариков) радиолярий и фораминифер, спикул губок.

Тщательный подсчет спикул губок, радиолярий, глауконита и рудных минералов под бинокулярной лупой, выделенных из образцов кремнистых и карбонатных пород одного и того же стратиграфического уровня (обнажение у д. Ольховка), показал, что в равных объемах содержание их практически одинаково. Сопоставление графиков гранулометрического состава в этих образцах показало, что пики механического состава в трепелах по отношению к алевритистому мелу несколько смещаются к более мелкой размерности, при этом выдерживается общая тенденция количественного соотношения фракций в обоих типах пород (фиг. 2).

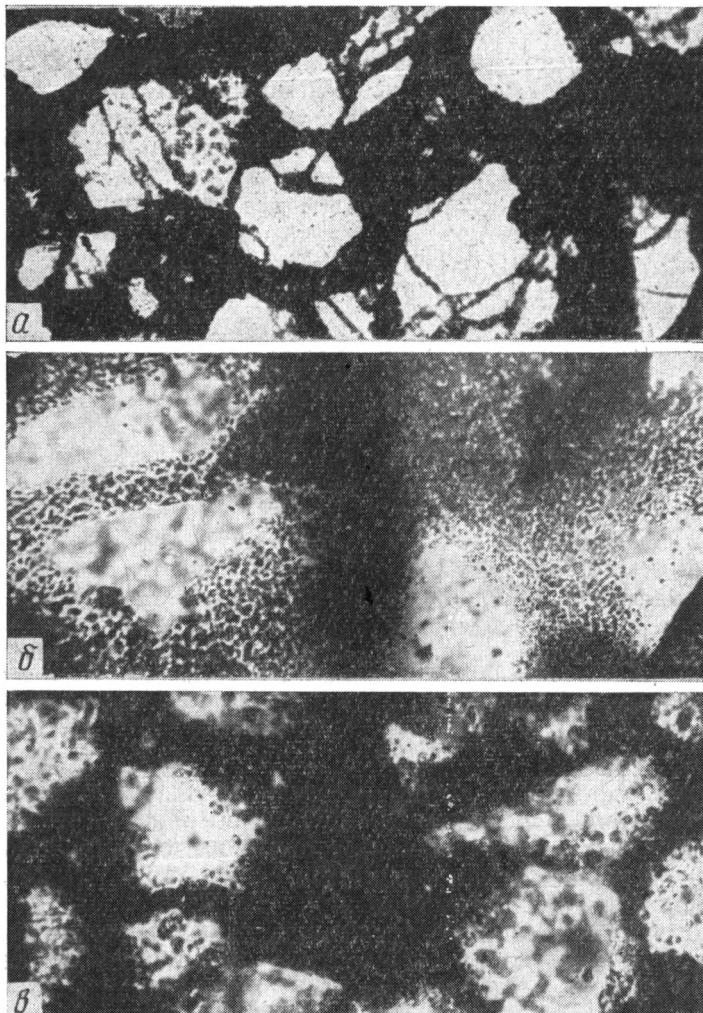
Повсеместно трепелы перекрыты терригенными толщами Pg (Погромаецкое, Благодатненское месторождения) либо суглинками антропогена (Фокинское, Хотынецкое, Кирсановское месторождения).

Послойное изучение толщи Sr_2 позволяет увидеть увеличение измененности алевритовых зерен снизу вверх по разрезу: от мергельно-меловых до трепельных горизонтов.

Следы изменения зерен кварца в карбонатных горизонтах разреза выражены мелкой зазубренностью, трещиноватостью, отдельными бухтами выщелачивания, нередко подчеркнутые оторочкой буровато-красных гидроокислов Fe или тонкодисперсного глинистого вещества (фиг. 3, а). В трепелах почти все зерна кварца настолько сильно корродированы, что по периферии и вдоль микротрещин превращены в «кру-



Фиг. 2. Кривые распределения гранулометрического состава кремнистых (I) и карбонатных (2) пород сantonа (I) и турона (II) Деревня Ольховка Тамбовской области



Фиг. 3. Изменения кварцевых зерен в трепелах Хотынецкого месторождения

а — растрескивание и первые следы коррозии кварца трепеловидного мела (монофракция 0,005—0,01 мм), шлиф, $\times 120$, николя два; *б* — коррозионное «кружево» на зернах кварца в бескарбонатных трепелах, шлиф, $\times 240$, николя два; *в* — то же, в иммерсии, $\times 120$

жево». Это видно в шлифе и иммерсии (фиг. 3, б, в). Не затронуты коррозией или корродированы гораздо меньше более крупные (свыше 0,05 мм) кварцевые зерна, составляющие небольшую часть терригенных включений в трепеле. В этой связи следует заметить, что коррозия кварца видна лишь при больших увеличениях, порядка 120, 150 и более.

Обращает на себя внимание, что в трепелах, связанных с подстилающими карбонатными породами небольшой переходной зоной (менее 1 м), корродированность кварца примерно одинаковая по всей их мощности. По микротрещинам и в порах здесь довольно часто обнаруживаются мелкие кристаллики вторичного кальцита, точечные выделения бурых гидроокислов Fe.

Необходимо отметить, что кварцевые зерна в породах, перекрывающих трепелы, редко несут существенные следы коррозии. Около г. Калача Воронежской области на глинистых трепелах сантона с характер-

ными следами растворения кварца залегает пачка алевритов и тонкопесчанистых опок палеоцена. Изучение шлифов и иммерсионных препаратов показало, что лишь отдельные зерна в составе алевритов и опок палеоцена имеют мелкие бухты выщелачивания, следы точечной коррозии кварца в трепелах Cg_2 . Не несет существенных следов коррозии кварц из тонкопесчаных глин эоцена, перекрывающих трепелы в Благодатненском карьере, опок Pg из окрестностей г. Балашова и пос. Пады Саратовской области. Кварцевые зерна составляют в этих отложениях всего около 3% валового состава.

Вместе с тем в пределах наиболее приподнятых участков водораздельных склонов антеклизы (около с. Русская Журавка, в Мамонском карьере Воронежской области, на Калачской возвышенности и в других местах) мы отмечали существенную коррозию кварцевых зерен в песчаниках и алевролитах Pg . Коррозия кварца и замещение его опалом, по всей вероятности, весьма распространенное явление среди осадочных комплексов Mz и Kz . Этому явлению, однако, до сих пор не уделялось достаточного внимания. Помимо кварца заметным гипергенным изменениям подвержены и другие терригенные компоненты изученных трепелов Cg_2 .

Глауконит из карбонатной части толщи имеет округлую или почковидную форму зерен размером около 0,1 мм. Цвет ярко-зеленый, равномерный по всему полю зерна. В трепелах глауконит зеленовато-бурый, нередко зерна деформированы и без видимых трещин распадаются на тонкие, просвечивающиеся, чуть зеленоватые комочки. По периферии многих глауконитовых зерен наблюдается бесцветная каемка, часто составляющая большую часть зерна (фиг. 4).



Фиг. 4. Бесцветная каемка выщелачивания в глауконитовом зерне
Трепел Хотынецкого месторождения, шлиф $\times 120$, николя два

Мусковит в трепелах испытывает веерообразное или симметричное расщепление. На многих лейстах вдоль спайности происходит замещение мусковита глобулярным опалом, халцедоном или глинистым светло-бурым веществом. В керне хотынецкого трепела на контакте с моренными суглинками были обнаружены слегка плеохроирующие коломорфные выделения гидробиотита, обволакивающие глинисто-опаловые агрегаты. Очевидно, гидробиотит генетически связан с обломочной частью моренных суглинков, откуда он вмывался в нижележащие трепелы поверхностными водами.

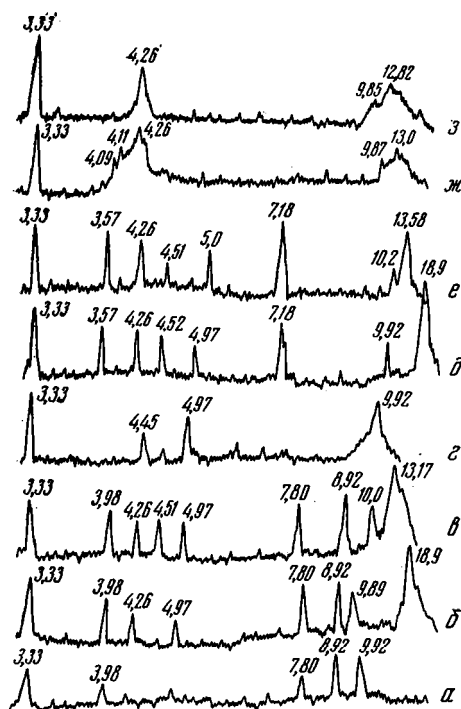
Глинистая примесь трепелов выделялась следующим способом. Навеска размолотого трепела разбавлялась в 5%-ной KOH (1 г трепела на 100 cm^3 раствора KOH) и выдерживалась на кипящей водяной бане в течение 1 час, затем раствор фильтровался в 2%-ной HCl . Нерастворимый остаток отмучивался по методу Сабанина.

Частиц мельче 0,001 мм (глинистой примеси) в трепелах Благодатненского и Кирсановского месторождений 15—32%, в хотынецких и погромацких трепелах — в среднем 10,8%.

Глины, предназначенные для рентгеноструктурного анализа, насыщались Mg , что особенно важно при диагностике монтмориллонита. Это насыщение осуществлялось добавлением к глинистой навеске 1N раствора

MgCl₂. После фильтрации образец дважды промывался дистиллированной водой и высушивался.

На дифрактограммах глин из трепела нижней половины толщи Хотынецкого месторождения вместе с рефлексами 13,17 (18,9 после насыщения глицерином); 10,0; 4,97; 4,26 Å, характерными для монтмориллонита и гидрослюда, фиксируются два рефлекса 7,80; 3,98 Å, несколько снижающие свою интенсивность при прокаливании, которые, на наш



Фиг. 5. Дифрактограммы глинистого остатка трепела и трепела из частей толщи Хотынецкого месторождения. Глинистый остаток трепела; из нижней части: а — прокален при 550° С, б — насыщен глицерином, в — исходный; из верхней части: г — прокален при 550° С, д — насыщен глицерином, е — исходный; ж, з — трепел

около 70%, фиксируют только интенсивную серию кварцевых рефлексов 4,26; 3,33 Å и небольшие диффузные рефлексы монтмориллонита и гидрослюда (фиг. 5, ж, з).

Опаловый цемент состоит из неплотно упакованных глобуль диаметром 1—3 мк со следами халцедоновой раскристаллизации на отдельных участках. Более плотная упаковка опаловых глобуль и более крупные участки халцедоновой кристаллизации отмечаются в прослоях тяжелых трепелов типа «трепел — плиты»; объемный вес их до 1,4.

В трепелах Кирсановского и Благодатненского месторождений прослеживаются мелкие включения светлых слабопесчанистых фосфоритов размером до 0,8—1,5 см, имеющих линейную пространственную ориентировку и, видимо, отвечающих определенному стратиграфическому уровню в разрезе Ст₂. Характерно, что кварц в фосфоритах не имеет ярко выраженных следов коррозии. Создается впечатление, что фосфоритовая оболочка предохраняла обломочную часть от растворения и

взгляд, должны идентифицироваться как отражения смешанослойных образований монтмориллонита и каолинита. Стойкий рефлекс 8,92 Å, возможно, принадлежит цеолитам, постоянно присутствуют рефлексы кварца 4,26; 3,33 Å (фиг. 5, а, б, в). В глинах из трепелов верхней части толщи исчезает серия рефлексов смешанослойных образований, и вместе с рефлексами монтмориллонита и гидрослюда эпизодически отмечаются рефлексы каолинита 7,18; 3,57 Å (фиг. 5, г, д, е).

Отмеченное позволяет предположить стадийное превращение монтмориллонита в каолинит, происходящее при гидролизе остаточных глин. Признаки каолинизации монтмориллонита наблюдались и были описаны ранее (Аскоченский, 1970) в одновозрастных (и, по-видимому, сингенетических) глинах на юго-востоке антеклизы, в пределах Калачской возвышенности.

Терригенные компоненты в трепелах цементируются главным образом рентгеноаморфным опалом. Лишь в двух случаях были зафиксированы очень слабые рефлексы 4,09; 4,11 Å, по-видимому, отвечающие опал-кристобалитовой разновидности кремнезема. В большинстве случаев дифрактограммы трепелов, даже наиболее чистых, содержащих растворимого кремнезема

фосфорная кислота создавала своего рода буфер агрессивным воздействиям среды.

Примечательно, что в трепелах отмеченных месторождений не было обнаружено никаких следов диатомовых водорослей; отсутствуют они и в фосфоритах.

Постепенный переход карбонатных пород в кремнистые, изменения кварца, глауконита, слюд, глинистых компонентов свидетельствуют об интенсивной гипергенной переработке отложений Cg_2 .

Условия гумидного климата в течение длительного континентального перерыва в конце Cg_2 и начале Pg способствовали выносу карбоната кальция из мергельно-меловых пород и накоплению в приповерхностной зоне глинисто-алевритового остатка. Основным реагентом при этом, вероятно, служили атмосферные воды, содержащие CO_2 . По мере выноса карбоната кальция из верхней части разреза, приобретения средой нейтральных или слабокислых значений pH возникали условия, при которых происходило растворение мельчайших зерен кварца и переход части кремнезема в раствор.

По Б. М. Мицюку (1974), во всех случаях, в общем-то близких к условиям природных вод, химическое взаимодействие на границе раздела кварц — вода приводит к гидратации поверхности кремнистых минералов, образованию нестойких промежуточных комплексов и высвобождению Si в раствор в виде мономерной ортокремнистой кислоты.

Изучение угольных реплик трепелов Cg_3 Чернянского месторождения (Семенов, Селезнев, 1972) показало, что основным способом кремнеаккумуляции в отложениях Cg_2 является метасоматоз. Оказалось, что глобулярный опал, составляющий кремнистую основу в трепелах, псевдоморфно замещает многочисленные остатки панцирей кокколитофорид, которыми сложена большая часть карбонатных отложений, постилающих трепелы (фиг. 6, а, б). Преобладающими формами кокколитофорид в трепелах являются *Kamptnerius magniticus* Defl., *Broinsonia* sp., их время обитания — турон — кампан.

Следует отметить, что к такому же выводу, независимо от названных исследователей, одновременно пришли Ю. Н. Сеньковский и С. И. Шуменко (1972), обнаружившие окремнелые кокколитофориды в трепелах Cg_2 Приднестровья.

Растворение кварца и кремнистый метасоматоз — начальное и конечное звенья единой цепи преобразований кремнезема, имевших тесную пространственную связь и подчиненных общему ходу вторичных изменений толщи Cg_2 . Между этими звеньями происходили сложные геохимические процессы, о характере которых можно говорить пока предположительно. Прежде всего это относится к условиям осаждения кремнезема из водных растворов.

В условиях гипергенеза образование опаловых пород, в частности трепелов, по всей видимости, зависит от комплекса специфических природных обстановок (климата, рельефа, характера порового пространства, в которое попадает раствор кремнезема, органических и неорганических компонентов растворов), активно влияющих на каталитические свойства природных вод, условия равновесия среды.

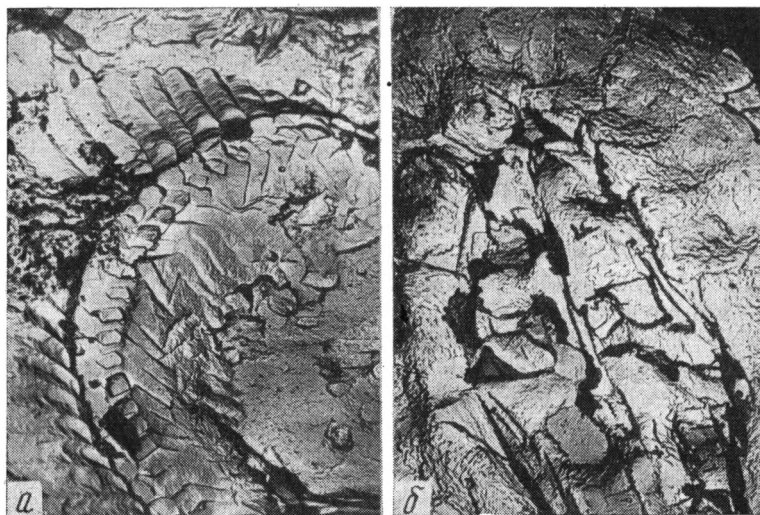
В литературе известны работы, авторы которых связывали образование цемента некоторых песчаников с растворением кварца в сопряженных песчаных отложениях под действием атмосферных вод.

В. Н. Лучицкий (1900) считал, что караваеподобные песчаники полтавского яруса в районе Киева черпали материал для цемента в перекрывающих терригенных породах, в которых, по его мнению, атмосферная вода получала достаточное количество кремнекислоты.

Б. В. Залесский и З. А. Сазонова (1946), изучая артюшинские песчаники Pg в Куйбышевской области, пришли к выводу, что источником

кремнезема, вызвавшего регенерацию кварцевых зерен и образование опалового цемента, был материал растворяющихся песчинок. Исследователи особо подчеркивают незначительность перемещения растворенного кремнезема.

О возможности неорганического осаждения кремневой кислоты из недосыщенных растворов в присутствии минеральных частиц (главным образом глинистых) и в результате адсорбции на аморфных гидроокисях Al, Fe, Mg, Mn свидетельствуют эксперименты Г. С. Бина с соавторами и К. Като (Мицюк, 1974).



Фиг. 6. Панцири кокколитофорид в трепеле, замещенные опалом
а — *Kamptnerius magnificus* Defl., Погромецкое месторождение; б —
Broinsonia sp., Хотынецкое месторождение. Электронный микроскоп,
×15 000

Г. И. Бушинский (1967), изучая аутигенную минерализацию отложений Sr_2 Русской платформы, высказал предположение, что на процессы растворения, а также осаждения кремнезема, фосфатов, CaCO_3 и некоторых других соединений существенное влияние оказывает органическое вещество, заключенное в ходах илоядных организмов, так называемые ингибиторы и стимуляторы.

Высказанная Г. И. Бушинским точка зрения, на наш взгляд, правомерна и для рассматриваемого комплекса кремнистых новообразований. Карбонатные и кремнистые породы всех месторождений изобилуют следами илоядных организмов. В мергелях и мелу ходы и фекальные зерна илоядов имеют округлые сечения диаметром до 0,4—0,6 мм, в трепелах они приобретают облик тонких деформированных полосок, пунктиров, скобок, нередко смещенных по линиям микронарушений. Материал ходов в одних случаях рыхлый, по плотности тождествен вмещающему трепелу, в других — более плотный, опоковидный. Существенное значение как концентратора кремнезема, надо полагать, имело органическое вещество кокколитофорид, составляющих значительную часть биомассы карбонатной породы.

Примечательно, что, описывая артюшинские песчаники и связывая их генезис с растворением кварцевых зерен, Б. В. Залесский и З. А. Сазонова (1946) отмечают наличие в песчаниках большого количества цилиндрических ходов роющих организмов. Авторы, однако, не приводят

причинной зависимости между этим фактом и процессом кремненакопления.

Влияние на процессы кремненакопления ингибиторов и стимуляторов представляет чрезвычайно интересный, но практически не изученный процесс. В известной мере он сближает органическую и неорганическую концепции происхождения кремнистых пород, предполагая участие организмов не в качестве кремнепроизводящего, а в качестве кремнеосаждающего фактора, как поставщиков каталитических реагентов, влияющих на равновесное состояние хемогенной системы.

Выпадению кремнезема в непосредственной близости от его источника в нашем случае, вероятно, способствовала слабая циркуляция метеорных вод, вызванная спокойным залеганием отложений Cg_2 и тонкой капиллярностью поровых промежутков, представляющих по существу полужамкнутые системы.

Немаловажным фактором, сказывавшимся на поведении кремнекислоты в растворе, по всей видимости, являлся и температурный режим поверхностных вод. Данные Г. И. Бушинского (1971) свидетельствуют о более чем трехкратном увеличении растворимости кремнезема при повышении температуры от 0 до 35° С в интервале рН 6,4—8,6. При этом, как подчеркивают Г. В. Богомолов и др. (1967), температурный фактор сказывается гораздо сильнее на содержании H_2SiO_3 в поровых водах, чем в водах свободного движения.

В этой связи мы полагаем, что высокотемпературные условия жаркого лета интенсифицировали растворение кварца в поверхностной зоне в Cg_2 . Понижение температуры с глубиной способствовало выпадению SiO_2 из раствора в виде опала, реже халцедона.

ВЫВОДЫ

Существенным источником опалового кремнезема в трепелах и трепеловидных породах Cg_2 , широко развитых на территории Воронежской антеклизы, являлись зерна кварца. Они составляют алевритовую примесь и прослои в мергельно-меловых отложениях либо латерально связаны с последними в виде песчаных и алевритовых выносов.

Активную роль в процессах растворения и осаждения кремнезема, вероятно, играли органические катализаторы, концентрирующиеся в ходах илоядных организмов и кокколитофоридах. На поведение кремнезема в растворе влиял температурный режим поверхностных вод и капиллярный характер водонасыщения пород Cg_2 . Кремненакопление осуществлялось путем метасоматического замещения опалом кальцита мергельно-меловой толщи.

На юго-востоке антеклизы, в районах сильной закарстованности мергельно-меловой толщи и широкого развития глинистого элювия с признаками каолинизации монтмориллонита, локальные проявления кремненакопления (кремнистые прожилки, микросталактиты и пр.) в значительной мере обязаны десиликации остаточных глинистых компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аскоченский Б. В. Бокситизация верхнемеловых отложений на юго-востоке Воронежской антеклизы.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.
- Аскоченский Б. В. Влияние вещественного состава трепеловидных пород на прочность получаемого из них гравия для легкого бетона.— В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежск. ун-та, 1974.
- Богомолов Г. В., Плотникова Г. Н., Титова Е. А. Кремнезем в термальных и холодных водах. М., «Наука», 1967.
- Бушинский Г. И. Ингибиторы и стимуляторы в литогенезе.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.

- Залесский Б. В., Сазонова З. А.* Некоторые особенности структуры и физико-механических свойств артюшинских песчаников.— В кн.: Академику Д. С. Белянkinу к 70-летию со дня рождения. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Лучицкий В. Н.* О микроскопическом строении некоторых третичных песчаников Южной России.— Зап. Киевск. о-ва естествоиспыт., Киев, 1900.
- Мицюк Б. М.* Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Семенов В. П.* О стратиграфическом положении и возможном генезисе трепелов и трепеловидных пород верхнего мела Воронежской антеклизы.— В кн.: Геологический сборник. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1972.
- Семенов В. П., Селезнев В. Н.* К природе трепелов верхнего мела Чернянского карьера бассейна р. Оскола по данным электронно-микроскопических исследований методом самооттененных угольных реплик.— В кн.: Геологический сборник. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1972.
- Семенов П. В.* О природе ритмичности трепеловидных пород Тамбовской области.— В кн.: Тезисы к совещанию по современным проблемам геологии. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1974.
- Сеньковский Ю. Н., Шуменко С. И.* Електронно-мікроскопічне дослідження верхньокрейдових трепелів Ямпільського Придністров'я.— Доповіді АН УРСР. Окремий відбиток, Київ, 1972.

Воронежский Государственный университет

Дата поступления
21.XI.1975

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.332.53

О НЕКОТОРЫХ ТЕКСТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ДОННОЙ МОРЕНЫ ЛЕДНИКОВ ПОДНОЖИЙ

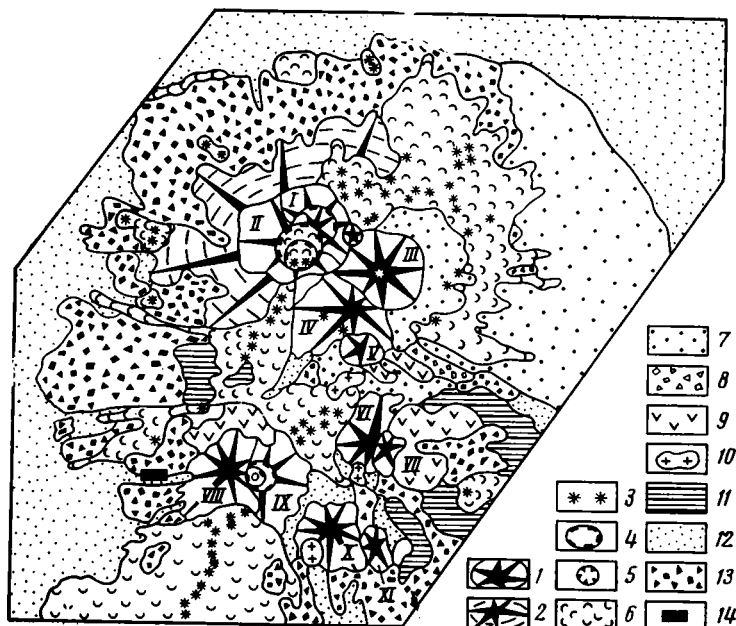
Т. С. КРАЕВАЯ

Как известно, антропоген ознаменовался широким развитием плейстоценовых оледенений и ледниковые ландшафты занимают значительные пространства материковой и островной суши. Собственно ледниковые (морена) и связанные с ними парагенетически водно-ледниковые образования давно привлекают внимание многочисленных исследователей. Однако диагностические признаки каждого из генетических типов отложений ледникового ряда до настоящего времени разработаны недостаточно. Это касается и донной морены, хотя уже по меньшей мере на протяжении столетия она является объектом изучения виднейшими специалистами в различных странах мира.

В последние годы опубликованы работы, в которых выделены важнейшие текстурные особенности донных морен (Шанцер, 1966, 1968; Лаврушин, 1968, 1969, 1970₁, 1970₂). Сходство текстур мореносодержащих льдов современных ледников и отложенных морен плейстоценового материкового оледенения позволило Е. В. Шанцеру и Ю. А. Лаврушину сделать вывод, что текстуры донной морены можно рассматривать как псевдоморфозы по текстурам растаявшего льда. При этом Ю. А. Лаврушин отметил решающую роль в накоплении донной морены пластического течения льда и движения ледяных чешуй по линиям внутренних сколов и подчеркнул, что «эти типы движения льда обуславливают наиболее важные и существенные особенности строения донных морен» (Лаврушин, 1970₂, стр. 39, 40).

Примеры разрезов донной морены материкового оледенения с характерными гляциодинамическими текстурами известны на территории СССР лишь в пределах Русской равнины. Это карьер Мякинино под Москвой (Лаврушин, 1969) и район г. Углича на Верхней Волге (Шанцер, 1966), где в морене наблюдались явления захвата подстилающих пород, образующих наклонные в сторону движения льда языки, переходящие в горизонтальные полосы. Что же касается плейстоценового оледенения горных районов СССР, то о характерных текстурных признаках связанных с ними морен не известно почти ничего. Наши наблюдения в районах развития ледниковых ландшафтов Камчатки, сформированных верхнеплейстоценовыми ледниками, позволяют в некоторой степени восполнить этот пробел.

Поздний плейстоцен Камчатки характеризовался развитием весьма значительного оледенения (Олюнин, 1965). Отмечалось, что это оледенение носило в основном горнодолинный характер, «однако в ряде райо-



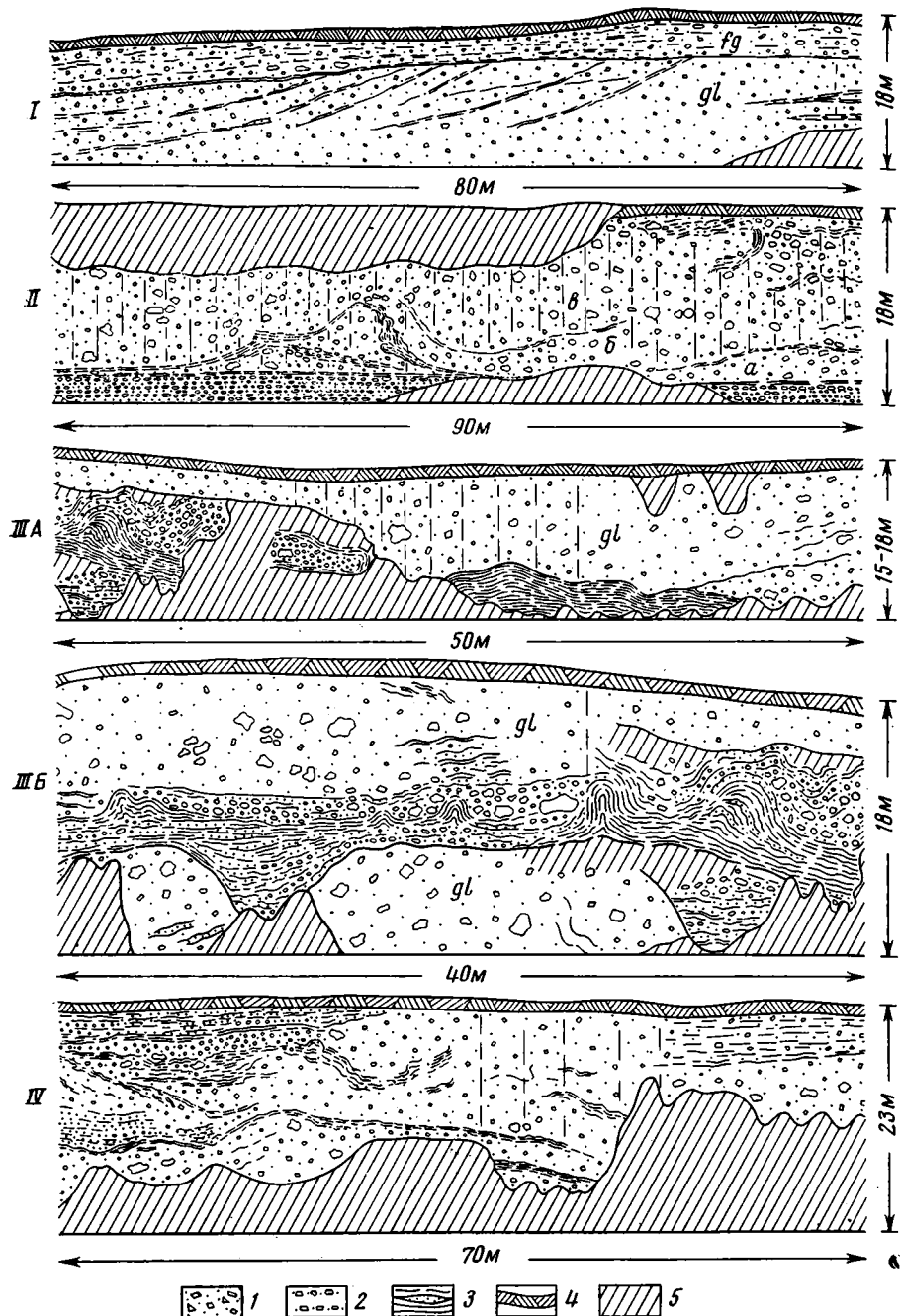
Фиг. 1. Геоморфологическая схема района Ключевской группы вулканов, отражающая распространение следов позднеплейстоценового оледенения (И. В. Мелекесцев и др.)

Вулканы (цифры на схеме): I — Ближняя Плоская сопка, II — Дальняя Плоская сопка, III — Ключевская сопка, IV — Камень, V — Безымянный, VI — Овальная Зимина, VII — Острая Зимина, VIII — Острый Толбачик, IX — Плоский Толбачик, X — Большая Удина, XI — Малая Удина; 1 — хорошо сохранившиеся верхнеплейстоценовые стратовулканы; 2 — щитовой вулкан основания Плоских сопки; 3 — верхнеплейстоценовые шкаловые и лавовые конусы; 4 — кальдеры гавайского типа; 5 — кратеры; 6 — позднеплейстоцен-голоценовые лавовые потоки; 7 — голоценовые вулканогенно-пролювиальные равнины; 8 — голоценовые обвальные равнины; 9 — в разной степени разрушенные средне-верхнеплейстоценовые стратовулканы; 10 — экструзивные купола; 11 — лавовые плато; 12 — верхнеплейстоцен-голоценовые аккумулятивные равнины; 13 — морены второй фазы позднеплейстоценового оледенения; 14 — обнажения в долине р. Пахчи на фиг. 2, 3, 4

нов... существовали и довольно крупные ледники... типа Маяспина, которые формировались главным образом у подножия большинства крупных стратовулканов: Ключевской группы, Шивелуча, Кроноцкого, Аватчинской группы и др.» (Брайцева и др., 1968, стр. 181).

Ключевская группа вулканов по всему периметру опоясана шлейфом ледниковых образований, достигающим максимальной ширины в западном и северо-западном секторах подножия этого грандиозного сооружения (фиг. 1). Верхнеплейстоценовые ледники, спускавшиеся с вулканов, были обильно насыщены обломочным материалом, весьма интенсивно накапливавшимся вследствие частых извержений. О постоянной вулканической активности в период ледниковой аккумуляции свидетельствуют вулканические пеплы в ледниковом комплексе как в виде частиц, более или менее равномерно рассеянных в массе отложений, так и в виде многочисленных прослоев мощностью в среднем порядка первых сантиметров.

Наиболее доступны для изучения образования ледникового комплекса в пределах западного сектора подножия Ключевской группы вулканов. Здесь массив холмисто-котловинного рельефа прорезан р. Студеной и ее рукавом — р. Пахчой. Прекрасная обнаженность в долине р. Пахчи позволяет наблюдать здесь необычайно разнообразные соотношения ледниковых и водно-ледниковых образований различных генетических ти-



Фиг. 2. Схематические зарисовки, отражающие текстурные особенности донной морены позднеплейстоценового оледенения, вскрытой в долине р. Пахчи, западное подножие вулкана Острый Толбачик

1 — валунно-щебнисто-дресвянистый с алеврито-песчаным заполнителем материал морены; 2 — флювиогляциальные валунно-галечно-песчаные отложения с нечетко выраженной субпараллельной слоистостью; 3 — флювиогляциальные алевритисто-песчаные отложения, содержащие мелкогалечные линзы, с четко выраженной субпараллельной слоистостью; 4 — почвенно-пирокластический чехол; 5 — осыпи. Пояснения в тексте

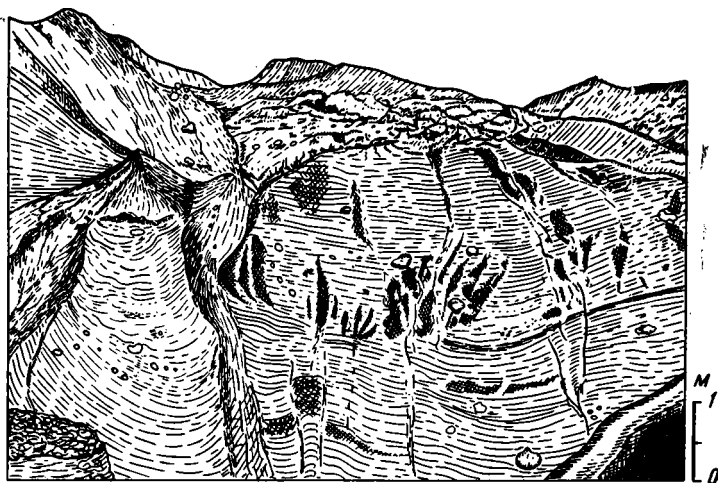
пов. Сложность строения, пестрота литологического состава отложений позволили трактовать их как комплекс, наследующий характерные особенности обстановки деградации ледника в условиях таяния мертвых льдов (Краевая, Олюнин, 1969).

Автор совместно с В. Н. Олюниным выделили ряд литотипических разностей отложений ледникового комплекса в долинах рек Пахчи и Студеной и особо отметили широкое развитие камовых отложений. Позднее автор более детально осматрел правобережные обнажения в долине р. Пахчи, расположенные восточнее массива камов и выше по течению от наиболее высокого правобережного обнажения (обнажение 4 в упомянутой статье Т. С. Краевой и В. Н. Олюнина). На правом берегу р. Пахчи на протяжении около 4 км от высоты 395,1 м наблюдается почти сплошное обнажение, участки которого показаны на фиг. 2 последовательно сверху вниз по течению.

На фиг. 2, I изображена часть разреза, в которой под флювиогляциальными наносами вскрываются собственно ледниковые отложения. В сильно уплотненной морене заметен ряд наклонных субпараллельных трещин, пересекающих ее на пласты мощностью 1,5—3 м. Подобная текстура более всего напоминает так называемые чешуйчатые морены плейстоценового материкового оледенения, образование которых объясняется движением ледяных пластин по плоскостям внутренних сколов (Лаврушин, 1969). Двойными прерывистыми линиями показаны границы чешуй.

На фиг. 2, II изображен участок разреза, в котором морена также имеет отчетливо выраженную пластовую отдельность. Здесь выделяются снизу вверх по крайней мере три пласта (а, б, в) невыдержанной мощности: 1,5—3,5 (а, б), 8—12 м (в). Между пластами морены на десятки метров прослеживаются менее мощные (не более 1 м) прослои местами сложно деформированных галечно-гравийно-песчаных, существенно алевритистых отложений. Эти особенности ледниковых образований представляются наиболее соответствующими выделенной Ю. А. Лаврушиным в донной морене «субфации чешуйчатого строения с «интрузиями» подстилающих пород в морену» (Лаврушин, 1970, стр. 46). В левой части фигуры хорошо заметна связь внедрившегося по плоскостям надвигов материала с подстилающим морену горизонтом флювиогляциальных отложений. Сложные складчатые деформации во внедрившемся материале, очевидно, являются следствием динамического воздействия мореносодержащего льда на пластичные мелкообломочные флювиогляциальные наносы. Первичные слоистые текстуры в линзах нарушены, местами отложения сильно деформированы, изогнуты в складки.

Фиг. 2, IIIБ, являясь продолжением фиг. 2, IIIА, частично дублирует ее левый край. На этих фигурах показаны две морены: нижняя и верхняя (соответственно gl_1 и gl_2). На фиг. 2, IIIА видна верхняя из двух морен; одновременно они представлены на фиг. 2, IIIБ. Следует отметить, что в массиве холмисто-котловинного рельефа, прорезанном р. Пахчей, четко выделяются два положения морены, соответствующие максимальной (gl_1) и постмаксимальной (gl_2) фазам позднеплейстоценового оледенения (Краевая, Олюнин, 1969). По-видимому, два горизонта морены, которые видны на фиг. 2, IIIБ, как раз соответствуют этим двум положениям ледника подножия. Верхняя из представленных на фиг. 2, IIIА, IIIБ морен несет явные признаки чешуйчато-надвиговых текстур. Так, на фиг. 2, IIIА справа хорошо видно, что слои подстилающих верхнюю морену флювиогляциальных отложений нарушены, частично отторгнуты и внедрились по трещине между пластами (чешуями) морены. На фиг. 2, IIIБ между двумя горизонтами морены заключены флювиогляциальные валунно-галечно-песчаные и алевритисто-песчаные субпараллельнослоистые отложения, деформированные без нарушения сплошности.



А



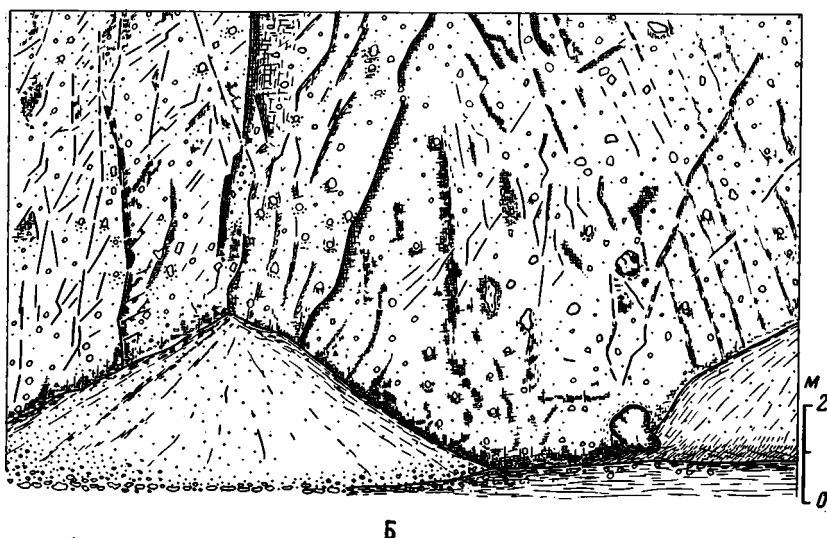
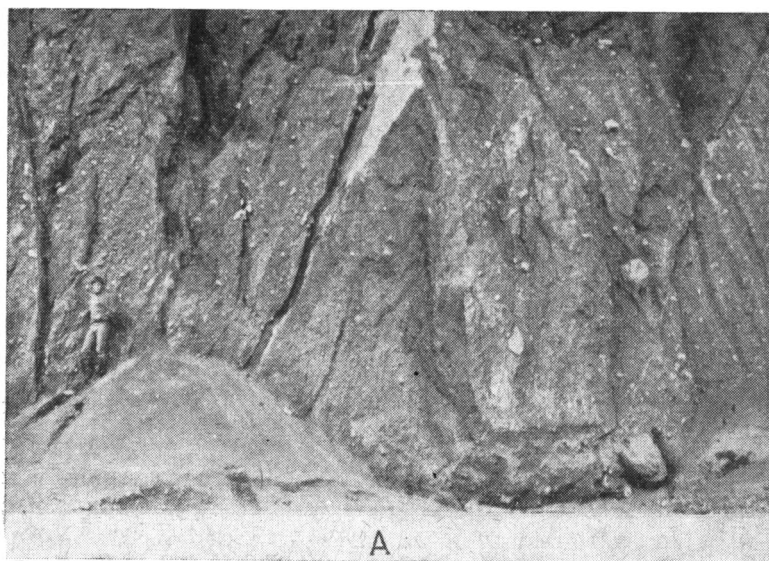
Б

Фиг. 3. Полосчатые текстуры в теле ледника и в морене, отражающие послонно-пластичное движение льда
А — (по фото В. Н. Виноградова) ленточная текстура льда в современном леднике Эрмана (Ключевская группа вулканов); Б — полосчатая донная морена верхнеплейстоценового ледника подножия с субгоризонтальным расположением длинных осей валунов

На фиг. 2, IV представлена также чешуйчатая донная морена, особенности строения которой аналогичны таковым для случаев, показанных на фиг. 2, II, IIIA. Таким образом, фиг. 2 иллюстрирует характерные текстуры, присущие донным моренам, отложенным в зоне чешуйчатонадвигового строения ледника, а именно «фациям движения льда по линиям надвигов (чешуйчатой морены)» (Лаврушин, 1970², стр. 40).

В обнажениях собственно ледниковых образований в долине р. Пахчи можно наблюдать и другие разновидности донных морен. Так, на фиг. 3, Б показана деталь верхней по течению части обнажения, изображенного на фиг. 2, I¹. Здесь отчетливо прослеживается субгоризонтальная ориен-

¹ Эта деталь не помещена на фиг. 2, I за недостатком места.



Фиг. 4. Текстуры гляциодиаклаз в донной морене верхнеплейстоценового ледника подножия
Пояснения в тексте

тировка длинных осей крупных валунов, а также видна слабовыраженная полосчатость отложений. Подобные текстурные особенности, по данным ряда исследователей, являются признаками формирования морены в условиях послойного пластического течения льда. Кроме того, на фиг. 3, Б хорошо видна граница, разделяющая морену на два слоя и, очевидно, фиксирующая плоскость внутреннего скола между двумя чешуями. Таким образом, здесь в каждой из чешуй наблюдаются текстуры пластического течения, что дает основание отнести эти ледниковые отложения к «субфации чешуйчатого строения с сохранившимися реликтами пластичного течения в моренных чешуях» (Лаврушин, 1970₂, стр. 46). На фиг. 3, А показаны субпараллельные полосчатые текстуры льда современного ледника Эрмана в Ключевской группе вулканов. Эти текстуры,

очевидно, можно сопоставлять с реликтовыми текстурами древнего льда, унаследованными донной мореной, изображенной на фиг. 3, Б.

Еще один характерный тип текстур морены наблюдается в правобережном обнажении долины р. Пахчи (упоминавшееся выше обнажение 4). Здесь вскрыта массивная морена, рассеченная густой сетью взаимопересекающихся трещин (фиг. 4). В левой части фото (фиг. 4, А) и дублирующего его рисунка (фиг. 4, Б) видны зияющие трещины, заполненные мелкоземом, шириной до первых десятков сантиметров; к системе этих глубоких трещин приурочен осыпной конус. В правой части рисунка видна полосчатость, напоминающая кливаж. Особенности строения морены, представленной на фиг. 4, А, Б, аналогичны текстурам гляциодиаклаз в донной морене (по Ю. А. Лаврушину).

Таким образом, охарактеризованные выше текстурные особенности отложений верхнеплейстоценового ледника подножия позволяют идентифицировать эти отложения с донной мореной. Следует отметить при этом, что известные нам по литературным данным примеры подобных текстур наблюдались во льдах современных ледников либо среди отложенных морен древнего материкового оледенения. Приведенный материал показывает, что условия формирования донной морены для ледников подножий и материковых льдов позднего плейстоцена имели много общего. В связи с этим диагностические признаки, в числе которых важнейшая роль принадлежит текстурам, для донных морен также являются общими как в случае материковых, так и в случае горных оледенений, не носивших покровного характера. Что касается небольших горнодолинных ледников, то для оставленных ими морен, разрезы которых автору приходилось наблюдать у подножий камчатских вулканов, характерны главным образом массивные текстуры; кое-где заметна трещиноватость; гораздо реже можно видеть признаки полосчатости, характеризующие реликтовую текстуру ленточных льдов (фации пластического течения); иногда встречаются морены, содержащие недеформированные линзы водно-ледниковых отложений (абляция морена).

ЛИТЕРАТУРА

- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Лупкина Е. Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., «Наука», 1968.
- Краева Т. С., Олюнин В. Н. Происхождение ледникового холмисто-котловинного рельефа Камчатки.— В сб.: География и геоморфология Азии. М., «Наука», 1969.
- Лаврушин Ю. А. По ледникам Шпицбергена.— Природа, 1968, № 9.
- Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969.
- Лаврушин Ю. А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Лаврушин Ю. А. Опыт выделения фаций и субфаций в донной морене материкового оледенения.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Эрлих Э. Н., Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Лупкина Е. Т., Егорова И. А., Кожемяка Н. Н. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Наука», 1974.
- Олюнин В. Н. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 1.
- Шанцер А. Е. Очерк учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1966, вып. 161.
- Шанцер А. Е. О динамике накопления и характерных свойствах основных морен материковых оледенений.— В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

СООСАЖДЕНИЕ ЗОЛОТА С ГИДРООКИСЬЮ ЖЕЛЕЗА

И. Я. КОРОТАЕВА, В. В. ПОЛИКАРПОЧКИН, Л. П. ПОДДУБНАЯ

На заболоченных участках речных пойм часто наблюдается образование хлопьевидных и студенистых осадков гидроокислов Fe. При благоприятных условиях — при наличии повышенных содержаний Au в местах сноса — такие осадки могут быть им обогащены.

Мы наблюдали это явление в Восточном Забайкалье. Взвесь гидроокислов Fe, отобранная в поймах рек Синдуи и Среднего Голготая (Ундино-Даинская депрессия), содержала Au в 4—10 (иногда в 200) раз больше, чем другой осадочный материал, отобранный с этих же участков (таблица).

Концентрация Au в современных речных отложениях малых рек
Ундино-Даинской депрессии, $n \cdot 10^{-7} \%$

Участок	Характеристика пробы	Концентрация
Средний Голготай	Песок крупный	0,25
	То же	0,25
	»	2,30
	Песок мелкий	20,00
	То же	15,00
	Кора, сильно разложившаяся	11,00
Синдуя	Кора, пропитанная гидроокислами	40,00
	Песок мелкий	20,00
	Обломки растений (ветки, листья и т. д.), сильно разложившиеся	90,00
	Обломки веток, средне разложившиеся	40,00
	Студенистая извесь гидроокислов Fe из мочажин на пойме	170,00
	То же	70,00
	»	182,00
	»	

Примечание. Анализы на Au произведены И. Я. Коротаевой в Институте геохимии СО АН ССР количественным химико-спектральным методом (Сарапулова и др., 1972).

Осадочные породы с повышенным содержанием окислов и гидроокислов Fe («красные» алевриты, песчаники, конгломераты) также имеют значительно большие концентрации Au по сравнению с теми же породами, не обогащенными соединениями Fe (Коротаева, Поликарпочкин, 1970; Поликарпочкин и др., 1969).

Такое явление связано скорее всего с несколькими физико-химическими процессами (механический захват меньшего по объему осадка, сорбция и т. д.). При этом большую роль, очевидно, играет то обстоятельство, в виде какого соединения находится Au в растворе. Механизм этого явления совершенно не изучен.

Мы проводили некоторые исследования по выяснению возможности соосаждения Au в виде иона $[AuCl_4]^-$ с гидроокисью Fe. Рассматривалось влияние на процесс соосаждения следующих факторов: pH, при котором ведется соосаждение, время старения осадка; соотношение количества соосадителя и соосаждаемого элемента; форма, в которой вводится Fe (раствор, где Fe находится в виде Fe^{3+} , и осадок гидроокиси).

Условия эксперимента выбирались с учетом возможных вариантов природных условий в зоне гипергенеза. Известно (Голева, 1968; Разин, Рожков, 1966; Албул, Миллер, 1959), что концентрации Au в природных

водах составляют $0,00n-0,0n \text{ г/л}$ ($n=1-10$), но вблизи месторождений — до десятков г/л .

Fe может находиться в растворе в виде Fe^{3+} только при низких рН ($<2,2$); при больших рН оно начинает выпадать в осадок. Низкие рН ($<2,2$) могут иметь место в водах на участках окисления сульфидных месторождений. Здесь же могут быть значительные концентрации Fe^{3+} . В обычных речных водах чаще всего рН=5—8; Fe^{3+} очень немного, обычно оно присутствует в виде осадка или взвеси гидроокиси Fe.

Мы взяли серию водных растворов Au с концентрациями 1; 10; 100 г в 1 л раствора. (Нижний предел концентраций Au в эксперименте обусловлен чувствительностью метода, применяемого для определения Au). Раствор Au готовили обычным способом: растворяли металл в царской водке, выпариванием до влажных солей отгоняли азотную кислоту, затем соль Au растворяли в воде. Раствор хранили только сутки, чтобы избежать изменения формы золота. По литературным данным (Неницеску, 1969; Коттон, Уилкинсон, 1969) можно полагать, что Au в данном растворе находится в форме $[\text{AuCl}_4]^-$. Fe вводили в исследуемый объем в виде раствора FeCl_3 в количествах 0,005; 0,05; 0,15; 1,5 и 4,5 г/л по Fe^{3+} .

Исследуемый раствор (100 мл) доводили до нужного рН (2,5—12,5 с интервалом 0,5) 1—10%-ным КОН.

Были поставлены и эксперименты, в которых в раствор с определенным рН вводилась готовая гидроокись. Гидроокись Fe имела рН=7. Во всех экспериментах часть растворов фильтровали сразу после доведения до нужного рН, другую — через 1 час, последнюю — через сутки. Для каждого сочетания условий было сделано 5—8 параллельных опытов.

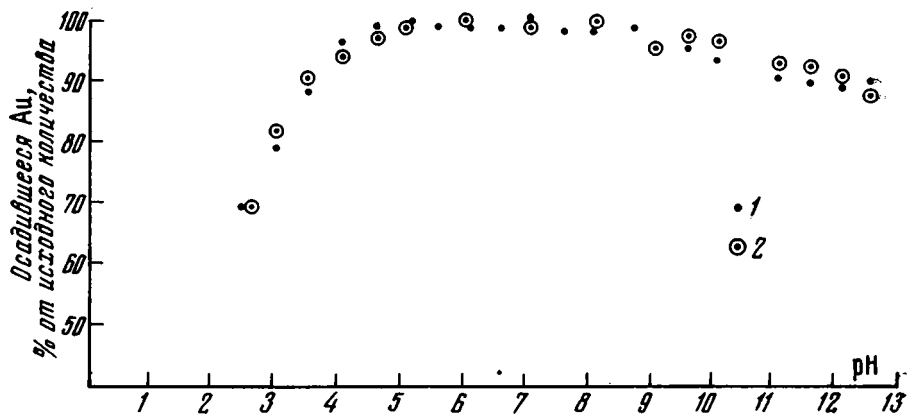
Затем определяли Au, оставшееся в растворе после осаждения гидроокиси Fe и перешедшее с ней в осадок¹. Для этого использовали высокочувствительный (абсолютная чувствительность 0,01 г) количественный метод анализа Au, основанный на экстракции его дибутилсульфидом, растворенным в толуоле, и дальнейшем испарении экстракта из графитовой лодочки методом «печь — пламя» на приборе «Спектр-1» (Валл и др., 1974).

На фиг. 1 представлены данные, показывающие зависимость соосаждения Au с гидроокисью Fe от рН по результатам суточного старения осадка. (Значения часового полностью совпадают с суточными). По ним видно, что при рН=4,5—8,5 Au в случае всех концентраций Fe и Au практически соосаждается все (на фиг. 1 приведены только два сочетания концентраций; результаты остальных исследований лежат в этой же области и представляют такую же зависимость). В кислой (рН<4,5) и щелочной (рН>8,5) средах часть Au остается в растворе (в кислой — до 20—30%; в щелочной — до 5—10% от общего количества, введенного в раствор).

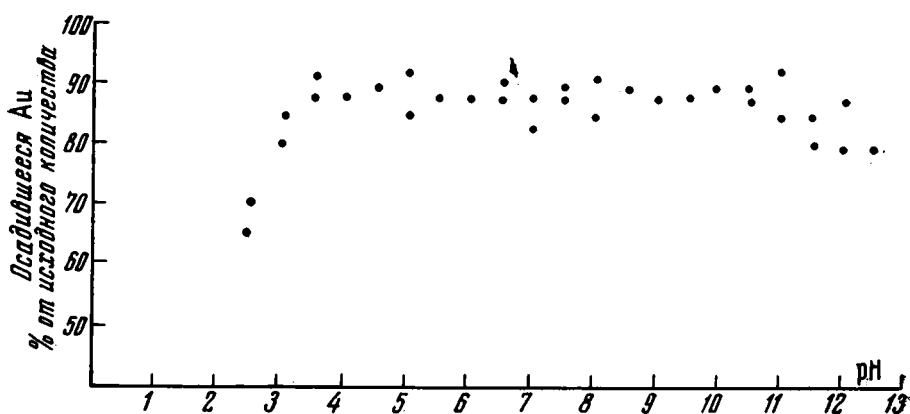
Если отделение осадка от жидкой фазы происходит сразу (Fe — 0,15; 1,5; 4,5 г/л ; Au — 1; 10 г/л), то полное соосаждение не достигается (фиг. 2): в жидкой фазе при всех рН часть остается в растворе (до 30%).

Проводилась серия экспериментов, когда в исследуемый раствор с определенным рН вводилась готовая гидроокись Fe. Была взята концентрация Au 5; 50 г/л , Fe 1,5; 4,5 г/л (по Fe^{3+}). Раствор с введенной гидроокисью Fe тщательно перемешивался стеклянной палочкой. Часть растворов фильтровалась сразу после взбалтывания, другая — через сутки. Как видно на фиг. 3, здесь наблюдается следующее: в случае суточного старения осадка Au при всех рН практически все садится с гид-

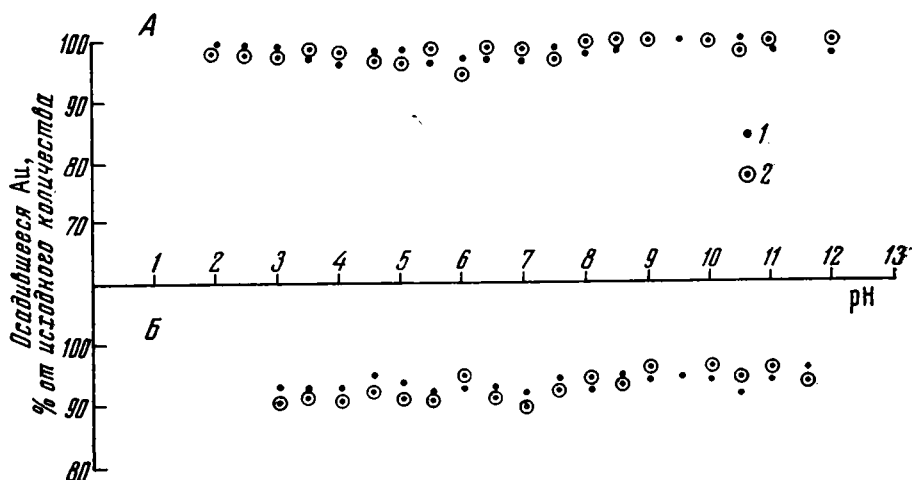
¹ И. Я. Коротаева и Л. П. Поддубная определяли Au в Институте прикладной физики при ИГУ им. А. А. Жданова.



Фиг. 1. Соосаждение Au (γ/λ) с гидроокисью Fe (g/λ), образуемой в исследуемом растворе (суточное старение осадка)
1 — Fe — 1,5, Au — 10; 2 — Fe — 1,5, Au — 100



Фиг. 2. Соосаждение Au с гидроокисью Fe, образуемой в исследуемом растворе и сразу отделенной от жидкой фазы



Фиг. 3. Извлечение Au из раствора готовой гидроокисью Fe (g/λ)
А — суточное старение; Б — отделение твердой фазы от жидкой сразу после до-
бавления гидроокиси; Fe: 1 — 1,5, 2 — 4,5

роокисью Fe. Когда осадок отделяют от жидкой фазы сразу, незначительная часть Au (5—12%) остается в растворе при всех pH.

Для объяснения указанных закономерностей в соосаждении Au с гидроокисью Fe нужно выяснить, в какой форме Au находится в осадке, а отсюда, на чем основано совместное соосаждение Au и гидроокиси Fe — на сорбции, механическом захвате осадка, меньшего по объему, образовании совместного соединения и т. д.

Используя литературные данные (Неницеску, 1969; Рипан, Четяну, 1972), можно высказать некоторые предположения по этому вопросу.

Известно, что соли трехвалентного Au в щелочной среде образуют гидроокись, которая, по разным литературным источникам, имеет состав $\text{Au}(\text{OH})_3$ (Неницеску, 1969) или AuOOH (Рипан, Четяну, 1972). Это соединение очень слабо растворяется в воде ($\text{Pr} = 8,5 \cdot 10^{-46}$. Справочник химика, 1964). Гидроокись Au обладает амфотерными свойствами (Рипан, Четяну, 1972): $\text{AuOOH} + 4\text{HCl} \rightleftharpoons \text{H}[\text{AuCl}_4] + 2\text{H}_2\text{O}$; $\text{AuOOH} + \text{KOH} \rightleftharpoons \text{K}[\text{Au}(\text{OH})_4]$.

Учитывая эти положения, можно думать, что при $\text{pH} = 4,5\text{—}8,5$ Au в виде гидроокиси захватывается превосходящим по объему осадком гидроокиси Fe.

При изменении pH среды ($< 4,5$ и $> 8,5$) часть гидроокиси Au переходит в раствор (согласно приведенным уравнениям), поэтому в кислой и щелочной средах доля Au находится в растворе.

Можно полагать, что какую-то роль (возможно, значительную) в соосаждении Au с гидроокисью Fe играет также и сорбция, так как мицеллы гидроокиси Fe (при не очень высоких pH) заряжены положительно, а ионы Au — отрицательно.

С готовой гидроокисью Fe, вводимой в раствор, Au в кислой и щелочной средах увлекается из жидкой среды более полно, чем с гидроокисью, образуемой в растворе. Очевидно, при введении гидроокиси с определенным pH (в нашем случае $\text{pH} = 7$) происходит изменение pH раствора в кислой и щелочной средах в сторону, более близкую к нейтральной. Это создает благоприятные условия ($\text{pH} \approx 4,5\text{—}8,5$) для извлечения Au из раствора. Здесь имеют место, вероятно, те процессы, что описаны выше.

Учитывая полученные данные, можно ожидать, что в природных условиях в зоне гипергенеза может иметь место извлечение Au из вод гидроокисью Fe. На местах окисления сульфидных месторождений, где на локальных участках создается очень кислая среда, а Au и Fe находятся в виде раствора, при изменении pH среды может происходить соосаждение растворенного Au с образующейся гидроокисью Fe.

В поверхностных водах (речных, озерных, болотных) гидроокись Fe, мигрирующая во взвешенном состоянии («готовая»), также может извлекать Au из раствора.

ВЫВОДЫ

1. Соосаждение Au в виде $[\text{AuCl}_4]^-$ из раствора с гидроокисью Fe, образующейся в растворе, имеет место при всех рассматриваемых значениях $\text{pH} = 2,5\text{—}12,5$, при всех концентрациях Au и Fe в растворе.

2. При образовании осадка гидроокиси Fe в исследуемом растворе в кислой (до 20—30% от исходного количества Au) и щелочной (до 5—10%) средах некоторая часть Au остается в растворе, при $\text{pH} = 4,5\text{—}8,5$ практически соосаждается все Au (исключение составляет вариант, когда осадок фильтруется сразу).

3. При введении в раствор готовой гидроокиси Fe Au извлекается из жидкой среды при всех рассматриваемых pH. В случае суточного старения осадка Au практически извлекается полностью.

4. В исследуемых нами вариантах полнота извлечения Au из раствора не зависит от соотношения концентраций Au и Fe (Au — 1; 10; 100 г/л; Fe — 0,005; 0,05; 0,15; 1,5; 4,5 г/л).

5. Зависимость полноты извлечения Au из раствора от времени стояния осадка (в наших исследованиях час и сутки) не наблюдается.

6. Можно ожидать, что в природных условиях в зоне гипергенеза обогащение Au взвешенной в водах гидроокиси Fe в некоторой (возможно, значительной) степени связано с описанными выше процессами.

ЛИТЕРАТУРА

- Албул С. П., Миллер А. Д. О возможности поисков золоторудных месторождений по гидрохимическим ореолам рассеяния.— Тр. ВИТР, 1959, вып. 2.
- Валл Г. А., Усольцева М. В., Пронин В. А., Шипицын С. А., Скудаев Ю. Д., Юделевич И. Г. Экстракционно-атомно-абсорбционное определение золота в бедных продуктах с использованием атомизатора типа «печь — пламя». — Изв. СО АН СССР. Сер. хим., 1974, вып. 5.
- Голева Г. А. Гидрогеохимия золоторудных месторождений Балейского района.— Геол. рудн. месторожд., 1968, т. 10, № 2.
- Коротаяева И. Я., Поликарпочкин В. В. Золото в органических остатках и железистых осадках современных речных отложений (Восточное Забайкалье).— В кн.: Ежегодник-1969 Института геохимии СО АН СССР. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Коттон Ф., Уилкинсон Дж. Современная неорганическая химия. М., «Мир», 1969.
- Неницкий К. Ж. Общая химия. М., «Мир», 1969.
- Поликарпочкин В. В., Коротаяева И. Я., Гапон А. Е. Концентрирование хемогенного золота в осадкообразовании.— В кн.: Ежегодник-1968 Института геохимии СО АН СССР. Иркутск, 1969.
- Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золотых месторождений Куранахского типа. М., «Наука», 1966.
- Рипан Р., Четяну И. Неорганическая химия, т. 2. М., «Мир», 1972.
- Сарапулова В. Н., Коротаяева И. Я., Поликарпочкин В. В. Количественное определение малых содержаний золота в методе соосаждения с гидроокисью железа.— В сб.: Спектральный анализ элементов-примесей в горных породах. М., «Наука», 1972.
- Справочник химика, т. 3. М., «Химия», 1934.

Научно-исследовательский институт
прикладной физики
при Иркутском государственном университете,
Институт геохимии СО АН СССР,
Иркутск

Дата поступления
10.X.1975

УДК 552.14

РАЗРУШЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В УСЛОВИЯХ ГЛУБОКОГО ЭПИГЕНЕЗА И НАЧАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В. Н. ШВАНОВ, О. А. НАЛИВКИНА

Известно, что хромшпинелиды, заключенные в гипербазитах, мало изменяются в процессе регионального метаморфизма. При серпентинизации гипербазитов хромит и связанные с ним изоморфизмом хромшпинелиды почти не захватываются метаморфическим процессом; при более глубоком метаморфизме они изменяются в той или иной степени, однако до глубоких зон, вплоть до эклогитовой, значительная часть их может сохраняться в виде реликтов (Магматизм..., 1963; Минералы..., 1965).

Иначе ведут себя обломочные хромшпинелиды в терригенных толщах, где они не обладают устойчивостью, свойственной хромшпинелидам гипербазитовых тел. Г. А. Ильинский (1959) показал разрушение хромшпинелидов и замещение их фукситом в обломочных толщах Северного Урала, подвергшихся начальному зеленосланцевому метаморфизму. При изучении терригенных толщ Южного Тянь-Шаня мы встрети-

лись с явлениями растворения хромшпинелидов, осуществлявшимися в еще более высоких горизонтах, на стадии ката- и метagenетических изменений осадочных толщ.

Толща, в которой наблюдались хромшпинелиды, располагается на северном склоне Гиссарского хребта, относится к так называемой верхнепушуневатской подсвите D_2 — турне, представлена чередованием глинистых сланцев, полимиктовых граувакк, конгломератов и по формационному типу принадлежит к граувакковой формации прединверсионного этапа развития герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. В процессе инверсии и первых фаз складчатости толща испытала глубокий эпигенез и начальный термодинамический метаморфизм стрессового типа с образованием зон умеренного катагенеза, глубокого катагенеза, начального метagenеза, глубокого метagenеза и начального зеленосланцевого метаморфизма. Переход от одной зоны к другой осуществляется постепенно, первичная однородность толщи, прослеженная детальными наблюдениями и картированием, не вызывает сомнений, и есть все основания связывать изменения хромшпинелидов при переходе от одной зоны к другой только со вторичными, постдиагенетическими изменениями.

Изучение хромшпинелидов в шлифах, под биноклем, в иммерсионных препаратах, а также с помощью микроанализатора «Камера» показало, что эти хромшпинелиды принадлежат ряду хромпикотит ($n=2,04$) — алюмохромит ($n=1,850$). Зерна неправильные угловатые, реже окатанные изометричные, изредка представлены хорошо ограненными октаэдрами. В проходящем свете непрозрачны или просвечивают красным, буро-красным или желтовато-бурым цветом. Количественные содержания хромшпинелидов в зависимости от степени преобразования составляют от 75% объема тяжелой фракции до единичных знаков (таблица).

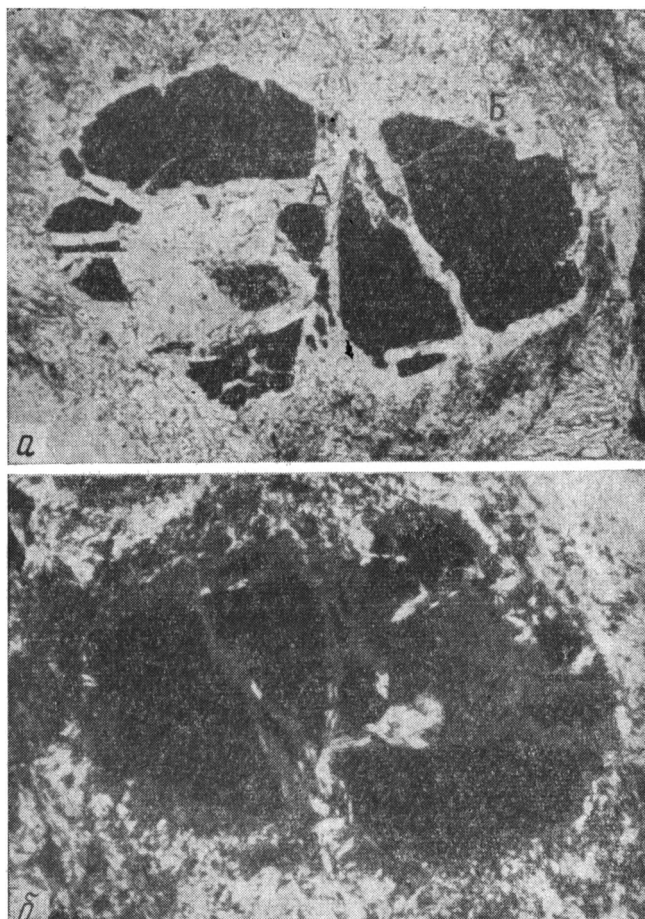
Содержание хромшпинелидов по зонам вторичного преобразования

Зона преобразования	Содержание в тяжелой фракции, %	Среднее число встреченных зерен на 1 шлиф
Умеренный катагенез	75—45	2,2
Глубокий катагенез	45—25	1,5
Начальный метagenез	25—5	0,4
Глубокий метagenез	5—2	0,5
Зеленосланцевый метаморфизм	Знаки	—

Больше всего хромшпинелидов в зоне умеренного катагенеза, критериями выделения которого является сохранность обломочных структур, обособление обломочной части от цемента, слабое преобразование обломков и преобладание массивных структур. Зерна хромшпинелидов на этой стадии имеют практически неизменный облик — в шлифах они чистые, просвечивают красным цветом, наиболее часты октаэдрические кристаллы, вокруг зерен нет явлений аутигенного минералообразования.

С ростом вторичных изменений — появление сланцеватости — кливажа, усиление изменений в обломочных зернах пород, полевых шпатах и развитие других признаков, характеризующих зону глубокого катагенеза, в зернах хромшпинелидов появляются проникающие сквозные трещины и отщепляются кусочки от основного зерна. Каемки вокруг зерен и трещинки между фрагментами заполняются хлоритом, который часто дополняет зерна до более правильной формы. В породах, обогащенных пелитовым материалом, появляются вокруг зерен хромшпинелидов рубашки микрочешуйчатой гидрослюда.

На стадии начального метазенеза, характеризующейся преобразованием большинства обломочных зерен пород и цемента в единую массу мелкочешуйчатых вторичных минералов с грано- и лепидобластовыми структурами, развитием не только сланцеватости, но и элементов сегрегационной слоистости, изменения хромшпинелидов еще более значительны. Почти во всех зернах наблюдается дробление и растаскивание фрагментов по трещинам кливажа и пльчатости. В трещинках и по перифе-



Фиг. 1. Замещение зерна хромшпинелидов слюдисто-хлоритовым агрегатом

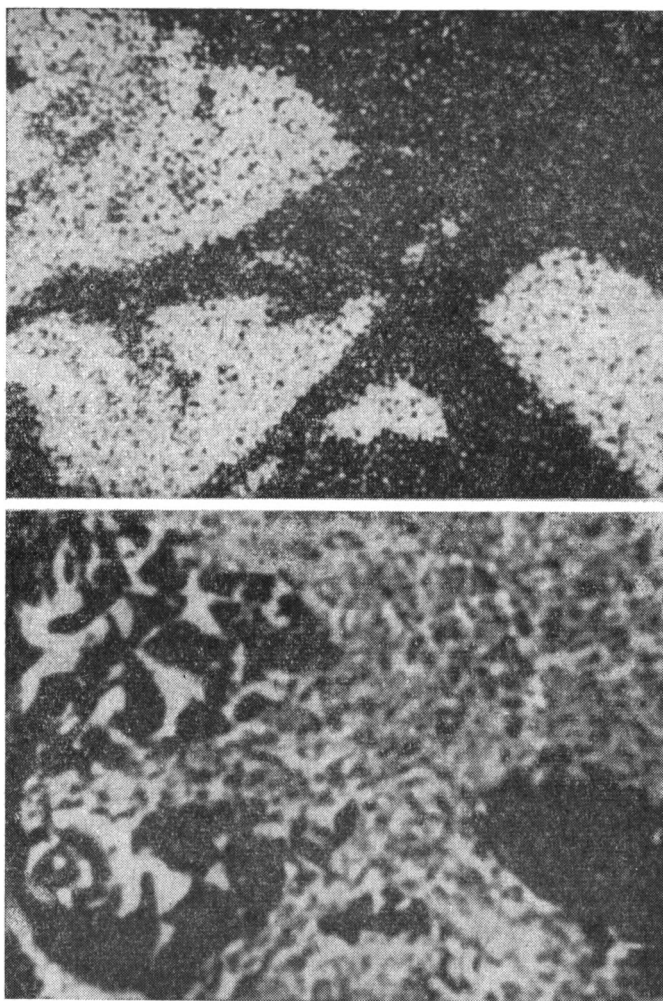
a — без анализатора; *b* — с анализатором.

При скрещенных николях видна «тень» первичного зерна из фрагментов хромшпинелидов и ориентированных агрегатов хлорита и слюды, очерчена часть зерна, показанная на фиг. 2; линия А — Б — объяснения в тексте

рии зерен образуются хлоритовые (ближе к зерну) и гидрослюдистые (дальше от зерна) оторочки. Последние имеют показатель преломления гидромусковита ($n=1,610-1,580$), но, возможно, содержат гидрофуксит, на что указывает слабая зеленоватая окраска и плеохроизм от зеленовато-серого до бесцветного, а также присутствие Сг в слюде, выявляемое с помощью микроанализатора.

В зоне глубокого метазенеза, характеризующейся полной перекристаллизацией обломочных компонентов, за исключением кварца, и раз-

витием наряду с кливажем неясно-сегрегационной слоистости, мы по существу не встречаем целых зерен хромшпинелидов, а лишь скопление их фрагментов, связанных гидрослюдисто-хлоритовым материалом (фиг. 1). Гидрослюда и хлорит могут быть закономерно ориентированы, что проявляется в одновременном погасании всех агрегатов, участвую-



Фиг. 2. Часть зерна, изображенного на фиг. 1
а — с монохроматором: светлое — Сг, темное — остальные элементы; *б* — в поглощенных электронах: темное — тяжелая фаза (хромит, магнетит), светлое — легкая фаза (гидрослюда, хлорит)

щих в замещении зерен хромшпинелидов. В зернах, стоящих на погасании, таким образом полностью проявляется первоначальный контур, заключающий слюдисто-хлоритовые агрегаты и фрагменты зерен хромшпинелидов (фиг. 1, б). Иногда на обломках, в целом прозрачных (бурых, желтовато-бурых), появляются непрозрачные прожилки, похожие на магнетит.

В породах, характеризующихся полной структурной и текстурной перестройками и образованием комплекса минералов зеленосланцевой зоны, которые мы относим к собственно метаморфическим (Логвиненко,

Шванов, 1973), хромшпинелиды встречаются крайне редко и только в составе предварительно выделенной тяжелой фракции в виде очень мелких неправильных корродированных зерен.

Таким образом, с изменением терригенных пород от стадии глубокого катагенеза содержащиеся в них акцессорные хромшпинелиды подвергаются интенсивному разрушению. Наиболее заметной стороной процесса разрушения в условиях стресса является дробление зерен. Однако само по себе дробление еще не приводит к уничтожению хромшпинелидов, которое почти завершается при переходе к зоне зеленосланцевого метаморфизма, а лишь ускоряет реакции обмена между вмещающим веществом и зернами хромшпинелидов вследствие увеличения их поверхности.

Явления обмена подтверждают наблюдения с помощью микроанализатора «Камека», проведенные во ВСЕГЕИ А. Г. Сысоевым. Для наблюдения было выбрано зерно из зоны глубокого метанеза; по этому зерну был сделан профиль (линия АБ, фиг. 1, а) с использованием α -лучей К серии и монохроматора и выполнены фотографии, помещенные на фиг. 2. Анализ показал, что Сг присутствует в зерне хромшпинелида и окружающей его хлорит-гидрослюдистой (фукситовой?) оболочке, составляя приблизительно 5% Сг, сконцентрированного в зерне. В хлорит-гидрослюдистой оболочке распределение Сг почти равномерное, однако в участках, соприкасающихся с зерном хромшпинелида, наблюдается некоторая концентрация Сг. В самом зерне Сг распределен очень неравномерно, что видно по темным пятнам внутри зерна на фиг. 2, а. Неоднородность состава зерен хромшпинелидов проявляется также в резко изменчивом соотношении Сг и Аl по профилю зерна и в соотношении легкой и тяжелой фаз. Те участки зерна, которые на простом фото кажутся однородными, на самом деле (фиг. 2, б) разобщены на блоки легкой и тяжелой фаз, где тяжелая фаза представлена хромитом и, возможно, магнетитом, легкая — хлорит-серицитовыми агрегатами. Фрагменты тяжелой фазы видны и в окружающей зерно хлорит-гидрослюдистой оболочке.

Изучение поведения Fe показало, что содержание его велико в хромшпинелиде и окружающей хлорит-гидрослюдистой оболочке и в обоих случаях распределено оно крайне неравномерно. В хромшпинелиде вместе с тем устанавливаются определенные максимумы, что может быть связано с концентрациями магнетита по прожилкам.

Следовательно, разрушение хромшпинелидов при глубоком эпигенезе и начальном метаморфизме сопровождается выносом Сг, отчасти Fe и привносом Аl и Si, что приводит к образованию хромсодержащего хлорита и гидрослюды (фуксита?), с одной стороны, и неустойчивого, состоящего из отдельных микроагрегатов хромшпинелида, с другой. Обе фазы взаимно проникают друг в друга, а условия стресса, во-первых, определяют направление процесса минералообразования по линии развития слюдистых стресс-минералов, а во-вторых, ускоряют этот процесс в связи с развалыванием зерен и созданием больших давлений на границах двух фаз.

ЛИТЕРАТУРА

- Ильинский Г. А. О процессах изменения хромита в палеозойских метаморфизованных конгломератах западного склона Северного Урала.— Вестн. МГУ, 1959, № 6.
Логвиненко Н. В., Шванов В. Н. К характеристике границы между осадочными и метаморфическими породами.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3.
Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1963.
Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. 1965.

О КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ СТЕПЕНИ ДОЛОМИТИЗАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ЗОНЕ КАТАГЕНЕЗА

Ю. С. КОРМИЛЕЦ

Седиментационно-литогенетическая теория формирования химического состава подземных рассолов открывает большие возможности по использованию гидрогеохимических данных для количественной оценки вторичных изменений водовмещающих пород. Особенности генезиса высокометаморфизованных хлор-кальциевых рассолов, установленные многими исследователями (Зайцев, Басков, 1969; Валяшко и др., 1965; Капченко, 1968; Маркова, Филонов, 1964; Терещенко, Кормилец, 1970, и др.), позволяют вплотную подойти к решению вопроса количественной оценки доломитизации по гидрогеохимическим показателям. Исследования в этом направлении мы провели на примере Припятской впадины.

По данным литолого-геохимических исследований (Махнач и др., 1966; Казенкина и др., 1967), в вертикальном разрезе девонских отложений Припятской впадины выделены (сверху вниз): надсолевой карбонатно-терригенный комплекс (D_3), межсолевой карбонатный комплекс ($D_3, zd-el$), подсолевые карбонатный и терригенный комплексы (D_3-D_2). Наиболее интенсивно процессы доломитизации проявляются в подсолевом карбонатном комплексе, менее интенсивно, сохраняя региональный характер, в межсолевом карбонатном комплексе и, наконец, весьма слабо (спорадически) — в надсолевой толще. С увеличением степени доломитизации карбонатных коллекторов межсолевых и подсолевых отложений девона в значительной степени улучшаются их коллекторские свойства. Вторичные доломиты отличаются высокой пористостью, кавернозностью и трещиноватостью.

В подсолевых и межсолевых девонских отложениях распространены высокоминерализованные рассолы, которые по степени минерализации (300—400 г/л и более), уровню накопления Bg (6—7 г/л), K (до 8 г/л), Sr (до 3 г/л) и другим показателям относятся к метаморфизованной рапе древних солеродных бассейнов (Маркова, Филонов, 1964; Терещенко, Кормилец, 1970). Подземные воды надсолевой толщи, по геохимическим показателям, принадлежат древнеинфильтрационным или смешанным. По мнению большинства исследователей, метаморфизация первоначально магниевой рапы происходила путем замещения Mg раствора на Ca пород и сопровождалась доломитизацией карбонатных пород. Это подтверждается также построенной по методике М. Г. Валяшко и др. (1965) химической диаграммой (фигура). Расположение фигуративных точек химического состава рассолов подсолевого и межсолевого комплексов вдоль стороны $2NaCl-CaCl_2$ свидетельствует о метаморфизации их за счет обмена Mg раствора с Ca карбонатных пород. Большинство исследователей считает, что процессы доломитизации в седиментационных бассейнах происходят в основном на стадии диагенеза (Зайцев, Басков, 1969; Капченко, 1968, и др.). Результаты наших исследований согласуются с этим мнением.

Анализ содержания Ca и Mg в рассолах, насыщающих надсолевой, межсолевой и подсолевой комплексы, позволил установить определенные закономерности в их распределении, связанные с фациальными особенностями вышележащих отложений и интенсивностью процессов доломитизации (таблица). Самое низкое содержание Ca и Mg наблюдается в рассолах надсолевого комплекса. Рассолы межсолевого и подсолевого комплексов в целом отличаются значительно более высоким

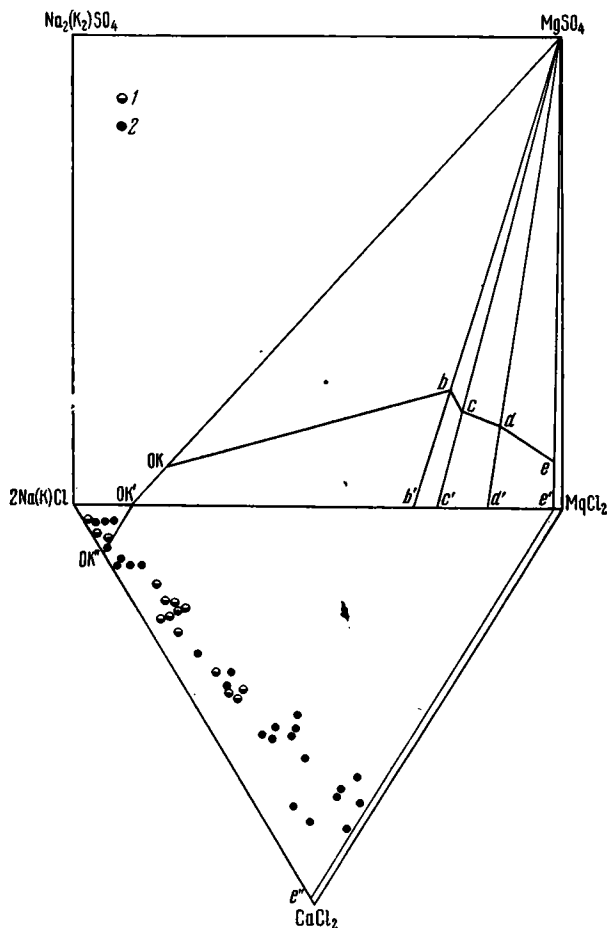


Диаграмма сульфатного и хлоридного типов рассолов с нанесением на нее составов нормальных морских рассолов (OK bcde) и фигуративных точек состава рассолов межсолевого (1) и подсолевого (2) комплексов Припятской впадины

содержанием этих компонентов, а также дифференцированностью концентраций по комплексам. Среднее содержание Mg в рассолах карбонатных комплексов в 2—3 раза ниже, чем в рассолах терригенного комплекса.

Исходя из положения о первоначальном хлоридно-магниевом составе рассолов межсолевого и подсолевого комплексов по суммарному содержанию Ca и Mg можно судить о начальной концентрации Mg. Тогда отношение эквивалентного содержания Mg к суммарному эквивалентному содержанию Ca и Mg в исследуемых рассолах дает нам возможность количественно установить часть Mg, не израсходованную на обменные процессы, и тем самым оценить интенсивность этих процессов.

Проведенные расчеты (таблица) показали, что остаточного Mg больше всего (26,3%) в рассолах подсолевых терригенных отложений. В межсолевом и подсолевом карбонатных комплексах его значительно меньше — соответственно 17,7 и 17,1%. Для сравнения такие же расчеты были произведены по рассолам надсолевого комплекса. Здесь концентрация остаточного Mg возрастает до 35,4%.

Полученные данные свидетельствуют о том, что наиболее интенсивно процессы доломитизации протекали в межсолевом и подсолевом карбо-

**Распределение Са и Mg в подземных водах Припятской впадины по
литолого-геохимическим комплексам**

Комплексы водовмещающих пород	Возраст	Минерализация, г/л	rCa^{++} , мг-экв/л	rMg^{++}	$\frac{rMg}{rCa+rMg} \cdot 100, \%$
Надсолевой карбонатно-терригенный	D_3	248	186	102	35,4
		316	543	266	
Межсолевой карбонатный	D_3zd-el	350	2267	488	17,7
		388	3248	757	
Подсолевой карбонатный	D_3^1	360	3374	700	17,1
		401	4750	1025	
Подсолевой терригенный	D_2	363	3964	1431	26,3
		439	5900	1900	

Значение, Дробь: числитель — среднеарифметическое; знаменатель — максимальное.
Рассчитано по данным 50 химических анализов, выполненных в лабораториях УкрНИИгаза и треста «Белнефтегазразведка».

натных комплексах, причем в первом несколько слабее, чем во втором, что вполне согласуется с литолого-геохимическими исследованиями. Некоторые исследователи (Карасев, Обморошев, 1968) отмечают увеличение степени вторичной доломитизации в межсолевом карбонатном комплексе с юго-востока на северо-запад. Так же меняется и состав рассолов. Например, в рассолах Осташковической, Вишанской и других площадей, находящихся северо-западнее Речицкой площади, зафиксированы более высокие суммарные концентрации Са и Mg. Очевидно, эти рассолы являются производными более концентрированной маточной рапы с первоначально более высокой концентрацией Mg. Литолого-фациальные особенности вышезалегающей соленосной толщи подтверждают это предположение. В восточных и юго-восточных районах Припятской впадины калийные соли в разрезе соленосной толщи отсутствуют или представлены маломощными прослоями и рассеянной вкрапленностью (Кириков, 1963). К северо-западу мощность и количество калийных горизонтов постепенно увеличиваются. В районе Старобинского калийного месторождения их мощность достигает примерно 65% общей мощности соленосной толщи. В связи с этим рассолы северо-западной части впадины были более обогащены магнием и в большей степени способствовали процессам вторичной доломитизации.

Установленная пространственная связь количественных изменений в составе припятских рассолов с особенностями развития вторичной доломитизации в девонских отложениях свидетельствует о том, что они сыграли важнейшую роль в формировании трещинно-кавернозно-поровых карбонатных коллекторов, являясь основным источником Mg. Гидрогеохимическая информация в комплексе с литологическими исследованиями может успешно использоваться при региональной оценке коллекторских свойств карбонатных пород, особенно при малом выходе керна, что часто наблюдается в кавернозных и трещиноватых породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К., Меттих Б. И., Власова И. К. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1965.
- Зайцев И. К., Басков Е. А. Основные черты гидрогеохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Казенкина Г. А., Карасев И. П., Назарова Н. В., Обморошев К. М. Новые данные по изучению пород-коллекторов продуктивных горизонтов межсолевых отложений Припятского прогиба. — В кн.: Тезисы докладов на юбилейной сессии УкрНИИгаза. Изд-во Харьковск. ун-та, 1967.
- Капченко Л. Н. Основное направление метаморфизации подземных рассолов — накопление кальция. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирова-

ния хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1968.

Карасев И. П., Обморишев К. И. Строение и условия формирования пород-коллекторов нефтеносных горизонтов девона в северо-восточной части Припятского прогиба.— *Геология нефти и газа*, 1968, № 11.

Кириков В. Т. Основные этапы формирования галогенных отложений девона в Припятском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине.— *Тр. ВСЕГЕИ*. Л., 1963, т. 91.

Маркова А. П., Филонов В. А. Особенности формирования рассолов Припятского нефтеносного бассейна.— В сб.: *О геологическом строении и перспективах нефтегазосности Припятской впадины*. М., Изд-во ЦНИИТЭнефтегаза, 1964.

Махнач А. С., Корзун В. П. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, «Наука и техника», 1966.

Терещенко В. А., Кормилец Ю. С. Гидрогеологические особенности девонских отложений Днепровско-Донецкой и Припятской впадин.— В сб.: *Нефтяная и газовая промышленность*, № 4. «Техника», Киев, 1970.

Инженерно-строительный институт
Харьков

Дата поступления
27.XII.1974

УДК 549.623 : 7 : 552.14

ИЗУЧЕНИЕ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИХ И СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ХЛОРИТОВ В СВЯЗИ С ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИМИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯМИ ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД

А. В. ШИЛИН, П. А. КАРПОВ, Н. В. СОЛОВЬЕВА,
А. Ф. СТЕПАНОВА

При литолого-минералогическом исследовании глубоко залегающих (3800—4200 м) отложений D на Коробковской площади Волгоградского Правобережья и Т юго-западной части Прикаспийской впадины на территории Калмыцкой АССР мы встретили песчано-алевритовые породы, содержащие преимущественно хлоритовый цемент.

Коробковская площадь расположена на восточном склоне Воронежской антеклизы в центральной части Доно-Медведицкого вала, в центре геометрической аномалии. Температурный градиент здесь почти вдвое выше, чем в окружающих районах — $3,6^{\circ}/100$ м. Температура на глубине 4000 м достигает 150—160°С. Здесь для разреза терригенного D, содержащего мощные (до 10 м) пласты кварцевых мелкозернистых мономинеральных песчаников, характерна наиболее высокая степень вторичных преобразований, установленная несколькими методами.

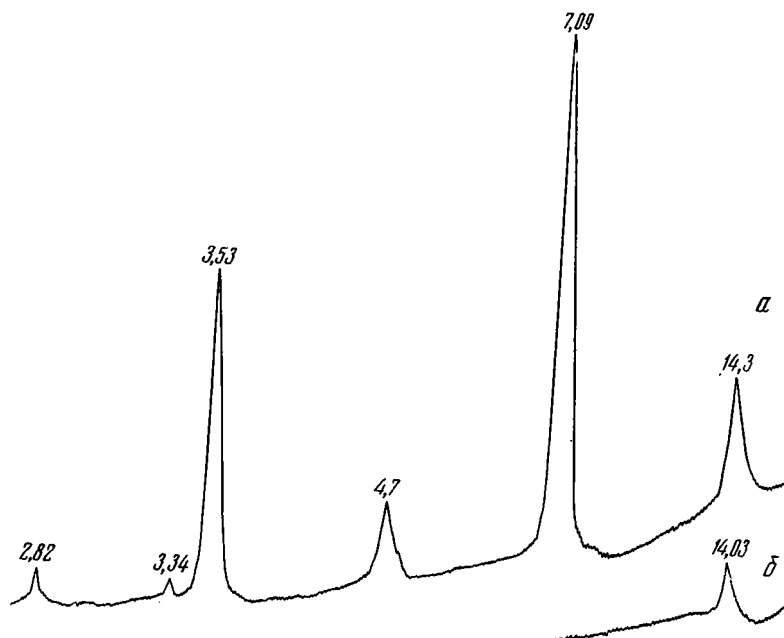
Так, изучение углистых остатков из пашийского горизонта показало, что отражательная способность витринита в иммерсии (R^0) на глубине 3765—3773 м (скв. 67) равна 1,47—2,9, что соответствует полуантрацитовой стадии углефикации, которая объясняется существованием здесь в прошлом еще более высоких температур, обусловленных погружением пород в доинверсионный период на глубины, примерно на 800 м превышающие современные.

О сильной преобразованности пород на Коробковской площади свидетельствуют и физические свойства песчаников. Последние представлены, как правило, кварцитоподобными разностями с максимальной открытой пористостью 7—9% и конформно-регенерационной структурой, обусловленной растворением под давлением зерен на контактах и окварцеванием. Эти данные позволяют отнести отложения терригенного D на Коробковской площади к зонам позднего и конечного катагенеза (Карпов и др., 1962).

К Прикаспийской впадине интенсивность эпигенетических преобразований снижается. Если на Коробковской площади органическое вещество достигает коксовой стадии углефикации на глубинах 3000—

3300 м (по интерполяции), то в приборовой зоне эта стадия фиксируется на глубинах более 5300 м, что обусловлено низким геотермическим градиентом в этом районе ($1,8-2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$).

Содержащие хлорит песчаники ветлужской серии Т здесь были вскрыты в интервале 4136—5008 м параметрической скв. 1 Садовой в 50 км восточнее бортового уступа Прикаспийской впадины. Песчаники красные мелкозернистые, состоящие в основном из кварца с примесью каолинитизированных полевых шпатов (5%), обломков кремнистых и эффузивных пород (2—3%), глинистого вещества 3—15%. Окраска обусловлена тонкодисперсным гематитом, обволакивающим минеральные частицы в виде пленок, вследствие чего на многих обломочных зернах хорошо заметны каемки регенерационного кварца, количество которого достигает 8—10% от общей массы породы. Происхождение вторичного кварца явно раннекатагенетическое, поскольку число соприкасающихся зерен незначительное (не более 20%), а большинство связано друг с другом через глинистое вещество, регенерационный кварц или свободное поровое пространство. Пористость описываемых песчаников, как правило, 10—15%, у бесцементных разностей — до 24% при проницаемости 300—900 мд.



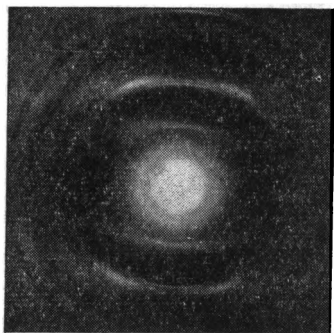
Фиг. 1. Дифрактограммы триоктаэдрического хлорита (скв. 86, Коробковская площадь, 3805—3806 м, пашийский горизонт)
Образец: а — исходный ориентированный, содержащий ассоциацию шамозит+хлорит; б — прокаленный в течение 1 час при 600°C

Согласно шкале катагенетического преобразования пород, основанной на данных максимальной пористости практически бесцементных мелкозернистых песчаников (Карпов и др., 1962), степень изменения их соответствует верхней подзоне среднего катагенеза, равнозначной газовой стадии метаморфизма углей.

Как мы показали ранее (Шилин, 1970), хлоритизация первичного каолинит-гидрослюдистого цемента в районе Коробковской геотермической аномалии широко распространена с глубины 3000 м. Межзерновое пространство некоторых песчаников и алевролитов полностью заполняется зелеными, с низким двупреломлением (серые тона), чешуй-

ками этого минерала размерами часто более 5 мк, развившегося метасоматически по гидрослюдам, реликты которых сохраняются в некоторых участках пород. Каолинит, которого в сопряженных с песчаниками аргиллитах 30%, в термодинамических и физико-химических условиях зоны позднего катагенеза, по-видимому, подвергался шамозитизации под воздействием минерализованных поровых вод, содержащих до 450 мг-экв/л Mg. Поэтому шамозит-хлоритовая ассоциация, иногда с примесью гидрослюда и каолинита, весьма распространена. Такой состав цемента обуславливает своеобразную картину, и количественная рентгеновская идентификация хлорита затрудняется наложением рефлексов шамозита (фиг. 1, а). Надежным способом обнаружения шамозит-хлоритовой ассоциации оказалось прокаливание образца при 600°С. После термической обработки диагностическое базальное отражение хлорита ($d_{001}=14,3$ Å) не усиливалось как обычно вследствие развития несовершенной ориентировки листочков хлорита при разрушении 7 Å серпентиноподобной шамозитовой фазы (фиг. 1, б).

Электроннографический и химический анализы образцов, в которых хлорит доминирует, позволил установить, что в терригенном D Коробковской площади распространены триоктаэдрические ($d_{000}=1,532$;



Фиг. 2. Электронограмма от текстуры хлорита

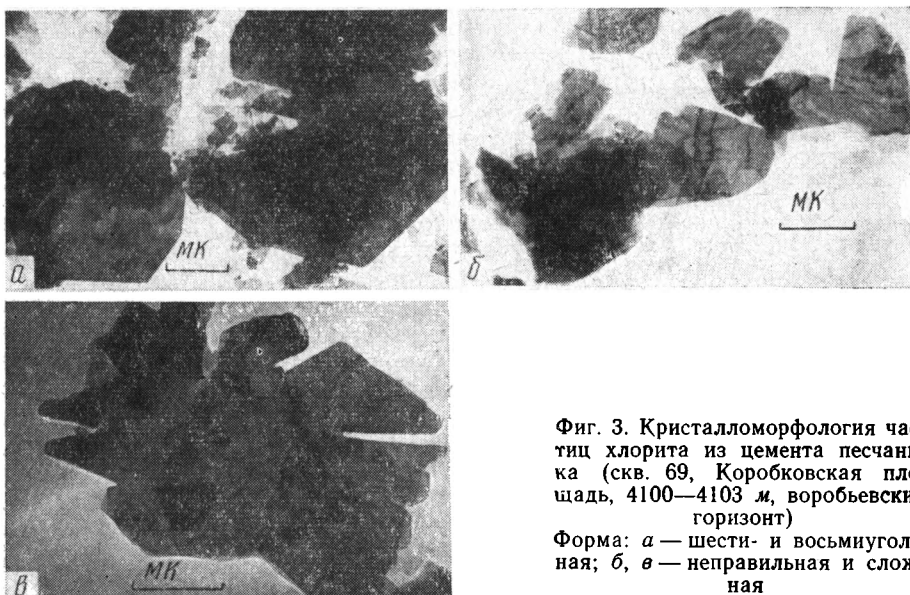
$d_{001}=14,2-14,3$ Å), однопакетные с полубеспорядочной структурой, железисто-магнезиальные хлориты. В составе преимущественно хлоритового цемента было отмечено высокое содержание Mg (Mg=23—26%) при 8—11% FeO и 14—17% Al₂O₃ (Шилин, 1970). Анализ расположения и интенсивно-

сти рефлексов второго эллипса $20l, 13l$ на электронограммах от текстур позволил сделать вывод, что указанные хлориты построены из пакетов σ (Звягин, Мищенко, 1965), т. е. относятся к политутипу II в, $\beta=97^\circ$, по классификации Б. Е. Брауна и С. В. Бейли (Brown, Bailey, 1962). Параметры их элементарных ячеек в разных образцах меняются незначительно. Для типичного хлорита из воробьевского песчаника (скв. 69, 4100—

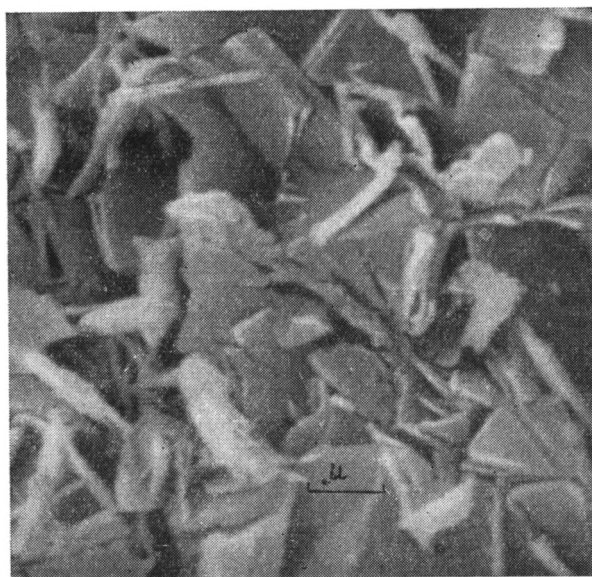
4103 м) (фиг. 2) они следующие: $a=5,33$ Å; $b=9,25$ Å; $c=14,2$ Å; $\beta=96^\circ$. В этом образце помимо хлорита присутствуют диоктаэдрическая гидрослюда ($a=5,17$ Å; $b=8,95$ Å; $c=20$ Å; $\beta=95^\circ$) и каолинит ($a=5,14$ Å; $b=9,90$ Å; $c=7,2$ Å; $\beta=104,5^\circ$). Для кристалломорфологии хлорита характерен идиоморфизм. Частицы хлорита часто имеют правильную шести- или восьмиугольную форму (фиг. 3, а). Встречаются кристаллы неправильной или сложной конфигурации (фиг. 3, б, в), которая обусловлена взаимным прорастанием частиц при их кристаллизации в порах породы (фиг. 4). На таких частицах хорошо заметны линии дифракционного контраста — следствие внутрикристаллических деформаций.

Дифрактометрические кривые, снятые с ориентированных препаратов цемента красных песчаников Т, как и рентгенограммы глинистого материала из песчаников D, содержат целочисленную серию отражений $00l$ с $d_{001}=14$ Å, свидетельствующую о хлоритовой природе основного минерального компонента, часто ассоциирующего с гидрослюдой (фиг. 5, а, б). Однако в распределении интенсивностей рефлексов, в значении дифракционных максимумов и поведении при дополнительных обработках наблюдаются существенные различия. Чрезвычайно интенсивный рефлекс 003 (4,69 Å), $d_{001}=14$ Å, а не 14,3 Å, как у хлоритов из отложений D, отсутствие сколько-нибудь заметного разложения при

кислотной обработке и появление после прокаливания при 600°C сильного отражения со значением $12,6 \text{ \AA}$ (фиг. 5, в) позволяют уже на основании рентгенометрического анализа сделать вывод о структурном и кристаллохимическом своеобразии данного хлорита. Как известно, повышенная интенсивность дифракционного максимума 003 по сравнению



Фиг. 3. Кристалломорфология частиц хлорита из цемента песчанника (скв. 69, Коробковская площадь, 4100—4103 м, воробьевский горизонт)
Форма: а — шести- и восьмиугольная; б, в — неправильная и сложная



Фиг. 4. Естественное расположение кристаллов хлорита в поре песчанника (растровый электронный микроскоп)

с 002 и 004 характерна для диоктаэдрических хлоритов. Им свойственна также большая стойкость к воздействию HCl и меньшая величина d_{001} как следствие меньшей толщины гидраргиллитового слоя ($2,05 \text{ \AA}$) по сравнению с бруситовым ($2,15 \text{ \AA}$) и сильного сближения кислородов трех- и одноэтажных слоев (Eggilson, Bailey, 1967).

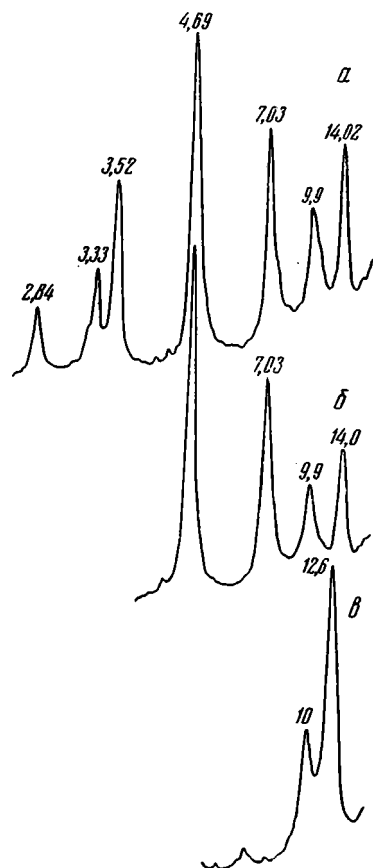
Электроннографический анализ глинистого цемента рассматриваемых песчаников показал, что преобладающая хлоритовая фаза имеет $d_{060}=1,500$ Å, в то время как распределение интенсивностей рефлексов hOl (фиг. 6) свидетельствует о строении ее из пакетов σ (Π в, $\beta=97^\circ$), аналогичном описанным выше триоктаэдрическим хлоритам песчаников D. Параметры элементарной ячейки оказались следующими:

$a=6,19$ Å; $b=9,00$ Å; $c=14$ Å; $\beta=97^\circ$.

Наличие рефлексов на первом эллипсе указывает на большую, чем обычно для хлоритов, степень структурной упорядоченности. Этот факт, а также хорошая окристаллизованность, выявленная в результате электронно-микроскопических исследований (фиг. 7) свидетельствуют в пользу аутигенного происхождения данного хлорита.

Р. А. Эгглсон и С. В. Бейли (Egglsion, Bailey, 1967) показали, что большинство этих хлоритов относятся к ди/триоктаэдрическому типу, т. е. состоит из диоктаэдрического пиррофиллитоподобного слоя и триоктаэдрического бруситоподобного. Лишь хлорит из песчаника Р северо-западной части ФРГ, впервые описанный Дж. Мюллером, они определяют как ди/диоктаэдрический, относящийся к политипу I а и имеющий осадочное происхождение. Тонкодисперсионный диоктаэдрический хлорит из гематитовой руды шахты Трейси (штат Мичиган, США) имеет полиморфную модификацию Π в, $\beta=97^\circ$; однако согласование наблюдаемых и вычисленных интенсивностей диагностических рефлексов hOl оказалось только удовлетворительным для структуры с двумя диоктаэдрическими слоями и очень хорошим для структуры с одним диоктаэдрическим и одним триоктаэдрическим слоями. Этому хлориту, как и другим с комбинацией ди/триоктаэдрических слоев в структуре, идентифицируемым как политипы Π в, приписывается гидротермальный генезис.

Описанный В. В. Власовым и В. А. Дрицем (1967) хлорит также не является вполне диоктаэдрическим, так как в его



Фиг. 5. Дифрактограммы диоктаэдрического хлорита (скв. 1 Садовая, 4159—4171 м)

Образец: а — исходный ориентированный, содержащий диоктаэдрический хлорит с примесью гидрослюда; б — после насыщения глицирином; в — после прокаливании в течение 1 час при 600°C

структуре чередуются диоктаэдрические трехэтажные и почти триоктаэдрические одноэтажные слои. Значение $d_{060}=1,509$ Å является естественным для такого хлорита и слишком большим для комбинации двух диоктаэдрических слоев. Б. А. Сахаров и В. В. Хлыбов (1972) описали хлорит из Т Печорского Приуралья. Этот хлорит идентифицирован ими как ди/диоктаэдрический, пакеты которого состоят из трехэтажных пиррофиллитовых и одноэтажных гидраргиллитовых слоев. Последние, по их мнению, являются «дефектными», так как имеют дефицит октаэдрических катионов и частично обводнены, что проявляется в уменьшении значения (001) до 12,3 Å после прокаливании препарата при 550°C . Надо отметить, что распределение интенсивностей базальных рефлексов на

приведенной авторами рентгенограмме не характерно для диоктаэдрического хлорита, а значение межплоскостного расстояния 14,3 Å слишком велико.

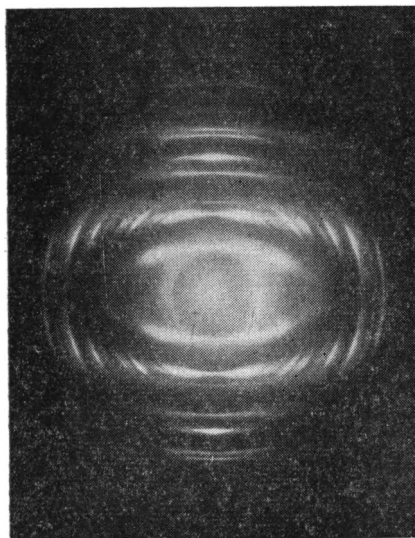
Полученная нами величина $d_{060}=1,500$ Å, значение $d_{001}=14,0$ Å, появление после прокаливания сильного рефлекса с максимумом, соответствующим межплоскостному расстоянию 12,6 Å, которое может быть следствием разрушения гидраргиллитового слоя в отличие от бруситового, теряющего воду уже при нагревании до 400° С, дают основания для заключения о ди/диоктаэдрическом характере хлорита из песчаника Садовой площади.

Вследствие небольшого количества и недостаточной минералогической чистоты глинистого материала нам не удалось произвести полный химический анализ хлорита. В результате неполного анализа был получен следующий химический состав, %: $\text{SiO}_2=34,65$; $\text{Al}_2\text{O}_3=42,16$; $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}=5,18$; $\text{MgO}=3,26$; $\text{H}_2\text{O}^+=16,05$. Исходя из этих данных, структурную формулу хлорита можно выразить следующим образом: $[\text{Al}_2(\text{Si}_{3,14}\text{Al}_{0,86})\text{O}_{10}(\text{OH})_2]^{-0,86} \cdot [\text{Al}_{1,64}\text{Fe}_{0,36}^{3+}\text{Mg}_{0,44}(\text{OH})_6]^{+0,85}$. Избыток H_2O при расчете был отнесен к механически связанной воде.

При всей приблизительности данной формулы она тем не менее показывает, что одноэтажный слой содержит Al значительно больше, чем Mg, и, следовательно, является существенно диоктаэдрическим — «гипситовым». Сочетание в структуре рассмотренного хлорита двух диоктаэдрических (слюдоподобного и гидраргиллитового) слоев, по-видимому, нашло свое внешнее выражение в удлиненно-пластинчатой форме его кристаллов, свойственной обычно аутигенной гидрослюдде.

Всесторонний анализ фактического материала, в том числе и наблюдение замещений в шлифах, позволяет нам сделать вывод об образовании хлорита в цементе песчаников Т в результате катагенетического преобразования монтмориллонита, который преобладает в цементе аналогичных пород ветлужской серии, залегающих на меньших глубинах. Эта трансформация монтмориллонита в хлорит, которая должна сопровождаться выделением свободного кремнезема, делает легко объяснимым высокое содержание в описанных песчаниках вторичного кварца.

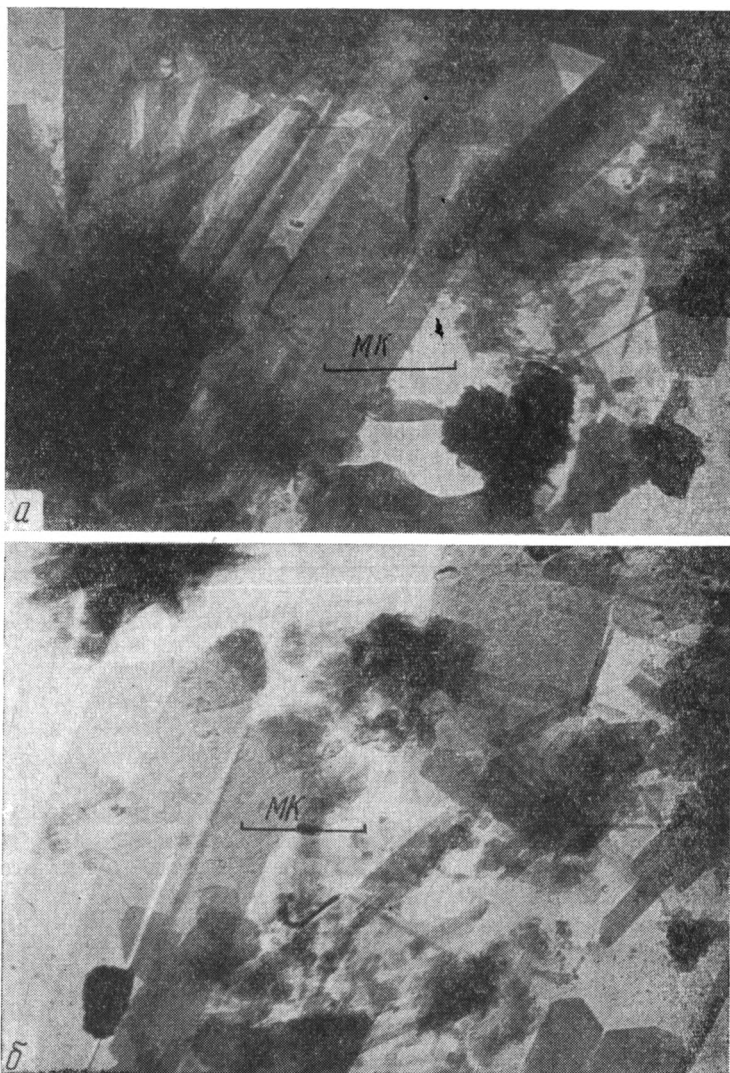
Д. Хейес (Hayes, 1970) ссылается на работу Слайтера и Милна, получивших хлоритоподобные структуры из монтмориллонита в лабораторных условиях, и считает, что первичный глинистый материал, подвергшийся хлоритизации, часто состоит из распространенных глинистых минералов, в том числе монтмориллонита и смешанослойных, которые могут обеспечить формирование гидроокисных слоев между слоями 2:1. Первоначальным продуктом такого преобразования должен быть неупорядоченный хлорит Ivd , в котором могут сохраняться разбухающие слои. Д. Хейес далее пишет, что при погружении на большие глубины и повышении термальной энергии можно ожидать ряд последовательных переходов: $Ivd \rightarrow Iv$, $\beta=97^\circ \rightarrow Iv$, $\beta=90^\circ$. Политип Iv , $\beta=90^\circ$ мо-



Фиг. 6. Электронограмма от текстуры диоктаэдрического хлорита

жет трансформироваться в стабильную структуру IIв, $\beta=97^\circ$ при 150—200°С.

Описанные нами триоктаэдрические хлориты являются хорошей иллюстрацией реальности таких стадийных преобразований в зонах катагенеза. Что касается диоктаэдрических хлоритов, построенных из таких же пакетов (σ), то они образовались, очевидно, при более низких температурах (80—100°С) и их формирование облегчалось тем, что шло без изменения диоктаэдрического мотива заселения кристаллической решетки минерала-предшественника — монтмориллонита.



Фиг. 7. Кристалломорфология частиц диоктаэдрического хлорита

Таким образом, обнаружение хлорита полиморфной модификации IIв, $\beta=97^\circ$ не всегда однозначно указывает на глубокую степень поствагнетических преобразований вмещающей его породы. Для решения этого вопроса в каждом конкретном случае необходимы детальные структурные и химические исследования в комплексе с минералогопетрографическим анализом.

ЛИТЕРАТУРА

- Власов В. В., Дриц В. А.* Изучение эндогенного диоктаэдрического хлорита.— В кн.: Рентгенография минерального сырья, М., вып. 6. «Недра», 1967.
- Звягин Б. Б., Мищенко К. С.* О диагностике однопакетных полубеспорядочных полиморфных модификаций хлоритов.— Кристаллография, 1965, т. 10, вып. 4.
- Карпов П. А., Лопатин Н. В., Шилин А. В., Антонова В. И., Соловьева Н. В.* Катагенетические преобразования терригенных нефтегазоносных пород (на примере девонских отложений Волгоградского Правобережья).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8.
- Сахаров Б. А., Хлыбов В. В.* Рентгеновское изучение диоктаэдрического хлорита.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1.
- Шилин А. В.* Катагенетические преобразования глинистых минералов в терригенных отложениях девона Волгоградского Правобережья.— В сб.: Исследование и использование глин и глинистых минералов (Материалы симпозиума 16—21 сентября 1968 г.). Алма-Ата, 1970.
- Brown B. E., Bailey S. W.* Chlorite polytypism: regular and semirandom one — layer structure.— Amer. Mineralogist, 1962, v. 47, n. 7—8.
- Eggilson R. A., Bailey S. W.* Structural aspects of dioctahedral chlorite.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, n. 5—6.
- Hayes J.* Polytypism of chlorite in sedimentary rocks.— Clays and clay minerals, 1970, v. 18.

ВолгоградНИПИнефть,
Волгоград

Дата поступления
1.VIII.1975

МЕТОДИКА

УДК 548.3 : 549.6 : 537.533.35

**ИЗУЧЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ
ОРГАНО-МОНТМОРИЛЛОНИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ
С ПРИМЕНЕНИЕМ МЕТОДОВ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ
И МИКРОДИФРАКЦИИ**

М. В. ЭЙРИШ

Главная отличительная особенность минерала монтмориллонита заключается в том, что его кристаллическая структура включает как единое целое силикатные и гидратно-ионные слои (Eirish, Tret'yakova, 1970). Схематически это показано на фиг. 1. Молекулы воды участвуют в образовании по крайней мере трех видов связей: координационной — с межслоевыми катионами, гидроксильной — с ионами кислорода силикатных слоев, несущими избыточный отрицательный заряд, и межмолекулярных водородных связей, обеспечивающих формирование единой сетки — слоя молекул воды на базальных поверхностях силикатных слоев. В результате действия такой сложной системы связей гидратно-ионные слои выполняют три важные функции: компенсируют избыточные отрицательные заряды силикатных слоев, участвуют в механизме разворота тетраэдров при подгонке размеров тетраэдрических и октаэдрической сеток, обеспечивают связь между смежными силикатными слоями в структурах кристаллитов минерала.

Значительные изменения гидратно-ионных слоев, например, при подсушивании глины или, напротив, при сильном ее увлажнении приводят к заметным изменениям не только межслоевого промежутка, но и параметров a и b силикатных слоев (Eirish, Tret'yakova, 1970; Ravina, Low, 1972), а также морфологии частиц (Третьякова, Эйриш, 1971). Существенные преобразования структуры кристаллитов монтмориллонита происходят при разрушении гидратно-ионных слоев в процессе обмена исходных неорганических катионов на крупные органические катионы, например, основных красителей. При этом описанные выше функции гидратно-ионных слоев принимают на себя полимерные слои органических катионов, заполняющих межслоевые промежутки. Ряд особенностей строения образующихся частиц-кристаллитов органо-монтмориллоновых комплексов выявляется методами электронной микроскопии и микродифракции. Впервые это было показано в работе И. М. Каули и А. Госуэми (Cowley, Goswami, 1961).

Структурный анализ с построением синтезов Патерсона позволил авторам обнаружить увеличение параметров a и b силикатных слоев монтмориллонита примерно на 2% после обработки глины некоторыми органическими веществами, и в частности метиленовым голубым. Резко

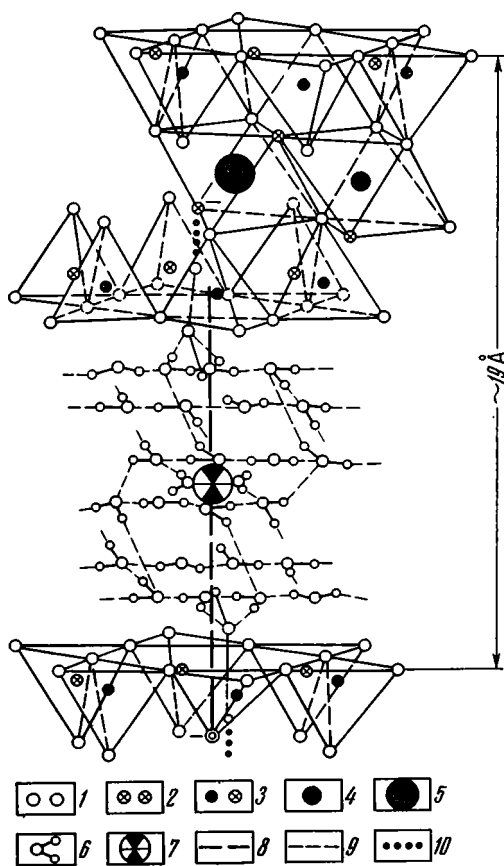
изменился у таких частиц и характер распределения рефлексов электронограмм по интенсивности. Однако авторами не был раскрыт механизм образования структур органо-глинистых комплексов.

В настоящей работе ставилась задача получить дифракционные картины для точного определения параметров a и b кристаллитов органо-монтмориллонитовых комплексов и на этой основе, а также с учетом природы действующих сил и связей установить механизм структурообразования и строение реальных частиц таких комплексов.

Для исследования образцы органо-глинистых комплексов получали с известным соотношением неорганических и органических катионов. Катионы красителя родамина 6Ж $[C_{26}H_{27}O_3N_2]^+$ или метиленового голубого $[C_{16}H_{18}N_3S]^+$ адсорбировались по ионообменному механизму в ходе вытеснения из глины (Na-, Са- или Al-формы) эквивалентного количества неорганических катионов. Для изучения методами электронной микроскопии препараты готовили из диспергированной ультразвуком суспензии окрашенной глины путем ее осаждения на алюминиевую пленку - подложку, помещенную на медную сетку¹.

Алюминий подложки служил внутренним стандартом, давая дифракционные кольца, необходимые для расчета межплоскостных расстояний кристаллической решетки монтмориллонита и органо-монтмориллонитовых комплексов. При расчете параметров a и b использовались соответственно d_{400} и d_{060} . Точность отдельных определений параметров по кольцевым электронограммам составляла $\pm 0,003$ Å для a и $\pm 0,005$ Å для b , а по точечным $\pm 0,004$ и $\pm 0,007$ Å для a и b соответственно. Обработка по методу гистограмм данных, полученных из 280 точечных и 80 кольцевых электронограмм, позволила выделить параметры b^2 с точностью 0,001—0,002 Å для каждой катионной формы. Съемка проводилась на электронном микроскопе УЭМБ-100 при ускоряющем напряжении 75 кВ.

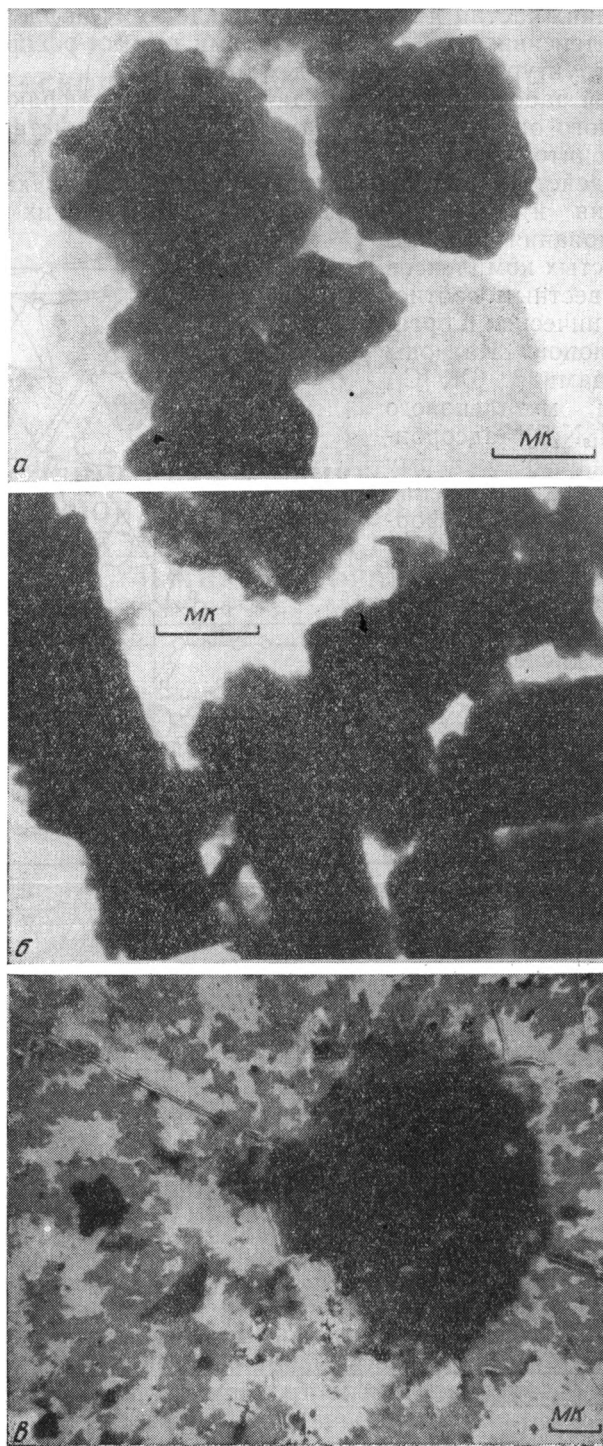
Приведенные на фиг. 2, а, б, в микрофото характеризуют морфологию частиц органо-монтмориллонитовых комплексов. Увеличение дозы добавленного к глине и сорбированного на ней красителя обычно при-



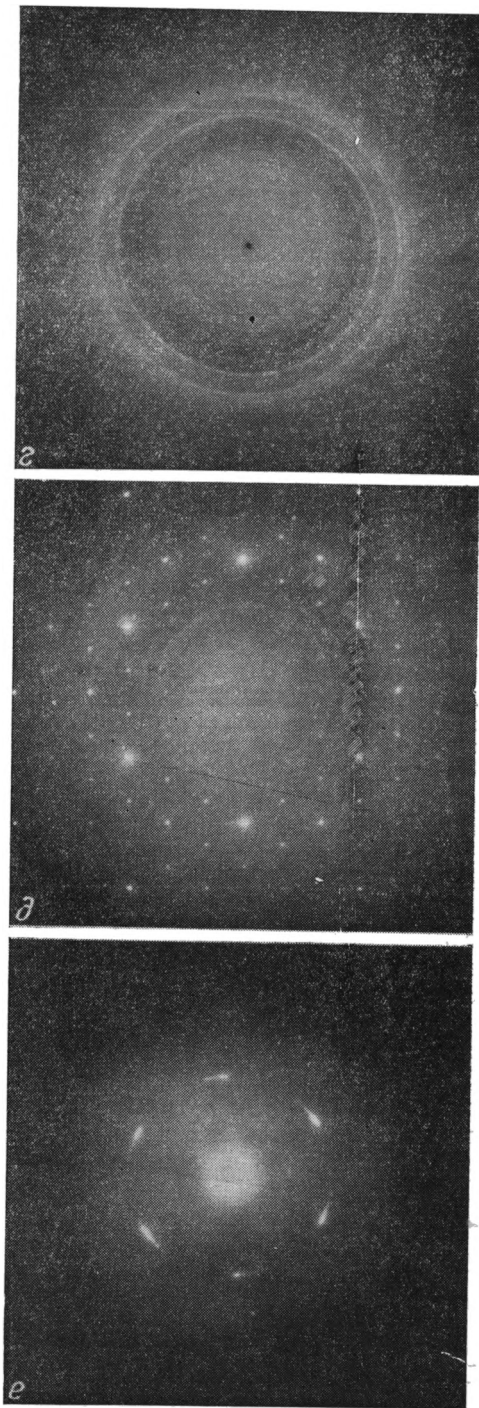
Фиг. 1. Схема кристаллической структуры монтмориллонита
1 — O; 2 — OH; 3 — Si; 4 — Me^{3+} (Al, Fe^{3+}); 5 — Mg; 6 — H_2O ; 7 — Me^{2+} (межслоевой катион); 8 — электровалентная связь; водородные связи: 9 — межмолекулярная, 10 — гидроксильная

¹ Экспериментальные данные на электронном микроскопе получены Л. И. Третьяковой.

² Отношение между параметрами b и a сохранялось равным $1,734 \pm 0,004$, поэтому приводятся данные только для b .



Фиг. 2. Электронные микрофото препаратов мангышлакской глины в Na-форме и производных от нее комплексов и картины электронной микродифракции
Содержание роданина 6Ж, % от обменной емкости: а — 85, б — 200, в — 85, после промывки этиленгликолем; картины электронной микродифракции: г — исходная глина, частицы типа 1, д — частицы типа 2, е — частицы типа 3



Фиг. 2 (z — e)

стых силикатов, в том числе и у монтмориллонита, является разворот кремнекислородных тетраэдров (Белов, 1961; Звягин и др., 1972; Radoslovich, Norrish, 1962). Если нет изоморфных замещений в тетраэдрах и

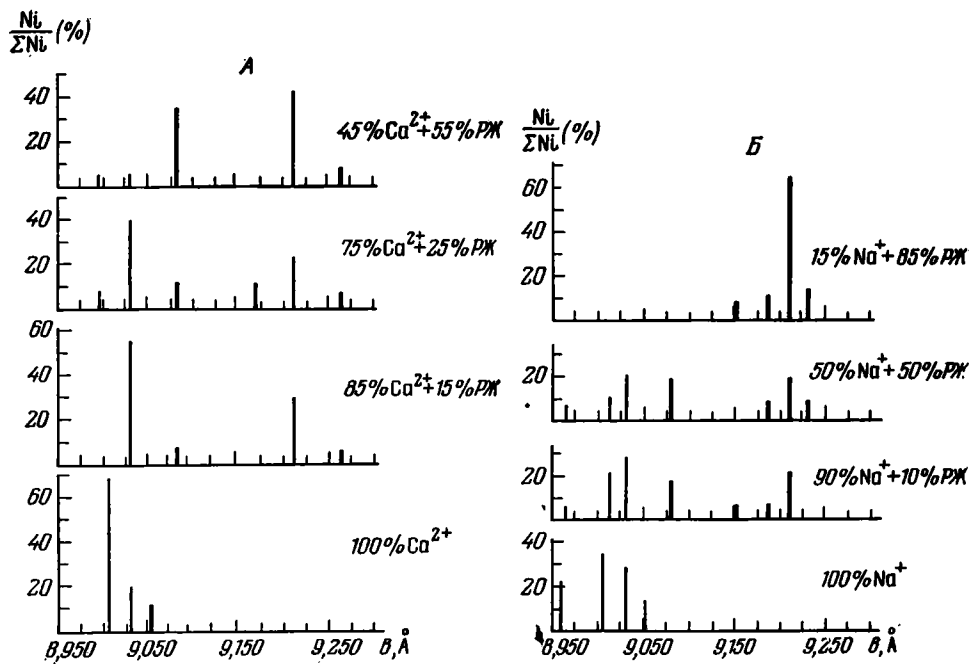
водит к укрупнению и уплотнению частиц. В предельном случае, после обработки Na-формы глины 200% родамина³, образуются наиболее крупные брусковидные частицы с довольно четкой огранкой, достигающие в длину несколько микрон (см. фиг. 2, б).

По характеру дифракционных картин и размерам параметров a и b выделены три типа частиц-кристаллитов в препаратах окрашенной глины.

Тип 1. Кристаллиты дают преимущественно кольцевые микродифракционные картины (см. фиг. 2, z), параметр $b \leq 9,051 \text{ \AA}$. Они наблюдаются только в препаратах не полностью прокрашенных глин. Характеристики в основном аналогичны исходным Na-, Ca-, Al-формам глины. В отличие от Na-формы глины, для которой фиксировались только кольцевые микродифракционные картины, у Ca- и Al-форм наблюдались и точечные картины. Это явление обусловлено, по-видимому, тем, что в последних двух формах кристаллиты построены из ряда силикатных слоев (по направлению оси C) с определенным порядком в их наложении. Хотя в условиях съемки в электронном микроскопе гидратные слои частично или полностью удалены, межслоевые катионы с сохранившимися молекулами воды или без них обеспечивают связь между смежными силикатными слоями, как и в кристаллитах глины с естественной влажностью.

Влияние дегидратации проявляется в увеличении параметров a и b и, следовательно, в изменении конфигурации силикатных слоев (Eirish, Tret'yakova, 1970). В ряде работ показано, что наиболее легко осуществимым механизмом изменения конфигурации силикатных слоев у многих сло-

³ Доза добавленного к глине красителя во всех случаях приводится в процентах от полной величины обменной емкости мангышлакской глины, составляющей 0,9 мэкв на 1 г.



Фиг. 3. Гистограммы распределения по размерам параметра b частиц-кристаллитов в препаратах исходной мангышлакской глины в Na- и Ca-формах (Б и А) и производных от них органо-монтмориллонитовых комплексов с красителем родамином 6Ж при разных соотношениях неорганических и органических сорбированных катионов

отсутствует их деформация по иному механизму и если принять, что длина связи $\text{Si}-\text{O}$ равна 1,60 Å, а угол разворота $\alpha=0$, то расчетный параметр b составит 9,051 Å (Radoslovich, 1962). Эта величина и найдена нами экспериментально как максимальное значение b для кристаллитов полностью высушенной глины (фиг. 3).

Такое возрастание параметра отражает факт увеличения несоответствия размеров тетраэдрических и октаэдрической сеток силикатных слоев и переход их в более напряженное состояние. Одним из следствий является также значительный изгиб частиц, достигающий $50^\circ (\pm 25^\circ)$ (Cowley, Goswami, 1961). В результате, как указывают эти авторы, уменьшается область когерентной дифракции до 2—3 Å. В таком случае дифракция может фиксироваться от одноэтажных сеток силикатных слоев, и, следовательно, при различной их конфигурации в слое не исключено проявление двух параметров b . При близких размерах параметров будет фиксироваться усредненное значение. То же относится и к кристаллитам, построенным из нескольких силикатных слоев. Как следует из гистограмм (см. фиг. 3), в изученных препаратах в условиях съемки под электронным микроскопом обнаружены три наиболее часто встречающиеся значения $b=9,005; 9,030; 9,051$ Å.

Можно полагать, что значение 9,005 Å относится к слоям и целым кристаллитам, у которых на базальных поверхностях еще сохраняются наиболее прочно связанные сорбированные молекулы воды. Значение 9,051 Å получается для полностью дегидратированных слоев и кристаллитов, а параметр 9,030 Å является усредненным значением для кристаллитов, в которых отдельные силикатные слои несут на одной базальной поверхности гидратированные, а на другой — дегидратированные катионы, причем число тех и других слоев (или полуслоев) примерно одинаковое. Для установления строения таких кристаллитов ценную информацию могут дать электронограммы от косых текстур, позволяю-

шие определить также третий параметр (c) кристаллической решетки и степень упорядоченности в наложении силикатных слоев. В монографии Б. Б. Звягина (1964) на этой основе выделено несколько структурных модификаций и разновидностей диоктаэдрических монтмориллонитов.

Тип 2. Кристаллиты этого типа обнаруживаются только в препаратах органо-монтмориллонитовых комплексов. От этих частиц получаются точечные микродифракционные картины (фиг. 2, δ) с резкими рефлексами и гексагональной симметрией распределения их по интенсивности, причем наиболее интенсивны рефлексы с $K=3\pi$. Расчет дает необычно большие для диоктаэдрического монтмориллонита параметры $b \geq 9,080$ Å. Содержание таких частиц в препарате пропорционально дозе катионов красителя, заместивших обменные неорганические ионы.

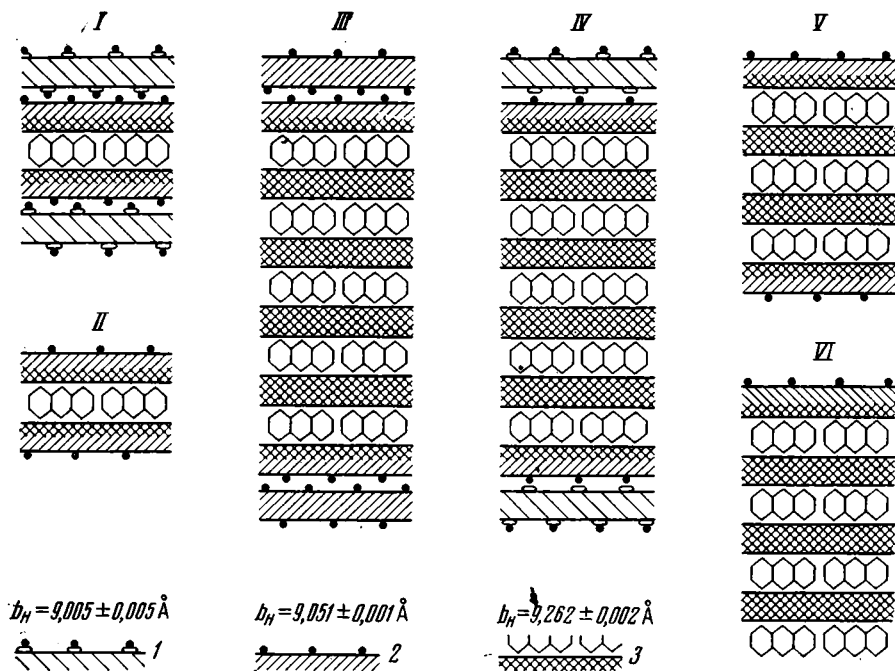
Из гистограммы для Na-формы (см. фиг. 3, Б) следует, что при 10%-ной дозе сорбированного красителя родамина в глине, в условиях съемки препарата в вакууме, фиксируются частицы органо-глинистых комплексов с $b=9,080$; 9,152; 9,185; 9,209 Å, причем их общее количество соизмеримо с содержанием непрокрашенных частиц типа 1 с $b \leq 9,051$ Å. При 50%-ной дозе родамина в глине появились частицы с $b=9,230$ Å и уменьшилось число частиц типа 1. При дозе красителя 85% фиксировались только частицы типа 2. Для них по данным рентгеновского анализа ориентированных препаратов параметр $c=21,5$ Å.

У Са-формы глины (см. фиг. 3, А) при увеличении дозы сорбированного родамина также наблюдалось возрастание числа частиц типа 2, причем, как и в Na-форме, были обнаружены частицы с $b=9,080$; 9,209 Å. Эти значения сохранились и в препаратах с максимально достигнутой обменной сорбцией родамина (55%). У Са-родаминовых форм глины зафиксированы частицы с предельным значением параметра $b=9,262$ Å.

Для Al-формы с 50%-ной дозой добавленного родамина при съемке в режиме электронограмм получено значение $b=9,194 \pm 0,003$ Å. Для комплексов монтмориллонит — метиленовый голубой, приготовленных через Na-форму глины, при 85%-ной дозе красителя методом микродифракции установлен тип 2 частиц с $b=9,08—9,25$ Å.

Прекращение действия механизма разворота тетраэдров приводит к максимальному возрастанию b до 9,051 Å, и, следовательно, дальнейшее изменение конфигурации и параметров силикатных слоев у частиц типа 2 связано с действием другого механизма. Для слоистых силикатов известен механизм деформации тетраэдров путем их сплющивания (уменьшение τ , угла связи $O_{\text{верх}}—O_{\text{баз}}$). Достоверно установлен предел уменьшения τ от $109^\circ 28'$ (неискаженный тетраэдр) до 105° (Radoslovich, 1963). Полученное нами максимальное значение b (9,262 Å) дает $\tau_{\text{расч}} = 105^\circ 17'$. Можно полагать, что это предельное значение параметра b достигается при замещении гидратно-ионных слоев полимерными слоями — ассоциатами катионов красителя на всех базальных поверхностях силикатных слоев.

Если учесть, что конфигурация тетраэдрических сеток и соответственно параметры силикатных слоев (полуслоев) зависят от природы и степени гидратации сорбированных катионов, то фиксируемое для отдельного кристаллита типа 2 значение параметра b является усредненным от всех слоев (полуслоев). Таким образом, в условиях съемки под электронным микроскопом в кристаллитах типа 2 могут присутствовать три или менее видов силикатных слоев (полуслоев) с различной конфигурацией и параметрами, а именно: полуслой, несущие сорбированные неорганические катионы, каждый из которых отделен от анионных групп хотя бы одной молекулой воды — $b_1=9,005$ Å, полуслой, несущие неорганические катионы без молекул воды, — $b_2=9,051$ Å, и полуслой, покрытые полимерными слоями органических катионов родамина 6Ж, — $b_3=9,262$ Å.



Фиг. 4. Схематическое изображение строения кристаллитов (по направлению оси c) органо-монтмориллонитовых комплексов со значениями параметров $b_{\text{расч}}$, близкими к $b_{\text{эксп}}$ при различных соотношениях сорбционных слоев неорганических и органических катионов в пределах структур

Структуры: I — 75% Na или Ca и 25% родамина ($b=9,080$ Å); II — 50% Na и 50% родамина ($b=9,156$ Å); III — 37,5% Na и 62,5% родамина ($b=9,18$ Å); IV — 37,5% Ca и 62,5% родамина ($b=9,171$ Å); V — 25% Na или Ca и 75% родамина ($b=9,209$ Å); VI — 12,5 Na и 87,5% родамина ($b=9,236$ Å).

Если найденное экспериментально $b_{\text{эксп}}$ является аддитивной суммой параметров отдельных силикатных слоев (полуслоев), то только при определенном их соотношении совпадут значения $b_{\text{эксп}}$ и $b_{\text{расч}}$. Последнее определяется по формуле $b_{\text{расч}} = \frac{n_1 b_1 + n_2 b_2 + n_3 b_3}{n_1 + n_2 + n_3}$, где n_i — число полуслоев

с соответствующим параметром b_i . Сравнительная оценка $b_{\text{эксп}}$ и $b_{\text{расч}}$ имеет смысл при небольшом числе слоев в кристаллитах, когда разница в величине параметров достаточна, чтобы подбор трех значений выявлял действительные соотношения слоев. В методе микродифракции выполняется это условие, поскольку наиболее благоприятны для измерения частицы толщиной не более 200—300 Å (Звягин, 1969). При величине межплоскостных расстояний 10—21,5 Å число силикатных слоев в частице, доступной измерению, не превышает, вероятно, 8 (полуслоев — 16).

Проведенные по формуле расчеты позволили построить ряд схематических структур родамин-монтмориллонитовых комплексов, для которых $b_{\text{расч}}$ совпадает с $b_{\text{эксп}}$ (фиг. 4). При таком построении имелась неопределенность в порядке расположения слоев, несущих неорганические и органические катионы. Если, однако, учесть, что процесс образования структур органо-монтмориллонитовых комплексов идет в водном растворе, то естественно считать, что гидрофобные слои органических катионов формируют внутренние межслоевые промежутки, а неорганические катионы оказываются на поверхностях наружных силикатных слоев кристаллитов. Далее можно полагать, что если одна базальная поверхность силикатного слоя покрыта слоем органических катионов, а на

другой сохранились неорганические катионы, то последние, скорее всего, окажутся в дегидратированном состоянии и параметр полуслоя будет b_2 , более близкий к b_3 , и лишь на наружных силикатных слоях могут сохраняться катионы с молекулами воды и, соответственно, параметры b_1 .

При увеличении степени покрытия органическими слоями можно ожидать отсутствие гидратированных поверхностей и значений b_1 . Действительно, оказалось, что при образовании комплексов через Na-форму только в структуре I (см. фиг. 4) требовалось ввести в расчет b_1 , а при более высокой степени покрытия (структуры II, III, V, VI) $b_{расч}$ совпало с $b_{эксп}$ с учетом двух параметров b_2 и b_3 . У Са-формы изученной мангышлакской глины, у которой исходные кристаллиты двухслойны, частицы комплексов с параметром $b=9,156 \text{ \AA}$ вообще не были обнаружены. Для структуры IV (62,5% покрытия) в формулу $b_{расч}$ потребовалось включить b_1 , что согласуется с известным фактом более прочной координационной связи молекул воды у Са-формы по сравнению с Na-формой. Однако и у Са-формы при 75% покрытия (структура V) $b_{расч}$ и $b_{эксп}$ совпали при учете только b_2 и b_3 .

При построении схематических структур (см. фиг. 4) выдерживалось постоянное условие — одинаковый состав ионов (неорганических или органических) в пределах каждого сорбционного слоя. Факт одновременного присутствия в препаратах глин, обработанных красителем, непрокрашенных частиц типа 1 и покрашенных частиц типа 2 является веским доказательством в пользу этого положения.

То же самое следует из результатов изучения процессов ионного обмена и дегидратации при образовании органо-монтмориллонитовых комплексов (Эйриш и др., 1970; Пшеничная, Эйриш, 1970). Ионообменная сорбция органических катионов красителей на стадии образования полимерных слоев происходит под действием как ионных, так и межмолекулярных связей; образующийся слой органических катионов приобретает размеры силикатного слоя в плоскости ab . Благодаря этому весь силикатный полуслой оказывается под однородным воздействием и приобретает вполне определенную конфигурацию и параметры. Очевидно, в случае смешанной адсорбционной фазы такая однородность воздействия невозможна. Представления об образовании смешанных адсорбционных фаз, включающих органические и неорганические катионы и молекулы воды (Hang, Brindley, 1970), опираются на механизм физической адсорбции. Для изученных комплексов он неприемлем, поскольку при их образовании сорбционные слои оказывают глубокое воздействие на структуру адсорбента.

Из сравнения картин микродифракции частиц типа 1 и 2 следует, что в трехмерных кристаллитах комплексов органические сорбционные слои обеспечивают более высокий порядок наложения силикатных слоев. Это обусловлено рядом факторов: одинаковым составом и размерами крупных органических катионов в межслоевых промежутках; действием межмолекулярных связей не только в пределах сорбционного слоя на одной базальной поверхности, но и между смежными слоями; соответствием размера органического катиона и величины посадочной площади на поверхности силикатного слоя в расчете на одну обменную валентность. В некоторых случаях такое соответствие и образование контактов при формировании слоев достигается сорбцией наряду с катионами некоторого количества молекул красителя.

Тип 3. Это частицы органо-монтмориллонитовых комплексов. Они присутствуют в препаратах глин при сорбции 85% родамина 6Ж от обменной емкости, но только после многократной промывки образца этиленгликолем. При такой обработке из частиц типа 2 вымывается примерно 10% молекулярно связанного красителя от общего его количества в сорбционном состоянии. Тем самым нарушается, вероятно, порядок

в строении сорбционных слоев, и в конечном счете трехмерные кристаллиты расслаиваются.

На электронном микрофото (см. фиг. 2, *в*) теперь преобладают весьма тонкие, почти прозрачные частицы. По данным рентгеновского анализа межплоскостные расстояния у этих комплексов 20,5 Å, т. е. на 1 Å меньше, чем у частиц типа 2. На электронограммах наблюдается гексагональное распределение рефлексов, причем доминируют рефлексы 200 и 130. Рефлексы на микродифракционных картинах (фиг. 2, *е*) представляют собой дуги (около 20°), иногда с хорошо заметными точечными рефлексами. При индифференцировании этих электронограмм (по 18 картинам) на основе прямоугольной центрированной ячейки с осями *a* и *b* по аналогии с глинистыми минералами получились значения $a = 3,96 \pm 0,01$ и $b = 6,88 \pm 0,02$ Å, что соответствует примерно $\frac{3}{4}$ величины соответствующих параметров силикатных слоев у частиц типа 2. Можно предположить, что наблюдаемые для частиц типа 3 дифракционные картины получаются от сорбционных слоев, а роль силикатных слоев проявляется в гексагональном распределении рефлексов по интенсивности.

ВЫВОДЫ

1. При образовании структур трехмерных кристаллитов органо-монтмориллонитовых комплексов связующим звеном между силикатными слоями являются полимерные сорбционные слои органических катионов красителей.

2. При дозе введенного в глину красителя менее 85% от ее обменной емкости методом электронной микродифракции установлено одно-временное присутствие в препарате кристаллитов непрокрашенной глины (частиц типа 1) и нескольких структур органо-монтмориллонитовых комплексов (частиц типа 2) с разными параметрами *b*.

3. Различие в величине параметра *b* у отдельных частиц типа 2 объясняется тем, что кристаллиты построены из ряда силикатных слоев (полуслоев) с различной конфигурацией и параметрами, а $b_{\text{эксп}}$ отражает их общий аддитивный вклад.

4. Конфигурация и параметры отдельных силикатных слоев (полуслоев) зависят от вида сорбционных слоев.

На основе учета трех возможных параметров построены схемы ряда структур комплексов, для которых $b_{\text{расч}} \simeq b_{\text{эксп}}$.

5. Методом электронной микродифракции по характерным точечным картинам и высоким значениям параметров *a* и *b* можно обнаруживать отдельные кристаллиты органо-монтмориллонитовых комплексов в общей массе частиц глинистого материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., «Наука», 1964.
- Звягин Б. Б. Электронная микроскопия и дифракция электронов (микродифракция).— В кн.: Методы электронной микроскопии минералов. М., «Наука», 1969.
- Звягин Б. Б., Соболева С. В., Врублевская З. В., Жухлисов А. П., Федотов А. Ф. Факторы дитригонального разворота тетраэдров в структурах слоистых силикатов.— Кристаллография, 1972, т. 17, № 3.
- Пшеничная Н. Ф., Эйриш М. В. Исследование процесса образования комплексов: монтмориллонит — органический краситель.— В сб.: Исследование и использование глин и глинистых минералов. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Третьякова Л. И., Эйриш М. В. Электронно-микроскопические наблюдения структур распада агрегатов монтмориллонитов.— Кристаллография, 1971, № 1.
- Эйриш М. В., Иванова А. А., Пшеничная Н. Ф., Третьякова Л. И. Исследование природы взаимодействия глинистых минералов с органическими красителями и люминофорами.— В сб.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М., «Наука», 1970.

- Cowley I. M., Goswami A.* Electron diffraction patterns from montmorillonite.— *Acta. crystallogr.*, 1961, v. 14, 1071.
- Eirish M. V., Tretyakova L. J.* The role of sorptive layers in the formation and change of the crystal structure of montmorillonite.— *Clay Minerals.*, 1970, v. 8, 255.
- Hang P. T., Brindley G. W.* Methylene blue absorption by clay minerals.— *Clays and Clay minerals*, 1970, v. 18.
- Radoslovich E. W., Norrish K.* The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. I. Some structural considerations.— *Amer. Mineralogist*, 1962, v. 47, 599.
- Radoslovich E. W.* The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. II. Regression relations.— *Amer. Mineralogist*, 1962, v. 47, 617.
- Radoslovich E. W.* The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. VI.— *Amer. Mineralogist*, 1963, v. 48, 368.
- Ravina J., Low P. F.* Relation between swelling, water properties and *b*-dimension in montmorillonite-water systems.— *Clays and Clay minerals*, 1972, v. 20, 109.

ВНИИгеолнеруд,
Казань

Дата поступления
16.VII.1974.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 552.5 : 552.123

**О СТАТЬЕ Р. И. ГОЛОУДИНА И О. В. КОЛОБЗАРОВА
«ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ
ЛИТОДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ»**

В. В. ЗАБЕЛИН

Работы по использованию статистических показателей гранулометрического состава морских осадков с целью выявления генетических условий их накопления проводятся давно. Известно, что при решении этого вопроса исследователи оперируют рядом коэффициентов (отсортированности, модой, медианным диаметром, асимметрии, эксцесса и т. п.), нередко ограничиваясь одним-двумя статистическими показателями, считая их наиболее важными в генетическом отношении. Исследование подобного рода изложено в статье Р. И. Голоудина и О. В. Колобзарова («Литология и полезные ископаемые», 1975, № 3) по прибрежным пескам юго-западной части о. Сахалин. Авторы статьи не указывают, какой тип кумулятивной кривой наиболее типичен для рассматриваемых осадков шельфа. Следует сказать, что Д. Гриффитс (1971) установил нецелесообразность вычисления статистических показателей в случае неправильной формы кумулятивной кривой того или иного типа осадка.

Р. И. Голоудин и О. В. Колобзаров попытались выяснить динамические условия формирования песков шельфа из прибрежной зоны моря на основе только различных значений коэффициентов асимметрии и эксцесса. Основные положения рассматриваемой статьи сводятся к следующему.

1. Распределение величин коэффициентов асимметрии и эксцесса по осям ординат и абсцисс дается как генетическая диаграмма.

2. Анализ генетических диаграмм показал, что пробы песков из зоны пляжа и до глубины 7 м образуют отдельную совокупность (поле волнений), а пробы песков из более глубоководной части подводного склона (глубины 7—15 м и ниже) образуют другую совокупность, близкую к логнормальному распределению (поле течений).

3. Из этой закономерности выпадают отдельные пробы.

Предложенные выводы могут быть объективными при следующих условиях: а) скорость вдольберегового течения достаточна для переноса песчаных частиц, б) осадки шельфа одновозрастны.

По первому условию в статье приведены полные данные о динамике вод района исследования, свидетельствующие о переносе и размыве осадков вдольбереговым течением в полосе глубин до 25 м, особенно у

м. Крыльон и в прол. Лаперуза. По второму условию данные отсутствуют и, очевидно, авторы статьи считают осадки изученной части шельфа одновозрастными образованиями. С этим трудно согласиться. Разновозрастность песков шельфа даже в узкой прибрежной полосе моря и, следовательно, различные условия их формирования вытекают из данных многих исследователей.

В настоящее время достаточно широко известны палеогеографические представления о распространении реликтовых песков на шельфе Мирового океана (Эмери, 1971; Каплин, 1973; Кулаков, 1973; Лисицын, 1974, и др.). В Японском море распространение реликтовых песков установлено на внешней части шельфа зал. Петра Великого (Забелин, Марков, 1974), на всей площади открытых вод шельфа у побережья северо-востока Приморья (Забелин и др., 1975). Кстати, отметим, что последний пункт находится на западной окраине Японского моря, на траверзе юго-западной части о. Сахалин. На шельфе Японского моря возраст реликтовых песков принимается как плейстоцен — нижний голоцен. По данным указанных исследователей, формирование реликтовых песков связывается с процессами перемыва и переотложения песчано-алевритового материала в прибрежно-аллювиальных условиях при более низком положении уровня моря в недавнем геологическом прошлом. Сочленение реликтовых песков с современными песчано-галечными отложениями открытых вод у побережья северо-востока Приморья происходит в узкой полосе на глубинах до первого десятка метров (Забелин и др., 1975).

Таким образом, не вызывает сомнения распространение реликтовых песков и на шельфе о. Сахалин, что подтверждено геологическими станциями по западному шельфу острова в 1-м рейсе НИС «Каллисто» в 1974 г. Здесь пески от прибрежного мелководья до изобаты 100 м характеризуются примесью гравия, гальки, битой ракушки и незначительным содержанием алевро-пелитового материала, как и реликтовые пески из других районов шельфа Японского моря.

Необходимо отметить, что ширина зоны развития реликтовых песков на юго-западном шельфе о. Сахалин намного превосходит зону действия Западно-Сахалинского прибрежного течения, и, следовательно, пески мелководья (ниже 7 м), описанные в статье Р. И. Голоудина и О. В. Колобзарова, нельзя рассматривать только как результат переноса песчаного материала под воздействием Западно-Сахалинского вдольберегового течения. Незначительный твердый сток рек юго-западного побережья о. Сахалин дополнительно свидетельствует о малом объеме терригенного материала, который оседает и концентрируется непосредственно вблизи берега.

Таким образом, ошибочность выделения поля течений на генетической диаграмме в рассматриваемой статье состоит в том, что авторы не учитывали разработанных представлений о наличии на шельфе реликтовых песков, т. е. исключали влияние фактора геологического времени. Иными словами, различные динамические обстановки накопления осадков на шельфе (эвстатические колебания уровня океана, сильные придонные или приливно-отливные течения) могут обусловить тождественную сортировку осадков и обработка гранулометрического состава осадков математическими методами будет иметь несколько решений.

К сказанному следует добавить справедливое замечание С. И. Романовского (1975) о том, что математическое решение задачи по выяснению генетических различий песков на основе их отсортированности находится в запутанном состоянии. Количественная обработка данных гранулометрического анализа песков в статье Р. И. Голоудина и О. В. Колобзарова относительно объективна для песков зоны пляжа и прибрежной полосы (до глубины 3—4 м), а выделяемое поле течений соответствует сложности фациальных условий из суммарного эффекта форми-

Г. С. Дзоценидзе проявил себя в науке не только как талантливый ученый, но и как крупный организатор. В Междуведомственном литологическом комитете он возглавлял секцию литологии вулканогенно-осадочных пород. Под его руководством был проведен ряд всесоюзных семинаров, посвященных вулканогенно-осадочным формациям, классификации вулканогенных обломочных пород и др.

В 1955 г. Г. С. Дзоценидзе был избран академиком Академии наук Грузинской ССР, позднее — вице-президентом Академии наук Республики, ректором Тбилисского государственного университета. С 1968 г. Г. С. Дзоценидзе — действительный член Академии наук СССР.

Большую научную и научно-организационную работу Г. С. Дзоценидзе сочетал с государственной деятельностью. С 1959 г. Г. С. Дзоценидзе являлся Председателем Президиума Верховного Совета Грузинской ССР, а с 1960 г. — заместителем Председателя Президиума Верховного Совета СССР.

Партия и Правительство высоко оценили заслуги Г. С. Дзоценидзе, наградив его тремя орденами Ленина, орденом Октябрьской Революции, орденом Трудового Красного Знамени и медалями.

Смерть Г. С. Дзоценидзе — тяжелая утрата для советской общественности и науки. Георгий Самсонович был крупным ученым и большим организатором, с которым было легко и приятно работать, так как он умел уважать мнение других. Память о Георгии Самсоновиче Дзоценидзе, пытливом исследователе и обаятельном человеке, надолго сохранится в сердцах всех, кто его знал, а его имя навсегда останется в его трудах.

Междуведомственный литологический комитет

*Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»*

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так: А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости, «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигуро-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. 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. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/VI-1976 г.	Т-10897.	Подписано к печати 27/VII-1976 г.	Тираж 1340 экз.
Зак. 4175.	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 5. Усл. печ. л. 14,0.	Уч.-изд. листов 15,0.

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