

КОНТРОЛЬНЫЙ ЗНАК

Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1971

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

3

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 3, 1971 г.

МАЙ — ИЮНЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. М. Страхов. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене . . .	3
Г. Ю. Бутузова. Карбонаты в донных отложениях Черного моря . . .	18
М. А. Глаголева. Цирконий в осадках Черного моря . . .	27
Ф. В. Чухров, Л. П. Ермилова. К вопросу об изотопном составе серы кон- креций . . .	36
Л. Я. Ходюш. Генетическая классификация железистых пород докембрия . .	47
Я. Д. Федоренко, Е. А. Менакер. Закономерности распределения меди в девонских отложениях Латвии . . .	57
В. Н. Разумова. Гидротермально аргилизированные вулканыты среднего эоцена как материнские породы батумских красноземов и глинистых пород молассовых отложений Гурийского прогиба . . .	67
Ф. Ф. Таранушич, В. И. Щибрик. Цикличность в вулканогенно-кремнисто- карбонатной формации месторождения Западный Джайрем в Казахстане . .	84
В. В. Ляхович, В. И. Нонешникова, Ю. И. Блинов, Г. А. Семочкин. Минералого-геохимические особенности осадочно-метаморфических пород ме- сторождения Тырнауз . . .	100

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. В. Олейник. Фосфориты алайских слоев (средний эоцен) Гиссаро-Туркестан- ской горной области . . .	112
В. П. Феоктистов, Л. Е. Крамаренко. О природе серой окраски пород Джезказганского месторождения . . .	119
Ю. А. Севостьянов. Связь стронциевой минерализации с карстовым процес- сом в палеозойских отложениях Подмосковского бассейна . . .	125
Г. А. Каледа, С. Д. Панюшкина. К изменчивости органогенно-детритовых известняков на локальных структурах . . .	128
Т. А. Лапинская, Е. Г. Журавлев. Коллекторские свойства коры выветри- вания кристаллического фундамента Волго-Уральской газонефтеносной про- винции . . .	132
Л. А. Игнатьева, Е. А. Рогожин. Редкие земли в сисианской диатомито- вой свите Малого Кавказа . . .	140

МЕТОДИКА

А. А. Озол, В. В. Власов, С. А. Волкова. К методике выделения глинистых минералов из соляных глин . . .	144
--	-----

ХРОНИКА

П. Л. Безруков. Семинар по глубоководным осадкам морей и океанов . . .	147
М. А. Ратеев, В. И. Муравьев. Международная конференция по изучению глин. Токио, 1969 г.	148
Д. Г. Сапожников. Письмо в редакцию	153
В. С. Яблоков (К 70-летию со дня рсждения)	154
Библиография	156

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 3, 1971
MAY — JUNE

CONTENTS

N. M. Strakhov. Geochemical Black Sea evolution in the Holocene	3
G. Yu. Butuzova. Carbonates in Black Sea floor deposits	18
M. A. Glagoleva. Zirconium in Black Sea sediments	27
F. V. Chukhrov, L. P. Ermilova. To the problem of an isotopic composition of sulphur in concretions	36
L. Ya. Khodiush. Genetic classification of Precambrian ferruginous rocks	47
Ya. D. Fedorenko, E. A. Menaker. Regularities of copper distribution in Devonian deposits of Latvia	57
V. N. Razumova. Middle Eocene hydrothermal argillized volcanites as source rocks of Batoumian red-earth and clay rocks in molassal deposits of Guriisk depression	67
F. F. Taranushich, V. I. Shibrik. Cyclicity in the volcano-silico-carbonate formation of Zapadny Dzheirem deposits in Kazakhstan	84
V. V. Liakhovich, V. I. Noneshnikova, Yu. I. Blinov, G. A. Semochkin. Mineralogical and geochemical features of sedimentary metamorphic rocks in Tyrnyauz ore deposits	100

SHORT NOTES

V. V. Oleinik. Phosphorites of Alaïsk beds (Middle Eocene) in Gissaro-Turkestan mountain area	112
V. P. Feoktistov, L. E. Kramarenko. On the nature of a gray colouring of rocks in Dzhezkazgan deposits	119
Yu. A. Sevostianov. Relations between strontium mineralization and the karst process	125
G. A. Kaleda, S. D. Paniushkina. To the changeability of organo-detritic limestones on local structures	128
T. A. Lapinskaia, E. G. Zhuravlev. Reservoir properties of the crust of weathering in the crystalline basement of the Volga-Ural gas and petroiferous province	132
L. A. Ignatieva, E. A. Rogozhin. Rare earths in Sisian diatom suite of Lesser Caucasus	140

METHODS OF RESEARCH

A. A. Ozol, V. V. Vlasov, S. A. Volkova. To the methods of extracting clay minerals from saline clays	144
---	-----

CHRONICLE

P. L. Bezrukov. Seminar on abyssal sediments in seas and oceans	147
M. A. Rateev, V. I. Muraviev. International conference for the study of clays, Tokyo, 1969	148
D. G. Sapozhnikov. Letter to the editors	153
V. S. Yablokov (To the 70 th anniversary)	154
Bibliography	156

УДК 550.4 : 550.311 (262.5) «551.794»

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Н. М. СТРАХОВ

Рассматривается ряд геохимических изменений в наддонной воде и осадках глубоководной впадины Черного моря, которые явились следствием прорыва средиземноморских вод в новоевксинский бассейн.

1. ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Известно, что черноморским отложениям, возникшим за последние 8000 лет, свойственна ярко выраженная и быстрая изменчивость во времени, особенно в глубоководной впадине. Здесь над новоевксинскими синевато-серыми слабокарбонатными илами с очень малым количеством $C_{орг}$, возникшими в бассейне, где сероводородного заражения воды еще не было, залегают древнечерноморские, богатые органическим веществом осадки, часто сапропелевые, но тоже с малой карбонатностью, без донной фауны, отложенные уже в бассейне с водой, достоверно зараженной H_2S . Выше они сменяются собственно современными осадками с гораздо меньшим количеством $C_{орг}$, но более богатыми $CaCO_3$. Такая изменчивость разреза, не имеющая аналогов ни в каком другом современном морском бассейне, показывает, что геохимические условия в Черном море за последние 8000 лет быстро эволюционировали. Приглядываясь ближе к этой эволюции, нельзя не заметить одной ее характерной, но до сих пор, к сожалению, не привлекавшей к себе внимания черты: *обогащение черноморских отложений органическим веществом хронологически совпало с моментом прорыва средиземноморских вод в Черноморскую котловину и с возникновением сероводородного заражения воды*. Через некоторое время накопление $C_{орг}$ резко сократилось, хотя заражение H_2S продолжало существовать и, вероятно, даже в более интенсивной форме, чем в древнечерноморское время.

Естественно встает вопрос, как объяснить такой ход седиментации? Что явилось причиной начала интенсивного накопления $C_{орг}$ одновременно с прорывом средиземноморских вод? И что привело к ослаблению концентрирования органического вещества в более позднее время при сохранении H_2S в воде?

Ни на первый, ни на второй вопрос до сих пор ответа нет, ибо они просто выпали из поля зрения исследователей. А между тем, как увидим ниже, без анализа их невозможно понять геохимическую эволюцию Черного моря в посленоевксинские времена.

2. ЭВОЛЮЦИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Прежде всего уточним, о каких содержаниях органического вещества в разных горизонтах идет речь. Необходимые данные собраны в табл. 1.

Как видим, изменения во времени содержания органического вещества весьма значительны. Если принять за единицу $C_{орг}$ в новоевксинских

отложениях, то в древнечерноморских средние содержания $C_{орг}$ будут в 8 раз больше, а в современных — в 4 раза. Иначе говоря, *сразу же после начала внедрения средиземноморских вод в черноморскую котловину накопление органического вещества очень резко возросло, а потом — значительно упало.*

Что было причиной таких изменений?

По стародавней традиции, не изжитой, к сожалению, до сих пор, можно было бы считать, что именно появление сероводорода в черноморской воде, связанное прорывом вод средиземноморских, и является фактором, способствовавшим обогащению древнечерноморских илов органическим веществом. Но против этого говорит генезис самого сероводорода в глубоководной котловине Черного моря и весь ход голоценового осадко-накопления.

Таблица 1

Средние (арифметические) содержания органического вещества в разных горизонтах голоценовых отложений котловины Черного моря, %

Типы отложений	$C_{орг}$ в натуральном осадке	$C_{орг}$ на бес- карбонатное вещество	$C_{орг}$ среднее для горизонта (бескарбонат- ное вещество)
<i>Современный горизонт (182 образца)</i>			
Алевритовые илы	1,34	1,60	} 2,82
Глинистые илы	1,48	1,79	
Известково-глинистые илы	3,32	5,60	
Известковые илы	4,02	9,8	
<i>Древнечерноморский горизонт (38 образцов)</i>			
Сапропелевые илы ($C_{орг} > 5\%$)	11,55	12,95	} 6,0
Глинисто-известковые илы ($C_{орг} < 5\%$)	1,95	2,3	
<i>Новоэвксинский горизонт (38 образцов)</i>			
Глинисто-известковые илы	0,61	0,74	0,74

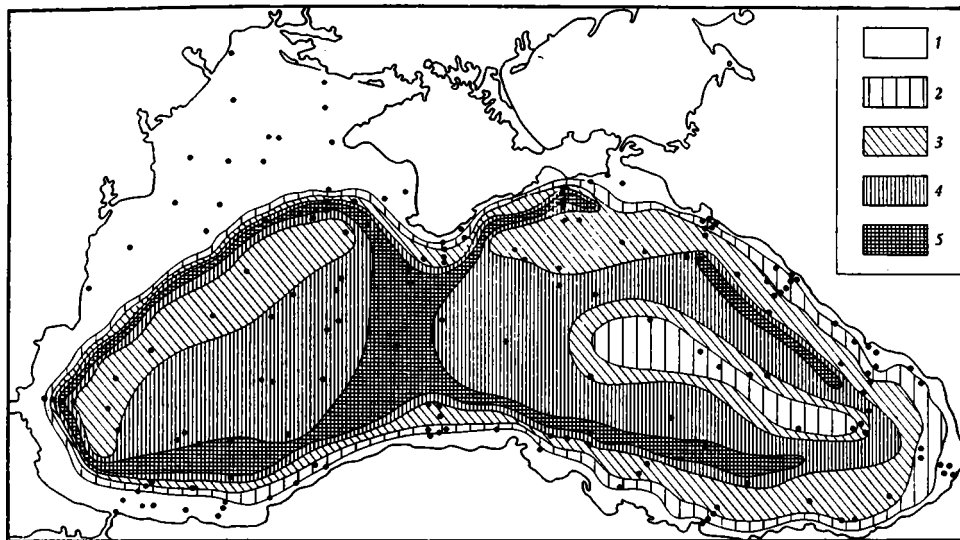
Анализы проходились в лаборатории ГИН АН СССР на образцах, переданных И. Ю. Лубченко и И. В. Беловой из института Океанологии для определений Pb и Zn.

В 1926 г. П. Д. Данильченко и Н. И. Чигирин, сопоставляя распределение SO_4^{2-} и HCO_3^- в разрезе наддонной воды, пытались доказать, что H_2S генерируется в самой воде, ибо убыль SO_4^{2-} в ней, якобы, компенсируется приростом HCO_3^- . Но более поздние исследования А. Е. Крисса (1959) обнаружили, что в действительности такого баланса SO_4^{2-} и HCO_3^- нет и что H_2S , вероятно, поступает в воду в подавляющей массе своей из донных илов и затем разносится медленными конвекционными движениями в огромной толще наддонных вод.

Решающее доказательство именно такого генезиса H_2S в Черном море дали работы Э. А. Остроумова, И. И. Волкова и Л. С. Фоминой (1961) по формам серы в черноморских отложениях. В самых нижних горизонтах воды глубоководной сероводородной зоны содержание сероводорода составляет около 7,69 мг/л. Между тем в самом верхнем горизонте современных глубоководных илов (0—3; 0—5 см) количество сероводорода достигает 100 мг/л; при этом на подавляющей части площади дна содержания его 8—12 мг/л и даже свыше 12 мг/л (фиг. 1). Совершенно очевидно, что при таких концентрациях сероводорода в донных отложениях неизбежна эвакуация его в наддонную воду и притом в весьма больших количествах, способных объяснить сероводородную

зараженность черноморской воды. Если в наддонной воде и происходит самостоятельная генерация сероводорода (чего принципиально отрицать нельзя), то лишь в очень небольшой, практически неуловимой степени.

Но редукция SO_4^{2-} и H_2S локализуется не только в верхнем слое осадков, а и в самой их толще, включая новозевксинские отложения. Это видно из данных О. В. Шишкиной (1959) (табл. 2). Так как в отношении



Фиг. 1. Схематическая карта распределения H_2S в осадках Черного моря ($\text{мг H}_2\text{S}$ на 1 г иловой воды), по И. И. Волкову

1—0; 2—0—3; 3—3—8; 4—8—12; 5—>12

$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ исключено влияние солёности иловой воды, то процесс редукции сульфатов выступает здесь, так сказать, в чистом виде, ничем не затушевываясь. При этом нужно подчеркнуть, что интенсивность его в действительности больше, чем можно судить по приведенным выше цифрам. Ибо, как показали, Э. А. Остроумов и И. И. Волков (1963), помимо сульфатов, первоначально растворенных в иловой воде (т. е. унаследованных от воды наддонной), в илах имеются еще сульфаты в твердой фазе, принесенные в составе речной карбонатной мути и в составе глинистой части взвеси (сульфо-алюминаты?).

Таким образом, десульфатизация состава иловых вод с полной очевидностью доказывает, что наддонный сероводород в Черном море — аллохтонный. Он зародился в иловых отложениях и мигрировал отсюда вверх, в наддонную воду. Особенно много генерировали его древнечерноморские отложения, богатые $\text{C}_{\text{орг}}$. Но такие генетические соотношения, если брать их в историческом аспекте, свидетельствуют, что в Черном море не сероводородное заражение наддонной воды породило богатство осадков органическим веществом (как считали долгое время вслед за А. Д. Архангельским), а, наоборот, это самое богатство илов $\text{C}_{\text{орг}}$ и явилось причиной усиленной генерации H_2S и поступления его в воду.

Но тогда, что же было причиной усиленного накопления органического вещества в древнечерноморское время, тотчас же как произошел прорыв средиземноморских вод?

Чтобы разобраться в этом, попытаемся представить себе гидрохимический облик нововексинского бассейна накануне прорыва. Поскольку это был глубоководный водоем с типичной фауной современного Каспия, мы можем использовать в данном случае аналогию с ним. Тем более, что минимальное содержание хлора в иловых водах в нововексинских отложениях, определенное С. В. Бруевичем (1952), составляет 4‰ на глубине около 5 м от верхней границы этих отложений (ст. 13 в западной части моря), а в водах современного Каспия хлора около 5,3‰.

Таблица 2

Редукция сульфатов в черноморских илах (по О. В. Шишкиной, 1959)

Разрезы осадков		$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$	$\text{C}_{\text{орг}}, \%$	Примечание
Станция 1 у Геленджика				
Наддонная вода		0,134	—	Глубина 370 м у верхней границы сероводородной зоны
Горизонт А	21—53	0,027	—	
	78—106	0,009	1,06	
	130—154	0,007	1,24	
	180—203	0,009	1,00	
	222—242	0,005	0,93	
Станция 4 у Геленджика				
Горизонт А	2—17	0,129	4,70	Глубина 2150 м, у нижней границы сероводородной зоны
Горизонт В	97—115	0,060	12,48	
»	204—222	0,014	1,44	
Станция 11 на параллели Батуми				
Горизонт А	10—20	0,038	0,87	Глубина 1710 м
Горизонт В	90—100	0,025	1,39	
»	220—230	0,023	0,91	
»	310—320	0,022	1,03	
»	480—490	0,036	0,75	
Горизонт С	595—605	0,021	0,79	
»	710—721	0,028	0,045	

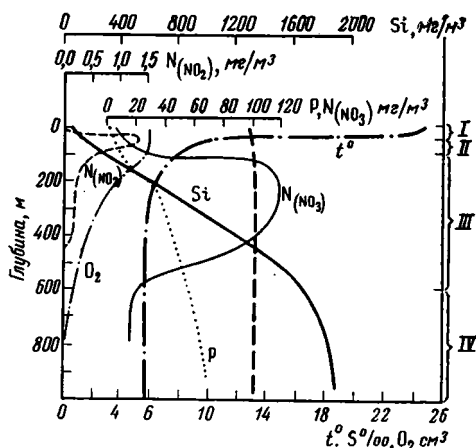
Как видно на фиг. 2, общая соленость каспийской воды на вертикальном разрезе почти одинакова, лишь слегка повышаясь в наиболее глубоких горизонтах. Но в распределении биогенных компонентов — фосфатов, нитритов и нитратов — выступает весьма ярко выраженная зональность. Подзона фотосинтеза, обнимающая примерно 50 м от поверхности воды, бедна $\text{P}_{\text{фосф}}$, N_{NO_2} и N_{NO_3} . В следующей (книзу) нитритной подзоне (50—100 м) количество нитритов резко возрастает, а между 100 и 500 м накапливаются нитраты. Во всех этих подзонах вплоть до дна отмечается непрерывный рост фосфатов и растворенного кремнезема. Таким образом, для Каспийского моря характерно накопление больших резервов питательных солей в глубоких горизонтах наддонной воды.

Сходство нововексинского водоема с Каспием по морфологии дна (в обоих случаях глубокие котловинные бассейны), солености воды и по типу фауны позволяет считать, что оно проявлялось также в вертикальном распределении питательных для биоса компонентов (N , P , SiO_2). Иначе говоря, в нововексинском бассейне также наблюдалось большее концентрирование питательных солей в более глубоких горизонтах воды.

Представим себе теперь, что в такую гидрохимическую систему вторгаются тяжелые средиземноморские воды. Как это могло отразиться на гидрохимическом режиме моря? В силу своего большего удельного веса средиземноморские воды тогда, как и сейчас, погружались на глубины и растекались по дну. Тем самым полупресная гидрохимическая система постепенно как бы приподнималась кверху и глубокие горизонты с повышенным содержанием питательных веществ все больше входили в зону фотосинтеза. Общее поднятие уровня моря, при этом происходившее, компенсировалось, понятно, обратным стоком через Босфор самых верхних опресненных слоев вод, наиболее бедных N, P, SiO₂. Тем самым зона фотосинтеза с момента прорыва средиземноморских вод в нововевксинский бассейн стала получать снизу усиленные дозы питательных солей. На планктонной пленке биоса это могло отразиться только единственным путем: пышным цветением водорослей и зоопланктона. А на осадках глубоководной котловины и шельфа, естественно, усиленным накоплением органического вещества и возникновением древнечерноморских сапропелевых илов и микрослоистых, богатых C_{орг} темно-серых глин. Так, *специфическая — каспийского типа — гидрохимическая структура наддонной воды нововевксинского бассейна с неизбежностью породила богатые органическим веществом древнечерноморские илы, как только в этот бассейн прорвались средиземноморские воды. Но запас P, N, SiO₂ в глубоких горизонтах, послуживший базой для расцвета планктона, был ограничен, и потому мог поддерживать цветение планктона в течение ограниченного времени. После исчерпания резервов P, N произошло существенное падение продуктивности планктона, и древнечерноморские, богатые органическим веществом, илы сменились современными, гораздо более бедными им отложениями, хотя сероводородное заражение наддонной воды сохранилось и, вероятно, стало даже более сильным, чем в древнечерноморское время.*

По мере увеличения в Черноморском бассейне массы тяжелой более соленой воды сокращалась глубина активной вертикальной циркуляции водных масс, создавалась застойная зона, в которой H₂S, вынесенный из илов, сохранялся и накапливался. Медленные циркуляционные движения воды, все же существующие и в застойной зоне, постепенно поднимали верхнюю границу сероводородной зоны к ее современному уровню.

Но в сероводородной зоне Черного моря, как известно, в настоящее время существуют большие массы азота в виде аммиака, фосфатов, SiO₂. Они возникли благодаря постепенно оформлявшемуся застойному режиму этой зоны за счет минерализации части отмершего планктона, падавшего из зоны фотосинтеза на дно. *В этом процессе как бы возвращались назад в глубинные воды и омертвляли здесь те питательные соли глубинных зон нововевксинского бассейна, подъем которых вверх породил временно, после вторжения средиземноморских вод, цветение планктона и накопление сапропелевых илов.*



Фиг. 2. Распределение в воде Каспийского моря биогенных элементов, по Л. А. Зенкевичу

Подзоны: I — фотосинтеза, II — нитритная, III — нитратная, IV — восстановительная

Как быстро протекал этот подъем питательных солей и, соответственно, как долго длился период цветения древнечерноморского планктона? А. П. Виноградов, В. А. Гриненко и В. И. Устинов (1962) высказали мысль, что процесс этот был быстрым и завершился в немногие сотни лет. К сожалению, доказательств такой кратковременности авторы не приводят. Если же учесть, что в общем разрезе посленовэвксинских отложений древнечерноморские слои составляют примерно половину мощности, приходится принять, что процесс подъема вверх, в зону фитопланктона, питательных компонентов был значительно более длительным и растянулся по крайней мере на 4000 лет. Это совпадает и с определениями абсолютного возраста древнечерноморских отложений, выполненными исследователями судна «Атлантис II» (1970 г.).

3. ЭВОЛЮЦИЯ НАКОПЛЕНИЯ CaCO_3 В ЧЕРНОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЕ В ГОЛОЦЕНЕ

В табл. 3 сведены данные о среднем содержании CaCO_3 в разных горизонтах глубоководных черноморских отложений.

Из цифр явствует, что накопление CaCO_3 в голоцене тоже эволюционировало, но совсем по другому закону. В древнечерноморское время, когда осолонение бассейна только начиналось и проявлялось в верхних горизонтах воды еще слабо, карбонатонакопление оставалось на прежнем уровне, особенно если учесть разбавляющее действие возросшей массы

Таблица 3
Средние (арифметические) содержания CaCO_3 в разных горизонтах отложений Черноморской котловины

Типы отложений	CaCO_3	Среднее по всем анализам
<i>Современный горизонт (182 образца)</i>		
Алевритовые илы	15,8	} 26,3
Глинистые »	17,34	
Известково-глинистые илы	41,62	
Известковые »	58,72	
<i>Древнечерноморский горизонт (38 образцов)</i>		
Сапропелевые илы	10,82	13,21
Глинисто-известковые илы	15,15	(15,0)*
<i>Новоевксинский горизонт</i>		
Глинисто-известковые илы	16,00	16,00

* В осадках, лишенных органического вещества.

органического вещества. В современный же момент (т. е. в последние 4000 лет), когда верхние горизонты воды заметно осолонились, оно резко (вдвое) усилилось. Разъяснение такого хода изменений масс CaCO_3 связано с раскрытием их генетической природы в разных горизонтах глубоководных отложений.

Уже при первом получении глубоководных осадков Черного моря в 1890 г. Н. И. Андрусовым были отмечены белые, небольших размеров комочки, которые на борту судна он определил вначале как крупинки сала. Но в лабораторных условиях эти комочки немедленно растворялись под действием HCl и, следовательно, оказывались своеобразной формой CaCO_3 .

Все 90-е годы XIX в. и начало 900-х прошли у нас под знаком увлечения геологической ролью бактерий, причем Н. И. Андрусов был горячим адептом этой «новой веры». Очень быстро он пришел к мысли, что комочки CaCO_3 в илах сероводородной зоны связаны с жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий в илах и назвал этот кальцит бактериогенным. К этой же точке зрения присоединился позже (1903 г.) Г. А. Надсон, искусственно получивший CaCO_3 в пробирке. В 1913 г. Г. Дрю экспериментально показал выпадение CaCO_3 в культурах дентрифицирующих бактерий. Представление о бактериальном генезисе карбоната кальция в илах восстановительной зоны приобрело среди советских геологов широчайшее распространение. И когда в 20-х годах А. Д. Архангельский обработал первые колонки глубоководных черноморских илов и обнаружил в них микрослоечки CaCO_3 среди которых встречались также и многочисленные комочки карбоната, он без всяких колебаний трактовал их в качестве бактериогенных образований и даже назвал этот бактериогенный кальцит дрюитом, в честь Г. Дрю. С той поры такая точка зрения на бактериальный генезис черноморских карбонатов стала, так сказать, канонической и продолжала безраздельно господствовать до 1947 г., когда автор этих строк, вникнув в микробиологическую литературу, пришел к отрицанию реального существования «кальцитовых бактерий» и стал трактовать карбонаты в глубоководных черноморских отложениях в качестве хемогенных образований, к которым присоединяется некоторое количество CaCO_3 в составе карбонатной мути, сбрасываемой в море реками.

Во всех этих трактовках была одна слабая сторона — поверхностное микроскопическое изучение объектов с применением малых увеличений. Исследования под электронным микроскопом до самого последнего времени не были проведены.

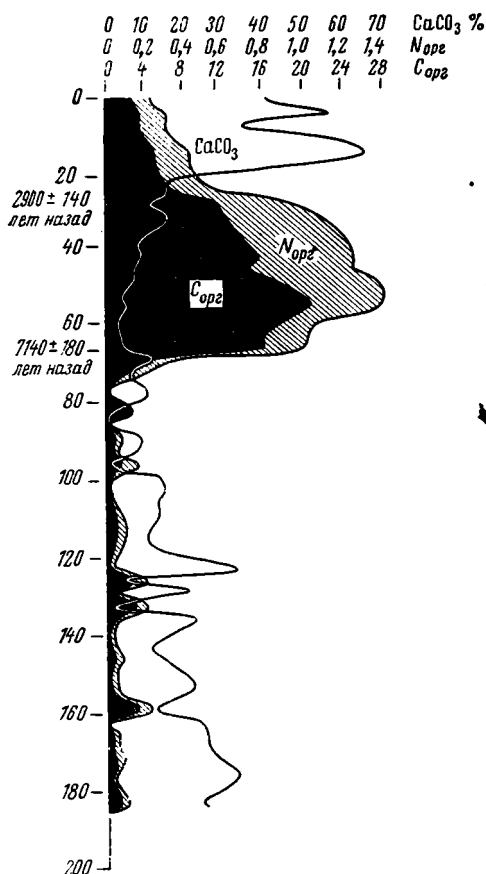
Заслугой зарубежных литологов (Г. Миллера, К. Блашке, Ф. Мангейма и др.), работавших в 1968 г. в экспедиции «Атлантис II», является то, что они сразу же применили к изучению карбонатов электронно-микроскопический метод и сделали открытие, которое иначе, как сенсационным, не назовешь. Прослойки и комочки CaCO_3 в современных черноморских отложениях оказались набитыми кокколитами, т. е. частями известкового скелета кокколитофорид, которые действительно обитают в Черном море в количестве 8 семейств и 23 видов. Наиболее распространены в илах скелеты *Emiliania Huxley*. Из-за обилия кокколитовых скорлупок самый ил получил название кокколитового и является самым восточным пунктом распространения кокколитовых илов в ряду: Атлантический океан → Средиземное море → Черное море.

В древнечерноморских отложениях также встречаются кокколиты, но в малых количествах, соответственно меньшему общему содержанию CaCO_3 . К тому же, по наблюдениям Г. Ю. Бутузовой, малочисленные кокколитовые прослои развиты лишь в верхних горизонтах древнечерноморских отложений, преимущественно в наиболее удаленных от берега осадках. В нижних горизонтах карбонаты перекристаллизованы и образованы удлинёнными сигарообразными формами, возникшими в диagenезе за счет растворения и переосаждения CaCO_3 многочисленных эмбриональных раковин пелеципод, входивших тогда, как и сейчас, в состав планктона, но более обычных.

Господствующей формой карбонатов в нововексинских отложениях являются мелкие, неправильной формы зерна с неровными краями, иногда овальные и округлые, лепешкообразные. На электронно-микроскопических снимках, полученных Г. Ю. Бутузовой, многие частицы имеют кристаллографические очертания с характерным для кальцита обликом кристаллов. Встречаются также и пластинки кокколитофорид,

но они немногочисленны и принадлежат только верхнемеловым и эоценовым формам.

Из сказанного явствует, что нарастание содержаний CaCO_3 в разрезе черноморских отложений связано с внедрением в планктон Черного моря кокколитофорид, пришедших сюда вместе со средиземноморскими водами. В новоевксинском бассейне, как в современном Каспии, этих водорослей с известковым наружным скелетом не было. Карбонат поступал тогда с речной взвесью и, может быть, частью осаждался хемогенно. В древнечерноморское время в бассейне появились первые кокколитофориды, но были развиты еще слабо, вероятно из-за мало подходящей солености поверхностных вод. Уже в конце древнечерноморского времени развитие кокколитофорид усилилось, а на современном этапе достигло, благодаря прогрессирующему осолонению, максимальной интенсивности.



Фиг. 3. Распределение $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{N}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 в разрезе станции 1474-к (восточная часть моря), по Д. А. Россу, Е. Т. Дегенсу, Макливану и Р. М. Гедбергу

Такой образом, эволюция накоплений органического вещества и CaCO_3 в Черном море в голоцене представляет собой явление, отражающее разные стороны общих изменений в гидрохимии черноморской воды. Накопление $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках было обусловлено подпитием в зону фотосинтеза массы питательных солей, накопленных в нижних горизонтах воды новоевксинского бассейна, когда в него прорвались тяжелые средиземноморские воды; по исчерпанию их запасов накопление органического вещества в донных отложениях ослабло. Усиление карбонатонакопления запоздало сравнительно с накоплением $\text{C}_{\text{орг}}$; в древнечерноморское время оно тормозилось малой соленостью самых поверхностных вод, препятствовавшей развитию кокколитофорид, и началось позже, после того как поверхностные воды достаточно осолонились для массового развития этих водорослей. Так, одно и то же явление — подток средиземноморских вод в Черноморскую котловину — вызвало два асинхронных процесса, как бы две волны геохимических изменений в осадконакоплении, следовавших одна за другой во времени. Эти волны особенно отчетливо видны при анализе индивидуального разреза голоценовых отложений, изученного литологами «Атлантис II» (Ross et al., 1970)¹ (фиг. 3).

¹ Их работа стала известна автору после сдачи этой статьи в журнал.

4. ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ Fe, Mn И НЕКОТОРЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В РАЗНЫХ ГОРИЗОНТАХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Помимо органического вещества и карбонатов в составе всех голоценовых горизонтов Черного моря имеются Fe, Mn и ряд микроэлементов. Чрезвычайный интерес представляет их распределение в разрезе, ибо а priori можно утверждать, что столь большие изменения, какие произошли в гидрохимии Черного моря в голоцене, не могли не сказаться на судьбе и других компонентов осадка. К сожалению, данных для анализа этого весьма существенного вопроса пока мало, и они в некоторой части противоречивы, но и имеющийся материал раскрывает ряд весьма любопытных явлений. Остановимся вначале на достоверно установленных фактах. Они отражены в табл. 4.

Таблица 4

**Средние содержания Fe, Mn и Mo в разрезе голоценовых
отложений Черного моря**

Типы отложений	Fe	Mn	Mo в натуральном осадке, 10 ⁻⁴ %	Примечание
	на бескарбонатное вещество, %			
<i>Современный горизонт</i>				
Глинистые илы	—	—	32,5	Мо, по данным М. Ф. Пилипчука и И. И. Вяткова (1968)
Глинисто-известковые илы	4,40	0,08	—	
Известково-глинистые »	4,42	0,08	38,8	
Общее среднее арифметическое	4,4	0,08	32	
<i>Древнечерноморский горизонт</i>				
Глинистые илы (C _{орг} < 5%)	4,55	0,04	26,0	
Сапропелевые (C _{орг} > 5%)	3,95	0,07	126,0	
Общее среднее арифметическое	4,3	0,06	83,0	
<i>Новоевксинский горизонт</i>				
Илы — среднее арифметическое	5,53	0,08	3,1	

Из рассмотрения цифр явствует, что среднее содержание железа в двух верхних горизонтах остается практически на одном и том же уровне (4,4%) и только в нижнем — слегка повышено (5,5%); у марганца обозначается уменьшение содержаний в древнечерноморских отложениях сравнительно с новоевксинскими (0,06 против 0,08%) и новое возрастание в современных до уровня 0,08%; у молибдена весьма резкий прирост содержаний в древнечерноморских отложениях сравнительно с новоевксинскими (с 3,1 до 83,0 × 10⁻⁴%) с последующим падением в современных (32 × 10⁻⁴%).

Что лежит в основе этих изменений в распределении Fe, Mn, Mo в разрезе? Случайны они или отражают объективный ход изменений гидрохимии бассейна? Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо рассмотреть распределение названных элементов в разрезе наддонной черноморской воды.

Содержания Fe в черноморской воде были изучены М. А. Добржанской и Т. И. Пшениной (1968), которые показали, что в разрезе наддонной воды массы Fe остаются практически постоянными, колеблясь незначительно (около 20 мг/м³). При этом подавляющая масса Fe находится в виде взвеси и совершенно подчиненная — в виде раствора. Кажется,

что Fe «не чувствует» наличия сероводородного заражения черноморской воды. Но это не так. Часть Fe при прохождении через сероводородную зону редуцируется, переходя в закисную форму и, в частности, в сульфиды, на наличие которых в черноморской воде указывали еще Н. И. Чигирин и П. Д. Данильченко (1930). В 1959 г., изучая формы железа в отложениях Черного моря, автор этих строк (Страхов, 1959) косвенным путем выяснил последовательное нарастание редуцированности Fe по мере возрастания глубины воды. Оказалось, что роль наддонной сероводородной воды и диагенетических процессов в редуцировании Fe^{3+} может быть выражена рядом чисел, представленным в табл. 5.

Таблица 5

Последовательная редукция Fe в черноморской воде

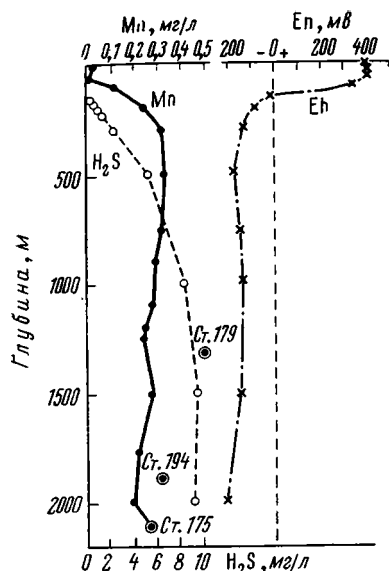
Место	Роль сероводородной воды, %	Роль диагенеза, %	Место	Роль сероводородной воды, %	Роль диагенеза, %
В кислородной зоне	0	100	В 700 м сероводородной зоны	11	89
В верхних 100 м сероводородной зоны	5	95	В 1450 м сероводородной зоны	20	80

Действие всего 2000-метрового массива сероводородной воды, понягнo, несколько больше 20%. Но эти качественные изменения форм Fe в сероводородной воде не сказываются на его количественном содержании.

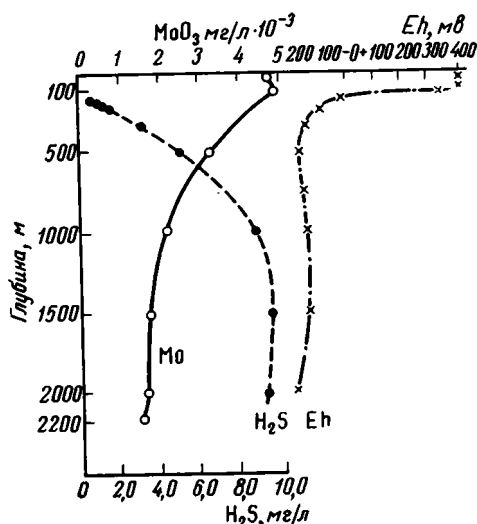
Совершенно иначе сказалось действие сероводородной воды на Mn, распределение которого изучили Б. А. Скопинцев и Т. П. Попова (1963). Содержание Mn в верхней кислородсодержащей зоне моря ничтожное, в сероводородной же — резко возрастает (0,2—0,3 мг/л) (фиг. 4). При этом растворенный Mn в толще воды ст 250 м до дна составляет 68—95% валового; остальное — Mn взвешенный. Таким образом, в отличие от Fe, валовые содержания которого сохраняются одинаковыми во всем разрезе наддонной воды, Mn *аккумулируется в восстановительной сероводородной зоне* благодаря тому, что часть его переходит в закисную форму, вероятно сульфидную, отличающуюся заметной растворимостью. Этот процесс аккумуляции марганца начался с момента возникновения в Черном море сероводородного заражения, т. е. с прорыва средиземноморских вод, иначе говоря, около 8000 лет назад, и длился во все древне-черноморское время. Б. А. Скопинцев и Т. П. Попова подсчитали, что сейчас в сероводородной зоне Черноморского бассейна присутствует около 100 млн. т Mn, что отвечает примерно 400 млн. т высококачественной руды (с 25% Mn), т. е. крупному марганцевому месторождению.

Третий тип распределения обнаружили М. Ф. Пилипчук и И. И. Волков (1967) на примере Mo (фиг. 5). В этом случае максимальные концентрации MoO_3 приурочиваются к верхней кислородной зоне моря, с переходом же в сероводородную зону содержания его быстро и непрерывно падают; кривая содержаний MoO_3 оказывается обратной кривой содержаний H_2S . Причины осаждения Mo который в черноморской воде практически целиком находится в виде раствора, по М. Ф. Пилипчуку и И. И. Волкову, двойки. С одной стороны, сульфид Mo может соосаждаться с сульфидами Fe, как только они возникнут в воде, причем соосаждение может достигать 80% растворенного молибдена; с другой — молибден может сорбироваться органическим веществом и в таком виде соосаждаться на дно. Современная картина убыли Mo в глубоких горизонтах морской воды есть результат действия обоих факторов, причем поскольку кривая изменений Mo, в вертикальном разрезе голоценовых

отложений повторяет кривую изменений органического вещества, решающую роль играла, очевидно, эволюция накопления органического вещества. И если избыток содержания Мп в глубоких горизонтах черноморской воды является прежде всего результатом длительной истории накопления его с начала древнечерноморского времени доныне, то и об-



Фиг. 4. Среднее содержание общего Мп и H_2S и величина Eh в воде Черного моря (по Б. А. Скопинцеву и Т. П. Поповой, 1963)



Фиг. 5. Распределение Мо, H_2S и величины Eh по вертикали водной толщи Черного моря

щий дефицит Мо в современной водной массе Черного моря медленно создавался в ходе той же истории.

Нетрудно видеть, что Fe, Мп и Мо демонстрируют три логически возможных типа реакций компонентов, находящихся в морской воде, на усиленное цветение планктона и появление сероводорода в нижней части наддонной воды.

Распределение этих элементов в разрезе голоценовых осадков глубоководной котловины полностью гармонирует с особенностями их поведения в наддонной воде с той поры, когда вследствие прорыва тяжелых средиземноморских вод в Черноморскую котловину началось сероводородное заражение воды в нижней части водной массы и цветение планктона в верхних 100 м. Железо, которое «не чувствует» сероводородного заражения, во все голоценовые времена осаждалось в одинаковых количествах. Марганец, переходивший в относительно растворимый сульфид, накапливался в морской воде в древнечерноморское время и потому несколько убывал в древнечерноморских осадках. Лишь после того, как содержания MnS_2 в воде достигли к концу древнечерноморского времени насыщения (?), марганец перестал далее накапливаться в наддонной воде, а его содержания в осадке повысились до новейших. Мо, изгонявшийся из наддонной воды действием растворенного органического вещества, резко накапливался в древнечерноморских илах; но как только цветение планктонной пленки в конце древнечерноморского времени убывало, количество Мо в собственно современных отложениях тоже несколько понизилось, а растворенного Мо в кислородной зоне стало больше, чем прежде (?).

Таким образом, распределение Fe, Mn и Mo в голоценовом разрезе Черноморской впадины находится в строгом согласии с их поведением в черноморской воде.

Вероятно, и у других микроэлементов при дальнейшем изучении современного их распределения в воде и осадках голоцена обнаружатся тесные связи, хотя конкретные формы этих связей могут быть иными и более сложными, чем у Fe, Mn, Mo. К сожалению, цифровые данные

Таблица 6

Средние содержания микроэлементов в разрезе голоценовых отложений
Черного моря, 10^{-4} %
(по Батурину и др., 1967)

Тип отложений	U	Mo	Co	Ni	V
<i>Современный горизонт</i>					
Глинистые илы	3,3	18	12	68	95
Глинисто-известковые илы	10,0	40	21	92	107
Известковые илы	35 (?)	75 (?)	47	125	130
<i>Древнечерноморский горизонт</i>					
Однородные глинистые илы	3,4	19	14	70	99
Микрослоистые »	5,0	33	15	82	82
Сапропелевидные осадки	13,3	64	24,5	100	110
<i>Новоевксинский горизонт</i>					
Глинистые илы	1,7	3,4	14	70	114

здесь противоречивы. По устному сообщению И. И. Волкова, распределение в разрезе осадков Co, Ni, Cu, V воспроизводит картину распределения у Mo, но в сильно ослабленной форме; их содержания слегка подрастают от древнечерноморских отложений (в 1,2—1,8 раза), а потом падают почти точно до новоевксинского уровня. Если так, то, очевидно, эволюция органического вещества в наддонной воде оказала на Co, Ni, Cu, V в конечном итоге такое же влияние, как на Mo. Но в литературе известны и другие данные для этих элементов, опубликованные Г. Н. Батуриным, А. В. Коченовым и К. М. Шимкусом (1967); они показаны в табл. 6 в пересчете на бескарбонатное вещество.

Здесь у Co, Ni, V не видно ясно очерченных изменений в разрезе осадков. Чем объяснить расхождение данных И. И. Волкова и цифр в табл. 6, остается пока неясным и требует дальнейшей работы.

Что касается резко повышенных содержаний Mo во всем посленовоевксинском разрезе черноморских отложений, то причиной является принос этого элемента из Средиземного моря, как уже отмечали М. Ф. Пилипчук и И. И. Волков в 1968 г. По определениям первого автора, в воде Мраморного моря, уже опресненного черноморским стоком, количество MoO_3 в поверхностном горизонте составляет $10,9 \times 10^{-3}$ мг/л, тогда как в Черном море оно вдвое меньше.

5. О ГЕОХИМИЧЕСКОМ ВЛИЯНИИ ОСАДКОВ, ВОЗНИКШИХ ПОСЛЕ ПРОРЫВА СРЕДИЗЕМНОМОРСКИХ ВОД, НА НОВОЕВКСИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Изложенное до сих пор касается процессов, протекавших в водной массе и осадках Черного моря из-за генерации H_2S и обильного цветения планктона в древнечерноморское время, отчасти же вследствие до-

полнительного поступления некоторых компонентов (Мо) из Средиземного моря. Но имеется еще и другой круг явлений, связанных с прорывом средиземноморских вод в Новоевксинский бассейн. *Он состоит в воздействии древнечерноморских и современных отложений и их иловых вод на новоевксинские осадки, точнее, на верхнюю их приконтактную зону.* Мне уже приходилось подробно разбирать этот вопрос в 1963 г. (Страхов, 1963), и потому только вкратце напомним здесь сущность процессов.

После прорыва средиземноморских вод над новоевксинскими отложениями стала формироваться пачка осадков, характеризовавшихся более соленой иловой водой. Разница соленостей все росла, и сейчас придонная (а значит, и иловая) вода Черного моря вдвое соленее новоевксинской. В этих условиях неизбежно должна была начаться диффузия солей из собственно черноморского горизонта в новоевксинский, что и находит выражение в избыточной солености иловых вод верхнего приконтактного слоя новоевксинских осадков сравнительно с более глубокими их горизонтами. Под влиянием проникавших соленых и более богатых Na и Mg иловых вод в более пресноводные новоевксинские в последних начались обменные реакции с глинистыми минералами. В поглощенный комплекс новоевксинских илов входили Na и Mg, вытесняя из него Ca. Иловые новоевксинские воды начали метаморфизоваться, превращаясь в более или менее типичные хлоркальциевые с уменьшенным отношением Na/Cl и увеличенным Ca/Cl. Расчет убыли Na^+ в иловых водах и прироста Ca^{2+} , сделанный О. В. Шишкиной (1959), показал, что убыль Na^+ почти точно компенсируется прибылью Ca^{2+} ; наибольшей избыток Ca^{2+} , часто отмечающийся, возникает за счет поглощения Mg^{2+} , также вытесняющего Ca^{2+} .

Одновременно с диффузией солей вниз, в новоевксинские отложения, происходила диффузия в том же направлении сероводорода и частично гидротроилита и свободной серы. Гидротроилит шел, вероятно, в виде коллоидного моносulfида, причем мицелла его была окружена роем диссоциированных ионов H_2S . В форме коллоидного раствора, вероятно, происходило и перемещение свободной серы. Диффундирующий в новоевксинские отложения свободный H_2S реагировал с находящимся в их иловом растворе Fe^{2+} , образуя дополнительный гидротроилит, выпадавший в осадок. Вероятно, очень скоро, под влиянием указанных процессов, иловая вода той части новоевксинских отложений, которая непосредственно подстилала древнечерноморские, лишилась растворенного закисного железа; в иловых водах здесь возник своеобразный «вакуум по железу». С развитием его закисное железо, представленное в значительных количествах в иловых водах более глубоких горизонтов новоевксина, стало диффундировать вверх, к самым его верхам, и, реагируя с опускавшимся H_2S , образовало FeS в осадке. Так, под влиянием встречных токов H_2S , $\text{FeS} \cdot \text{H}_2\text{S}$ и S, шедших сверху, и Fe^{2+} , шедшего снизу, возник своеобразный гидротроилитовый слой в верхах новоевксинских отложений, как бы «подвешенный» к пласту древнечерноморских осадков. В формировании этого слоя главную роль играла, по-видимому, все же диффузия сероводорода вниз; недаром нижняя граница гидротроилитового слоя совпадает с нижней границей проникновения H_2S в новоевксинские отложения. Судя по цитированной уже работе М. Ф. Филипчака и И. И. Волкова (1968), из древнечерноморских отложений диффундировали в новоевксинские также Мо, и, вероятно, другие микроэлементы, избыточно накапливавшиеся в сапропелевых илах. В результате верхи новоевксина приобрели геохимические черты, вовсе не свойственные им первоначально, и, в частности, низкий Eh (до -200 mv), не согласующийся с малым количеством в них $\text{S}_{\text{орг}}$.

Изложенным, вероятно, не исчерпывается все разнообразие чрезвычайно любопытных геохимических явлений, которые породило вторже-

ние средиземноморских вод в Новоевксинский бассейн. Но и в нарисованной картине уже видна большая сложность геохимических процессов, созданных прорывом, и вместе с тем строгая согласованность того, что происходило в воде с тем, что проявлялось в осадке.

Важнейшим результатом прорыва было возникновение нескольких характерных типов концентраций компонентов, *которых не существовало в новоевксинское время.*

1. Под влиянием усиленного поступления снизу вверх, в зону фотосинтеза питательных веществ сразу же после прорыва началось цветение планктона и образование сапропелевых осадков в древнечерноморском горизонте, обогащенных не только S_{org} , но и Mo , а возможно, и некоторыми другими микроэлементами. С затуханием цветения содержания S_{org} , Mo (и других элементов) в современных илах убывало.

2. Расцвет кокколитофорид отставал во времени от общего цветения планктона в силу недостаточной первичной солености древнечерноморской воды. Он начался позже, и потому высокие концентрации $CaCO_3$ смещены вверх относительно концентраций S_{org} и характеризуют собственно современные осадки.

3. Заполнение вод котловины сероводородом, диффундировавшим вверх из илов, содействовало концентрации в сероводородной зоне Mn , сульфид которого заметно растворим, и одновременно обеднению им древнечерноморских отложений.

4. Диффузия H_2S вниз из древнечерноморских + современных отложений породила гидротроилитовый горизонт в верхах новоевксинских отложений и вообще изменила их первичный геохимический облик; одновременно здесь же возникли иловые воды хлоркальциевого типа.

Едва ли можно сомневаться в том, что аналогичные «прорывы» более соленых вод в пресноводные бассейны имели место и в геологическом прошлом. Рассмотренный пример может поэтому служить своего рода природной моделью, помогающей представить себе многообразие и сложность геохимических процессов, протекавших в прошлом в таких случаях. Один из примеров напрашивается сам собою. В разрезе мезозоя Западно-Сибирской низменности имеется, как известно, чередование морских, полупресноводных и пресноводных отложений, причем заключенная в них подземная вода отличается обычно слабой минерализацией и хлоркальциевым составом. Возникновение ее, вероятно, обязано тому же процессу воздействия иловых вод более соленых морских отложений на иловые воды более пресноводных осадков, какое наблюдается в верхах новоевксинских отложений. При этом менялся, конечно, и комплекс поглощенных глинами оснований. Это обстоятельство делает эфемерной и неразрешимой задачу определения солености древних бассейнов по комплексу поглощенных глинами оснований, о чем мне уже приходилось писать, но что, к сожалению, еще продолжает практиковаться отнюдь не на пользу делу.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. М. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей.— *Геохимия*, 1967, № 1.
- Бруевич С. В. Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1952, т. 84, № 3.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море.— *Геохимия*, 1962, № 10.
- Волков И. И. Распределение сероводорода по вертикали осадков Черного моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1963, № 1.
- Данильченко П. Д., Чигирин Н. И. К вопросу о происхождении сероводорода в Черном море.— *Тр. Особой лабор. и Севастоп. ст. АН СССР. Сер. II*, 1963, № 10.
- Добржанская М. А., Пшенина Т. И. Некоторые данные о содержании и распределении железа в Черном море.— *Докл. СССР*, 1958, т. 123, № 5.

- Коченов А. П., Батурин Г. А., Ковалева С. П., Емельянов Е. М., Шимкус К. М. Уран и органическое вещество в осадках Черного и Средиземного морей.— *Геохимия*, 1965, № 3.
- Крисс А. Е. Морская микробиология (глубоководная). М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Остроумов Э. А., Волков И. И., Фомина Л. С. Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря.— В сб.: *Современные осадки морей и океанов*. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. Сульфаты в морских иловых отложениях.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1963, № 3.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Молибден в воде Черного и Азовского морей.— *Геохимия*, 1967, № 8.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Геохимия молибдена в Черном море.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1968, № 4.
- Скопинцев Б. А., Попова Т. П. О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря.— *Тр. ГИН АН СССР*, М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 97.
- Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории литогенеза.— В сб.: *К познанию диагенеза осадков*. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1963, № 1.
- Чигирин Н. И., Данильченко П. И. Азот и его соединения в Черном море.— *Тр. Севастоп. биол. ст.*, 1930, т. 2, вып. 1.
- Шишкина О. В. Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря.— В сб.: *К познанию диагенеза осадков*. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Müller G., Blachke R. Zur Entstehung der Tiefsee Kalkschanmes im Schwarzen Meer.— *Die Naturwissenschaften*. B. 56, H. 11, 1969.
- Ross D. A., Degens R. T., Makilvene, Herberg R. M. Recents sediments of the Black Sea. *Oceanus*, v. 15, No. 4 (July), 1970.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
3.IV.1970

УДК 550.4 : 551.35.3 (262.5)

КАРБОНАТЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Г. Ю. БУТУЗОВА

Выделяются несколько морфологических, минералогических и генетических типов. Господствующий тип карбонатов в мелководных осадках кислородной зоны — раковинный материал (арагонит и магнезиальный кальцит). В современных осадках глубоководных зон карбонаты преимущественно представлены комочковидными послойными скоплениями кокколитоов. В древнечерноморских отложениях глубоководных зон кокколитоовые прослои малочисленны и развиты преимущественно в верхних горизонтах наиболее удаленных от берега осадков. Формы нахождения и минералогический состав аналогичны современным.

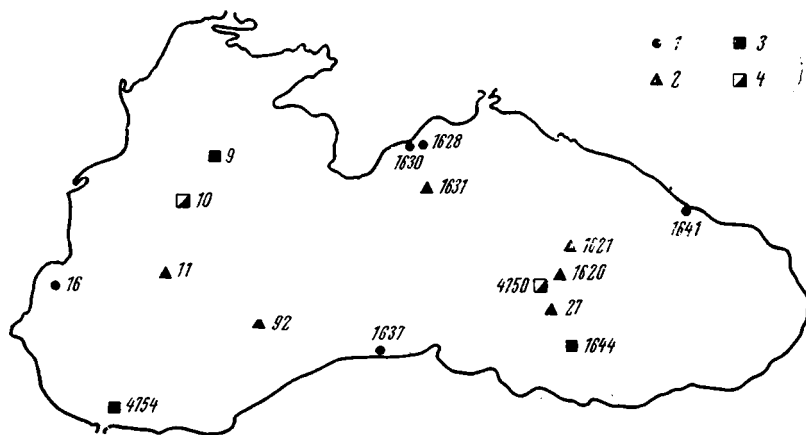
В глубоководных илах новозёвксинского горизонта преобладает хемогенный и обломочный карбонатный материал, минералогически представленный чистым кальцитом и его низкомагнезиальными разновидностями. Немногочисленные створки кокколитоов переотложены и попали в бассейн в составе речной взвеси.

Известно, что черноморские отложения характеризуются высокой карбонатностью. Карбонатный материал широко распространен на всей площади моря в осадках всех трех основных стратиграфических горизонтов: современных, древнечерноморских и новозёвксинских.

Карбонаты в современных отложениях. Карбонаты Черного моря отличаются многообразием морфологических, минералогических и генетических форм. Господствующий тип карбонатного материала в мелководных осадках кислородной зоны — органогенный карбонат — остатки многочисленной и разнообразной фауны в виде послойных скоплений битой ракушки и раковинного детрита и хорошо сохранившихся раковин моллюсков. Число и толщина ракушечных прослоев по площади моря и разрезу осадков сильно варьируют.

Подробная фаунистическая характеристика мелководных илов дана в работах С. А. Зернова (1913) и А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова (1938). Напомним, что в мелководных илах современных осадков выделяются два биоценоза — мидиевый и фазеолиновый с господствующими формами — *Mytilus* в первом и *Modiola phaseolina* во втором. Нами методом рентгеноструктурного анализа был изучен минералогический состав четырех характерных для современных биоценозов форм в различных точках мелководных отложений Черного моря (фиг. 1). В двух образцах фазеолинового ила восточного и западного мелководья (станции 16; 1641) изучался состав господствующей в этих образцах *Modiola phaseolina* Phil.

Сильные базальные рефлексы на дифрактограммах — 3,39; 3,26; 2,69; 2,480; 2,370; 1,973А — свидетельствуют об арагонитовом составе этих раковин. Характерная для мидиевого биоценоза *Mytilus edulus* из мелководных осадков близ юго-восточного берега Крыма (ст. 1630) также состоит из арагонита (фиг. 2, а).



Фиг. 1. Схема распределения изученных карбонатов на площади моря (числа на схеме — №№ станций)

1 — раковинный материал; 2 — кокколитоидные илы; 3 — аутигенные карбонаты древнечерноморского горизонта; 4 — карбонаты новозевксинского горизонта

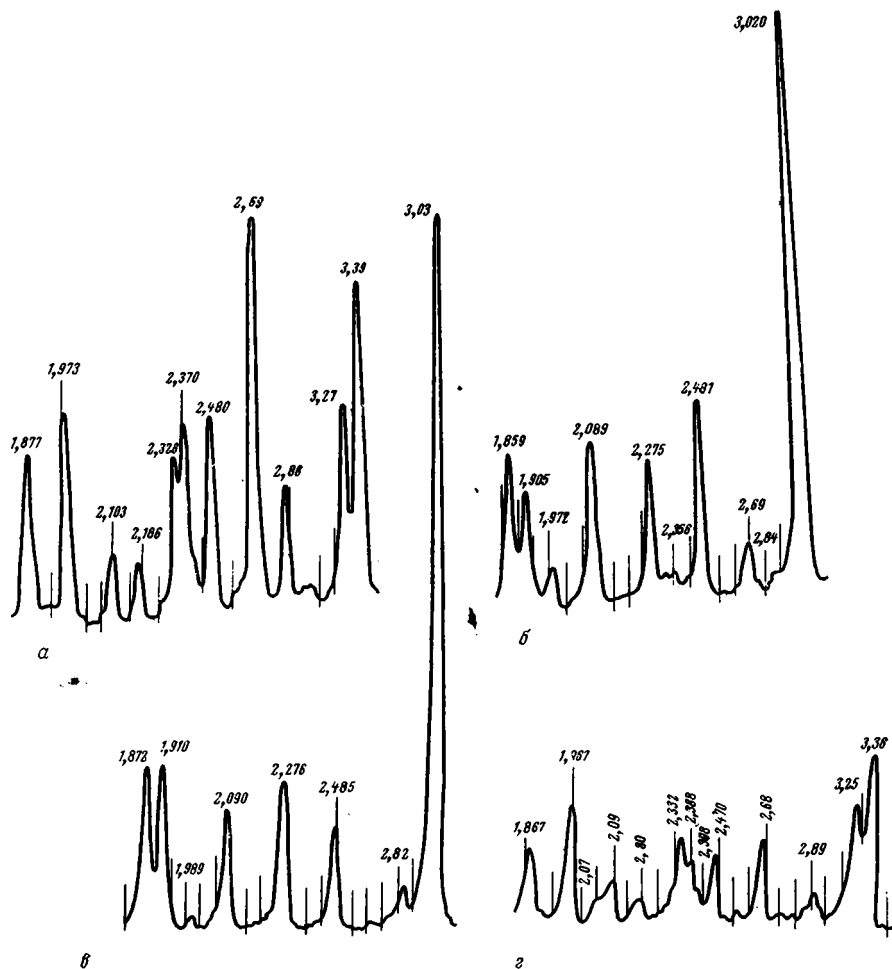
Syndesmya ovata Phil. иначе *Abra ovata* Phil.) из современных осадков южного мелководья (ст. 1637) состоит из магнезиального кальцита. О присутствии Mg в решетке кальцитового минерала свидетельствуют заниженные по сравнению с эталонными образцами величины всех основных базальных рефлексов на дифрактограмме изученного образца (фиг. 2, б). Величина основного кальцитового рефлекса 3,035 снижается до 3,020, что позволяет говорить о содержании в минерале 5—7% $MgCO_3$.

Характерный компонент современных илов глубоководных областей Черного моря — светлоокрашенные (белые и светло-серые) карбонатные прослои, толщина которых, четкость, характер переходов и число слоев на единицу мощности в разных типах и на разных участках дна очень широко варьируют. Все известковые прослои глубоководных современных осадков состоят из комочковидных скоплений однородного тонкодисперсного карбонатного материала. Комочки удлиненные, эллипсоидальные, реже изометрически неправильной формы, размером 1,5—15 по вытянутой оси и 0,03—0,44 мм по короткой. Расположены в осадке послойно, но внутри слоя распределены крайне неравномерно — местами единичные комки заключены в основной глинистой массе, местами сгущаются, соприкасаются и сливаются друг с другом, иногда разделяются тонкой перемычкой.

В проходящем свете карбонатные сгустки однородны, тонкозернисты, светло-серого цвета, в скрещенных николях имеют агрегатную поляризацию, яркие золотистые цвета интерференции. Это свидетельствует о том, что комочки представляют собой довольно крупные скопления очень мелких, однородных кристаллических частиц.

Н. И. Андрусов впервые отметил широкое распространение комочковидного карбоната в глубоководных осадках Черного моря и высказал предположение об его бактериальном генезисе (Андрусов, 1890, 1894). Бактериальная гипотеза происхождения этой формы карбонатного материала получила дальнейшее развитие в работах А. Д. Архангельского, комочковидный кальцит был назван «дрьюнтом» в честь английского бактериолога Н. DREW и под этим наименованием прочно утвердился в геологической литературе (Архангельский, 1927).

Н. М. Страхов после тщательного анализа особенностей черноморской седиментации — гидрохимии, карбонатного режима, соотношения абсолютных масс $CaCO_3$ в илах и содержания в черноморской воде H_2S , пришел к выводу, что «никакого заметного влияния на размещение $CaCO_3$ на дне Черного моря процессы бактериального карбонатообразо-



Фиг. 2. Дифрактограммы основных типов карбонатного материала черноморских осадков

а — ст. 1630, раковины *Mytilus edulus*; б — ст. 1637, раковины *Abra ovata* Phil; в — ст. 11, кокколитоиды или современных осадков; г — ст. 9, аутигенные кристаллы из осадков древнечерноморского горизонта

вания не оказывают, что возможно, конечно, лишь при очень слабом течении этих процессов» (Страхов, 1948; Страхов и др., 1954). Н. М. Страхов рассматривал комочковую форму CaCO_3 из глубоководных отложений Черного моря как коллоидные сгустки кальцита, имеющего химический генезис.

В 1969 г. работами американских геологов на экспедиционном судне «Атлантис II» был окончательно расшифрован генезис «дрюитовых» комочков (Burky et al., 1970). При исследовании образцов на сканирующем электронном микроскопе 7SM сказалось, что это скопления кокколитовых скорлупок. Кокколиты — известковые пластинчатые панцири микроскопических планктонных одноклеточных водорослей *Coccolithophyceae*, которые образуются вокруг клетки микроорганизмов. Процесс их образования не совсем ясен; электронномикроскопическое изучение показало, что кокколиты состоят из очень мелких (единицы и доли микрона) плоских, радиально расположенных кристалликов кальцита (Маслов, 1961). Кокколитофориды — характерные компоненты черноморской флоры. Сотрудники Севастопольской биологической станции в водах Черного моря установили 23 вида из 8 семейств кокколитофорид,

Наиболее распространена из обитающих в Черном море в настоящее время кокколитов *Emiliana Huxleyi*, популяции которой превышают 1 млн. клеток на 1 л (Морозова-Водяницкая, Белогорская, 1957).

Как показали исследования американских литологов, в современных осадках Черного моря преобладающей формой также является *Emiliana Huxleyi*, размеры панцирей которой 2—3 мк (Бакри и др., 1970). По Л. А. Ланской (1965), скорость деления клетки *Emiliana Huxleyi* в Черном море 4,8 делений в день; один период цветения этого вида может образовывать прослой до 1 мм толщиной.

Среди других видов голоценовых кокколитов американские исследователи обнаружили небольшие количества *Braarudosphaera bigeloui* и *Syracosphaera* sp. (Бакри и др., 1970).

Комочковидные скопления панцирей кокколитов — господствующая форма карбонатов в современных осадках глубоководной зоны.

Рентгеноструктурный анализ 6 образцов чистых кокколитовых комочков из современных глубоководных осадков различных частей моря (см. фиг. 1) показал, что минералогический состав их крайне однообразен. Важно отметить, что основные рефлексы на дифрактограммах изученных образцов несколько занижены по сравнению с эталонной дифрактограммой кальцита, что свидетельствует о присутствии в кальцитовой решетке ионов Mg; незначительные величины этих отклонений позволяют считать, что содержание $MgCO_3$ в кальците не превышает 1—3%, т. е. кокколитовые илы минералогически представлены низкомагнезиальным кальцитом. Вывод этот согласуется с данными Ж. Мюллера и Р. Бласске, по данным которых черноморские кокколиты состоят из кальцита с содержанием $MgCO_3$ — 1,3% (Müller, Blaschke, 1969).

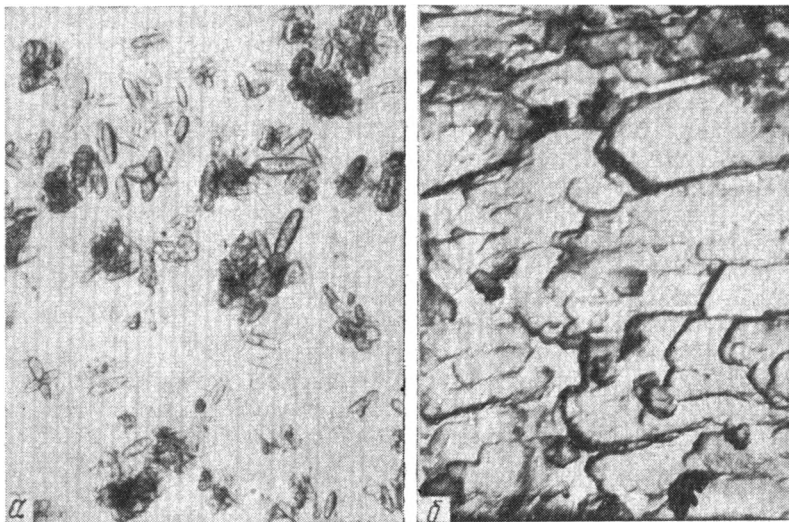
Типичная дифрактограмма кокколитовых комков (ст. 11, см. фиг. 1) представлена на фиг. 2, в. Дифрактограммы всех остальных образцов кокколитовых илов абсолютно идентичны.

В резко подчиненном количестве в современных глубоководных осадках встречаются мелкие обломочные карбонатные зерна, диффузно рассеянные в глинистых прослоях, и органический карбонат в виде мелкого раковинного детрита и эмбриональных раковин моллюсков. Вблизи верхней границы распространения глубоководных илов содержание детрита возрастает, встречаются также цельные раковинки пелеципод.

Карбонаты в древнечерноморских отложениях. Древнечерноморский горизонт кислородной зоны отличается обилием раковинных прослоев, среди которых господствующей формой являются раковины *Mytilus*, часто образующие прослой ракушечника, чрезвычайно характерна также *Syndesmya ovata* (*Abra ovata*).

В последние годы в литературе появились многочисленные данные о минеральном составе и геохимии морских раковин. При этом разные авторы химизм и минералогию раковин связывают с влиянием различных факторов среды, в частности с температурой и соленостью морской воды, соотношением в растворах Mg и Ca и др. (Biggs, Thomas, 1960; Pilkey, 1959; и др.). Работами Л. Н. Кудрина с сотрудниками было показано, что минеральный состав раковин морских организмов определяется в основном физиологическими и биохимическими особенностями организмов и раковины и скелеты одних и тех же семейств, родов и видов независимо от возраста и среды обитания имеют один и тот же минеральный состав (Кудрин и др., 1964; Кудрин, 1966). Выводы Л. Н. Кудрина позволяют считать, что господствующие в древнечерноморских осадках раковины *Mytilus*, подобно современным, состоят из арагонита, а *Abra ovata* — из магнезиального кальцита, т. е. основные карбонатные минералы органической части древнечерноморских мелководных осадков, как и современных, — арагонит и магнезиальный кальцит.

В древнечерноморских отложениях глубоководной зоны заметно сокращается содержание известковых прослоев, существенно меняются мор-



Фиг. 3. Аутигенные карбонаты древнечерноморского горизонта
 а — иммерсионный препарат, ник. II, $\times 250$; б — электронномикроскопический снимок поверхности кристалла, $\times 13\,300$

фологические, генетические и минералогические формы карбонатов. Малочисленные кокколитовые прослои развиты лишь в верхних горизонтах древнечерноморских отложений, преимущественно в наиболее удаленных от берега осадках. Формы нахождения и минералогический состав древнечерноморских скоплений абсолютно аналогичны современным.

Глинистое вещество древнечерноморского горизонта, особенно в краевых частях глубоководных зон, содержит значительно больше эмбриональных раковин пелеципод по сравнению с современными осадками. Раковины, как правило, в значительной степени растворены. Наиболее интересная форма карбонатного материала, присущая только древнечерноморским осадкам, — послойные скопления удлиненных эллипсоидальных, сигарообразных кристалликов, одиночных и в виде крестообразных сростков, мелких друз и радиально-лучистых, звездчатых сростаний (фиг. 3, а).

Сигарообразные кристаллы образуют четкие, хорошо выдержанные редкие прослои мощностью 0,2—0,4 мм, которые развиты, как правило, в нижних частях древнечерноморского горизонта глубоководных илов. Иногда они выполняют трещины в осадке, образуя зубчатые, щеткообразные каемки, инкрустируют пустоты от растворения раковин. Размеры кристаллов по длинной стороне 0,005—0,04 мм. При большом увеличении под микроскопом видно, что эллипсоидальные кристаллы имеют форму удлиненных призм со сглаженными, как бы оплавленными углами между гранями.

Особенно ясно морфология кристаллов выявляется на электронномикроскопических снимках; отдельные блоки на поверхности кристаллов имеют форму удлиненных шестигранников с отчетливо выраженными гранями (фиг. 3, б).

Рентгеноструктурный анализ двух образцов чисто отобранного карбонатного материала (станции 9; 4754, см. фиг. 1) показал, что он состоит из двух основных минеральных фаз. Преобладает арагонит с отчетливо выраженными характерными для этого минерала наиболее интенсивными рефлексами: 3,36; 3,25; 2,68; 2,47; 1,967; 1,867; 1,810 Å (фиг. 2, в). Очень небольшое занижение величин всех основных арагонитовых рефлексов может свидетельствовать о небольшой примеси Mg, содержание которого, судя по незначительности отклонений от эталонного арагонита,

та, не превышает 1—2% MgCO_3 . Дополнительные, не принадлежащие арагониту, рефлексы на рентгенограмме — 2,98; 2,66; 2,07 Å, указывают на присутствие в качестве самостоятельной фазы доломита.

Известно, что величина основного доломитового рефлекса 2,886 Å. Изученные нами образцы имеют несколько отличные от стандартного доломита межплоскостные расстояния. Объяснение этому нужно искать в кристаллохимических особенностях молодых доломитов из современных осадков или вновь образованных аутигенных кристаллов.

В работе К. В. Скиннер, проводившей детальное исследование современных карбонатных осадков в озерах Южной Австралии, отмечено присутствие доломитов, состав которых отличается от состава стандартного доломита со стехиометрической формулой. Отличие это заключается в повышенном по сравнению с нормой содержании Са. Доломиты эти называются кальциевые доломиты, или «протодоломиты» (Skinner, 1963). Термин был введен Д. Л. Графом и Г. Р. Гольдшмитом для синтезированного минерала, имеющего состав, близкий к идеальному доломиту, но содержащего избыточный Са по сравнению со стехиометрической формулой и поэтому неустойчивого при обычных температуре и давлении (Graf, Goldsmith, 1956).

Л. С. Лэнд определяет протодоломит как ромбоэдрический карбонат состава $\text{Ca}_{1-x}\text{Mg}_x(\text{CO}_3)_2$, где $x < 1$ и обычно $> 0,84$, иногда снижается до 0,65 (Land, 1967). Принимая во внимание зависимость размера элементарной ячейки минерала от состава твердых растворов в системе $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3$, можно использовать данные рентгеноструктурного анализа для определения состава магнизальных кальцитов и кальциевых доломитов.

В работе К. В. Скиннер приводятся рентгенограммы изученных ею доломитов, состав которых меняется от стехиометрического доломита $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ с соотношением $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{50}$ до доломита, содержащего дополнительно 6 мол. %, т. е. с соотношением $\text{Ca}_{56}\text{Mg}_{44}$. Основным доломитовый рефлекс на дифрактограммах, снятых в камере с Со радиацией, меняется от 2,89 Å, что характерно для обычного доломита, до 2,92—2,95 Å, т. е. увеличивается даже при незначительном замещении магния кальцием в доломите (Skinner, 1963). Вызывается это разницей в величине ионного радиуса Са и Mg (Са — 1,06 Å; Mg—0,78 Å, по Ж. Р. Гольдшмиду).

Величина основного доломитового рефлекса у исследованных нами образцов 2,98 Å; следовательно, диагенетический доломит в древнечерноморских осадках Черного моря — кальциевый доломит, или «протодоломит», содержание Са в котором, судя по величине основного базального рефлекса, несколько выше, чем в австралийском протодоломите с соотношением $\text{Ca}_{56}\text{Mg}_{44}$. Интенсивность доломитовых рефлексов свидетельствует о том, что примесь доломита составляет 10—15%. Доломит образует мельчайшие (0,1—0,5 мк) ромбоэдрические кристаллы, отчетливо заметные на электронномикроскопических снимках. Формы выделения карбонатов в древнечерноморских отложениях, как и морфология их частиц, несомненно свидетельствуют об их аутигенном, диагенетическом происхождении. Важно отметить, что горизонты древнечерноморских илов с высоким содержанием аутигенных карбонатов, как правило, содержат большое количество раковин пелеципод, частично или нацело растворенных; пустоты выполнены глинистым веществом с пиритом.

Известно, что осадки древнечерноморского бассейна характеризуются очень высоким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$. Активное диагенетическое карбонатообразование в древнечерноморское время находится в прямой связи с его высоким содержанием в илах. Механизм этого процесса описан Н. М. Страховым на примере Каспийского моря. Суть его в следующем.

При разложении $\text{C}_{\text{орг}}$ в илах образуются большие массы CO_2 , которые способствуют растворению первичного карбонатного материала, находящегося в твердой фазе осадка. CO_2 диффундирует из ила в придон-

ную воду, вызывая при этом обратное выпадение CaCO_3 в осадок. Если при этом первичный карбонатный материал содержал в своем составе примесь MgCO_3 , то при его растворении и переотложении, естественно, происходит соосаждение соответствующих масс MgCO_3 (Страхов, 1947).

Основным исходным материалом для образования аутигенных карбонатов в древнечерноморских осадках были створки раковин моллюсков, о чем свидетельствуют, как указывалось выше, сохранившиеся в илах многочисленные следы их активного растворения. Минералогически створки палеципод были представлены арагонитом и магниальным кальцитом, которые, как известно, в условиях поверхностных температур и давлений являются минералами неустойчивыми, метастабильными. В ходе диагенеза неизбежен процесс стабилизации неустойчивых фаз. В работах М. Г. Гросса, Г. М. Фридмана, Л. С. Лэнда и других показано на природных объектах и экспериментально, что механизм стабилизации арагонита и магниальных кальцитов различен. Низкотемпературные превращения арагонита заключаются либо в растворении раковин и осаждении из раствора другой минеральной фазы, либо в перекристаллизации арагонита в кальцит. В ходе стабилизации магниальных кальцитов раковины структурно сохраняются, Mg из твердой фазы переходит в раствор, и, таким образом, высокомагниальные кальциты трансформируются в устойчивую низкотемпературную форму; иными словами, стабилизация органогенных магниальных кальцитов происходит при инконгруэнтном растворении раковин (Gross, 1961; Friedman, 1964; Land, 1967).

Л. С. Лэнд в ходе детальных исследований диагенетических превращений раковинного карбонатного материала, учитывая работы других ученых, установил порядок чувствительности к перекристаллизации разного рода скелетных остатков, что допускает разную скорость диагенетических превращений и разные формы диагенетических продуктов. Он пришел к выводу, что легче и быстрее всего перерабатывается в диагенезе органогенный арагонит (Land, 1967). Г. М. Фридман установил порядок устойчивости арагонитового материала: комочковидные и скрытокристаллические зерна $>$ ооиды $>$ скелетный материал, т. е. самая неустойчивая форма — органогенный арагонит (Friedman, 1964).

Известно, что обычным продуктом переработки раковинного материала является кальцит или его низкомагниальные разновидности. Важно подчеркнуть, что в древнечерноморских осадках в диагенезе образуется, как было показано, не кальцит, а вторичный неорганогенный арагонит.

Многие исследователи занимались проблемой устойчивости неорганогенного арагонита в морской воде и изучали условия, благоприятные для осаждения того или иного карбонатного минерала. Так, П. Е. Клоуд (Cloud, 1962) и некоторые другие особое внимание обращают на соотношение между полиморфной разновидностью минерала и степенью насыщения минералообразующего раствора, при этом большое значение придается скорости диффузии CO_2 и Ca и считается, что более высокое пересыщение раствора способствует образованию более растворимых полиморфных разновидностей, т. е. арагонита.

Другие исследователи (Lippman, 1960; Kitano, 1962; Berner, 1966) рассматривают в качестве основных факторов, способствующих образованию арагонита вместо кальцита, адсорбцию катионов гидратированного Mg^{2+} на поверхности кристаллов, что, в свою очередь, связано с величиной свободной энергии гидратации, которая у Mg^{2+} выше, чем у Ca^{2+} , т. е. определяющими считаются термодинамические факторы.

Р. Брукс и др. (Brooks et al., 1951) считают, что если кристаллизация устойчивой фазы задерживается адсорбцией посторонних ионов, то пересыщение раствора способствует осаждению метастабильных фаз. Р. Г. Бачурст (Bathurst, 1968) суммирует причины, благоприятные для осаждения неорганического арагонита вместо кальцита в морской воде,

и считает, что основным фактором является перенасыщение раствора за счет изменения скорости диффузии ионов, на которую, в свою очередь, влияет адсорбция гидратированных катионов Mg^{2+} . В нашем случае садка арагонита вызывается, по всей вероятности, локальным перенасыщением иловых растворов $CaCO_3$ при диагенетическом растворении раковинного материала.

Присутствие в осадке доломитовых кристаллов свидетельствует об избытке в растворе свободных гидратированных ионов Mg^{2+} .

Как уже отмечалось, диагенетический доломит из древнечерноморских осадков является кальциевым доломитом с неупорядоченной структурой, который, по всей вероятности, представляет собой обычную промежуточную фазу при диагенетическом доломитообразовании. Так, Д. Л. Граф и Г. Р. Гольдшмит (Graft, Goldsmith, 1955, 1956) показали, что при растворении раковинного материала непосредственно доломит не образуется, а образуются промежуточные фазы, названные ими сначала «неодоломитом», а позже «протодоломитом», структура которого со временем становится более упорядоченной и трансформируется в обычный доломит.

Помимо диагенетических кристаллов и кокколитовых прослоев древнечерноморские осадки в подчиненном количестве содержат неправильной формы кластические зерна карбонатов и кристаллы кальцита, имеющего, вероятно, обычный химический генезис, о чем свидетельствует кристаллографическая форма кристаллов. Частицы эти диффузно распределены в основной глинисто-сапропелевой массе.

Карбонаты в новозвксинских отложениях. Господствующая форма в новозвксинских глубоководных илах — мелкие (0,01—0,001 мм) реже более крупные частицы, диффузно рассеянные в основной глинистой массе. Морфологически — это неправильной формы зерна с неровными краями, широко развиты также овальные или округлые лепешкообразные частицы. Под электронным микроскопом видно, что многие частицы имеют четкие кристаллографические очертания с характерным для кальцита обликром кристаллов. Встречаются немногочисленные створки кокколитофорид, комплексы которых принадлежат верхнемеловым и эоценовым видам.

Американские исследователи в осадках Черного моря обнаружили верхнемеловые формы — *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Eiffellithus angustus*, *Micula decussata* и эоценовые — *Chiasmolithus grandis*, *Cyclococcolithus formosus*, *Retriculofenestra umbilica* (Вукры et al., 1970). Возраст кокколитов из новозвксинских осадков свидетельствует о том, что они перетолжены и попали в бассейн в составе речной взвеси. Как показал рентгеноструктурный анализ, хемогенный и обломочный карбонатный материал новозвксинских слоев представлен очень низкомагнезальными кальцитами с содержанием $MgCO_3$ от долей до 2%.

В заключение следует подчеркнуть, что в ходе эволюции черноморского осадкообразования в голоцене менялись генетические и соответственно морфологические и минералогические формы карбонатного материала.

Обломочный и химический тип карбонатонакопления, господствовавший в новозвксинское время, в последующие периоды сменился биогенной формой карбонатообразования. Биогенный источник дал начало двум очень широко развитым в Черном море типам карбонатов — раковинному материалу в мелководных зонах и водорослевым кокколитовым илам в глубоководных осадках. Водорослевое карбонатонакопление в глубоководных районах Черного моря начинает резко доминировать с древнечерноморского времени и достигает своего максимального развития в современную эпоху.

В нижних частях древнечерноморского горизонта происходит активное аутигенное карбонатообразование в ходе диагенетической переработки неустойчивых форм карбонатного материала.

- Андрусов Н. И. Предварительный отчет об участии в Черноморской глубоководной экспедиции.— ИРГО, 1890, т. 21.
- Андрусов Н. И. Проблемы дальнейшего изучения Черного моря и стран, его окружающих.— В кн.: О сероводородном брожении в Черном море. Зап. Академии наук, 1894, сер. VIII, т. I, вып. 1.
- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 3-4, т. V, 1927.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Бахри Д., Клинг С. А., Мангейм Ф. Т., Хорн М. К. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Зернов С. А. К вопросу об изучении фауны Черного моря.— Зап. Академии наук. Сер. VIII, 1913, т. 32, № 1.
- Кудрин Л. Н., Мельников В. С., Иорыш В. И., Тымчишин Я. Д. О минеральном составе ископаемых и современных раковин и скелетов морских организмов. Минералог. сб., Изд-во Львовск. ун-та, 1964, № 18, вып. 2.
- Кудрин Л. Н. Стратиграфия, фауны и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Ланская Л. А. К биологии *Pontosphaera Huxleyi* Lohm.— В кн.: Основные черты гидрологического режима и строения Средиземного моря. М., «Наука», 1965.
- Маслов В. П. Водоросли и карбонатоосаждение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 12.
- Морозова-Водяницкая Н. В., Белогорская С. Е. О значении кокколитофорид, особенно понтосферы, в планктоне Черного моря.— Тр. Севаст. биол. ст., 1957, т. 16.
- Страхов Н. М. Карбонаты в современных лагунных водоемах и их значение для проблемы доломитообразования.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, т. 22, № 4.
- Страхов Н. М. Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Г. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Bathurst R. G. Precipitation of Ooids and other Aragonite Fabrics in Warm Seas. Recent Developments of Carbonate Sedimentology in Central Europe, 1968.
- Berner R. A. Diagenesis of carbonate sediments: interaction of magnesium in sea water with mineral grains.— Science, 1966, v. 153, 188—191.
- Biggs D. L., Thomas L. A. Composition of modern shell materials.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, No. 12, pt. 2.
- Brooks R., Clark L. M., Thurston. Calcium carbonate and its hydrates.— Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1951, v. 243, p. 145—167.
- Cloud P. E. Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island Bahamas, Profess.— Papers. U. S. geol. Survey, 1962, v. 350, p. 1—138.
- Friedman G. M. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, p. 777—813.
- Graf D. L., Goldsmith G. R. Dolomite — magnesian calcite relation at elevated temperatures and CO₂ pressures.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1955, v. 7, p. 109—128.
- Graf D. L., Goldsmith G. R. Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite.— J. Geology, 1956, v. 64, p. 173—186.
- Gross M. G. Carbonate sedimentation and diagenesis of Pleistocene limestones in the Bermuda islands. Ph. D. Thesis submitted to California Institute of Technology, 1961.
- Kitano Y. The behavior of various inorganic ions in the separation of calcium carbonate from a bicarbonate solution.— Bull. Chem. Soc. Japan, 1962, v. 35, p. 1973—1980.
- Land L. S. Diagenesis of skeletal carbonates.— J. Sediment Petrol. 1967, v. 37, No. 3.
- Lippmann F. Versuche zur Aufklärung der Bildungsbedingungen von Calcit und Aragonit.— Fortschr. Mineral, 1960, B. 38, S. 156—160.
- Müller G., Blaschke R. Zur Entstehung des Tiefsee-Kelkschlammes in Schwarzen Meer.— Naturwissenschaften, 1969, H. 11.
- Pilkey O. H. Effect of water temperature and salinity on skeletal magnesium and strontium uptake by Dendroaster.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, No. 12.
- Skinner C. W. Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcites in the southeast of South Australia.— Amer. J. Sci., 1963, v. 261.

УДК 550.4 : 546.83 : 551.35 (262.5)

ЦИРКОНИЙ В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

М. А. ГЛАГОЛЕВА

Работа показала, что распределение Zr в толще осадков Черного моря довольно однообразно и не связано с карбонатностью и органическим веществом. Установлено некоторое повышение содержаний Zr в новейших отложениях по сравнению с современными и особенно древнечерноморскими, что связано с более активным гидродинамическим режимом и сравнительно слабой механической дифференциацией осадочного материала в новейшее время. Работа выявила существование в осадках небольшого количества геохимически подвижного Zr, причем и в поверхностном слое и в толще осадков его больше в пелагических тонких илах, что заставляет предположить более активное участие их в процессах диагенеза.

В предыдущей работе (Глаголева, 1970) автор изучил распределение Zr в поверхностном слое осадков Черного моря. Представлялось интересным выяснить его содержание в толще осадков, что и явилось задачей настоящей работы.

Изучены 10 колонок черноморских осадков (фиг. 1), из которых 9 представлены восстановленными илами, а ст. 1253 находится в кислородной зоне моря. В этих колонках мощность современных осадков 10—60 см, древнечерноморских 10—265 см, новейшие отложения вскрыты колонками до глубины 7—10 м (станции 59; 92; 4740; 4751).

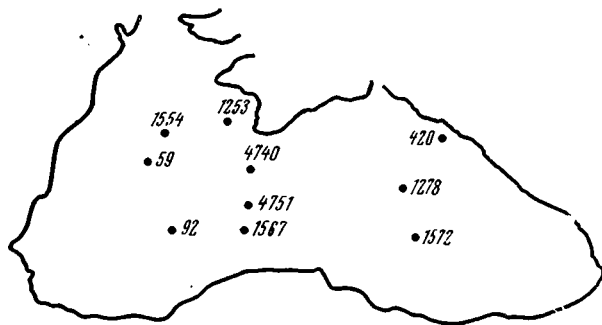
Zr, как и в предыдущей работе, определялся колориметрически с пикрамино-эпсилон по методике Ю. М. Дедкова и Н. В. Корсаковой (1970), которым автор выражает глубокую благодарность за консультацию.

Образцы из колонок отбирались в современных и древнечерноморских осадках через 10—20 см, в новейших допускались большие интервалы — 200 см. Всего по вертикальному разрезу колонок изучено 80 проб. Содержание ZrO_2 0,005—0,038%. Характер распределения Zr по вертикали принципиально одинаков во всех изученных колонках, поэтому для иллюстрации мы ограничимся лишь двумя из них. Станция 1554 находится в сравнительно мелководной части моря и сложена алевроито-пелитовыми илами ст. 92 лежит в глубоководной части моря, в области халистазы, и сложена пелитовыми высококарбонатными илами. Распределение Zr по вертикальному разрезу этих колонок представлено табл. 1 и фигурами 2, 3.

В табл. 2 даны пределы колебаний в содержаниях Zr карбонатов и $C_{орг}$.

Как видно из таблиц 1, 2 и фигур 2, 3, валовые содержания Zr в натуральном осадке в общем возрастают вниз по вертикали от 0,006—0,022% ZrO_2 в современных отложениях до 0,016—0,028 ZrO_2 в новейших.

Из приведенных таблиц и фигур отчетливо видно отсутствие связи Zr с карбонатностью и органическим веществом осадков, которые выступают лишь в качестве разбавителя. После пересчета на бескарбонатное и безорганическое вещество (табл. 3) картина распределения Zr на вертикальном разрезе становится довольно однообразной, колебания невелики и зависят от изменения состава терригенного стока.

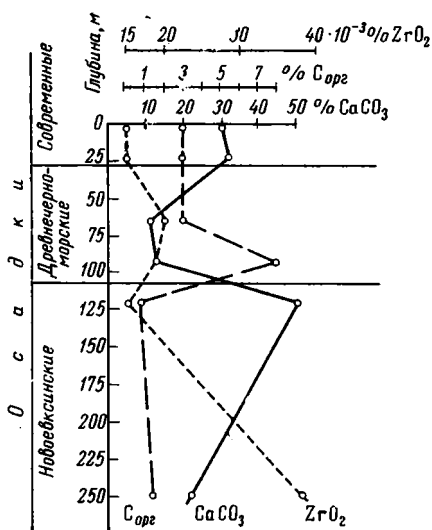


Фиг. 1

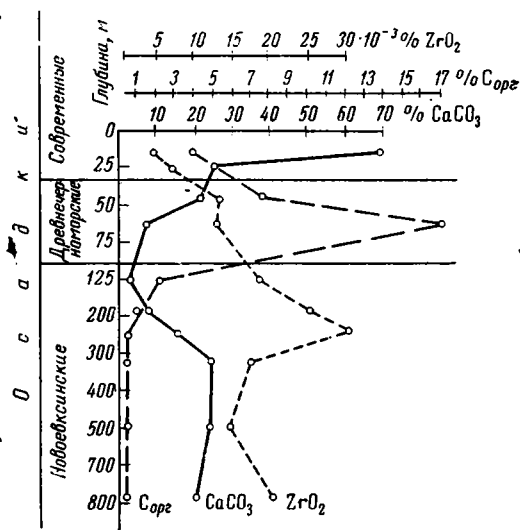
Фиг. 1. Схема расположения станций

Фиг. 2. Распределение Zr, карбонатов и C_{org} на вертикальном разрезе колонки ст. 1554

Фиг. 3. Распределение Zr, карбонатов и C_{org} на вертикальном разрезе колонки ст. 92



Фиг. 2



Фиг. 3

Все же новоевксинские отложения во всех колонках содержат Zr больше (средние величины 0,0198—0,0369% ZrO_2), чем современные (средние величины 0,0148—0,0269% ZrO_2), и еще больше, чем древнечерноморские (средние величины 0,0130—0,0239% ZrO_2).

Это связано с тем, что отложения новоевксина в условиях более активного гидродинамического режима были хуже отсортированы (Архангельский, Страхов, 1938) и содержат больше грубообломочного материала, с более высоким содержанием Zr.

В древнечерноморское время при сравнительно малой скорости осадконакопления терригенная взвесь подвергалась более полной механической дифференциации. Это привело к более четкому, чем в новоевксинское время, размещению илов разного петрографического типа на площади. Так, в халистазах образовались хорошо отсортированные тонкодисперсные пелагические илы с низким содержанием Zr (станции 59; 92; 1278; 1572); на малых глубинах образовались осадки с преобладанием грубообломочного материала, богатого Zr (станции 1253; 1554); на пути основных потоков течений, несущих хуже отсортированный обломочный материал, находятся осадки смешанного типа, также с высоким содержанием Zr (станции 1567; 4740; 4751).

Повышение скорости осадконакопления на современном этапе по сравнению с древнечерноморским (Архангельский, Страхов, 1938) сказывается в повышении содержаний Zr в современных осадках по всем колонкам. Это вызвано более слабой механической дифференциацией

Распределение Zr , $CaCO_3$ и $C_{орг}$ по вертикальному разрезу

Горизонт			Проба	Содержание, %		
				ZrO_2	$CaCO_3$	$C_{орг}$
			Ст. 1554			
0—5	см	A*	Ил глинисто-известковый, серый	0,0150	30,60	3,1
20—25	»	A	Ил известково-глинистый, серый, микрослоистый (полосатый)	0,0150	32,60	3,0
50—63	»	B	Ил глинисто-известковый, серый	0,0205	11,40	3,0
84—91	»	B	Ил сапропелевый, темно-бурый, плотный	0,0180	13,76	8,2
110—120	»	C	Ил глинистый, светло-серый, с прослоями дрыонта	0,0150	50,48	0,6
253—258	»	C	Ил глинистый, темно-серый, плотный	0,0380	21,00	1,2
			Ст. 92			
0—15		A	Ил известковый с прослоями глинистого вещества, бурого, темно-серого и серого	0,0050	70,57	4,04
18—25		A		0,0070	25,45	5,06
35—45		B	Ил темно-бурый, плотный, упругий, типа сапропелевого	0,0130	22,50	7,43
53—676		B		0,0125	7,00	17,32
110—124		C	Ил глинистый, темно-серый	0,0185	2,31	2,27
180—191		C	Ил глинистый, светло-серый	0,0260	6,81	0,98
230—240		C	Ил глинистый, слоистый с серыми прослоями разных оттенков	0,0310	15,57	0,42
300—316		C	Ил глинистый, серый с темно-серыми и черными прослоями	0,0180	23,89	0,51
480—490		C	Ил глинистый, серый со светлыми прослоями	0,0140	23,97	0,43
730—753		C		0,0195	20,97	0,42

* A — современные осадки; B — древнечерноморские; C — нововекские.

современного осадочного материала, хотя общие закономерности распределения Zr остаются те же, что и в геологическом прошлом. Об этом свидетельствует одинаковый характер размещения Zr по площади в разные этапы истории моря (фигуры 4, 5, 6).

Описанная закономерность еще ярче проявляется на фиг. 7, где средние величины ZrO_2 в современных и древнечерноморских осадках отнесены к нововекским, принятым за 1. Кроме того, график выявляет некоторые детали, которые в таблице остаются завуалированными. Так, на графике выделяются две группы кривых, соответствующие двум типам осадков, у которых эта общая закономерность, а именно некоторое накопление Zr в нововексине, проявляется по-разному.

Группа кривых, характеризующих глубоководные халистатические осадки станций 59; 92; 1278; 1572, на графике занимает более низкое положение, а кривые станций 1567; 4740; 4751, глубоководных, но лежащих на пути основных потоков течений, на графике расположены выше. Осадки сравнительно мелководной ст. 1554 занимают промежуточное положение. Разное положение на графике двух групп кривых связано с тем, что в халистазах отлагаются более тонкие, лучше отсортированные илы, чем на пути кольцевых течений, разносящих более грубый материал и формирующих осадки смешанного типа. Эта закономерность, выявленная Н. М. Страховым (1950), подтвердилась в нашей работе на примере Zr — элемента, поступающего в осадки в основном с грубообломочным материалом.

Представляет интерес сравнение Zr с другими элементами с точки зрения распределения их в толще осадков. В этом отношении большое

Содержание (%) ZrO_2 , $CaCO_3$ и $C_{орг}$ в осадках

№№ отаций	Современные			Древнечерноморские			Новоевконисские		
	ZrO ₂	CaCO ₃	C _{орг}	ZrO ₂	CaCO ₃	C _{орг}	ZrO ₂	CaCO ₃	C _{орг}
59	0,009—0,015	13,05—48,83	4,44—7,09	0,013	7,76	15,69	0,0115—0,0270	2,95—43,77	0,24—1,37
	0,012	30,94	4,04				0,0224	15,00	0,62
92	0,005—0,007	70,57	4,04	0,0125—0,0130	7,00—22,50	7,43—17,32	0,014—0,031	2,31—23,97	0,42—2,27
	0,006			0,0127	14,75	12,37	0,021	15,60	0,84
1278	0,007—0,008	57,50	5,29	0,0125—0,0175	10,45—12,84	0,64—14,70	0,0245	9,20	0,08
	0,0075			0,0155	11,40	7,67			
1572	0,009	16,82—48,18	0,97—4,82	0,008—0,012	3,86—56,48	4,44—4,50	0,015—0,017	6,14—24,09	0,35—1,55
		32,50	2,90	0,010	30,17	4,47	0,016	17,43	0,78
1567	0,007	58,69—64,09	3,02—4,59	0,012—0,021	8,08—25,09	2,31—10,11	0,021	15,34	0,82
		61,39	3,80	0,016	18,19	6,11			
4751	0,0220—0,0235	12,27—12,50	1,16—1,31	0,0145—0,0227	6,43—13,54	1,04—13,50	0,0187—0,0320	5,45—23,30	0,26—0,60
	0,0227	12,39	1,24	0,0186	10,13	7,43	0,0230	14,22	0,41
4740	0,0165—0,0240	11,36—25,11	1,16—3,32	0,020	8,64	9,02	0,0240—0,0265	4,90—15,00	0,34—0,82
	0,0215	20,45	2,38				0,0248	10,53	0,58
420	0,0185	17,32	1,15	Древнечерноморские осадки отсутствуют			0,0175—0,0205	9,20—22,50	0,49—0,85
							0,0192	16,85	0,63
1554	0,015	30,6—32,6	3,00—3,10	0,0180—0,0205	11,40—15,15	3,00—8,20	0,015—0,038	21,02—50,48	0,60—1,24
		31,6	3,05	0,0192	13,27	5,60	0,0265	35,75	0,99
1253	0,0160—0,0185	23,38—26,04	1,30—1,74	0,021	9,95	2,01	0,0150—0,0405	8,58—53,70	0,33—0,53
	0,0172	24,71	1,52				0,0277	31,14	0,43

Содержание (%) ZrO_2 в осадках после пересчета на бескарбонатное и безорганическое вещество

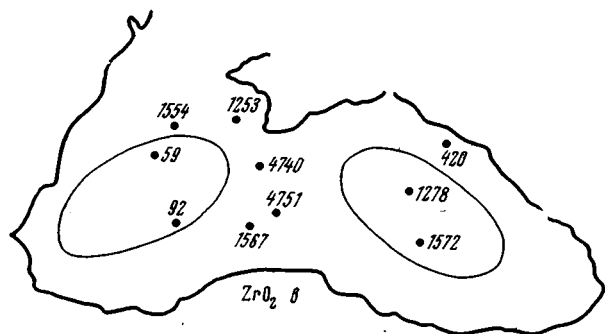
№ станций	Глубина, м	Современные	Древнечерноморские	Новоевксинские
59	940	$0,0174-0,0188$ $0,0181$	0,0170	$0,0206-0,0290$ $0,0259$
92	2122	0,0200	$0,0157-0,0186$ $0,0171$	$0,0186-0,0368$ $0,0258$
1278	2225	$0,0187-0,0213$ $0,0200$	$0,0168-0,0196$ $0,0185$	0,0270
1572	2154	$0,0103-0,0192$ $0,0148$	0,0131	$0,0184-0,0205$ $0,0198$
1567	2224	$0,0200-0,0250$ $0,0225$	$0,0173-0,0242$ $0,0203$	0,0248
4751	2022	$0,0255-0,0272$ $0,0263$	$0,0181-0,0265$ $0,0223$	$0,0238-0,0339$ $0,0273$
4740	2012	$0,0230-0,0332$ $0,0269$	0,0230	$0,0279-0,0282$ $0,0277$
420	1442	0,0227	Древнечерноморские осадки отсутствуют	$0,0214-0,0254$ $0,0231$
1554	453	$0,0226-0,0233$ $0,0230$	$0,0235-0,0240$ $0,0238$	$0,0303-0,0489$ $0,0396$
1253	127	$0,0213-0,0254$ $0,0234$	0,0239	$0,0324-0,0443$ $0,0383$

сходство с Zr обнаруживает V, который накапливается в новоевксинских и дает понижение содержания в древнечерноморских илах (Остроумов, Волков, 1957). От Zr он отличается тенденцией к некоторому накоплению в древнечерноморских сапропелевых прослоях. Ti и Cr, распределение которых изучалось только в верхних 30 см осадков кислородной зоны, также обнаруживают сходство с Zr (Севастьянов, Волков, 1966, 1967). Вероятно, это сходство прослеживается и в толще осадков. Надо полагать, что такой характер распределения имеют и другие малоподвижные элементы, поступающие в осадок в основном с грубообломочным материалом. Поэтому распределение Zr по вертикальному разрезу, вероятно, можно рассматривать в качестве эталона для группы малоподвижных элементов.

Диагенетическое перераспределение Zr не улавливается на фоне валовых содержаний его в осадке, ибо подвижность элементов в диагенезе определяется соотношением в осадке их реакционноспособных и обломочных форм. У Zr, как и у других малоподвижных элементов, обломочная форма, не способная участвовать в диагенетических процессах, резко преобладает над реакционноспособной.

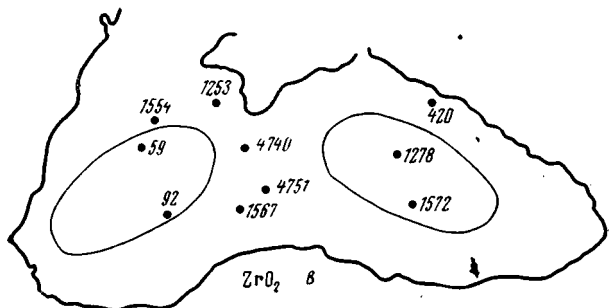
Вопрос о подвижных формах Zr в осадках не исследован, и сам факт существования их долгое время вызывал сомнения. Дело в том, что Zr считается элементом очень малоподвижным в гипергенных условиях, поскольку минералы его, главным образом циркон и бадделит, исключительно устойчивы к выветриванию. Правда, еще А. Е. Ферсман считал такую точку зрения не совсем правильной (Ферсман, 1955), а в последнее время все чаще появляются сообщения, опровергающие взгляд на Zr, как на элемент геохимически неподвижный.

О существовании в зоне гипергенеза легко растворимого Zr говорят факты обогащения различных глинистых минералов и вторичного обо-



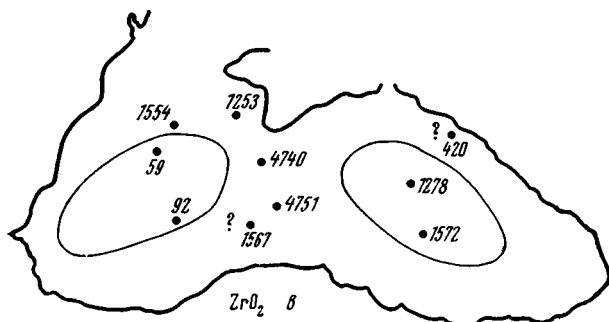
Фиг. 4. Схема распределения Zr в бескарбонатном и безорганическом веществе современных осадков

Станции 59; 92; 1278; 1572 < 0,020% ZrO₂; станции 1253; 1554; 4740; 4751; 1567; 420 > 0,020% ZrO₂ (среднее)



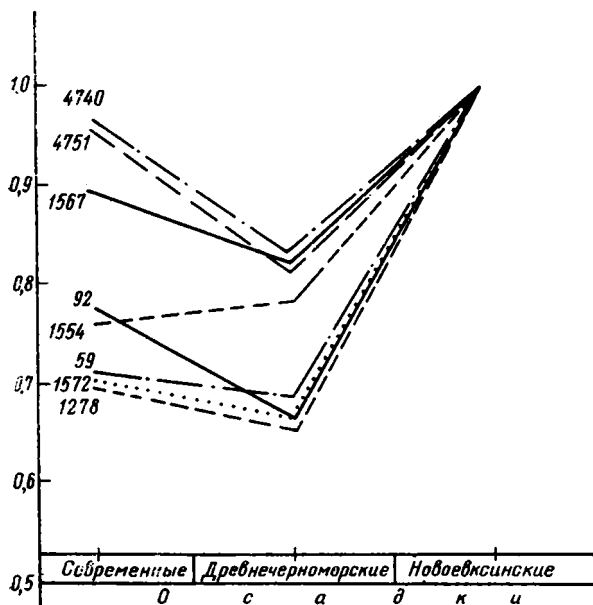
Фиг. 5. Схема распределения Zr в бескарбонатном и безорганическом веществе древнечерноморских отложений

Станции 59; 92; 1278; 1572 < 0,185% ZrO₂; станции 1253; 1554; 4740; 4751; 1567; 420 > 0,185% ZrO₂ (среднее)



Фиг. 6. Схема распределения Zr в бескарбонатном и безорганическом веществе нововексинских отложений

Станции 59; 92; 1278; 1572 < 0,027% ZrO₂; станции 1253; 1554; 4740; 4751; 1567; 420 > 0,027% ZrO₂ (среднее)



Фиг. 7. Схема распределения усредненных содержаний Zr на вертикальном разрезе черноморских осадков

Таблица 2

Подвижная форма Zr (%) от валового содержания его в осадке

[illegible]

* А—современные осадки; Б—древнечерноморские; С—новоевксинские

33

3 Литология и полезные ископаемые, № 3

другими органическими кислотами, комплексы с H_2SO_4 , галогенами (особенно с F), бикарбонатные комплексы $\text{Na}_2[\text{Zr}(\text{CO}_3)_2]$ и $\text{Ca}[\text{Zr}(\text{CO}_3)_2]$, а также коллоидные растворы гидроокиси Zr (Елинсон, Петров, 1965).

Что же происходит с подвижным Zr в осадках и как он распределяется по их толще?

В 6 колонках черноморских отложений был определен условно подвижный (переходящий в 2N HCl вытяжку) Zr, и количества его рассчитаны в процентах от валового содержания.

Как видно из табл. 4, подвижная форма Zr очень невелика и составляет обычно 1,2—12% валового содержания его в осадке.

Интересно, что и в древнечерноморских, и в новоевксинских отложениях относительные содержания подвижного Zr возрастают от грубодисперсных илов (станции 4751; 1253; 1554) к пелагическим тонкодисперсным (станции 92; 59; 1572), т. е. в толще осадков распределение подвижного Zr подчиняется той же закономерности, что и в поверхностном слое.

Причиной некоторого обогащения подвижным Zr поверхностного слоя осадков по сравнению с лежащими ниже является, вероятно, следующее. Известно, что в толще осадков и в наддонной воде Черного моря существует разница концентраций иона HCO_3^- (Шишкина, 1959; Зайцева, 1959). Известно также, что в гипергенных условиях одна из подвижных форм Zr — его бикарбонатный комплекс (Дегенхардт, 1959; Елинсон, Петров, 1965). Существующий по вертикали осадков градиент концентраций HCO_3^- и разница концентраций HCO_3^- между осадком и наддонной водой вызывает миграцию бикарбонат-иона, направленную из толщи осадков к поверхности раздела дно—вода. Возможно, что вместе с бикарбонатами происходит миграция и бикарбонатных комплексов металлов, в частности Zr, направленная к контакту с наддонной водой. Здесь в силу падения парциального давления CO_2 бикарбонатный комплекс Zr разрушается, и гидроокись Zr обогащает поверхностный слой осадков реакционноспособным Zr. Такому перераспределению в большей степени подвергается Zr древнечерноморских отложений, содержащих больше иона HCO_3^- , источником которого является повышенная концентрация $\text{C}_{\text{орг}}$. В осадках ст. 1253, лежащей в кислородной зоне, т. е. в зоне интенсивного перераспределения элементов между окисленными и восстановленными илами, участие Zr в диагенетических процессах не более активно, чем в восстановленных илах.

Это подтверждается также данными В. Ф. Севастьянова и И. И. Волкова (1966), которые показали, что в железо-марганцевых конкрециях кислородной зоны Черного моря Zr, Ti и Sr не накапливаются, а Zr здесь даже меньше (0,005—0,009% ZrO_2), чем во вмещающих илах, потому что в конкреции он попадает в результате механического захвата глинистого терригенного материала при их формировании.

Пример Zr убеждает в том, что для более полного и глубокого познания осадочного процесса необходимо изучить не только валовые, но и геохимически подвижные формы элементов в осадках.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1938.
Глаголева М. А. Цирконий в современных осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 1.
Дегенхардт Х. Ю. О геохимическом распределении циркония в литосфере. В сб.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
Дедков Ю. М., Корсакова Н. В. Фотометрическое определение циркония и гафния с помощью пикрамина-эпсилон. Ж. аналит. химии, 1970, № 8.
Елинсон С. В., Петров К. И. Аналитическая химия циркония и гафния. М., «Наука», 1965.

- Зайцева Е. Д. Щелочность и биогенные элементы в грунтовых растворах осадков северо-восточной части Черного моря.— В сб.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. К вопросу о взаимосвязи фосфора, ванадия и органического вещества в отложениях Черного моря.— Геохимия, 1957, № 6.
- Ронов А. Б., Вайнштейн Э. Е., Тузова А. М. К геохимии гафния, циркония и некоторых других гидролизатов в глинах Русской платформы.— Геохимия, 1961, № 4.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Химический состав железо-марганцевых конкреций Черного моря. Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 3.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря.— Тр. Ин-та океанол., 1967, т. 83.
- Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шинкина О. В. Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря. В сб.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Щербина В. В. Способы выявления форм переноса элементов в геохимических процессах. Геохимия, 1962, № 11.

Институт океанологии
Москва

Дата поступления
17.VII.1970

УДК 550.4 : 552.124.4

К ВОПРОСУ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ СЕРЫ КОНКРЕЦИЙ

Ф. В. ЧУХРОВ, Л. П. ЕРМИЛОВА

Изученные конкреции образовались в различные стадии формирования осадочных толщ. К раннедиагенетическим относятся, например, конкреции пирита из месторождения Сухой лог на Урале и барита из осадочных железных руд Керченского полуострова; в таких конкрециях содержание изотопа ^{32}S возрастает от ядра к краевым частям. Причина облегчения S в ходе раннего диагенеза — регенерация сульфата вследствие окисления сульфидной S, образовавшейся при бактериальной сульфатредукции. Пример позднедиагенетических конкреций — баритовая конкреция из осадочных железных руд месторождения Новый Карантин на Керченском полуострове; для нее характерно очень высокое содержание изотопа ^{34}S и его возрастание от ядра к наружным частям конкреций до $+70\%$. В литературе баритовые конкреции со столь высоким содержанием изотопа ^{34}S не отмечены. В керченских железных рудах встречаются также эпигенетические конкреции барита, особенностью которых являются относительно низкие положительные значения $\delta^{34}\text{S}$. Сульфатная S этих конкреций происходит из остаточной морской воды и континентальных вод.

Данные об изотопном составе S конкреций содержатся в единичных работах. В осадочных породах встречены пиритовые конкреции с $\delta^{34}\text{S}$ от $-27,5$ до $+44,8\%$ (Виноградов и др., 1956; Ault, Kulp, 1959). Изменение изотопного состава S при росте конкреций пирита впервые установили С. Гавелин с соавторами (Gavelin et al., 1960). Для изученной ими пиритовой конкреции из песчаников Лайвалла Cm_3 в Северной Швеции характерно увеличение содержания изотопа ^{32}S от ядра ($\delta^{34}\text{S} = +29,9\%$) к краевым частям ($\delta^{34}\text{S} = +14,9\%$). М. Дженсен (Jensen, 1965) определил изотопный состав S разных частей конкреции дисульфида Fe из пород формации Эдэвилл штата Вайоминг, США (10 см ниже угольного пласта); отмечено значительное увеличение содержания изотопа ^{32}S при росте конкреции ($\delta^{34}\text{S}$ от $+10,8$ до $-27,9\%$). В. И. Виноградов и П. В. Зарицкий (1968) показали, что $\delta^{34}\text{S}$ барита конкреций из киевского маргеля Донбасса изменяется от $+13,1$ до $+46,1\%$; в трех из шести изученных ими конкреций содержание изотопа ^{32}S в краевых частях выше, чем в ядре (на $4,4$ — $25,2\%$), а в остальных ниже (на $2,4$ — $9,1\%$).

Причина изменения изотопного состава S конкреций — изменение геохимической обстановки в период их образования. Для уточнения связи изотопного состава S конкреций с условиями, характерными для соответствующего периода формирования или существования осадочной породы, авторы изучили конкреции пирита и барита. Определения изотопного состава S выполнил В. И. Виноградов. Основой генетического истолкования изотопного состава серы конкреций служат следующие положения (Чухров, 1970).

1. В нормальных морских бассейнах, где вода содержит O_2 до дна, облегченная сульфидная S, образующаяся при бактериальной сульфатредукции, частично подвергается окислению с образованием сульфата; это приводит к понижению содержания изотопа ^{34}S в сульфате донной воды, который вовлекается в бактериальную редукцию. Поэтому в наи-

более раннюю стадию диагенеза, когда осадок еще не изолирован от морской воды, сульфидная и сульфатная S конкреций в процессе их роста при сохраняющихся условиях должна постепенно обогащаться изотопом ^{32}S , т. е. в ядрах конкреций пирита и барита S должна быть более тяжелой, чем в их краевых частях. Облегчение сульфатной S раствора, пропитывающего донный осадок, по-видимому, может продолжаться довольно долго, если сохраняется единообразие в ходе процесса седиментации и диагенеза; вследствие этого в более поздние этапы формирования литологически однородной толщи могут образоваться относительно более обогащенные изотопы ^{32}S сульфиды и сульфаты. Чем меньше усвояемого органического вещества в осадке, тем медленнее проходит сульфатредукция и тем значительнее фракционирование S, т. е. разница между изотопным составом S исходного сульфата и продуктов сульфатредукции. Очевидно, этот процесс может тормозиться и даже приобретать обратную направленность при временном усилении поступления в осадок органического вещества или увеличении скорости седиментации; при увеличении азраций осадка он может усиливаться.

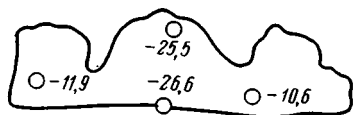
2. При формировании конкреций в толще осадка, когда насыщающий его раствор постепенно изолируется от морской воды, прекращается поступление в осадок морского сульфата и O_2 . Вследствие этого количество сульфата в растворах, пропитывающих осадок, оказывается ограниченным, окисление сульфидной S с образованием облегченного регенерированного сульфата постепенно прекращается. При обилии усвояемого органического вещества сульфатная S быстро переходит в сульфидную с относительно незначительным облегчением или с сохранением изотопного состава; образуются сульфиды и сульфаты, которые могут быть несколько менее или существенно менее обогащенными изотопом ^{32}S , чем в более раннюю стадию диагенеза. При низком содержании усвояемого органического вещества в осадке в стадию более позднего диагенеза сульфатредукция идет очень медленно, степень фракционирования S возрастает и образуются, с одной стороны, очень тяжелая сульфатная S, и с другой — сульфидная S, которая облегчена по отношению к исходному сульфату, но отличается от сульфатной наиболее ранней стадии диагенеза пониженным или низким содержанием изотопа ^{32}S . Результат этого процесса — резкое утяжеление сульфатной S, которая может войти в состав сульфатов (например, барита) или при продолжении редукции дать сульфиды с высоким и очень высоким содержанием изотопа ^{34}S .

В конкрециях, рост которых сначала происходил в наиболее раннюю стадию диагенеза (при неограниченном доступе морского сульфата и наличии O_2 в морской воде) и продолжался в более позднюю (отсутствие доступа морского сульфата и O_2), внешние зоны могут быть менее обогащенными изотопом ^{32}S . Несомненно, что в морских осадках конкреции сульфидов Fe и барита, для которых во всей массе характерно очень высокое содержание изотопа ^{34}S , не могли образоваться в стадию наиболее раннего диагенеза, как и образование конкреций с очень высоким содержанием изотопа ^{32}S не могло происходить в наиболее позднюю стадию диагенеза.

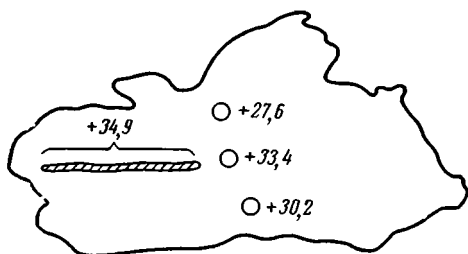
3. Образование конкреций в осадочных породах может иметь место и в эпигенетическую (катагенетическую) стадию, когда происходит отложение вещества из вод различного происхождения, например, остаточных морских, грунтовых, нисходящих атмосферных. Эти процессы приводят к образованию минералов, изотопный состав S которых зависит от изотопного состава S соответствующих растворов. При наличии в растворах O_2 сера в них может переходить в виде сульфатов и S диагенетических сульфидов.

Конкреции пирита. Были изучены конкреция из месторождения Сухой Лог по р. Пышме на Среднем Урале (образец А. И. Авдониной) и

Возможными причинами неравномерного хода повышения отрицательного значения $\delta^{34}\text{S}$ с его периодическим возрастанием могут быть: уменьшение поступления в осадок органического вещества, усиление аэрации воды и увеличение поступления в бассейн пресных континентальных вод, сульфат которых обычно содержит больше изотопа ^{32}S в сравнении с морским сульфатом. Во всех случаях в сферу бактериальной редукции должна поступать сульфатная S с более высоким содержанием изотопа ^{32}S .



Фиг. 2. Вертикальное сечение стяжения пирита из д. Тороппала



Фиг. 3. Конкреция барита из месторождения Камыш-Бурун, обр. 1, вертикальное сечение

У деревни Тороппала, по Х. Папунену (Papunen, 1966), выделения пирита наблюдаются в четвертичном болоте в сфагновом торфе на глубине 0,7—1,0 м от поверхности. Пирит имеет тонкозернистое строение, под микроскопом различимы фрамбоидальные агрегаты. Было изучено плоское пиритовое стяжение толщиной до 1 см и длиной 3,5 см с весьма неровной верхней поверхностью. Нижняя поверхность стяжения относительно равная. Данные для 4 проб из вертикального сечения стяжения (фиг. 2, см. табл. 1) указывают на обогащение S пирита в процессе роста изотопом ^{32}S по крайней мере на 15‰. Причиной значительного обогащения сульфидной S изотопом ^{32}S с еще большей очевидностью, чем для конкреции из месторождения Сухой Лог, следует считать регенерацию сульфата. Так как образец пирита происходит с глубины всего 0,7—1,0 м от поверхности, где количество O_2 повышено, то очевидно, что и регенерация сульфатной S в участках образования дисульфида Fe могла происходить довольно интенсивно.

Данные по изученным пиритовым конкрециям находятся в согласии с приведенными выше литературными данными о пиритовых конкрециях из Северной Швеции и из штата Вайоминг; во всех случаях содержание изотопа ^{32}S в дисульфиде Fe в процессе роста конкреции возрастало.

Как указано выше, результатом медленной бактериальной редукции сульфата в толще осадка, изолированного от морской воды, может быть образование резко обогащенных изотопом ^{32}S сульфидов. Таковы, например, пирит с $\delta^{34}\text{S} = +70\text{‰}$, слагающий уплотненную конкрецию с поперечником до 2 см, из алевролитно-песчаных пород дальненского горизонта Джезказгана (Голубчина и др., 1969); пирит с $\delta^{34}\text{S} = +67,1\text{‰}$ из карбонатных пород района Битом в Польше (Gehlen, 1969); пирит с $\delta^{34}\text{S} = +60,6\text{‰}$ из силурийских известняков (Rösler et al., 1968).

Сульфидные стяжения из Ново-Айдырлинского месторождения. Ново-Айдырлинское месторождение Ni (Оренбургская область) по комплексу минералов, условиям залегания руд и их генезису принадлежит к числу уникальных.

Рудоносные породы содержат большое количество обуглившихся остатков. Они рассматриваются как отложения неогеновых озер и болот, находившихся близ серпентинитовых массивов — источников Ni и Fe. Особенно значительно количество сульфидов в обогащенных углисты

веществом разностях глин и песков. Предпосылкой для образования сульфидных минералов явились бактериальные процессы редукции с выделением H_2S в богатом органическом веществе осадке (Гинзбург, 1943).

Руды представляют собой рыхлый материал с обильными сульфидными стяжениями величиной до 10, реже 20 см. Стяжения образованы тонкой смесью, главные компоненты которой — пирит и марказит; эти минералы составляют около 55% вещества стяжений. Остальная их масса в основном состоит из бравойита и виоларита; в резко подчиненном количестве наблюдаются миллерит, полидимит, вазсит и кварц. По данным И. С. Волинского (1946), уточненным Г. С. Грицаенко (1948), образование минералов стяжений происходило в следующем порядке: миллерит — NiS , вазсит — NiS_2 , бравойит — $(Ni, Fe, Co)S_2$, пирит — марказит. Полидимит — Ni_3S_4 и виоларит — Ni_2FeS_4 — более поздние, вторичные по отношению к другим сульфидам: полидимит образовался по миллериту, виоларит — по бравойиту. Кварц в основном кластический.

Таблица 2

Изотопный состав S сульфидов стяжений из Ново-Айдырлинского месторождения

Минерал, минеральный агрегат	$\delta^{34}S$, ‰	$^{32}S/^{34}S$	Минерал, минеральный агрегат	$\delta^{34}S$, ‰	$^{32}S/^{34}S$
Миллерит	+16,7	21,85	Агрегат бравойита и марказита	-5,3	22,34
Вазсит	+6,6	22,07	Агрегат миллерита, бравойита, пирита, полидимита	-30,5	22,92

В табл. 2 приведены результаты определений изотопного состава S некоторых сульфидов из Ново-Айдырлинского месторождения; образцы получены из Минералогического музея АН СССР.

Как видно из табл. 2, изотопный состав S отдельных минералов сульфидных стяжений отличается весьма значительно, что говорит в пользу возникновения сульфидной S в ходе бактериальной сульфатредукции и подтверждает представления об осадочно-диагенетическом оруденении.

Характерно, что поздние сульфиды отличаются от ранних несравненно более высоким содержанием изотопа ^{32}S , вследствие усиленной регенерации облегченного сульфата в неглубоких водоемах, вода которых хорошо аэрировалась.

Высокое положительное значение $\delta^{34}S$ самого раннего сульфида — миллерита следует объяснить высоким содержанием изотопа ^{34}S в исходном сульфате.

Конкреции барита. Изучению были подвергнуты баритовые конкреции из осадочных железных руд Керченского полуострова, приуроченные к отложениям киммерийского яруса плиоцена. Неизмененные вторичными процессами «табачные руды», залегающие на различных глубинах от поверхности, являются закисно-окисными; помимо гётита они содержат сидерит, вивианит, сульфиды Fe. В результате изменения «табачных руд» под действием нисходящих поверхностных растворов возникли «коричневые руды», которые практически не содержат минералов, устойчивых только в восстановительной обстановке. Кроме того, для Керченского полуострова характерны «икряные руды», образовавшиеся путем перемиыва и переотложения окисленных руд в мелководной прибрежной озне (Юрк и др., 1960). Признаки проявления восстановительных процессов в «икряных рудах» отсутствуют.

Содержание S в разновидностях керченских руд, %: «табачные руды» 0,02—0,74 (среднее 0,16); «коричневые руды» 0,02—0,43 (среднее 0,12); «икряные руды» 0,01—0,58 (среднее 0,11). Содержание $S_{орг}$ %: «та-

бачные руды» 0,19—0,35; «коричневые руды» 0,13—0,17; «икряные руды» 0,12—0,18. Местами $C_{орг}$ в цементе табачных руд 2%.

В общем с повышением содержания в керченских рудах $C_{орг}$ в них возрастает содержание S (Литвиненко, 1967^{1,2}; Литвиненко, Додатко, 1961). Главные минералы S в керченских рудах — сульфиды Fe, барит и гипс. Конкреционные образования характерны для барита. Общее описание барита из керченских руд было опубликовано одним из авторов (Чухров, 1937). Ниже приводятся результаты изучения изотопного состава S барита конкреций из «коричневых» и «икряных руд».

Месторождение Камыш-Бурун, обр. 1. Уплотненная баритовая конкреция (септария). Наибольшие длина и толщина соответственно 9 и 4,5 см. Форма конкреции уплотненная; в ее верхней половине и нижней краевой части имеются включения бурых оолитов, характерных для вмещающей «коричневой руды».

Основная масса конкреции сложена плотным светло-серым баритом. Характерны многочисленные трещинки и мелкие полости, возникновение которых — результат дегидратации богатого водой осадка; в трещинках и полостях наблюдаются бесцветные и белые удлиненные кристаллики барита.

Изотопные отношения S плотного светло-серого барита из разных частей конкреции (фиг. 3, табл. 3) несомненно свидетельствуют об увеличении содержания изотопа ^{32}S в барите в процессе роста конкреции, вследствие регенерации сульфата в стадию наиболее раннего диагенеза. После дегидратации и затвердевания конкреции образовавшиеся в ней трещинки и полости дегидратации оказались заполненными более поздним яскрокристаллическим баритом. Так как S этого барита не обогащена, а обеднена изотопом ^{32}S в сравнении с S основной массы конкреции, следует заключить, что яскрокристаллический барит трещинок и полостей образовался в более позднюю стадию диагенеза, когда осадок был изолирован от кислородсодержащей морской воды; в эту стадию регенерация сульфата не происходила, и сульфатная S утяжелялась.

Месторождение Камыш-Бурун, обр. 2. Конкреция по форме и величине весьма сходная с большим грецким орехом. Длина ее по длинной оси 4 см, по короткой 3 см. Включений не содержит, на поверхности конкреции имеются многочисленные округлые ребристые выступы, параллельные длинной оси. Сложение плотное. В продольном сечении конкреции различимы неправильно-овальное ядро и внешняя зона. В мелкозернистом агрегате барита имеются тонкие, частью залеченные трещинки дегидратации. Как и в охарактеризованной выше уплотненной конкреции из месторождения Камыш-Бурун (обр. 1), в этой конкреции краевые части более обогащены изотопом ^{32}S , чем ядро (фиг. 4, см. табл. 3). Образовалась конкреция в стадию наиболее раннего диагенеза.

Формирование баритовых конкреций в стадию наиболее раннего диагенеза подтверждается находками баритовых конкреций с аналогичными или сходными морфологическими особенностями в современных морских осадках. Таковы, например, уплотненные конкреции с поперечником до 6 см, имеющие плотное сложение и пересеченные трещинками дегидратации с кристалликами барита в них, со дна океана (из голубого ила) в районе Австралии. Образование конкреций *in situ* не вызывает сомнений (Andg e, 1918).

Месторождение Новый Карантин (старый карьер). Вытянутая баритовая конкреция с близким к круговому поперечным сечением. Длина 6 см, поперечник сечения 2—3 см. Какие-либо включения отсутствуют. На поверхности имеются округлые бугорчатые или ребристые выступы. Окраска барита серовато-белая; в поперечных сечениях различимо радиально-лучистое строение. Конкреция происходит из «коричневых руд», которые образовались при окислении Fe «табачных руд». По изотопному составу S барит этой конкреции резко отличается от

барита других изученных конкреций из железорудных отложений Керченского полуострова (фиг. 5, см. табл. 3), его S весьма резко обогащена изотопом ^{34}S , причем содержание этого изотопа возрастает от ядра конкреции ($\delta^{34}\text{S} = +58,7\%$) к ее краевым частям ($\delta^{34}\text{S} = +67,8$ и $+70,0\%$). Очень высокое содержание изотопа ^{34}S и его увеличение при

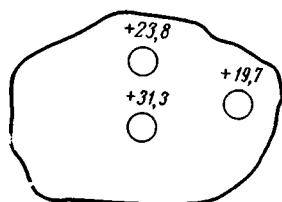
Таблица 3
Изотопный состав S барита конкреций из керченских железных руд

Месторождение, образец	Сечение и часть конкреций	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$
Камыш-Бурун: Обр. 1	<i>Вертикальное сечение</i>		
	Ядро	+33,4	21,50
	Краевые зоны по короткой оси:		
	верхняя	+27,6	21,57
	нижняя	+30,2	21,62
Обр. 2	Трещинки дегидратации	+34,9	21,47
	<i>Продольное сечение</i>		
	Ядро	+31,3	21,55
	Краевые части:		
	по длинной оси	+19,7	21,79
Новый Карантин	по короткой оси	+23,8	21,70
	<i>Продольное сечение</i>		
	Ядро	+58,7	20,99
	Краевые части:		
	по длинной оси	+67,8	20,81
Кызаул	по короткой оси	+70,0	20,77
	<i>Горизонтальное сечение</i>		
	Ядро	+21,2	21,76
	Краевые части:		
	проба 1	+18,5	21,82
Обр. 2	проба 2	+17,2	21,84
	<i>Горизонтальное сечение</i>		
	Ядро	+16,2	21,87
	Промежуточная зона:		
	проба 1	+15,5	21,88
	проба 2	+13,1	21,93
	Краевые части:		
	проба 1	+10,2	22,00
	проба 2	+11,5	21,97

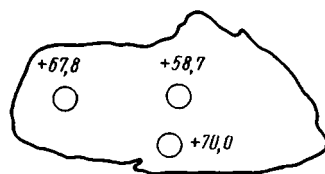
росте конкреции свидетельствуют об отложении барита в позднюю стадию диагенеза при медленной сульфатредукции в осадке с весьма ограниченным количеством усвояемого сульфатредуцирующими бактериями органического вещества.

Образование сульфатов, столь резко обогащенных изотопом ^{34}S , помимо общих предпосылок, основанных на существующих представлениях о фракционировании изотопов S при бактериальной сульфатредукции, подтверждается изучением современных осадков. Так, по М. Хартману и Х. Нильсену (Hartmann, Nielsen, 1969), в западной части Балтийского моря, где $\delta^{34}\text{S}$ сульфата морской воды составляет $+20\%$, на некоторой глубине от поверхности дна $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной S поровых вод осадка достигает $+61\%$. В осадочных породах несомненно диагенетические бариты с таким же высоким содержанием изотопа ^{34}S , как в барите из месторождения Новый Карантин, неизвестны. Однако в свин-

цово-цинковом месторождении Вислох (ФРГ) встречаются бариты с $\delta^{34}\text{S}$ до $+91\text{‰}$; столь значительное утяжеление сульфатной S предположительно связывается с процессами бактериальной сульфатредукции в карстовых полостях среди известняков Т, которые в третичное время оказались оруденелыми близ Рейнского грабена (Gehlen, 1966). Весьма высокое содержание изотопа ^{34}S ($\delta^{34}\text{S} = +57,9\text{‰}$) характерно для барита, слагающего конкреции в отложениях Cr_2 района Кайпара в Новой Зеландии (Rafter, Mizutani, 1967).



Фиг. 4. Конкреция барита из месторождения Камыш-Бурун, обр. 2, продольное сечение



Фиг. 5. Конкреция барита из месторождения Новый Карантин, продольное сечение

Конкреции барита, в которых содержание изотопа ^{34}S увеличивается от ядра к внешним зонам, встречены также в киевских мергелях Донбасса (Виноградов, Зарицкий, 1968).

Весьма вероятно, что диагенетические бариты, образцы которых происходят из «коричневых руд» Керченского полуострова, в исходных «табачных рудах» ассоциировались с сульфидами Fe. Подтверждением этому служат находки в «табачных рудах» барита в сростании с пирротинном, в которых на долю последнего приходится 24% (Станкевич, 1963). Очень тесная ассоциация диагенетического барита с пиритом, по Я. В. Самойлову (1910), наблюдается и в других отложениях, например в скванских глинах Европейской части РСФСР.

Месторождение Кызул. Были изучены две уплотненные конкреции неправильной формы из «икряных руд», которые отличаются от руд других типов («табачных», «коричневых») весьма незначительным количеством цемента и вследствие этого — рыхлостью и сыпучестью.

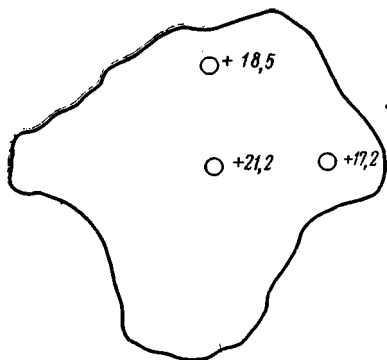
В результате отложения между оолитоидами и их обломками барита и других минералов из растворов, циркулировавших в рудах, образовались стяжения различной, преимущественно неправильной формы (местное название «коржи»). Оба изученные стяжения имеют неровную поверхность и содержат 50—60% шоколадно-бурых оолитоидов.

Наибольший поперечник одной из них (обр. 1) — 7 см (толщина до 3,5 см), другой (обр. 2) — 4 см (толщина до 3 см). Окраска барита сероватая, сложение плотное. Местами он образует выделения между концентрами оолитоидов и в пересекающих их трещинках. Для барита характерно более высокое содержание изотопа ^{32}S в краевых частях стяжений в сравнении с их ядрами (фигуры 6, 7; см. табл. 3). В барите первой конкреции содержание изотопа ^{32}S ($\delta^{34}\text{S}$ от $+21,2$ до $+17,2\text{‰}$) близко к таковому в воде третичных морей, не подвергавшейся резкому опреснению ($\delta^{34}\text{S}$ от $+18$ до $+24\text{‰}$). В барите второй конкреции содержание изотопа ^{32}S еще выше ($\delta^{34}\text{S}$ от $+16,2$ до $+10,2\text{‰}$).

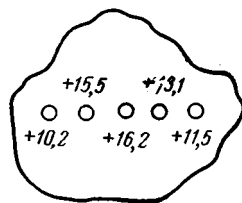
Так как материал «икряных руд» накапливался в окислительной обстановке и диагенетическая сульфатредукция в них не проявилась, источником сульфатной S барита следует считать остаточные (седиментационные) морские воды, пропитывавшие рудную массу, а также континентальные воды (грунтовые, атмосферных осадков), для которых характерно значительно более низкое или очень низкое содержание изо-

гопа ^{32}S ; очевидно, роль сульфата континентальных вод усиливалась с течением времени при переходе от стадии диагенеза к стадии эпигенеза. Весьма слабая цементированность рудных оолитондов служила благоприятной предпосылкой для эпигенетической циркуляции растворов.

Для проверки вывода об эпигенетической природе части S, содержащейся в барите из «икряных руд» месторождения Кызаул, был определен изотопный состав S ископаемых костей из керченских железорудных отложений. Предпосылкой для использования ископаемых костей явились данные о фиксации в них сульфатной S после захоронения в



Фиг. 6. Стяжение барита из месторождения Кызаул, обр. 1, горизонтальное сечение



Фиг. 7. Стяжение барита из месторождения Кызаул, обр. 2, горизонтальное сечение

осадке. По А. Шнайдеру (Schneider, 1968), сульфатная S поглощается из растворов, циркулирующих в осадочной толще, по мере преобразования костного вещества (октакальциевого фосфато-карбоната) в апатит. Поэтому по изотопному составу S ископаемых костей можно судить о характере растворов, циркулировавших в осадочной толще в течение периода ее существования при однообразных условиях. Исследованию была подвергнута проба, содержавшая несколько небольших костей третичных млекопитающих из железных руд Оссовинской мульды. Из этих костей были выделены растворимый в HCl сульфат и барит; $\delta^{34}\text{S}$ того и другого соответственно +10,4 и +12,2‰.

Исходя из этих данных, можно сделать вывод, что S ископаемых костей железорудных киммерийских отложений Оссовинской мульды заимствована, по крайней мере в значительной части, из опресненных континентальных вод, для которых преимущественно характерно повышенное содержание изотопа ^{32}S (пониженные значения $\delta^{34}\text{S}$ в сравнении с морской водой). Вместе с тем данные об изотопном составе S ископаемых костей служат дополнительным доводом в пользу представления о позднем (эпигенетическом) образовании изученных стяжений барита из месторождения Кызаул в сравнении с диагенетическим баритом, слагающим конкреции из месторождений Камыш-Бурун и Новый Карантин. Таким образом, в керченских железных рудах помимо баритовых конкреций, образовавшихся в разные стадии диагенеза, встречаются баритовые стяжения, возникновение которых следует связать с эпигенетическими процессами.

Возможность образования барита при эпигенезе в связи с поступлением в осадочные толщи растворов из лежащих выше осадочных пород отмечена и другими исследователями, например А. Е. Ферсманом (1922), для отложений Р Приуралья. В результате цементации баритом легко проницаемых для растворов пород после их образования возникали песчаники с баритовым цементом; в некоторых из них имеются стяжения, содержащие около 50% барита (Pogue, 1911).

Выводы. 1. Изученные сульфидные конкреции образовались в наиболее раннюю стадию диагенеза, когда сульфат осадка, расходуемый при бактериальной сульфатредукции, неограниченно пополняется сульфатом из расположенной выше водной массы (в болотах — также сульфатом из разлагающихся растений). В процессе формирования конкреций вследствие регенерации сульфата при окислении части сульфидной S происходило обогащение ее изотопом ^{32}S .

2. Изученные конкреции барита из киммерийских железорудных отложений Керченского полуострова можно разделить на три группы.

а) Конкреций из месторождения Камыш-Бурун, образовавшиеся в раннедиагенетическую стадию, когда осадок не был отделен от морской воды, т. е. при неограниченном количестве сульфата в сфере бактериальной редукции. Для конкреций характерны полости или трещинки дегидратации, частью залеченные, что говорит о быстром выделении барита в виде богатого водой тонкокристаллического осадка. Содержание изотопа ^{34}S в конкрециях значительно выше, чем в морской сульфатной S. По мере роста конкреций вследствие непрерывного поступления в сферу бактериальной редукции регенерированной сульфатной S содержание изотопа ^{32}S в барите повышалось. По-видимому, к этой же группе можно отнести те конкреции из киевских мергелей Донбасса (Виноградов, Зарицкий, 1968), в которых содержание изотопа ^{34}S понижается от внутренних частей конкреций к наружным.

б) Конкреция из месторождения Новый Карантин, образование которой происходило в более позднюю стадию диагенеза в условиях очень медленной сульфатредукции в изолированном от морской воды осадке с низким содержанием органического вещества (при весьма ограниченном общем количестве сульфата). Характерно высокое содержание изотопа ^{34}S в барите и его возрастание в процессе роста конкреции. Ее особенностями являются радиально-лучистое строение, трещинки и полости дегидратации, а также отсутствие рудных включений. По всем этим признакам конкреция может рассматриваться как образовавшаяся путем медленной кристаллизации из весьма разбавленных растворов. Величина $\delta^{34}\text{S}$ достигает $+70\%$; диагенетические бариты со столь высоким содержанием изотопа ^{34}S до сих пор описаны не были.

в) Конкреции из месторождения Кызаул, S которых происходит из растворов стадии эпигенеза. Содержат обильные включения оолитоидов. Отложение барита носило характер цементации рыхлой и легко проницаемой для растворов руды. Для S барита характерно пониженное или низкое содержание изотопа ^{34}S . В ранний этап образования таких конкреций, который следовал за переомывом и переотложением окисных руд, рудная масса была насыщена захороненной морской водой, сульфат которой был относительно обогащен изотопом ^{34}S . Так как процессы сульфатредукции в «икряных рудах» заметно не проявились, количество сульфата в них и изотопный состав его S, вероятно, существенно не изменялись до поступления в рудную толщу вод континентальной циркуляции, S которых в сравнении с S морского сульфата сильно облегчена. С усилением роли S континентальных вод из растворов стал выделяться барит, все более обогащенный изотопом ^{32}S . Поэтому барит в ядрах стяжений характеризуется более высокими положительными значениями $\delta^{34}\text{S}$, чем барит в их краевых частях.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Чупахин М. Г., Гриненко В. А., Трифонов А. В. Изотопный состав серы в связи с вопросом о возрасте пиритов осадочного генезиса. — Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов В. И., Зарицкий П. В. Изотопный состав серы баритовых конкреций в киевском мергеле Донбасса. Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 2.
- Волинский И. С. Минералогия сульфидных стяжений Ново-Айдырлинского месторождения никеля. — Зап. Всерос. минералог. о-ва, 1946, ч. 75, № 3.

- Гинзбург И. И. Ново-Айдырлинское месторождение никелевых сульфидов осадочного происхождения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 6.
- Голубчина М. Н., Богданов Ю. Б., Прилуцкий Р. Е., Токсубаев А. И., Феоктистов В. П. Пирит с необычным изотопным составом серы.— Геохимия, 1969, № 9.
- Грицаенко Г. С. Некоторые замечания к статье И. С. Воынского «Минералогия сульфидных стужений Ново-Айдырлинского месторождения никеля».— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1948, ч. 77, № 1.
- Литвиненко А. У., Додатко А. Д. О распределении серы в киммерийских рудоносных отложениях Приазовского бассейна.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 6.
- Литвиненко А. У. Типы и разновидности руд Керченского бассейна. В кн.: Керченский железорудный бассейн, М., «Недра», 1967.
- Литвиненко А. У. Геохимия руд бассейна. В кн.: Керченский железорудный бассейн, М., «Недра», 1967.
- Самойлов Я. В. Месторождения тяжелого шпата восточной части Костромской губернии.— Изв. Академии наук, 1910.
- Станкевич Л. О. Новые данные о барите рудных залежей Керченского полуострова. В сб.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Ферсман А. Е. Геохимия России. Пг., Научн.-хим. техн. изд-во, 1922.
- Чухров Ф. В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 3.
- Чухров Ф. В. К вопросу об изотопном фракционировании серы при литогенезе.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь, Крымиздат, 1960.
- Andrée K. Über Vorkommen und Herkunft des Schwerspathes am heutigen Meeresboden. Cb. Min., 1918.
- Ault W. U., Kulp J. L. Isotopic geochemistry of sulphur. Geochim. Cosmochim. Acta, 1959, v. 16, No. 4.
- Gavelin S., Parwel A., Ryhage R. Sulfur isotope fractionation in sulfide mineralization. Econ. Geol., 1960, v. 65, No. 3.
- Gehlen K. Schwefel-Isotope und die Genese von Erzlagernstätten. Geol. Rundschau, 1966, B. 55, H. 1.
- Gehlen K. Schwefel-Isotope aus Blei-Zink-Erzen von Oberschlesien. Min. Deposita, 1969, v. 4, No. 3.
- Hartmann M., Nielsen H. ^{34}S -Werte in rezenten Meeressedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der Westlichen Ostsee. Geol. Rundschau, 1969, B. 58, H. 3.
- Jensen M. L. Bacteriogenic sulfur isotopic ratios in geology. Contrib. Min. Petr., 1965, B. 11, H. 4.
- Papunen H. Framboidal texture of the pyrite layer found in a peat bog in SE Finland. Compt. Rend. Soc. géol. Finnl., 1966, No. 38.
- Pogue J. E. Mineralogische Notizen. Z. Kristallogr., 1911, B. 49, H. 3.
- Rafter T. A., Mizutani Y. Preliminary study of variations of oxygen and sulphur isotope in natural sulphates. Nature, 1967, v. 216, No. 5119.
- Rösler H. J., Pilot J., Harzer D., Krüger P. Isotopengeochemische Untersuchungen (O, S, C) an Salinar- und Sapropelsedimenten Mitteleuropas. XIII Intern. Geol. Congr. 1968, Proceed. sect. 6, Geochemistry, Prague, 1968.
- Schneider A. Der Schwefelgehalt in Knochen und Zähnen rezenter und fossiler Organismen. Beitr. Mineral. Petrol., 1968, v. 18, No. 4.

ИГЕМ
Москва

Дата поступления
11.XI.1968

УДК 0.01.2 : [552.55 + 552.56] «551.71/72»

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Л. Я. ХОДЮШ

Классификация основана на представлении о первичном химически-осадочном происхождении железисто-кремнистых пород и последующем их изменении при метаморфизме для неокисленных разновидностей и постметаморфогенном гипергенезе — для окисленных. Классификация дана в виде таблицы.

В связи с широким вовлечением в эксплуатацию месторождений РСт железистых кварцитов — легкообогатимых железных руд — возрос интерес к проблеме их генезиса, вопросам номенклатуры и классификации. Несмотря на многочисленные опубликованные и ведущиеся в этом направлении работы, единая номенклатура железисто-кремнистых пород РСт и их генетическая классификация не разработаны в связи с большим разнообразием железисто-кремнистых пород в пределах одной генетической группы, зависящим от различия исходного материала, степени и характера метаморфизма и эпигенетических гипогенных и гипергенных изменений.

Генетически железисто-кремнистые породы железорудных формаций РСт — осадочно-метаморфические образования представлены железистыми кварцитами (роговиками и джеспилитами), кварцито-сланцами, сланце-кварцитами и железистыми сланцами.

К железистым кварцитам относятся тонкослоистые (полосчатые) породы с высокой степенью дифференциации Fe и SiO₂, состоящие из ритмически чередующихся существенно кварцевых и существенно рудных слоев. Последние сложены минералами Fe: магнетитом, гематитом, магнезиально-железистыми карбонатами и силикатами с подчиненным количеством кварца; при этом состав рудных слоев для каждой разновидности железистых кварцитов строго определенный и закономерный.

К кварцито-сланцам и сланце-кварцитам отнесены породы переходного состава, в которых рудные слои состоят преимущественно из железистых силикатов, при этом в сланце-кварцитах преобладают кварцевые слои, а в кварцито-сланцах — силикатные.

Под железистыми сланцами понимаются породы кварц-силикатного, кварц-карбонатно-силикатного и силикатного составов с отчетливо выраженной сланцеватостью и неясно выраженной слоистой текстурой. Обычно они содержат магнетит и редко расположенные прослои безрудного кварцита. В связи с железистым составом карбонатов и силикатов железистые сланцы имеют высокий коэффициент железистости. В слабо метаморфизированных породах железистые сланце-кварциты, кварцито-сланцы и сланцы образовались из первичных железисто-кремнисто-глиноземистых осадков. При высокой степени метаморфизма, соответствующей условиям гранулитовой и амфиболитовой фаций, эти породы, кроме

того, могли образоваться за счет железистых кварцитов, содержащих магнезиально-железистые карбонаты. Последние, согласно реакциям (см. табл. 2), переходят в магнезиально-железистые амфиболы и пироксены. При этом расходуется часть кварца рудных и нерудных слоев и количество его уменьшается.

Предлагаемая генетическая классификация железисто-кремнистых пород РСт построена главным образом по данным минералого-петрографических и литологических исследований железистых кварцитов и вмещающих пород железорудных месторождений Украинского щита, а также, частично, месторождений Кольского полуострова, КМА и др., проведенных автором и приведенных в литературе.

В основу генетической классификации положено представление о первичном химически-осадочном происхождении железисто-кремнистых пород и последующем их изменении при метаморфизме для неокисленных разновидностей и гипергенезе для окисленных. Формирование исследуемых пород проходило, таким образом, в литогенный и метаморфогенный этапы, а окисленной их части, кроме того, в гипергенный. В связи с этим в приведенной классификации все железисто-кремнистые породы разделены на группы неокисленных и окисленных пород (табл. 1).

Состав первично-осадочных пород, сформировавшихся в литогенный этап, зависел от физико-химических условий среды осаждения и среды накопления осадка, определявшихся, в свою очередь, палеогеографической обстановкой и фациальными условиями периодов осадконакопления.

Не будем останавливаться на дискуссии по вопросу об источнике Fe, формах его переноса, палеогеографической обстановке РСт и т. п.; мы исходим из представления об осаждении Fe, независимо от его источников, в морских водоемах в виде гидрата окиси, претерпевавшей при диагенезе изменения соответственно количеству органического вещества, являвшегося главным редуцентом Fe^{3+} и показателем окислительно-восстановительного потенциала среды. В связи с закономерным убыванием органического вещества от берега в глубь моря, аутигенное минералообразование в железистом осадке проходило зонально, что позволило Н. М. Страхову установить в морском профиле железорудного осадконакопления аутигенно-минералогическую зональность и выделить для РСт в направлении от берега в глубь моря зону силикатных и сидеритовых роговиков с пиритом, зону магнетитовых и зону гематитовых роговиков (Страхов, 1960).

Аутигенно-минералогическая зональность унаследуется при метаморфизме (Плаксенко, 1966; Пирогов, 1962; Ходюш, 1962, 1965) вплоть до гранулитовой фации, а также при окислении, гипергенном рудообразовании (Ходюш, 1967) и метасоматозе.

Парагенезисы минералов метаморфических пород и первично-осадочных различны, в связи с чем необходимо четко различать первичную аутигенно-минералогическую зональность, обусловленную первичным составом пород со степенью их метаморфизма и унаследованную.

Первичные аутигенно-минералогические зоны располагались от берега в глубь моря в следующем порядке: силикатная, карбонатная, магнетитовая и гематитовая. Силикаты были представлены в основном лептохлоритом, карбонаты — сидероплезитом с примесью анкерита.

Унаследованные аутигенно-минералогические зоны характеризуются определенным парагенезисом метаморфогенных минералов, при этом одни из них при метаморфизме претерпевают лишь структурные изменения и относятся к метаморфизованным минералам (кварц, магнезиально-железистые карбонаты, гематит, часть магнетита, хлориты), другие возникают в процессе метаморфизма и относятся к метаморфическим минералам (амфиболы, пироксены, кальцит, часть магнетита, гранаты и др.).

Таблица 1

Генетическая классификация железистых пород РСм

Группы пород	Метаморфические фации	Первичные аутигенно-минералогические зоны			
		Силикатная	Карбонатная	Магнетитовая	Гематитовая
Неокисленные	Зеленых сланцев	Унаследованные аутигенно-минералогические зоны			
		Хлоритовая	Сидероплезитовая	Магнетитовая	Гематитовая
		Сланцы и кварцито-сланцы	Железистые кварциты		
		Кварц-биотит-хлоритовые Кварц-хлоритовые Кварц-биотит-сидерит-хлоритовые Кварц-сидерит-хлоритовые Хлорит-сидероплезитовые Сидероплезитовые Хлорит-магнетит-сидероплезитовые Магнетит-сидероплезитовые Сидероплезит-магнетитовые Магнетитовые Сидероплезит-гематит-магнетитовые Гематит-магнетитовые Магнетит-гематитовые			
	Амфиболитовая	Силикатная роговообманковая	Силикатная грюнеритовая	Магнетитовая	
		Сланцы	Сланце-кварциты	Железистые кварциты	
		Гранат-биотит-роговообманковые Грүнерит-гранат-роговообманковые Гранат-роговообманко-грюнеритовые			

Группы пород	Метаморфические фации	Первичные аутигенно-минералогические зоны				
		Силикатная	Карбонатная	Магнетитовая	Гематитовая	
Неокисленные	Амфиболитовая	Силикатная роговообменная	Силикатная грюнеритовая	Магнетитовая		
		С л а н ц ы	Сланце-кварциты	Железистые кварциты		
		Г р ю н е р и т о в ы е Магнетит-гранат-роговообманко-грюнеритовые Магнетит-г р ю н е р и т о в ы е Грюнерит-магнетитовые М а г н е т и т о в ы е				
	Гранулитовая	Силикатная роговообманковая	Силикатная пироксеновая	Магнетитовая		
		С л а н ц ы	Сланце-кварциты	Железистые кварциты		
		Роговообманковые Пироксен-гранат-роговообманковые Пироксен-роговообманковые Гранат-пироксеновые П и р о к с е н о в ы е Магнетит-оливин-пироксеновые Магнетит-пироксеновые Пироксен-магнетитовые М а г н е т и т о в ы е				
Окисленные	Зеленых сланцев (линейные коры выветривания)	Глинисто-дисперсногематитовая	Дисперсногематитовая	Мартитовая	Железнослюдковая	
		Сланцы и кварцито-сланцы	Железистые кварциты			
		Кварц-дисперсногематит-глинистые Глинисто-кварц-дисперсногематитовые Глинисто-дисперсногематитовые Дисперсногематитовые				

Амфиболитовая и гранулитовая (плоские коры выветривания)	Глинисто-мартит-дисперсногематитовые Мартит-дисперсногематитовые Дисперсногематит-мартитовые Мартитовые Железнослюдко-дисперсногематит-мартитовые Мартит-железнослюдковые		
	Глинисто-гетитовая	Гетитовая	Мартитовая
	Сланцы и кварцито-сланцы	Железистые кварциты	
	Кварц-гетит-глинистые Глинисто-кварц-гетитовые Глинисто-гетитовые Гетитовые Глинисто-мартит-гетитовые Мартит-гетитовые Гетит-мартитовые Мартитовые		

В классификации фигурируют первичные и унаследованные аутигенно-минералогические зоны, которые расположены горизонтально в направлении от вмещающих сланцев к средней части железорудных горизонтов. Так как между аутигенно-минералогическими зонами существуют постепенные переходы, железисто-кремнистые породы также характеризуются переходным составом. В табл. 1 переходные породы двухкомпонентного состава занимают место между двумя соседними зонами, при этом они сдвинуты в сторону той зоны, типоморфный минерал которой преобладает. При трехкомпонентном составе порода располагается в пределах главной зоны и занимает края двух соседних зон, примыкающих к главной. Такое расположение пород характеризует не только их качественный, но и примерный количественный минеральный состав.

Метаморфические фации даны по классификации П. Эскола и расположены вертикально в направлении увеличения степени метаморфизма.

В группе неокисленных железистых пород и руд фации зеленых сланцев выделяются четыре унаследованные аутигенно-минералогические зоны, близкие по составу железистых минералов первичным зонам, каждая из которых характеризуется следующими парагенетическими ассоциациями минералов: силикатная — хлорит, биотит, серицит, кварц, пирит, магнетит, углеродистые минералы; карбонатная — сидероплезит, анкерит, кварц, магнетит, хлорит, встречается пирит, углеродистые минералы:

магнетитовая — магнетит, кварц, сидероплезит (пистомезит), гематит, присутствует хлорит; гематитовая — кварц, гематит, магнетит, иногда железисто-магнезиальные карбонаты состава мезитит — брейнерит.

Минералогические разновидности железистых сланцев и кварцито-сланцев приведены в табл. 1. Наиболее распространены железистые кварциты переходного состава, мономинеральные кварциты (кварц не учитывается) встречаются редко, а чистых гематитовых разновидностей практически нет, они присутствуют в виде прослоев среди гематит-магнетитовых и магнетит-гематитовых кварцитов.

В амфиболитовой метаморфической фации выделяются три унаследованные аутигенно-минералогические зоны: силикатная роговообманковая, силикатная грюнеритовая, магнетитовая. Силикатная роговообманковая зона соответствует первичной силикатной хлоритовой, силикатная грюнеритовая — первичной карбонатной, магнетитовая — первичной магнетитовой и гематитовой в связи с переходом при метаморфизме гематита в магнетит.

Каждая из аутигенно-минералогических зон амфиболитовой метаморфической фации характеризуется следующими парагенетическими ассоциациями минералов: силикатная роговообманковая — сине-зеленая роговая обманка, биотит, грюнерит, повсеместно встречается кислый плагиоклаз, гранат, цоизит, в подчиненном количестве присутствует пирротин; силикатная грюнеритовая — грюнерит-кумингтонит, магнетит, кварц, кальцит; магнетитовая — магнетит, кварц, кумингтонит.

Железистые породы представлены здесь сланцами, кварцито-сланцами и железистыми кварцитами. Область сланцев и кварцито-сланцев в амфиболитовой фации расширяется по причине связывания кварца в силикатах при переходе магнезиально-железистых карбонатов в амфиболы (табл. 2). При этом карбонатсодержащие кварцито-сланцы и частично железистые кварциты, устойчивые в фации зеленых сланцев, переходят соответственно в амфиболсодержащие сланцы и амфиболовые кварцито-сланцы.

В гранулитовой метаморфической фации выделяются аутигенно-минералогические зоны, сходные с амфиболитовой, однако состав породообразующих силикатов изменяется: появляются ромбические и моноклинные пироксены и бурая роговая обманка. Соответственно здесь выделяется силикатная роговообманковая, силикатная пироксеновая и магнетитовая зоны. Силикатная роговообманковая зона соответствует первичной силикатной хлоритовой и унаследованной роговообманковой зоне амфиболитовой метаморфической фации; силикатная пироксеновая — первичной карбонатной и унаследованной грюнеритовой зоне; магнетитовая — первичной магнетитовой и гематитовой.

Унаследованные аутигенно-минералогические зоны гранулитовой фации — это следующие парагенетические ассоциации минералов: силикатная роговообманковая — бурая роговая обманка, средние и основные плагиоклазы, пироксены, повсеместно присутствует гранат, в подчиненном количестве пирротин, апатит; силикатная пироксеновая — магнезиально-железистые пироксены ряда энстатит—ферросилит, пироксены ряда диопсид—геденбергит, кварц, повсеместно присутствует оливин, роговая обманка, гранаты; магнетитовая — магнетит, кварц, ромбические пироксены, моноклинные пироксены.

Как и в амфиболитовой фации, область сланцев и сланце-кварцитов по сравнению с фацией зеленых сланцев расширяется за счет образования пироксенов на месте карбонатов и связывания в пироксены части первичного кварца.

В группу окисленных пород отнесены окисленные железистые кварциты, сланцы и кварцито-сланцы, образовавшиеся при гипергенезе метаморфизованных пород. Сюда же относятся богатые железные руды,

Таблица 2

Процессы минералообразования, связанные с метаморфизмом магнезиально-железистых карбонатов

Метаморфические фации	Исходные минералы	Схема реакций	Соотношение минералов	Конечные минералы
Зеленых сланцев	Минералы изоморфного ряда сидерит—магнезит Анкерит	$\left. \begin{array}{l} \text{FeCO}_3 \\ (\text{Fe}_m \text{Mg}_n \text{Ca}_p) \text{CO}_3 \\ \text{Ca} (\text{Mg}_n \text{Fe}_m)_2 (\text{CO}_3)_2 \end{array} \right\} \text{Перекристаллизация}$	$m \leq n > p$ $p = m + n$	Минералы изоморфного ряда сидерит—магнезит Анкерит
Амфиболитовая	Сидерит, кварц	$7\text{FeCO}_3 + 8\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Fe}_7 [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH})_2 + 7\text{CO}_2$		
	Минералы изоморфного ряда сидерит—магнезит, кварц	$7 \{ (\text{Fe}_m \text{Mg}_n \text{Ca}_p) \text{CO}_3 \} + 8(m+n) \text{SiO}_2 + (m+n) \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons$ $\rightleftharpoons (\text{FeMg})_7 (m+n) [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (m+n) (\text{OH})_2 (m+n) + 7p\text{CaCO}_3 + 7(1-p) \text{CO}_2$	$m \gg n > p$ $m \leq n > p$	Грюнерит Куммингтонит
	Анкерит Кварц	$7 \{ \text{Ca} (\text{Mg}_n \text{Fe}_m) (\text{CO}_3)_2 \} + \text{H}_2\text{O} + 8\text{SiO}_2 \rightleftharpoons$ $\rightleftharpoons (\text{Mg}_n \text{Fe}_m)_7 [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH})_2 + 7\text{CaCO}_3 + 7\text{CO}_2$		
Гранулитовая	Куммингтонит Грюнерит	$2 \{ (\text{Fe}_m \text{Mg}_n)_7 [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH})_2 \} \rightleftharpoons 7 \{ (\text{Fe}_m \text{Mg}_n)_2 \text{Si}_2\text{O}_6 \} + 2\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	$n > m$ $m > n$ $m \gg n$	Гиперстен Феррогиперстен Эулит
	Куммингтонит Грюнерит Кальцит Кварц	$(\text{Fe}_m \text{Mg}_n)_7 [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH})_2 + 7\text{CaCO}_3 + 6\text{SiO}_2 \rightleftharpoons$ $\rightleftharpoons 7 \{ \text{Ca} (\text{Fe}_m \text{Mg}_n) \text{Si}_2\text{O}_6 + \text{H}_2\text{O} + 7\text{CO}_2$	$n \gg m$ $n > m$ $m > n$ $m \gg n$	Диопсид Салит Ферросалит Геденбергит
	Минералы изоморфного ряда сидерит—магнезит Кварц	$2 (\text{Fe}_m \text{Mg}_n) \text{CO}_3 + 2\text{SiO}_2 \rightleftharpoons (\text{Fe}_m \text{Mg}_n)_2 \text{Si}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$	$n > m$ $m > n$ $m \gg n$	Гиперстен Феррогиперстен Эулит
	Анкерит, кварц	$\text{Ca} (\text{Fe}_m \text{Mg}_n) (\text{CO}_3)_2 + 2\text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{Ca} (\text{Fe}_m \text{Mg}_n) \text{Si}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$	$n \gg m$ $n > m$ $m > n$ $m \gg n$	Диопсид Салит Ферросалит Геденбергит

характеризующиеся одинаковым составом рудных минералов с железистыми и отличающиеся от последних отсутствием или незначительным содержанием кварца.

Линейные коры выветривания развивались преимущественно на слабо метаморфизованных железистых породах зеленосланцевой метаморфической фации, характеризующихся некомпетентностью и интенсивным развитием разрывных тектонических нарушений от сравнительно крупных сбросов до тонкой трещиноватости типа кливажа. При окислении хлорит переходит в тонкодисперсный гематит и глинистые минералы, серицит — в глинистые минералы, карбонаты Fe — в тонкодисперсный гематит (Федорченко, 1965; Ходюш, 1965₂), магнетит — в мартит. Железная слюдка остается устойчивой.

Площадные коры выветривания развиваются преимущественно на железистых породах амфиболитовой и гранулитовой метаморфических фаций, характеризующихся компонентностью пород в связи с наличием в их составе амфиболов и пироксенов и развитием пойкилобластовых структур. Проникновение поверхностных вод ограничивалось зоной трещин выветривания. При окислении и гидратации магнезиально-железистые силикаты переходят в гетит, глинистые минералы и кварц, магнетит — в мартит.

В группе окисленных пород в фации зеленых сланцев выделяются четыре унаследованные аутигенно-минералогические зоны: глинисто-дисперсногематитовая, дисперсногематитовая, мартитовая и железнослюдовая. Глинисто-дисперсногематитовая зона соответствует силикатной хлоритовой зоне неокисленных пород, дисперсногематитовая — карбонатной, мартитовая — магнетитовой, железнослюдовая — гематитовой. Каждая из унаследованных аутигенно-минералогических зон включает следующие парагенетические ассоциации минералов: глинисто-дисперсногематитовая — кварц, минералы глин, гидрохлорит, тонкодисперсный гематит («краска»); дисперсногематитовая — кварц, дисперсный гематит, мартит; мартитовая — мартит, кварц, дисперсный гематит, железная слюдка; железнослюдовая — железная слюдка, кварц, мартит. В полуокисленных разновидностях в виде реликтового минерала присутствует магнетит.

Кроме дисперсного гематита может присутствовать гетит, однако он, как правило, образуется по эпигенетическому сидериту гипергенного происхождения, замещающему в условиях гипергенеза все минералы Fe, включая железную слюдку.

В амфиболитовой и гранулитовой фациях окисленной группы железистых пород выделяются три унаследованные аутигенно-минералогические зоны: глинисто-гетитовая, гетитовая и мартитовая.

Глинисто-гетитовая зона соответствует роговообманковой зоне группы неокисленных пород, гетитовая — силикатной грюнеритовой и пироксеновой, мартитовая — магнетитовой.

Каждая из унаследованных аутигенно-минералогических зон характеризуется следующими парагенетическими ассоциациями минералов: глинисто-гетитовая — минералы глин, гетит, кварц; гетитовая — кварц, гетит, мартит, глинистые минералы; мартитовая — кварц, мартит, гетит.

Окисленные горные породы амфиболитовой и гранулитовой фаций представлены охристыми сланцами и железистыми кварцитами, причем здесь не наблюдается смещения сланцев в сторону кварцитов, как в группе неокисленных пород. Отсутствие такого смещения объясняется выделением эпигенетического кварца при окислении амфиболов и пироксенов.

Разработанная генетическая классификация позволяет проследить процессы метаморфогенного и гипергенного минералообразования в железистых породах по аутигенно-минералогическим зонам и установить генезис главных породообразующих минералов.

Для карбонатной аутигенно-минералогической зоны при метаморфизме, отвечающем фации зеленых сланцев, главные породообразующие минералы кварцито-сланцев и железистых кварцитов — кварц и магнезиально-железистые карбонаты, в основном сидероплезит, постоянно, но в подчиненном количестве, присутствуют хлорит и магнетит, повсеместно развит анкерит.

В амфиболитовой фации по магнезиально-железистым карбонатам образуются амфиболы изоморфного ряда грюнерит — купферрит и метаморфический кальцит.

В гранулитовой фации по магнезиально-железистым амфиболам или непосредственно по магнезиально-железистым карбонатам образуются ромбические пироксены изоморфного ряда энстатит — ферросилит, а при наличии кальцита или анкерита — моноклинные пироксены изоморфного ряда диопсид — геденбергит (см. табл. 2).

При гипергенном изменении железистых пород зеленосланцевой метаморфической фации в условиях линейной коры выветривания из магнезиально-железистых карбонатов образуется тонкодисперсный гематит. При окислении пород амфиболитовой и гранулитовой фации в условиях площадных кор выветривания образуется гетит.

В магнетитовой аутигенно-минералогической зоне неокисленных железистых кварцитов фации зеленых сланцев главные породообразующие минералы — магнетит и кварц, в подчиненном количестве присутствуют карбонаты и железная слюдка. При метаморфизме в амфиболитовой и гранулитовой фациях магнетит остается устойчивым и претерпевает лишь структурные изменения, собирательную перекристаллизацию и очистку от микровключений. В гипергенных условиях площадных и линейных кор выветривания магнетит переходит в мартит.

В гематитовой аутигенно-минералогической зоне гематит в виде железной слюдки и эмульсоидов в зернах кварца широко развит в железистых кварцитах фации зеленых сланцев, окисленных и неокисленных. В железистых породах амфиболитовой и гранулитовой фаций гематит на месторождениях Украинского щита нами обнаружен не был. По-видимому, он переходит в магнетит, причем образует микровключения в зернах кварца, аналогичные «эмульсоидам» гематита. Псевдоморфозы в виде мушкетовита при этом не встречаются, так как магнетит претерпевает перекристаллизацию и приобретает свойственную ему форму зерен.

Таким образом, генетическая классификация позволяет проследить закономерности изменения минералого-петрографического состава и структуры железистых пород в нормальном стратиграфическом разрезе каждого месторождения, а также изменение состава железистых пород на различных железорудных месторождениях в зависимости от степени их метаморфизма. Это позволяет проводить корреляцию месторождений и различных структурно-фациальных зон, сложенных, казалось бы, различными по составу и возрасту породами.

В приведенной классификации не выделяются эпидот-амфиболитовая фация, а также группы полукислых пород. При необходимости рамки генетической классификации без изменения принципа ее построения могут быть раздвинуты за счет выделения промежуточных метаморфических фаций или аутигенно-минералогических зон.

ЛИТЕРАТУРА

- Пирогов Б. И. Вещественный состав, строение и обогатимость железистых роговиков Криворожского бассейна. — Сов. геология, 1962, № 8.
Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Федорченко В. С. Осадочные сидериты в среднем отделе Криворожской свиты, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 12.
- Ходюш Л. Я. О сидероплезите из железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения.— Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 5.
- Ходюш Л. Я. Петрогенезис железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения.— В сб.: Геология, геофизика и гидрогеология.— Изв. ДГИ, М., «Недра», 1965, т. XLVI.
- Ходюш Л. Я. О тонкодисперсном гематите из железистых кварцитов Белозерского района.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, Изд-во Львовск. ун-та, 1965.
- Ходюш Л. Я. Аутигенно-минералогическая зональность, как один из критериев расчленения и сопоставления железорудных толщ железисто-кремнистых формаций докембрия (на примере Белозерского железорудного района).— В сб.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967.
- Lepp Henry, S. Goldich Samuel, Origin of Precambrian iron formations. Econ. Geol., v. 59, 1964.

Научно-исследовательский институт геологии
Днепропетровского государственного университета
Днепропетровск

Дата поступления
22.IX.1969

УДК 550.4 : 546.56«551.734»(470.341)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДИ В ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛАТВИИ

Я. Д. ФЕДОРЕНКО, Е. А. МЕНАКЕР

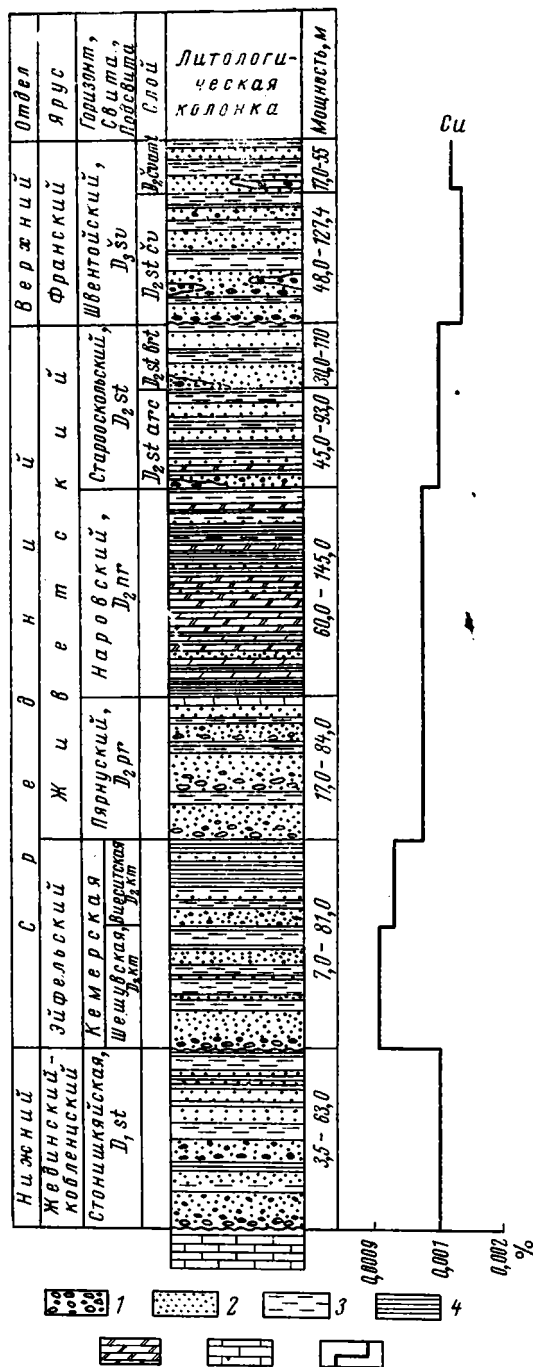
В отложении D_1 , D_2 и низах D_3 Cu распределяется ритмично, с тенденцией роста содержаний от эйфельского к франскому ярусу. Минимальные средние содержания — в шешувской свите, максимальные — в гауйских слоях. По площади распространения отложений геохимические поля Cu находятся в основном на севере района Видземе, юго-западе района Курземе и в окрестностях Риги. К этим же площадям приурочены аномалии Cu. Наиболее высокие ее концентрации — в зоне осадочной брекчии на контакте пярнуского и наровского горизонтов по всей территории Латвии, на северо-востоке Видземе, где высокие содержания Cu приурочены ко всему разрезу D , и в окрестностях Риги, где Cu накапливается в благоприятных фациальных условиях болот и прибрежной зоны.

Осадочные толщи на территории Латвии нами изучались в течение 1963—1969 гг. путем систематического литогеохимического опробования керна скважин точечными пробами. Было отобрано 14 600 проб из пород различного состава и возраста: от докембрийского кристаллического фундамента до мезо-кайнозойских отложений. Всего был опробован kern 109 скважин с интервалом отбора проб 3—5 м.

В пробах приближенно-количественным спектральным анализом определены содержания Be, P, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sr, Y, Zr, Ba, Pb, Yb. Результаты анализа были обработаны различными графическими и статистико-математическими методами. Часть этих материалов опубликована (Федоренко, Менакер, 1967, 1968, 1969₁₋₃). Здесь мы остановимся только на закономерностях распределения Cu в нижне-, средне- и верхнедевонских отложениях.

Геологический разрез D представлен на фиг. 1. Эти отложения описаны в ряде статей (Лиепиньш, 1963, 1964; Вийдинг, 1964; Геккер, 1954; Григялис, Жейба и др., 1965; Клессмент, 1965; Менакер, Федоренко, 1968; Нарбутас, 1958; Поливко, 1967; Ратеев, 1958; Тамме, 1962 и др.) и монографий (Вопросы..., 1967; Девон..., 1953; Геологическая..., 1962; Геология..., 1960; Франские..., 1963 и др.).

Поскольку эти отложения залегают близко к дневной поверхности, установленные закономерности распределения содержаний в них Cu имеют и практическое значение. Распределение средних содержаний Cu по стратиграфическим подразделениям D и типам пород показывает, что она не испытывает резких вариаций средних содержаний по отложениям D в целом (0,0008—0,0012%) и отдельным типам пород (см. фиг. 1; фиг. 2; таблица). На фоне общего циклического распределения Cu, обусловленного литолого-фациальными и палеогеографическими особенностями разреза, наблюдается и тенденция роста содержаний Cu от D_1 к D_3 . Наиболее высокие средние содержания ее установлены в гауйских слоях швентойского горизонта, минимальные — в кемерской свите. По типам пород наиболее высокие содержания Cu в алевритах и



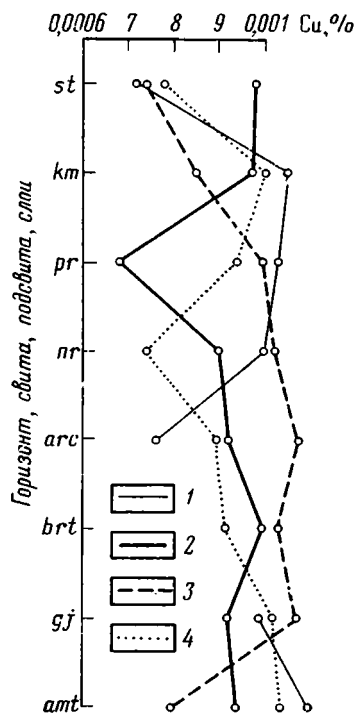
Фиг. 1

Фиг. 1. Стратиграфическая колонка D₁, D₂ и низов D₃ Латвии

1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — глина; три последних условных обозначения соответствуют: мергелям; известнякам; градику средних медианных содержания

Фиг. 2. Графики изменения средних медианных содержания Si в породах D

1 — карбонат; 2 — глина; 3 — алевролит; 4 — песчаник



Фиг. 2

карбонатах, при этом в ее распределении наблюдаются два более крупных цикла: донаровский и посленаровский.

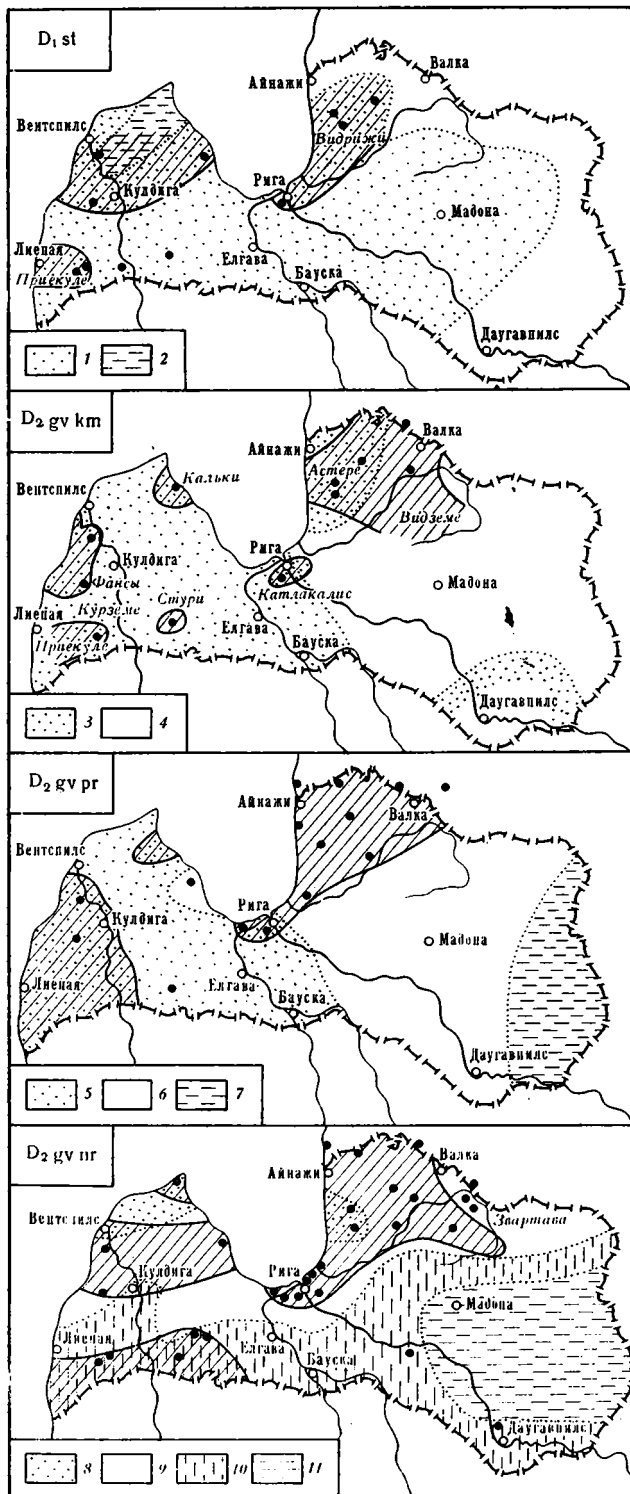
Для определения нижнего предела аномальных содержаний AN_5 Si были использованы формулы, предложенные Б. А. Юфа и Ю. М. Гурвич (1964). Этот предел установлен при уровне значимости $t=5\%$ или $q=0,05$ по формуле $AN_5 = Me + 4(Q_3 - Me)$, где Me — медианные значения содержания элемента в породе, Q_3 — верхний квартиль распределе-

Средние (медианные) содержания, нижний предел и встречаемость аномалий Си в D Латвии

Отложения	Песчаник					Алеврит				
	количество проб	Me	АН ₅	% встречаемости аномалий	коэффициент вариаций V, %	количество проб	Me	АН ₅	% встречаемости аномалий	коэффициент вариаций V, %
Аматские слои	247	0,00135	0,0119	14,1	18,22	125	0,0008	0,0096	6,2	23,44
Гауйские »	865	0,00115	0,0098	9,6	16,70	422	0,0017	0,011	8,6	13,54
Буртниекские »	344	0,00092	0,0062	8,7	12,47	302	0,0013	0,010	8,5	19,15
Арукюльские »	466	0,0009	0,0063	7,6	12,92	382	0,0018	0,010	15,4	12,79
Наровский горизонт	240	0,00074	0,00498	12,9	18,24	154	0,00115	0,0086	6,0	23,48
Пярнуский »	226	0,00094	0,00798	10,2	17,87	59	0,00107	0,0076	8,1	18,93
Кемерская свита	190	0,00101	0,0066	11,4	12,62	137	0,00085	0,0059	5,9	16,32
Стонишкяйская »	93	0,00078	0,0041	12,0	15,38	54	0,00073	0,0022	10,3	5,96
Среднее	2671	0,00087	0,00723	10,8	15,55	1635	0,0012	0,0081	9,7	16,70

Продолжение таблицы

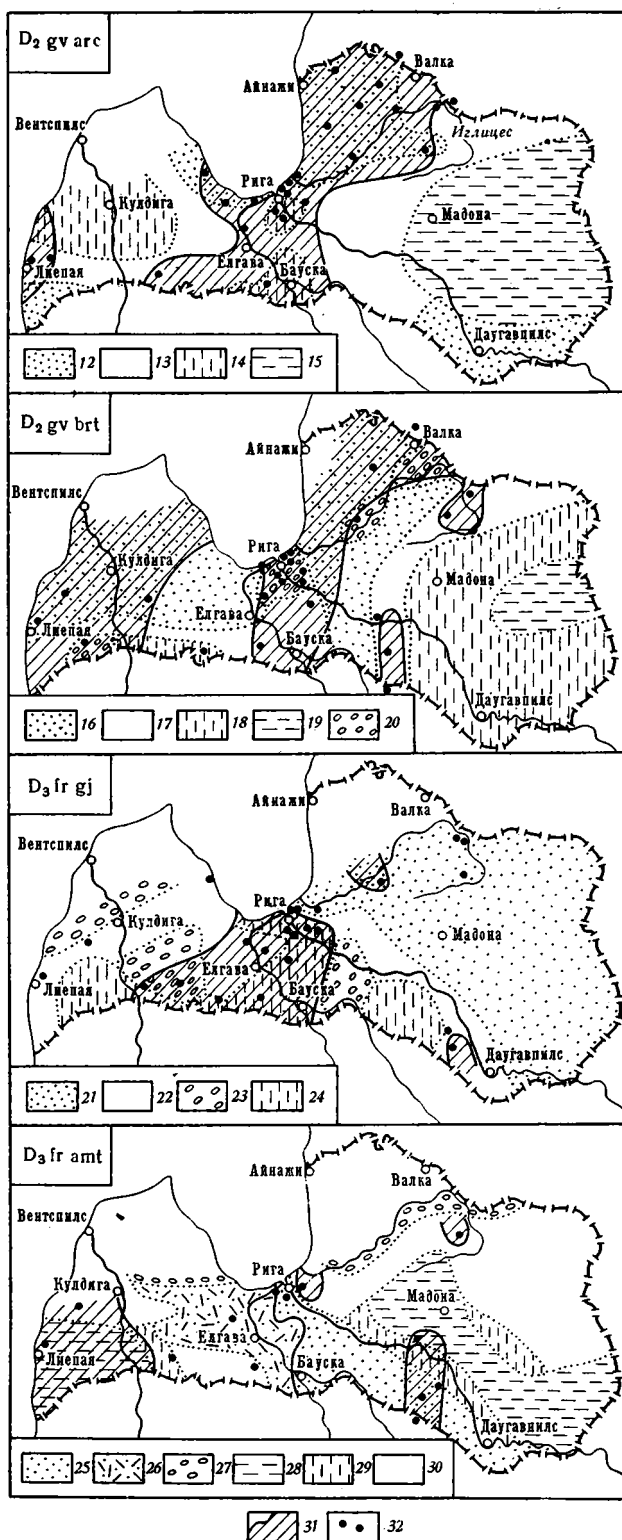
Отложения	Глина					Карбонат					Среднее по горизонтам	
	количество проб	Me	АН ₅	% встречаемости аномалий	коэффициент вариаций V, %	количество проб	e	АН ₅	% встречаемости аномалий	коэффициент вариаций V, %	% встречаемости аномалий	коэффициент вариаций V, %
Аматские слои	102	0,00094	0,0096	8,8	20,51	21	0,0021	0,011	8,7	14,21	9,45	19,09
Гауйские »	260	0,00092	0,011	10,0	23,23	8	0,001	0,0054	12,5	15,75	10,17	17,30
Буртниекские »	140	0,001	0,0082	3,5	19,43	—	—	—	—	—	6,9	17,01
Арукюльские »	234	0,00092	0,0074	3,8	16,06	39	0,00076	0,0077	2,7	24,67	7,4	16,61
Наровский горизонт	443	0,0009	0,0067	7,1	12,75	813	0,00096	0,0079	7,4	15,78	8,3	17,56
Пярнуский »	66	0,00068	0,0088	8,1	28,68	59	0,00125	0,0071	8,8	14,40	8,8	19,97
Кемерская свита	107	0,00098	0,0083	9,7	15,61	45	0,0015	0,0091	2,0	12,00	7,2	14,14
Стонишкяйская »	61	0,00098	0,0079	5,6	16,30	19	0,00073	0,0082	14,3	26,71	10,5	16,09
Среднее	1413	0,00091	0,0085	7,07	19,07	1004	0,001	0,008	8,05	17,64	—	—



Фиг. 3. Карты геохимических полей и аномалий Cu в D₁, D₂, D₃ Латвии

1 — алевроито-песчаные отложения лагунно-континентальных водоемов; 2 — карбонатно-алевритовые отложения мелководного засоленного лагунного бассейна; 3 — глинисто-алевритовые и песчаные отложения водоемов лиманно-озерного типа и потоков прибрежной равнины; 4 — карбонатно-глинисто-песчаные отложения мелководного морского бассейна с пониженной соленостью; 5 — глинисто-алевритовые и песчаные аллювиально-дельтовые отложения прибрежной равнины; 6 — карбонатно-глинисто-песчаные отложения мелководного морского бассейна с пониженной соленостью; 7 — глинисто-карбонатно-песчаные отложения глубоководного морского бассейна с пониженной соленостью; 8 — карбонатно-терригенные отложения зоны периодического осушения морского бассейна; 9 — глинисто-карбонатные и терригенные отложения прибрежной зоны морского бассейна; 10 — терригенно-карбонатные отложения мелководного морского бассейна с повышенной соленостью; 11 — глинисто-мергелистые отложения глубоководной части морского бассейна с повышенной соленостью; 12 — терригенные осадки низменной равнины; 13 — карбонатно-терригенные осадки краевой, местами заболоченной, части озерного бассейна; 14 — песчано-алевритоглинистые осадки центральной части опресненного озерного бассейна; 15 — песчано-глинисто-алевритовые осадки центральной части засоленного озерного бассейна; 16 — терригенные грубозернистые осадки низменной равнины; 17 — алевроито-песчаные осадки прибрежной озерной равнины; 18 — алевроитовые осадки с прослоями глины и песчаников краевой части озерного бассейна; 19 — алевроитоглинистые осадки центральной зоны озерного бассейна; 20 — терригенные тонкозернистые осадки болот; 21 — алевроито-песчаные грубозернистые осадки с прослоями конгломератов аллювия возвы-

ленной части равнины; 22 — алеврито-песчаные осадки с прослоями конгломератов аллювиально-дельтовых отложений низменной части равнины; 23 — русловые алеврито-песчаные осадки с прослоями конгломератов аллювиально-дельтовых отложений низменной части равнины; 24 — глинисто-алеврито-песчаные осадки с прослоями конгломератов дельтовых отложений подводной части равнины; 25 — алеврито-песчаные осадки аллювиально-озерной зоны прибрежной равнины, заболочиваемой; 26 — разнозернистые песчаные осадки зоны аллювия прибрежной равнины; 27 — терригенные осадки зоны прибрежной равнины; 28 — тонкозернистые осадки подводных песков прибрежного морского мелководья; 29 — алеврито-песчаные осадки зоны прибрежного морского мелководья; 30 — алеврито-песчаные осадки зоны побережья морского мелководного бассейна; 31 — геохимические поля распространения Cu (0,0001—0,01%); 32 — повышенные аномальные концентрации Cu (0,03—0,5%). (Литолого-фациальная обстановка взята из карт, составленных И. А. Поливко)



ния. Нижний предел аномальных содержаний Cu для различных литологических типов пород и в зависимости от их возраста колеблется от 0,0041 до 0,0131% (см. таблицу). При этом средние значения его для всех типов пород в пределах изученного нами разреза близки к 0,01%.

Распределение аномальных содержаний Cu не испытывают заметно выраженной приуроченности к какому-либо типу пород, хотя наибольший процент встречаемости аномалий AN_2 связан с песчаниками (10,8%) и алевролитами (9,7%). Распределения аномалий Cu не обнаруживают четкой приуроченности и по стратиграфическим подразделениям. В то же время больше всего аномалий встречается в стонишкяйских, аматских и гауйских слоях.

Распределение аномалий Cu четко не разграничено. Часть из них приурочена к отложениям с максимальными средними содержаниями, часть — с минимальными.

Если исходить из положения о том, что уменьшение коэффициента вариаций при прочих равных условиях (Толстой, Остафийчук, 1962) свидетельствует о значительной роли рассеяния в распределении элемента, а его увеличение — о концентрации, то получается, что коэффициенты вариаций Cu (см. таблицу; Федоренко, Менакер, 1967) в зависимости от петрографического состава пород и возраста резко не меняются.

Суммируя изложенное о процентах встречаемости аномалий и коэффициентах вариаций Cu , можно считать, что наиболее перспективны в отношении возможной концентрации стонишкяйские, пярнуские, наровские, аматские и гауйские песчано-алевритовые отложения.

Рассмотрим закономерности распределения Cu на площади распространения D (фиг. 3).

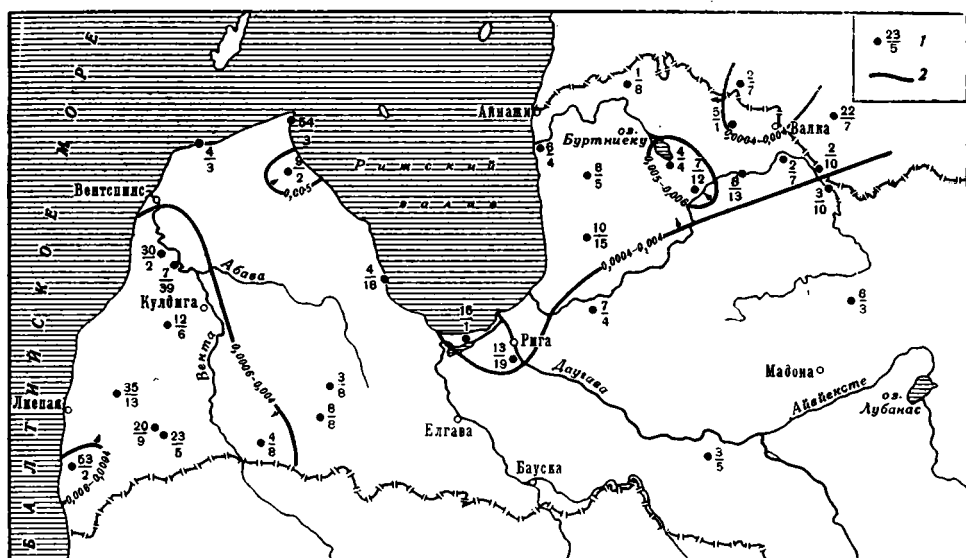
Эти закономерности получены на основании погоризонтных геохимических карт распределения средних содержаний Cu в отдельных литологических типах пород. В качестве иллюстрации приведена фиг. 4, на которой показано распределение точек опробования пярнуских песчаников и выделение геохимических полей Cu .

В стонишкяйской свите основное количество аномалий Cu приурочено к полям повышенного ее содержания, расположенным в северной (скв. Видрижи) и юго-западной (скв. Приекуле) частях Латвии. Здесь развиты алевроито-песчаные отложения лагунно-континентальных водоемов, причем первый район непосредственно примыкает к источнику сноса, представленному венлокскими и лландоверийскими осадочными отложениями S. Любопытна характерная заливообразная форма бассейна осадконакопления на участке повышенных содержаний Cu и ее аномалий.

В кемерской свите и в лежащих ниже отложениях закономерности распределения Cu на площади в основном сходны. Поля повышенных содержаний приурочены к фации глинисто-алевритовых и песчаных отложений водоемов лиманно-озерного типа и потоков прибрежной равнины. Причем повышенные содержания Cu распространены не по всей фациальной зоне, а обособлены в виде локальных небольших участков (Кальки, Ансы, Приекуле, Стури, Катлакалс, Астере), где, вероятно, были более углубленные озера, лагуны или дельты. В этих фациях часто и повышенные мощности отложений.

Аномальные концентрации Cu приурочены к полям повышенных ее содержаний, расположенным в зонах отложений водоемов лиманно-озерного типа, где, вероятно, были условия более восстановительные, благоприятные для аккумуляции Cu . В основном это северо-западная часть района Видземе (скв. Астере) и юго-западная часть района Курземе (скв. Приекуле).

В пярнуском горизонте поля повышенных содержаний Cu приурочены к юго-западной части Латвии, где И. А. Поливко выделил глинисто-



Фиг. 4. Схема распределения Si в песчаниках пярнуского горизонта D₂

1 — скважины; в числителе номер скважины, в знаменателе количество проб, участвующих в построении карт; 2 — контуры средних содержаний Si в песчаниках пярнуского горизонта

алеврито-песчаную аллювиально-дельтовую литолого-фациальную зону прибрежной равнины, и к северо-западу района Видземе, где развита зона карбонатно-глинисто-песчаных отложений мелководной части морского бассейна с пониженной соленостью.

Аномалии Si приурочены также к зонам повышенных содержаний. Они сосредоточены в основном в северо-западной части района Видземе.

В наровском горизонте поля повышенных содержаний Si развиты гораздо шире, чем в стонишкяйских, кемерских и пярнуских отложениях. Они в основном приурочены к зоне глинисто-карбонатных и терригенных отложений прибрежной зоны морского бассейна. Аномалии Si также сосредоточены на этих площадях. Наибольшее их количество — в окрестностях Риги и на северо-западе района Видземе.

В арукюльских слоях поля накопления Si приурочены на западе и юге Латвии к литолого-фациальной зоне песчано-алеврито-глинистых осадков центральной части опресненного озерного бассейна. В окрестностях Риги и на северо-западе района Видземе они связаны с терригенными осадками низменной равнины. Аномалии Si встречаются на различных площадях, хотя, исходя из фациальной обстановки, наиболее интересны аномалии, приуроченные к песчано-алеврито-глинистым осадкам центральной части озерного бассейна (окрестности Риги, Лиепая, юг Латвии). Любопытна вытянутость геохимического поля распространения Si и ее аномальных точек в субмеридиональном направлении от г. Валка через Ригу на г. Бауска (см. фиг. 3).

В буртниеких слоях поля распространения Si приурочены главным образом к алеврито-песчаным осадкам прибрежной равнины и частично прослеживаются в зону терригенных грубозернистых осадков низменной равнины с участками болот.

Аномальные точки Si встречаются в этих же полях. Они сосредоточены в основном в окрестностях Риги, в зоне болотных осадков. Бросается в глаза приуроченность большей части аномалий Si к осадкам заболоченных участков и прибрежной озерной равнины.

В гауйских слоях поля распространения Си приурочены к зонам алевроито-песчаных осадков аллювиально-дельтовых отложений низменной равнины и глинисто-алеврито-песчаных осадков дельтовых отложений подводной части равнины.

Аномальные точки Си также связаны с этими же площадями. Преобладающее их количество сосредоточено в окрестностях Риги и южнее ее до самой границы с Литвой.

В аматских слоях поля распространения Си резко сокращены. Они приурочены на западе Латвии к алевроито-песчаным осадкам зоны побережья морского мелководного бассейна и тонкозернистым осадкам подводной части прибрежного морского мелководья, а на остальной территории связаны также с алевроито-песчаными осадками зоны побережья морского мелководного бассейна и алевроитовыми осадками аллювиально-озерной зоны прибрежной равнины, местами заболоченной. Аномальные участки Си также главным образом приурочены к этим же площадям.

Итак, поля и аномалии распространения Си приурочены главным образом к субконтинентальным и прибрежно-морским фациям осадков и мигрируют вместе с ними. Интересны перемещения геохимических полей и аномалии Си в субмеридиональном направлении с северных районов Видземе в район Риги и южнее. При изучении Си в кернах скважин особое внимание уделялось интервалам пород, где были обнаружены пробы с аномальными ($>0,03\%$) ее содержаниями. Распределение таких содержаний Си в рамках закономерностей, выявленных выше. Кроме того, было установлено, что наибольшее количество высоких содержаний Си ($0,03—0,5\%$) приурочено к подошве наровского горизонта на контакте его с пярнускими отложениями. Для этого контакта характерно то, что он почти по всей территории Латвии сопровождается зоной брекчии. Наиболее интенсивно зона осадочной брекчии оползневого типа развита в западной части Латвии в фациальной зоне мелководной части моря и в краевых частях зоны глубоководной части наровского морского бассейна. Мощность зоны брекчии $0,5—14,5$ м. Брекция представлена обломками доломитов, мергелей и палевых известняков, реже глин, алевролитов и глинистых песчаников. Обломки угловатые и слабоокатанные, размером $0,3—20$ см. Цемент — доломитовая глина.

В брекчированных породах нередко вкрапленность пирита, галенита, халькопирита, сфалерита и ковеллина, зоны смятия, развальцевание пирита, зеркала скольжения, интенсивная раздробленность до милонитов и т. д.

Приуроченность Си к этому контакту носит региональный характер. Здесь, как правило, во всех скважинах имеется то или иное количество проб с повышенными или аномальными ($0,03—0,5\%$) ее содержаниями. Генезис высоких концентраций Си в подошве наровского горизонта, по-видимому, можно связывать с процессом осадкообразования. Наровские отложения можно рассматривать как своеобразную галогенную толщу среди терригенных осадков D_1 и D_2 . Известно, что начало накопления галогенных пород благоприятно для выпадения и накопления сульфидов малых элементов.

Большое количество аномалий Си ($0,01—0,03\%$) обнаружено в посленаровских отложениях окрестностей Риги.

Изучение распределения Си по различным гранулометрическим фракциям пород показало значительную дифференциацию ее содержания в зависимости от размера фракции. Наряду с существенным обогащением Си тонких глинистых и пылеватых частиц повышенные ее содержания установлены также во фракциях $0,5—0,25$ и $0,25—0,1$ мм.

В песчаниках с карбонатным цементом повышенное содержание Си связано с карбонатами. В карбонатных же породах ее больше в глинистом материале.

Сопоставление данных спектрального и химического анализов показало, что помимо концентраций Си главным образом в глинистых минералах небольшая ее часть также связана с рудными минералами, мусковитом и в меньшей степени с биотитом и полевыми шпатами. Если в ильмените, магнетите, титаномagnetите, гематите, пироксенах и роговых обманках содержания Си 0,001—0,003%, то в пирите — 0,03—0,11%.

Наличие значительной вкрапленности пирита в породах может также создавать некоторые аномалии Си.

Изучение аншлифов показало, что пирит в образцах с аномальным содержанием Си образует неправильные выделения причудливых очертаний. Это объясняется его более поздним образованием по отношению к минералам, обломкам пород и цементу. В брекчированных породах пирит также самый поздний — замещает цемент и корродирует обломки пород.

Выводы. 1. Распределение Си по разрезу отложений D отражает их ритмичное строение и литолого-фациальные особенности. Метод стратиграфического расчленения толщ по содержанию Си может быть использован в комплексе с другими методами.

2. Распределение Си по площади отложений может быть, в свою очередь, использовано для уточнения границ фациальных зон.

3. Повышенные концентрации Си и закономерности их распределения свидетельствуют о возможности обнаружения ее накопления в породах D₁, D₂, D₃.

4. Для практической оценки выявленных аномалий Си и установления их генезиса необходимы дальнейшие исследования контакта пярнуских и наровских отложений и других участков.

ЛИТЕРАТУРА

- Вийдинг Х. А. Некоторые данные о минералогическом составе песчаников среднего девона Эстонии. Изд-во Тартуского ун-та, 1964.
- Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967.
- Геккер Р. Ф. Сопоставление разрезов восточной и западной половины Главного девонского поля и основные черты экологии его фауны и флоры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
- Геологическая изученность СССР, т. 45, Латвийская ССР (1945—1950). Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1962.
- Геология СССР, т. 38, ч. I, Латвийская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кригалис А., Жейба С. и др. Атлас литолого-палеогеографических и палеотектонических карт Южной Прибалтики. Вильнюс, 1965.
- Девон Русской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Клессмент А. Отложения шешувской и виеситской свит на территории Эстонии.— Изв. АН ЭстССР, 1965, № 2.
- Лиепиньш П. П. Условия формирования франских отложений Прибалтики.— Тр. ИГ АН ЛатвССР, Рига, 1963, вып. X.
- Лиепиньш П. П. Об унифицированной субрегиональной схеме стратиграфии девона северо-запада Русской платформы. Изв. АН ЛатвССР, № 1, 1964.
- Менакер Е. А., Федоренко Я. О. Распределение ряда химических элементов в докембрийских и кембрийских отложениях осадочного чехла и породах фундамента Латвии.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1968.
- Нарбутас В. В. Данные спектрального анализа татульских и истренских слоев верхнего девона и их использование для палеогеографических и стратиграфических целей.— Научн. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, Вильнюс, 1958, вып. 8.
- Поливко И. А. Некоторые особенности строения швентойского горизонта верхнего девона на территории Латвийской ССР.— Изв. АН ЛатвССР, 1967, № 7 (240).
- Ратеев М. А. Глинистые минералы и их фациальные связи в старооскольских и нижнецигровских отложениях. М., Гостоптехиздат, 1953.
- Страхов М. Н. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тамме А. Э. О минералогии наровского горизонта.— Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР, Вильнюс, 1962, № 10.
- Толстой М. Н., Остафийчук И. М. О вариационно-статистической обработке результатов изучения вещественного состава горных пород. Разведка и охрана недр., 1962, № 5.

- Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Коэффициенты вариации и характеристика распределения малых и редких элементов в осадочных отложениях Латвии.— Изд. АН ЛатвССР, 1967, № 9 (242).
- Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Распределение ряда химических элементов в основных типах осадочных пород на территории Латвии.— Изв. АН ЛатвССР, 1968, № 7 (252).
- Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Медь в девонских отложениях Латвии. Изв. АН ЛатвССР, 1969, № 7.
- Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Закономерности распространения свинца в девонских отложениях Латвии.— Сов. геология, 1969, № 10.
- Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Признаки металлоносности девонских отложений Латвии.— В сб.: Материалы III научной конференции молодых геологов Белоруссии. Изд-во АН БССР, Минск, 1969.
- Франские отложения Латвийской ССР. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1963.
- Юфа Б. А., Гурвич Ю. М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля.— Геохимия, 1964, № 8.

Тематическая партия
Геологоразведочной экспедиции
Управления геологии при СМ
Латвийской ССР
Рига

Дата поступления
11.XI.1968

УДК 552.16 : 552.313«551.781.4» (479.224)

ГИДРОТЕРМАЛЬНО АРГИЛИЗИРОВАННЫЕ ВУЛКАНИТЫ СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА КАК МАТЕРИНСКИЕ ПОРОДЫ БАТУМСКИХ КРАСНОЗЕМОВ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД МОЛАССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГУРИЙСКОГО ПРОГИБА

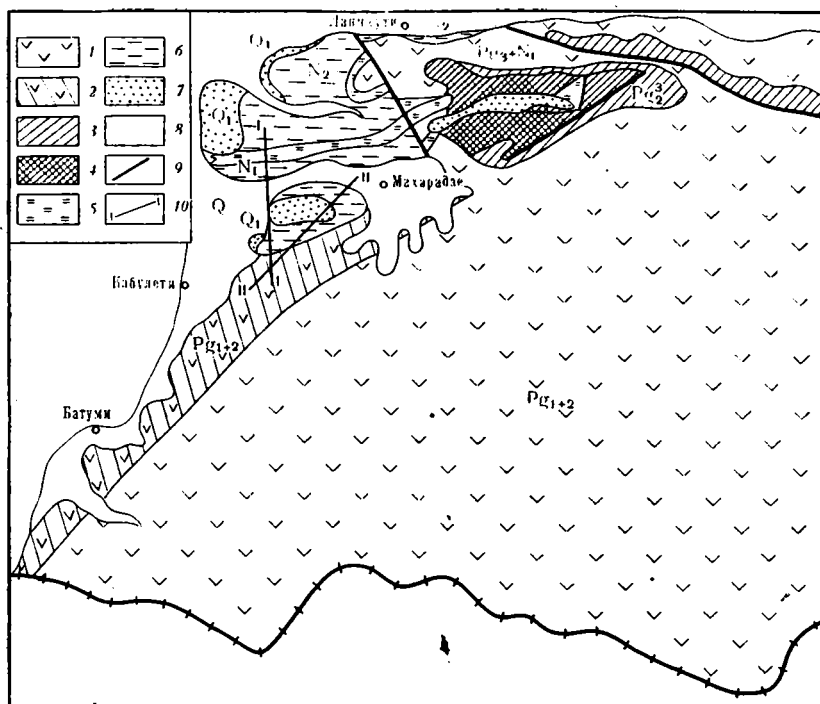
В. Н. РАЗУМОВА

Доказывается, что монтмориллонитовые глины, подстилающие «батумские красноземы», — не нижние горизонты коры выветривания, а гидротермально аргилизованные вулканы среднего эоцена. В миоцене и плиоцене гидротермальные глины интенсивно размывались и служили источником глинистого материала для грауваккового комплекса молассовых отложений Гурийского прогиба.

На черноморском побережье Аджарии (район городов Махарадзе — Кобулет — Батуми) широко распространена красноземная каолиновая кора выветривания. Она приурочена к полосе предгорий (фиг. 1) западного окончания Чаквинско-Саирмской подзоны Понтийско-Триалетской складчатой системы (Гамкрелидзе, 1966). С севера к Чаквинско-Саирмской подзоне примыкает Гурийская подзона — Гурийский подгорный прогиб. Эти две подзоны различаются геологическим строением и историей развития. Чаквинско-Саирмская подзона существовала как область поднятий уже с олигоцена, а Гурийская оставалась предгорным прогибом до конца киммерия. В соответствии с этим в наиболее полном разрезе Гурийского прогиба на вулканитах среднего эоцена или фораминиферовых мергелях верхнего эоцена залегает полный комплекс осадочных отложений олигоценового, миоценового и плиоценового возраста — нижняя морская моласса (олигоцен — средний сармат) и верхняя континентальная (мэотис — киммерий) моласса. В Чаквинско-Саирмской же подзоне разрез обрывается на отложениях среднего эоцена (фиг. 2). В соответствии с этим в южном борту Западно-Гурийской депрессии, в районе г. Махарадзе, вулканы среднего эоцена Чаквинско-Саирмской подзоны, погружаясь, уходят под молассовые отложения Западно-Гурийской депрессии Гурийской подзоны (см. фиг. 2).

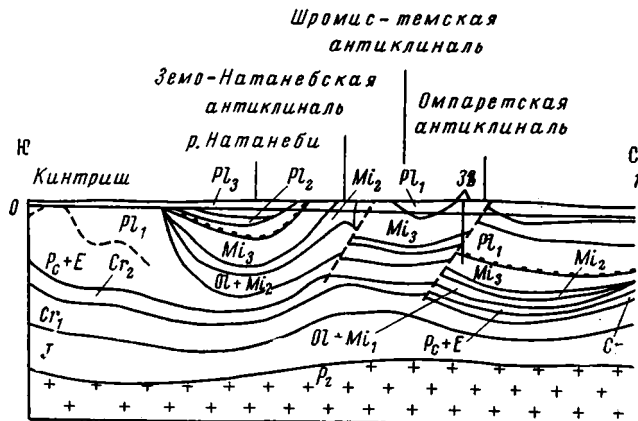
Западный, обращенный к морю горный склон Чаквинско-Саирмской подзоны (район городов Махарадзе — Кобулет — Батуми), имеет ступенчатое строение и на западе оборван черноморским грабеном. Холмисто-грядовые предгорья с красноцветной корой выветривания занимают нижнюю тектоническую ступень обращенного к морю горного склона (см. фиг. 1), отделенную от среднегорья четко выраженный в рельефе тектоническим уступом. В целом это наклоненная к морю денудационная поверхность (с высотными отметками до 250—260 м), сильно изрезанная U-образными поперечными долинами и балками и глубоко врезанными узкими речными долинами.

Холмско-грядовые предгорья сложены обохренными в поверхностной зоне светло-серыми и зеленоватыми монтмориллонитовыми глинами, сохранившими структуру эффузивов и туфов эоцена. Подстилающие их



Фиг. 1. Обзорная геологическая карта (схема) Черноморского побережья Абхазии (Атлас, 1964)

1 — палеоцен — эоцен вулканогенный (Pg_{1+2}); 2 — палеоцен — эоцен вулканогенный (Pg_{1+2}), гидротермально аргилизованный (зоны предгорий); 3 — верхний эоцен (Pg_3^3); 4 — олигоцен — нижний миоцен ($Pg_3 + N_1^1$); 5 — миоцен (N_1); 6 — плиоцен (N_2); 7 — нижнечетвертичные (чаудинские) морские отложения (Q_1); 8 — четвертичные отложения, от среднечетвертичных до современных (Q_2); 9 — разломы; 10 — геологические разрезы (фиг. 2, 3)



Фиг. 2. Меридиональный разрез (см. разрез I—I, фиг. 1) через южный борт Западно-Гурийской депрессии и северный край Чаквинско-Саирмской подзоны (Окромчедлидзе, 1967)

Pg_3 — верхний плиоцен: акчагийские и гурийские морские отложения. Верхняя континентальная моласса (мэотис — киммерий); Pg_2 — средний плиоцен, Pg_1 — нижний плиоцен, Mi_3 — верхний миоцен; нижняя морская моласса (олигоцен — средний сармат); Mi_2 — средний миоцен, Ol — Mi_1 — олигоцен — нижний миоцен; $Pg+E$ — палеоцен — эоцен вулканогенный; Cr_2 — верхний мел; Cr_1 — нижний мел; J — юра; Pz — палеозой

скальные вулканогенные породы эоцена обнажаются по долинам рек, слагают крупные массивы в береговых обрывах черноморского грабена и выступают в восточном приподнятом крае предгорной зоны.

Монтмориллонитовые глины, слагающие холмистые предгорья, местами в верхних частях разреза сменяются малиново-красными каолинами, а на склонах холмов и гряд сильно вторично обохрены (железистые разности) и превращены в бурые охристо-глинистые продукты каолинового состава или пронизаны колломорфными выделениями красных окислов Fe почвенно-инфильтрационного происхождения. Поэтому все склоны холмов и гряд, занятые структурными монтмориллонитовыми глинами, с поверхности интенсивно окрашены в яркие малиново-красные, красно-бурые и бурые тона. Разрез венчается современной буроокрашенной почвой красноземного типа, представленной переработанным современным почвенным процессом склоновым делювием — мелкоземом монтмориллонитовых глин.

В бортах речных долин сохранилась серия цокольных террас, а на побережье ступенчато, обрамляя амфитеатром черноморскую впадину, расположены морские террасы. Высокие плейстоценовые террасы сильно размыты и сохранились лишь в виде отдельных останцов. Террасовые отложения, как и структурные глины, местами сильно выщелочены и превращены в красноземы — красные и бурые продукты каолинового состава.

Кора выветривания. Б. Б. Польшов (1956) в своих работах характеризует красноземную кору выветривания черноморского побережья Аджарии как типичную остаточную сиаалитно-ферритового типа, сохранившую структуру первичных изверженных пород,верху кирпично-красного, в нижних горизонтах желто-бурого цвета, мощностью более 10 м. Таким образом, мы видим, что Б. Б. Польшов относил к коре выветривания только красноцветные и буроокрашенные продукты. В его работах зеленовато-серые структурные монтмориллонитовые глины, подстилающие красноземы, не упоминаются, по-видимому, в связи с их сильной вторичной обохренностью. Есть только краткое указание на существование «сероцветного элювия более высоких мест».

Б. Б. Польшов и его предшественники датировали возраст красноземной коры выветривания плиоценом и ранним постплиоценом.

Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1950, 1951) и позднее В. П. Петров (1953, 1967), а вслед за ними и другие геологи, в отличие от Б. Б. Польшова и других почвоведов, стали включать в кору выветривания (по аналогии с древними зонально построенными кора́ми) и монтмориллонитовые глины, залегающие на эффузивах в основании красноземов. Возраст коры выветривания (красноземов и монтмориллонитовых глин), по В. П. Петрову, докimmerийский, так как по А. Г. Эберзину, эти породы в районе г. Махарадзе у с. Цецлаури перекрываются глинами и алевроитами с кimmerийской фауной.

Г. С. Дзоцендзе (1959, 1960, 1963) также считает кору выветривания плиоценовой.

Работавшие здесь позднее Ю. А. Горецкий (1961), Н. А. Лисицина (1962) и А. Г. Черняховский (1968), в отличие от В. П. Петрова, датируют оба горизонта коры выветривания четвертичным возрастом. Таким образом, мы видим, что имеются большие расхождения во взглядах на объем коры выветривания и ее датировку. Последние обусловлены тем, что одни исследователи определяют возраст коры выветривания по структурным монтмориллонитовым глинам, другие — по красноземам.

По нашим данным, структурные монтмориллонитовые глины, подстилающие красноземы, — не нижние горизонты коры выветривания, а более древние образования и притом генетически отличные от красноземов. Возраст структурных монтмориллонитовых глин, как мы увидим ниже, древний, красноземов — четвертичный.

Возраст структурных монтмориллонитовых глин вулканогенного комплекса эоцена. Древний возраст структурных глин, залегающих на черноморском побережье Аджарии на эффузивах эоцена в основании красноземов каолинового состава, доказываемся следующими данными.

1. Киммерийские отложения Гурийской депрессии (южное крыло Натанебской мульды) (см. фиг. 2) содержат галечные и песчаные прослои, сложенные обломками измененных (селадонитизированных, серицитизированных, монтмориллонитизированных и хлоритизированных) эффузивов и туфов эоцена, в конгломератах сцементированных глинистым крошечком, состоящим в значительной степени из зерен монтмориллонитизированных и селадонитизированных пемзовидных трахитовых туфов, а глины, слагающие большую часть разреза киммерийской толщи, имеют монтмориллонитовый состав (преобладает монтмориллонит, в виде примеси присутствуют гидрослюда и, возможно, каолинит). В алевроитовых же прослоях нередко преобладают зерна хлоритизированных базальтовых пород.

Нужно также отметить, что не только киммерийские отложения, но и более древние горизонты молассового комплекса Зебо-Натансбской антиклинали (см. фиг. 2) Западно-Гурийской депрессии, сложенные граувакковым материалом, содержат мощные пачки аргиллитов монтмориллонитового состава с примесью гидрослюда и хлоритового компонента (а иногда и каолинита), т. е. пород, состоящих из глинистых минералов, характерных для структурных глин эоцена. Эти данные свидетельствуют о том, что структурные монтмориллонитовые глины, связанные с вулканогенным комплексом эоцена, существовали уже до накопления континентальной молассовой толщи Гурийского прогиба и, по крайней мере, в течение среднего и верхнего миоцена и плиоцена служили источником глинистого материала, сносимого в Гурийскую депрессию с Аджаро-Имеретинского хребта.

2. Характер залегания самих структурных глин в зоне предгорий позволяет говорить о том, что они образовались на вулканитах эоцена еще до сводово-глыбовых поднятий, так как, подходя к тектоническому уступу, отделяющему предгорья от гор, структурные глины не переходят на его склон, а выклиниваются и в месте выклинивания слагают останцовые сопки. Таким образом, возраст структурных глин значительно древнее четвертичного.

3. Отнесение структурных монтмориллонитовых глин с красноземами к четвертичному возрасту (Горецкий, 1961; Лисицина 1962; Черняховский, 1968) исключается и избирательной их приуроченностью к областям развития вулканитов эоцена. Если бы структурные монтмориллонитовые глины относились к элювиальным образованиям четвертичного возраста, то они были бы развиты не только на вулканитах эоцена, но и на граувакках молассовых отложений неогена Западно-Гурийской депрессии (см. фиг. 2), сложенных обломками тех же эффузивов, чего однако не наблюдается.

4. Разновозрастность монтмориллонитовых глин и красноземов подтверждается и пространственной независимостью их друг от друга. Так, на Анаеульском холме структурные глины, погружаясь, уходят под киммерийские отложения южного борта Западно-Гурийской депрессии (Петров, 1967), в то время как красноземы, развитые здесь на суглинках и галечниках верхней чаудинской террасы, сохраняют прежнее гипсометрическое положение и прослеживаются далее на север на тех же чаудинских отложениях (фиг. 3).

5. Структурные монтмориллонитовые глины не являются постоянным обязательным членом разреза коры выветривания. А именно в тех редких случаях, когда каолиновый элювий развивается непосредственно по плотным породам эоцена, горизонт структурных монтмориллонитовых глин отсутствует. Примером может служить описанный А. Г. Черняхов-

ским (1968₂) каолиновый элювий диабазовых порфиринов Батумского ботанического сада и каолиновый элювий плотных галечников 4—5-метровой (ново-черноморской) террасы территории питомника Цихидзири.

Там же, где красноцветный каолиновый элювий развивается непосредственно по структурным монтмориллонитовым глинам (например, по р. Чаква), они залегают под ним и, будучи вторично сильно обохренными, сливаются с красным элювием в единое целое, затрудняя дифференциацию разреза.

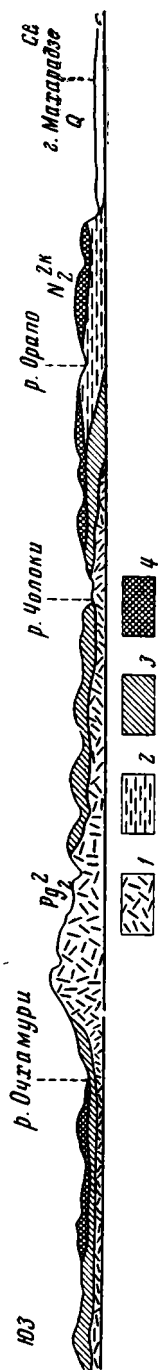
Таким образом, и с этих позиций возраст структурных монтмориллонитовых глин безусловно не четвертичный, а значительно более древний.

Возраст красноземов. Четвертичный возраст красноземов черноморского побережья Аджарии доказывается тем, что они развиты на всех морских и речных террасах плейстоценового и голоценового возраста, начиная с высокой 50-метровой чаудинской и кончая 4—5-метровой ново-черноморской террасой и затем переходят на эрозионную поверхность структурных монтмориллонитовых глин вулканогенного комплекса эоцена.

Отсутствуют красноземы только на нижней 1—2-метровой (нимфейской) террасе позднеголоценового возраста. Состав красноземов, представленных красноцветными и буроцветными продуктами, каолиновый.

Таким образом, структурные глины и красноземы — разновозрастные образования. Возраст структурных монтмориллонитовых глин древний, возраст красноземов четвертичный. Поэтому первоначально я предполагала (Разумова, 1963), что структурные монтмориллонитовые глины — это остатки древней коры выветривания докиммерийского возраста, а красноземы сформировались на эрозионной поверхности древнего элювия и плейстоцен-голоценовых террасах позднее, в четвертичное время. Однако дальнейшие исследования показали, что монтмориллонитовые глины с реликтовой структурой вулканитов эоцена, принимаемые до сих пор всеми исследователями (включая и автора статьи) за нижние горизонты красноземной коры выветривания, — не элювиальные образования, а более древние гидротермально измененные породы, генетически тесно связанные с вулканогенным комплексом эоцена, богатым вулканокластическим материалом.

Генезис структурных монтмориллонитовых глин. Минералого-петрографическое изучение образцов, разложенных до глины



Фиг. 3. Характер залегания гидротермальных монтмориллонитовых глин среднего эоцена и красноземов в Кобулетско-Махарадзевском районе (см. разрез II—II' на фиг. 1)

1 — неизмененные вулканогенные породы эоцена (Pg₂); 2 — неизмененные осадочные породы киммерия (N₂^k); 3 — гидротермальные монтмориллонитовые и другие глины эоцена с реликтовой структурой вулканитов; 4 — красноземы — почвенно-элювиальные образования, развитые на гидротермальных монтмориллонитовых глинах эоцена, киммерийских отложениях и нижнечетвертичных отложениях высокой морской (чаудинской) террасы

Метасоматическая зональность гидротермально измененных пород вулканогенного комплекса эоцена черноморского побережья Аджарии, Северной Гурии и их аналогов

Зоны разгрузки гидротермальных систем, современных вулканически активных областей (Набоко, 1963)		Черноморское побережье Аджарии		Северная Гурия (Лордкипанидзе, 1965)	Новая Зеландия, месторождение Вайракей (Набоко, 1963)
		Чаквинский район	Кобулетско-Махарадзевский район		
Глинистые породы — продукты гидротермальной (при поверхностной) аргиллизации	Каолиновая зона (продукты сернокислого выщелачивания)	Отсутствует	Каолиновая зона Цветные каолины с алунитовыми «вторичными кварцитами»	Отсутствует	Зона сернокисло-выщелачивания — каолинистая с опалом и алунитом
	Монтмориллонитовая зона (продукты углекислого выщелачивания)	Монтмориллонитовая зона Структурные Fe—Al—Mg-монтмориллонитовые глины с фенокристаллами свежего авгита и ядрами неизмененных базальтовых пород. Монтмориллонит триоктаэдрический (MgO 7—10%); Al-боулингит (MgO 22%); в переходной зоне-цеолиты	Монтмориллонитовая зона Структурные монтмориллонитовые глины с ксенолитами подстилающих лав и залежами бентонитовых глин (по пемзовидным туфам) с фенокристаллами свежего санидина, авгита и биотита. Монтмориллонит диоктаэдрический (MgO до 4,2%); в переходной зоне смешанно-слоистая фаза селадонит—монтмориллонит и цеолиты	Зона аргиллизации Оглиненные (монтмориллонитизированные) туфы с санидином, пироксеном, магнетитом и гидратированным биотитом. Монтмориллонит (преобладает), иллит, хлоритоподобный глинистый минерал, в нижних горизонтах цеолиты. Мощность до 50 м	Зона аргиллизации — монтмориллонитовая
Массивные зеленокаменные породы	Пропилитовая зона (пропилитизация трансильванского типа с развитием хлорита, гидрослюда, цеолитов, карбонатов, пирита, кварца, ортоклаза, редко альбита, эпидота и пренита)	Цеолит-хлоритовая зона Хлоритовые базальты и хлорит-витробазальтовые гиадокласты; хлорит дефектный с разбухающей решеткой; цеолиты: десмин, томсонит, гейландит, натролит, анальцим и др. (Гвахария, 1964), иногда карбонаты и немного пумпелита или эпидота и гидрослюда	Цеолит-селадонитовая зона Селадонитизированные лавы и туфы; селадонит (K ₂ O до 8,5%); цеолиты: анальцим и натролит	Зона цеолитизации Цеолиты: анальцим, томсонит, натролит и др.; апатит, пирит, немного кальцита и глинистых минералов. Мощность 50—330 м Зона адуляризации Адуляр, апатит, пирит, немного хлорита, кальцита и глинистых минералов. Мощность 330—380 м Зона низкотемпературной пропилитизации Кальцитизированные, хлоритизированные и пиритизированные породы. Мощность 380—455 м	Зона цеолитизации Зона фельдшпатизации (обогащенные породы K ₂ O)

Материнские породы	Дацинты, андезиты, базальты	Базальты, андезиты и их вулканокластиты (авгит-порфировой свиты среднего эоцена)	Трахиты и трахиандезиты и их вулканокластиты и калибазальты (трахитовая свита верхов среднего эоцена)	Трахиты и трахиандезиты и их вулканокластиты, реже туфогены калибазальтового состава (трахитовая свита верхов среднего эоцена)	Риолитовые туфы и песчанники, переслаивающиеся с ними глинистые породы не изменены, вследствие непрочности для вод
--------------------	-----------------------------	--	---	--	--

пброд, взятых из разрезов по р. Чаква и в зоне предгорий между р. Чаква и г. Махарадзе, показало, что состав структурных глин меняется с изменением состава материнских пород. Глинистые продукты, связанные с шаровыми базальтовыми лавами и туфами авгит-порфириновой свиты среднего эоцена Чаквинского района, имеют преимущественно Fe—Al—Mg-монтмориллонитовый состав, а приуроченные к трахитовой свите верхов среднего эоцена (Закардидзе, Лордкипанидзе, 1968) Кобулетско-Махарадзевского района представлены монтмориллонитовыми глинами, иногда бентонитового типа.

Монтмориллонитовые глины трахитовой свиты среднего эоцена Кобулетско-Махарадзевского района. Монтмориллонитовые глины Кобулетско-Махарадзевского района, связанные с трахитовым комплексом верхов среднего эоцена, большинство исследователей относят к коре выветривания (Кузнецов, 1935; Белянкин, Петров, 1950, 1951; Петров, 1953, 1967; Роква, 1959; Дзоценидзе, 1959, 1963; Горецкий 1961; Лисицина, 1962). Однако аналогичного типа глины, развитые севернее р. Натанеби, восточнее г. Махарадзе, в пределах Гурийского прогиба на так называемом Асканском бентонитовом месторождении, считаются большинством исследователей (Твалчрелидзе и др., 1959; Дзоценидзе, 1960; Мачабели, 1965; и др.) гидротермальными образованиями. Доказательством этому служит: 1) явное гидротермальное изменение вмещающих бентонитовые глины пород и наличие признаков окварцевания и вкрапленности пирита и других сульфидов (галенита, сфалерита и халькопирита) в самой бентонитовой глине; 2) постепенный переход бентонитовой глины по простиранию в неизменный трахитовый туф; 3) залегание бентонитовой глины без следов перерыва под неизменными туфобрекчиями (Твалчрелидзе и др., 1959; Дзоценидзе, 1960). В пользу гидротермального происхождения бентонитовых глин говорит и присутствие в них кристобалита (Мочабели, 1965, стр. 142) — типично гидротермального минерала.

Гидротермальные изменения трахитовых туфов в бентонитовые глины, по Г. С. Дзоценидзе (1960), связаны с вулканическими очагами эоценового времени, так как «в покрывающих бентонитовые глины туфобрекчиях часто встречаются обломки стекловатых трахитовых туфов как неизменные, так и перешедшие в бентонитовую глину». Отсюда следует, что «к моменту выброса этих брекич трахитовые туфы были уже бентонизированы» (стр. 233).

Далее, по М. Б. Лордкипанидзе и Г. Ш. Надарейшвили (1964), в Северной Гурии и Имеретии во всех горизонтах палеогеновой вулканогенной свиты наблюдаются процессы калишпатизации (адуляризации), цеолитизации и оглинения (бентонитизации) вулканических пород. Эти процессы наиболее интенсивны на отдельных участках, причем в «горизонте биотитовых туфов» (трахитовая свита сред-

него эоцена) наблюдается закономерная вертикальная зональность в расположении метаморфических фаций. В районе с. Чохатаури в горизонте «биотитовых туфов» от кровли до основания, как и на месторождении Вайракей Новой Зеландии, выделяются три метаморфические зоны: аргилизации (0—50 м), цеолитизации (50—300 м) и адуляризации (300—380 м) (см. табл. 1). Характер вторичных изменений, по мнению авторов, свидетельствует о том, что они обусловлены воздействием щелочных псевдотермальных терм и, очевидно, приурочены к местам разгрузки последних. Интересно отметить, что термальные источники щелочных вод известны и теперь вблизи Цихис-Убанского участка Асканского месторождения (Мерабишвили, 1958, стр. 197).

Обращает на себя внимание большая мощность гидротермально измененных пород: в районе с. Чохатаури — 400 м, а на Асканском месторождении мощность одних бенгонитовых глин около 200 м.

Гидротермальный генезис имеют и структурные монтмориллонитовые глины, развитые южнее р. Натанеби за пределами Гурийского прогиба, в Кобулетско-Махарадзевском районе Чаквинско-Саирмской подзоны (см. фиг. 2), но здесь в области развития батумских красноземов они описаны уже как продукты коры выветривания. В пользу гидротермального происхождения монтмориллонитовых глин Кобулетско-Махарадзевского района говорят следующие данные.

1. Тождество структурных монтмориллонитовых глин Кобулетско-Махарадзевского района, образовавшихся по пемзовидным трахитовым туфам, с бентонитовыми глинами Асканского месторождения, гидротермальный генезис которых доказан, а также с монтмориллонитовыми глинами верхней зоны аргилизации метасоматической колонки, установленной М. Б. Лордкипанидзе и Г. Ш. Надарейшвили для трахитового комплекса эоцена Северной Гурии.

2. Своеобразный, необычный для кор выветривания парагенез: присутствие в разложенных до глины пемзовидных трахитовых туфах совершенно свежих, легко выкрашивающихся из породы, фенокристаллов санидина, авгита и биотита, ассоциация монтмориллонита с селадонитом (табл. 1) и цеолитами, а также развитие смешаннослойной фазы селадонит — монтмориллонит (разрезы в районе с. Тунговый); присутствие среди структурных монтмориллонитовых глин щелочных и щелочноземельных разностей, бентонитовых глин с содержанием MgO до 4,14% (табл. 2). Т. Ловеринг (1951) отмечает, что гидротермальный монтмориллонит во многих случаях можно отличить от супергенного по присутствию Mg (Власов, 1965; стр. 67).

3. Избирательность самого процесса монтмориллонитизации: монтмориллонит развивается в этих толщах, предпочтительно замещаая сильно зеленокаменноизмененные (селадонитизированные) вулканокластические породы, избегая хорошо раскристаллизованные лавы, залегающие в основании вулканокластических пород или встречающиеся в туфах в виде ксенолитов (ядер и обломков).

4. Отчетливо выраженная вертикальная метасоматическая зональность, типичная для гидротермальных месторождений — зон гидротермальной приповерхностной аргилизации. Для приповерхностного слабокислотного выщелачивания характерна следующая вертикальная метасоматическая зональность (Набоко, 1962, стр. 84): цветные каолиновые глины (продукты выщелачивания предпочтительно сольфатарных растворов) с глубиной сменяются белыми, светло-серыми и зеленоватыми, обогащенными Mg монтмориллонитовыми глинами с реликтовой структурой материнских пород (продукт выщелачивания слабокислых, почти нейтральных растворов хлорид-карбонатного состава). На глубине монтмориллонит сменяется гидрохлоритом или гидрослюдой (Набоко, 1968, стр. 88). Аналогичного типа метасоматическая зональность намечается и в Кобулетско-Махарадзевском районе. Здесь зеленокаменно-

Таблица 2

Характеристика фракции $<0,001$ м.м гидротермальных глин трахитовой свиты среднего эоцена Кобулетско-Махарадзевского района (%)

Компоненты	с. Зимяти	Район с. Тунговый на спуске к р. Башати		Район с. Тунговый на спуске к р. Чолоки	
	селадонитовая	каолинит-селадонитовая	монтмориллонитовая бентонитового типа	селадонит-монт- мориллонитовая	селадонит-монтморилло- нитовая
	образцы				
	44—6	97—9	97—4	81—3	81—4
SiO ₂	46,6	47,11	50,86	50,47	43,57
TiO ₂	0,32	0,54	0,34	0,40	0,46
Al ₂ O ₃	12,97	28,64	18,16	24,62	31,70
Fe ₂ O ₃	15,77	1,33	3,30	4,20	4,18
FeO	0,50	2,11	0,28	0,25	Нет
MnO	Не опр.	0,12	0,06	0,15	0,16
MgO	2,78	1,88	4,14	1,65	0,90
CaO	0,47	0,35	1,42	0,31	0,27
Na ₂ O	0,15	0,10	0,10	0,17	0,24
K ₂ O	5,21	2,53	1,22	2,99	1,60
H ₂ O ⁺	9,25	10,29	7,28	7,31	11,50
H ₂ O ⁻	5,38	4,34	13,01	6,49	4,20
P ₂ O ₅	Не опр.	0,06	0,22	0,03	0,17
CO ₂	»	Нет	Нет	Нет	Нет
C	»	0,29	»	0,51	0,97
Сумма	99,40	99,69	100,39	99,55	99,92
SiO ₂ :Al ₂ O ₃	6,06	2,79	4,73	3,48	2,33
Ng'	Nm=1,549	1,568	1,534	1,566	1,559
Np'		1,556	1,508	1,545	1,549
Ng' — Np'		0,012	0,026	0,021	0,010
Дифрактограмма, А	Селадонит: $d_{001}=10,0$; в глицерине— 10,2; при 550°—9,9; $d_{080}=1,509$	Селадонит: в глицерине $d_{001}=9,8$ при 550°—10,1; $d_{080}=1,498$ Каолинит: в глицерине $d_{001}=7,4$; при 550° исчезает; $d_{080}=1,484$	Монтмориллонит: в глицерине $d_{001}=18,2$; при 550°—10,0; $d_{080}=$ =1,494. Селадонит (≈10%)		
Термограммы					

Определения
ст. лаборанта
А. Т. Анигаро-
вой

измененные — селадонитизированные, богатые цеолитами породы вверх по разрезу сменяются монтмориллонитовыми глинами с реликтовой структурой туфогенных пород, которые в районе сел. Мухаэстене и Легва вверх по разрезу сменяются цветными каолинами, вмещающими залежи «вторичных кварцитов» с алунитом (см. табл. 1).

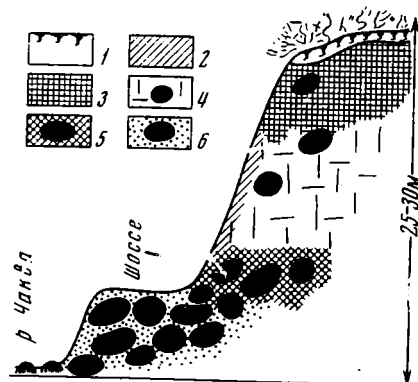
5. Территориальная приуроченность области сплошного распространения структурных глин к тектоническому блоку, зажатому между двумя крупными разломами: отделяющим зону предгорий от гор (см. фиг. 1) и ограничивающим черноморский грабен. Тектонический шов, отделяющий зону предгорья от гор, является, возможно, южным продолжением Аджаро-Гурийского разлома (отграничивающего с юга восточный край Гурийского прогиба). Махарадзе-Батумский тектонический блок морфологически выражен зоной предгорий (см. фиг. 1) и занимает нижнюю тектоническую ступень обращенного к морю горного склона Чаквинско-Саирмской подзоны. В Кобулетско-Махарадзевском районе в зоне сочленения Аджаро-Гурийского и Ланчхутско-Махарадзевского разломов (см. фиг. 1) тектонический блок сильно раздроблен — разбит на отдельные сегменты. С одним из таких поперечных разломов, вероятно, и связаны выходы «вторичных кварцитов» с алунитом с. Легва. По С. И. Набоко, выходы «вторичных кварцитов», возможно, являются путями восхождения сероводородных струй. По аналогии с другими районами (Набоко, 1963), можно считать, что аргиллизация пород на черноморском побережье Аджарии протекала под воздействием восходящих по разломам гидротерм, проникающих в стороны от разлома по водопроницаемым горизонтам — в основном туфам и пористым лавам. В результате такого избирательного процесса и возникли пластовые залежи гидротермальных глин среди слабо измененных пород с пониженными фильтрационными свойствами. Данное предположение подтверждается тем, что севернее р. Натанеба в пределах Гурийского прогиба на Цихас-Убанском участке Асканского месторождения стоящий на головах пласт бентонитовых глин, образовавшийся за счет пемзовидных трахитовых туфов, подстилается и перекрывается неизмененными андезито-трахитовыми туфобрекчиями (Леквинадзе и др., 1959). Южнее же р. Натанеби, уже за пределами Гурийского прогиба в Кобулетско-Махарадзевском районе Чаквинско-Саирмской подзоны, структурные монтмориллонитовые глины (образовавшиеся и здесь по богатому туфогенным материалом горизонту, включая пемзовидные туфы) выходят прямо на поверхность, так как, очевидно, в процессе тектогенеза и денудации были выведены на дневную поверхность и благодаря синклиналино-складчатому строению (Тектоника Европы, 1964, табл. 94) эоценового вулканогенного комплекса Чаквинско-Саирмской подзоны лежат пластообразно, повторяя изгибы венчающего разрез богатого туфогенным материалом горизонта (см. фиг. 3). Таким образом, гидротермальный генезис монтмориллонитовых глин и Кобулетско-Махарадзевского района не вызывает сомнения.

Железосодержащие Al—Mg-монтмориллонитовые глины базальтовых пород авгит-порфиритовой свиты среднего эоцена р. Чаква. Классический разрез р. Чаква очень своеобразен и не типичен для разрезов кор выветривания базальтовых пород. В основании разреза залегают шаровые лавы авгит-порфиритовой свиты среднего эоцена, состоящие из хорошо раскристаллизованных базальтовых ядер, сцементированных сильно зеленокаменноизмененным вулканокластическим материалом (фиг. 4). Эти вулканокластические породы описаны в литературе под названием туфов диабазовых порфиритов. Однако, как показали наши исследования, это не обычные пирокластические стекловатые туфы, а гиалокластиты — продукты дробления базальтовой лавы, образовавшиеся в процессе быстрого охлаждения вязкого базальтового расплава при соприкосновении с морской водой. По А. Ритману (1964), гиалокластиты заполняют в шаровых лавах промежутки между базальто-

выми шарами или образуют сплошные массы, включающие отдельные базальтовые шары. Состоят гиалокластиты из обломков стекловатых и полустекловатых базальтовых пород песчаного и гравийного размера, образовавшихся при дроблении стекловатых корок шаровых лав и рас-трескивании самих лавовых шаров при соприкосновении с морской водой.

Фиг. 4. Разрез правого берега р. Чаквы в районе с. Георгиевское

1 — почва современная — бурый гумусированный суглинок (мощность 0,1—0,6 м) делювиального типа; 2 — современный бурый элювий склона — бурая глинистая охра гидрогелит-каолинового состава; 3 — малиново-красный элювий структурных монтмориллонитовых глин (мощность 4 м); 4 — монтмориллонитовые глины светло-зеленовато-серые, хрупкие (мощность до 10 м) с реликтовой структурой хлорит-витробазальтового гиалокластита, вмещающие ядра плотного миндалекаменного базальта; 5 — дресва хлорит-базальтового гиалокластита (мощность до 6 м) с ядрами плотного миндалекаменного базальта; 6 — плотные шаровые базальтовые лавы (видимая мощность 2—3 м) с хлорит-базальтовым гиалокластитом в центрах и в межшаровых промежутках



По р. Чаква заленокаменноизмененные вулканокластические породы, цементирующие базальтовые ядра, состоят из обломков хлоритового витробазальта и миндалекаменных базальтов. Выше по разрезу гиалокластиты, вмещающие базальтовые ядра, постепенно рыхлеют и начинают рассыпаться в щебень и дресву, что обусловлено избирательным развитием по обломкам хлоритового витробазальта зеленоватых, содержащих окисленное Fe, глинистых продуктов Fe — Al — Mg-монтмориллонитового состава, в то время как обломки миндалекаменных базальтов сохранились еще относительно плотными, мало измененными, что и обуславливает дресвянистый облик пород. Разрыхленные дресвянистые продукты (мощность до 4 м) выше по разрезу постепенно сменяются зеленовато-серыми структурными глинами (мощность до 10 м) с отдельными базальтовыми шарами.

Микроскопические исследования показали, что глины представляют собой нацело пелитизированные, превращенные в железосодержащие Al — Mg-монтмориллониты (табл. 3), хлорит-витробазальтовые гиалокластиты с отдельными сохранившими плотность ядрами миндалекаменного хлоритового базальта или реже базальты с интерсертальной или микродиабазовой структурой (Разумова, 1971).

Макроскопически глины — табачно-зеленые и светло-зеленовато-серые хрупкие глинистые породы с хорошо сохранившейся реликто-порфировой макроструктурой гиалокластитов или базальтов. На светлом фоне породы четко выступают фенокристаллы свежего авгита и иногда псевдоморфозы золотисто-бурого волокнистого железосодержащего Al-боулингита, развившегося по хлоритизированным фенокристаллам пироксена. В поверхностной зоне глины сильно вторично обохрены и превращены в охристо-глинистые продукты каолинового состава.

Интересно отметить, что железосодержащий монтмориллонит является также главным продуктом изменения гиалокластитов Сицилии (Sagapazza Marcello, Marandi Noris, 1966) и шаровых базальтовых лав Северной Италии (Morandi Noris, 1965).

Верхние горизонты разреза р. Чаква слагают малиново-красные каолины (мощность до 4 м). Микроскопические исследования показали, что перед нами каолинизированные монтмориллонитовые глины с реликтовой структурой гиалокластитов.

Таблица 3

Характеристика фракции $<0,001$ м.м. необоженных разностей гидротермальных Fe — Al — Mg-монтморил лонитовых глин базальтовых пород авгит-порфиритовой свиты среднего эоцена Чаквинского района

Компоненты	р. Чаква		ж. д. ст. Букнари		р. Чаква		р. Чаква		р. Кентриш		р. Чаква	
	по базальту		по афанитозому базальту		по основной массе базальта		алюмо-боулинит из вкрапленников (отобран под лупой)		по хлорит-базальтовому туфу		по хлорит-витробазальтовому гялокластиту (слабо обокрена)	
	обр. 101—4		обр. 1—6		обр. 101—36		обр. 101—3а		обр. 117—3		обр. 315—5	
	%	мол. кол.	%	мол. кол.	%	мол. кол.	%	мол. кол.	%	мол. кол.	%	мол. кол.
SiO ₂	40,48	674	37,79	628	41,10	684	41,75	696	39,11	651	40,88	681
TiO ₂	0,85	—	1,93	—	0,54	—	0,12	—	1,49	—	1,37	—
Al ₂ O ₃	16,09	158	19,36	189	20,67	202	15,03	147	17,40	171	18,78	184
Fe ₂ O ₃	11,89	75	13,50	85	8,30	52	4,99	31	11,41	71	15,03	94
FeO	0,07	—	0,13	—	0,28	—	0,35	—	Нет	—	0,14	—
MgO	10,92	270	6,99	174	7,52	186	22,10	548	9,02	223	5,54	137
MnO	0,08	—	0,09	—	0,02	—	0,11	—	0,08	—	0,27	—
CaO	1,73	—	1,21	—	0,70	—	0,71	—	1,44	—	1,25	—
Na ₂ O	0,16	—	0,37	—	0,23	—	0,09	—	0,10	—	0,17	—
K ₂ O	0,23	—	0,64	—	0,19	—	0,16	—	0,55	—	1,87	—
H ₂ O ⁺	9,34	—	8,56	—	10,65	—	5,42	788	13,71	—	7,63	—
H ₂ O ⁻	8,38	—	8,36	—	8,89	—	8,84	—	5,01	—	6,96	—
P ₂ O ₅	0,18	—	0,36	—	0,13	+	0,45	—	0,04	—	0,03	—
C	0,17	—	0,37	—	0,43	—	Нет	—	0,14	—	0,04	—
Сумма	100,55	—	99,66	—	—	—	100,12	—	99,50	—	99,96	—
SiO ₂ /R ₂ O ₃ + RO	1,4		1,7		1,5		1,0		1,3		1,6	
Ng'	1,563		1,546		1,568		1,570		1,585		1,595	
Np'	1,534		1,502		1,541		1,540		1,560		1,568	
Ng'—Np'	0,029		0,044		0,027		0,030		0,025		0,027	
Рентгеновские данные (в Å)	Монтмориллонит триоктаэдрический. В глицерине d ₀₀₁ =17,6; при 550°—9,6; d ₀₆₀ =1,535. Вермикулит (следы): d ₀₀₁ =14,4 в глицерине; при 550°—14,4		Монтмориллонит триоктаэдрический: d ₀₀₁ =14,6; в глицерине 17,7; при 550°—9,7; d ₀₆₀ =1,558		—		Монтмориллонит триоктаэдрический: d ₀₀₁ =14,2; в глицерине —17,6; при 550°—9,6; d ₀₆₀ =1,535		Вермикулит: d ₀₀₁ =13,6; в глицерине 14,3; при 550°—9,5; d ₀₆₀ =1,524		Монтмориллонит триоктаэдрический: d ₀₀₁ =14,7; в глицерине —17,7; при 550°—9,6; d ₀₆₀ =1,528	
Термограммы												

Характерная особенность каолинизированных пород — присутствие сетчатых псевдоморфоз гетита по фенокристаллам авгита и обильных втеков и пленок красных окислов Fe, наличие которых и обуславливает характерную малиново-красную окраску глин. Разрез венчается современной буроокрашенной почвой (по К. Д. Глинке, красноземного типа из группы подзолов), выраженной гумусированным делювиальным суглинком, мощностью до 0,6—1 м, образованным (снесенным с более высоких гипсометрических отметок) мелкоземом в основном Fe—Al—Mg-монтмориллонитовых глин. В подошве почвенного слоя наблюдается более или менее резко выраженный иллювиальный горизонт, представленный верхними частями красного каолинового элювия или Fe—Al—Mg-монтмориллонитовых глин, обогащенными прожилками и втеками колломорфного, аутигенного каолинита и красных окислов Fe почвенно-инфильтрационного происхождения, к которым иногда присоединяются колломорфные выделения алюмогеля.

Одновременно с формированием современного буроокрашенного почвенного слоя на склонах холмов и гряд, лишенных растительного покрова, происходит интенсивное обохривание нестойких к выветриванию горных пород.

В железосодержащих Al—Mg-монтмориллонитовых глинах базальтовых пород процесс обохривания начинается с фенокристаллов авгита и постепенно распространяется на всю массу породы. В результате породы данного горизонта с поверхности, на значительную глубину сильно вторично обохрены, а местами превращены в бурый трухлявый охристо-глинистый элювий гидрогетит-каолинитового состава (см. фиг. 4).

Таким образом, бурый элювий, несмотря на его приуроченность к более низким горизонтам разреза, — в данном случае наиболее молодое образование, синхронное по возрасту современному почвенному горизонту (Разумова, 1963).

Широкое развитие на склонах современного буроокрашенного элювия маскирует присутствие в разрезе железосодержащих структурных монтмориллонитовых глин, так как весь разрез становится однотонно окрашенным бурым или красновато-бурым и поэтому принимается исследователями за единый профиль выветривания. Вследствие этого большое значение приобретает подбор образцов пород, не затронутых процессом обохривания.

При сравнении разреза р. Чаква с известными профилями кор выветривания диабазовых и базальтовых пород других районов отмечается ряд отличительных особенностей, позволяющих рассматривать и этот разрез как продукт гидротермальной приповерхностной аргилизации. Обращает на себя внимание следующее.

1. Присутствие в нацело разложенных до глины монтмориллонитизированных породах совершенно свежих, не подвергшихся разложению фенокристаллов авгита. В корах же выветривания, как мы знаем, темноцветные минералы разлагаются уже на начальных стадиях выветривания. Эти данные подтверждаются и тем, что здесь, на черноморском побережье Аджарии, при формировании красного и бурого охристо-каолинового элювия на Fe—Al—Mg-монтмориллонитовых глинах, авгит разрушается в первую очередь с образованием остаточного гетитового каркаса.

2. Развитие необычных для кор выветривания триоктаэдрических, богатых Mg монтмориллонитов (см. табл. 3). В корах же выветривания минералы монтмориллонитовой группы, как мы знаем, представлены бедными Mg разностями с окисным Fe в решетке: ферримонтмориллонитами и нонtronитами. Известно, что концентрация Mg в глинистых продуктах — специфическая особенность процессов приповерхностной гидротер-

мальной аргилизации (Набоко, 1963, 1968; Власов, 1965). Во многих гидротермальных системах мира, как пишет С. И. Набоко (1968), выделяется приповерхностная зона измененных, обогащенных Mg пород, выраженная Mg-содержащими монтмориллонитовыми глинами.

3. Предпочтительное развитие монтмориллонита в шаровых лавах по зеленокаменноизмененным вулканокластическим продуктам, не затрагивающее слабо хлоритизированные базальтовые ядра. Такая избирательность типична для гидротермальных процессов и не характерна для процессов выветривания. Супергенное выщелачивание всегда действует менее избирательно (Ловеринг, 1951; Власов, 1965, стр. 66).

4. Парагенез пород, близкий метасоматическим фациям, установленным для трахитовой свиты среднего эоцена Кобулетско-Махарадзевского района, а также приуроченность этих глин к более южным частям того же Махарадзе-Батумского тектонического блока.

Железосодержащие Al — Mg-монтмориллонитовые глины базальтовых пород р. Чаква, по всем данным, соответствуют зоне монтмориллонитовых глин метасоматической колонки трахитового комплекса Кобулетско-Махарадзевского района, а зона зеленокаменного изменения, представленная в трахитовом комплексе цеолит-селадонитовой зоной, здесь, в области развития базальтовых пород, выражена богатыми цеолитами хлоритизированными породами (см. табл. 1), сложенными дефектными хлоритами с разбухающей решеткой (Разумов, 1971). Правильность такого сопоставления подтверждается тем, что все эти глинистые продукты сливаются в единый комплекс и провести границу между селадонит-монтмориллонитовыми глинами, образовавшимися по породам трахитового состава, и Fe — Al — Mg-монтмориллонитовыми глинами базальтовых пород авгит-порфиритовой свиты часто практически невозможно.

Приведенные данные говорят о том, что и железосодержащие Al — Mg-монтмориллонитовые глины, связанные с базальтовыми лавами и вулканокластолитами среднего эоцена р. Чаква, как и монтмориллонитовые глины трахитовой свиты среднего эоцена Кобулетско-Махарадзевского района, не элювиальные образования, а переработанные поствулканическими гидротермами базальтовые лавы, гналокластиты и туфы. Только в области развития железосодержащих Al — Mg-монтмориллонитовых глин, благодаря интенсивному развитию на них вторичных наложенных процессов обоживания, соотношения между различными типами пород выступают значительно менее отчетливо.

Протяженность выходов структурных глин в зоне предгорий черноморского побережья Аджарии (от Махарадзе на севере до Батуми на юге) около 50 км, ширина до 4—5 км. Эти параметры отвечают длине и ширине Махарадзе-Батумского тектонического блока предгорной полосы. Таким образом, значительная протяженность зоны сплошного развития структурных глин, как мы видим, определяется протяженностью ограниченной разломами зоны. Ширина же зоны аргилизации, около 4—5 км, обычна для гидротермальных образований данного типа.

В современных вулканических областях, например, на Камчатско-Курильской дуге, разломы также окружены большими, до нескольких километров шириной, зонами измененных, в том числе аргилизованных пород (Набоко, 1963; Молодые гидротермально измененные породы, 1969). Нужно отметить, что такого же типа аргилизованные вулканические эоцена были отмечены и за пределами предгорий в более высокогорных частях района, например, у с. Бахмаро. Можно предполагать, что аргилизация пород и у с. Бахмаро также связана с разломом или зоной повышенной трещиноватости, так как выходы структурных глин тяготеют здесь к крутым склонам долины р. Губазеули, врезан-

ной в древнюю (лишенную рыхлого покрова) поверхность выравнивания (Черняховский, 1968₂). Но в высокогорных частях Аджаро-Триалетской складчатой системы значительно шире распространены гидротермальные образования более высокотемпературной фации «вторичных кварцитов». Известны и медно-полиметаллические и серноколчеданные рудные месторождения.

В зоне предгорий черноморского побережья Аджарии процесс монтмориллонитизации наложился на зеленокаменноизмененные породы — селадонитизированные или хлоритизированные при автометаморфизме. Зеленокаменное перерождение вулканитов эоцена осуществилось, по-видимому, в подводных условиях, так как накопление вулканогенных толщ эоцена падает на завершающий геосинклинальный этап развития Аджаро-Триалетской складчатой системы, на период, предшествующий заложению Гурийского предгорного прогиба. Широкое развитие среди вулканитов эоцена шаровых лав и гиадокластитов подтверждает подводное происхождение вулканогенного комплекса эоцена.

Формирование аргилизованных пород, по-видимому, не резко оторвано по времени от накопления вулканогенных толщ эоцена, так как в Гурийском прогибе в районе с. Мтис-Пири бентонитовые глины в верхних горизонтах разреза переслаиваются с мергелями и песчаниками верхнего эоцена (Левинадзе и др., 1959). По С. И. Набоко (1962), в современных вулканически активных областях гидротермальные преобразования не сингенетичны формированию вулканогенных толщ, но связаны с теми же циклами вулканизма.

В настоящее время считается, что гидротермы не представляют собой ювенильных магматических растворов, а образуются при конденсации и растворении эндогенных эманаций (HCl , H_2S , CO_2 и т. д.) в вадозных водах областей активного вулканизма (Набоко, 1963; Иванов, 1969 и др.), что подтверждается изотопным составом вод гидротермальных источников (Уайт, 1958).

Участие поверхностных вод в «сульфатарной аргилизации», как пишет Д. С. Коржинский (1953), вполне вероятно, так как минералогически между такой аргилизацией и некоторыми процессами коры выветривания имеется значительное сходство (стр. 421).

Выводы. Таким образом, мы приходим к выводу, что «красноземная кора выветривания» черноморского побережья Аджарии представляет собой полигенное образование, в формировании которого принимали участие не только процессы выветривания, но и процессы гидротермальной приповерхностной аргилизации. Возраст аргилизованных пород (представленных в основном структурными монтмориллонитовыми глинами), по-видимому, эоценовый, отвечающий по времени заключительным этапам формирования вулканогенного комплекса эоцена.

Приведенные данные хорошо объясняют обилие глин и аргиллитов монтмориллонитового состава в более молодых по возрасту (сармат-киммерий) молассовых отложениях Гурийского прогиба и тесный парагенез в молассовом комплексе монтмориллонитовых глин (плиоцен) и аргиллитов монтмориллонитового состава (миоцен) с граувакками, сложенными преимущественно обломками зеленокаменноизмененных вулканогенных пород эоцена, снесенных с Аджаро-Имеретинского хребта. Следовательно, источником глинистого материала в Гурийском прогибе были не продукты древней коры выветривания, как полагал Т. М. Шатирашвили (1967, стр. 95), а монтмориллонитовые глины гидротермального происхождения, генетически связанные с вулканитами среднего эоцена. Другими словами, глинистые метасоматиты вулканогенного комплекса среднего эоцена Аджаро-Имеретинского хребта и служили основным источником глинистого материала для молассовых отложений Гурийского прогиба.

Наконец, на примере черноморского побережья Аджарии видно, что глинистые метасоматиты пластового залегания, выведенные процессами тектогенеза и денудации на дневную поверхность, легко могут быть приняты за коры выветривания площадного типа. Известно, что при низкотемпературной приповерхностной аргиллизации возникают глинистые продукты, близкие по составу породам коры выветривания, что в свое время было отмечено Д. С. Коржинским (1953, стр. 421).

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас Грузинской ССР. АН ГрузССР, Ин-т географии. Главное упр. геодезии и картографии Гос. геол. ком-та СССР, Тбилиси — Москва, 1964.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрографический состав и происхождение Асканских глин.— Изв. АН СССР, 1950, № 2.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Новое по минералогии и петрографии Асканских глин.— Тр. Ин-та геологии и минералогии АН ГрузССР, Тбилиси, 1951.
- Власов Г. М. О двух типах гидротермальной аргиллизации.— Геология рудн. месторождений, № 5, 1965.
- Гамкрелидзе Д. П. Основные черты тектонического строения Кавказа.— Геотектоника, 1966, № 3.
- Гвахария Г. В. Цеолиты Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1951. Геология СССР, т. X, М., «Недра», 1964.
- Горещкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений.— Тр. Всес. н.-и. ин-та минеральн. сырья (новая серия), вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Дзоценидзе Г. С. Древняя кора выветривания в Грузии.— Тр. 1-й конф. Закавказских ун-тов. Баку, Изд-во АГУ, 1959.
- Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии).— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Дзоценидзе Г. С. Возраст и условия образования древней коры выветривания в Грузии.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Закаридзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. О сопоставлении эффузивных и интрузивных пород палеогенового магматического комплекса Юго-Западной Аджарии. Сообщ. АН ГрузССР, 1968, т. 52, № 3.
- Иванов С. Н. О причинах образования гидротермальных месторождений. Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Кузнецов С. С. Геологический очерк Аджаристана.— Тр. СОПС АН СССР. Сер. закавказская, 1935, вып. 14.
- Леквинадзе Р. Д., Роква М. Л., Эдилашвили В. Я. Об условиях залегания, свойстве и генезисе бентонитовых глин Асканского района. Геол. сборник Кавказск. ин-та минеральн. сырья, 1959, № 1.
- Лисицина Н. А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания. Изд-во АН СССР, М., 1962, вып. 4.
- Лордкипанидзе М. Б., Надарейшвили Г. Ш. Палеогеновый вулканизм Северной Грузии и Имеретии. Вопросы геологии Грузии, к XXII сессии МГК. Геология. Ин-т АН ГрузССР, 1964, Тбилиси, «Мецниереба».
- Лордкипанидзе М. Б. Поствулканическая метасоматическая зональность в трахитовой свите Северной Грузии и Имеретии.— Изв. геол. о-ва Грузии АН ГрузССР, т. IV, вып. 1, 1965, Тбилиси, «Мецниереба».
- Ловринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Восточный Тинтик, Юта. М., Изд-во иностр. лит., 1951.
- Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Мерабишвили М. С. Состояние и перспективы промышленного использования бентонитовых глин Кавказа.— Материалы совещ. по исслед. и использов. глин. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Милановский Е. Е., Хайн В. Е. Геологическое строение Кавказа.— В кн.: Очерки региональной геологии СССР, Изд-во МГУ, 1963, вып. 8.
- Молодые гидротермальноизмененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1969.
- Набоко С. И. Изменение пород в зоне активного вулканизма.— Тр. Лабор. вулкано-л. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород.— Сов. геология, 1962, № 1.

- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С. И. Фации гидротермальных глин и аргиллизированных пород среди современных гидротермально-измененных пород.— В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. Докл. сов. геол., симпозиум 1, МГК, XXIII сес. М., «Наука», 1968.
- Окромчедлидзе Д. П. К вопросу тектонического районирования Гурии. Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии.— Тр. ВНИГРИ, Л., «Недра», 1967, вып. XI.
- Петров В. П. Древние коры выветривания и их геологическое значение.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.
- Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., «Недра», 1967.
- Полынов Б. Б. Красноземная кора выветривания и ее почвы (избранные труды). Изд-во АН СССР, 1956.
- Полынов Б. Б., Романов В. В., Грабовская О. А. Почвы Черноморского берега Аджарии.— Тр. Почв. ин-та АН СССР, 1933, вып. 8, Изд-во АН СССР, М.— Л.
- Разумова В. Н. Четвертичный элювий Батумского побережья Кавказа.— В сб.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений, к VII конгр. INQUA. «Наука», М., 1965.
- Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 174.
- Разумова В. Н. Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы батумской коры выветривания.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Сер. геол., т. XLVI (1), 1971.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
- Роква М. Л. О генезисе бентонитовых глин Грузинской ССР.— Бюл. КИМС, Тбилиси, 1959, № 2.
- Роква М. Л. Генетические типы огнеупорных глин Грузии.— Тр. КИМС, Тбилиси, 1960, вып. 1 (3).
- Твалчрелидзе А. А., Дзоценидзе Г. С., Схартладзе Н. И. Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин.— Тр. Тбилисс. ун-та, Сер. геогр.-геол. наук, 1959, т. 72, вып. 1.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к карте Европы масштаба 1:2 500 000. М., «Наука» — «Недра», 1964.
- Уайт Д. Термальные источники и эпигенетические рудные месторождения.— В сб.: Проблемы рудных месторождений, М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Хаханашвили А. Л. Применение различных методов подсчета прогнозных запасов нефти и газа на примере Грузии.— В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии.— Тр. ВНИГРИ, 1967, вып. XI.
- Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси, «Мецниереба», 1966.
- Черняховский А. Г. Распространение и возраст коры выветривания в Западном Закавказье.— Докл. АН СССР, 1968₁, т. 182, № 1.
- Черняховский А. Г. Некоторые данные о геохимии алюминия в коре выветривания влажных субтропиков Западного Закавказья.— Докл. АН СССР, 1968₂, т. 182, № 3.
- Шатилова И. И. Палинологические данные о четвертичной флоре Западной Грузии.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 2.
- Шатиришвили Т. М. Литология миоценовых отложений Гурии.— В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. Тр. ВНИГРИ, 1967, вып. XI.
- Яковлева М. Н. Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья. В кн.: Исследование и использование глин. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Morandi Noris. Su alcuni minerali argillosi derivati da alterasi one die basalti della valle del chiampo e della val d'Agno. Mineral. et petrogr. acta, 1965 (1966), 11; (РЖ, 1966, № 10, В. 202).
- Carapezza Marcello, Morandi Noris. Sulla genesi delle alterazioni montmorillonitiche nelle gialoclastiti della val di Noto (Sicilia). Mineral et petrogr. acta, 1966, 12 (РЖ, 1968, № 4, В 232).

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
8.V.1969

УДК [552.54+552.55] : 552.313(574.3)

**ЦИКЛИЧНОСТЬ В ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-
КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЗАПАДНЫЙ ДЖАЙРЕМ В КАЗАХСТАНЕ**

Ф. Ф. ТАРАНУШИЧ, В. И. ЩИБРИК

В работе приведена литологическая характеристика верхнефаменских отложений, развитых в районе месторождения Западный Джайрем. Рудная и промежуточная пачки расчленены авторами на горизонты. Анализ изменения состава пород по разрезу позволил установить его цикличность. Выделено четыре полных цикла и низы пятого. Железо присутствует в окисной, силикатной, карбонатной и сульфидной фациях.

Установленное чередование горизонтов с разными формами проявления вулканизма позволяет коррелировать геологические разрезы вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации.

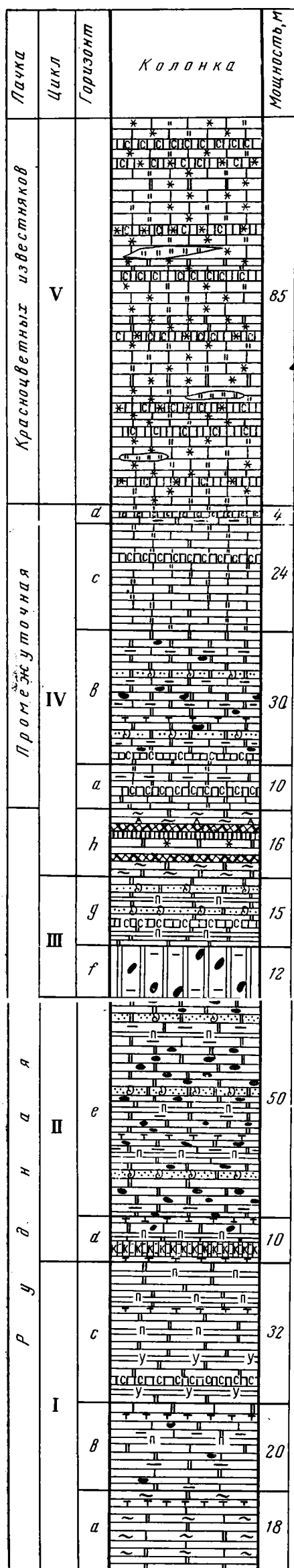
Вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация Центрального Казахстана, выделенная Л. Н. Формозовой (1968) в самостоятельный тип, развита в наложенных мульдах девонского краевого вулканического пояса (Богданов, 1965). Сравнительно детально она изучена только в пределах отдельных крупных рудных полей Джайльминской мульды. В работах Е. А. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной (1965), Е. А. Соколовой и И. В. Шумихиной (1966) и Л. Н. Ботвинкиной (1966), на примере Северного и отчасти Восточного участков Джайремского рудного поля исследовано влияние вулканизма на формирование осадков, выделены основные типы пород и рассмотрены особенности их текстур.

В данной статье приведена детальная характеристика расчлененного разреза продуктивной толщи, описаны неизвестные ранее типы пород — карбонатно-кальциново-кремнистые, туфовые турбидиты и туфопелиты, рассмотрены закономерности изменения вещественного состава пород, слагающих месторождение Западный Джайрем.

Джайремское месторождение находится на северо-западе Джайльминской мульды. Приурочено оно, как и все месторождения Атаусуйского рудного района, к участку со сложным тектоническим строением и специфическим глинисто-кремнисто-карбонатным составом пород, включающих пласты сингенетичных железных и марганцево-железных руд. Железные руды представлены окисной, силикатной, карбонатной и сульфидной фациями.

Поскольку геология Атаусуйского рудного района с различной детальностью неоднократно освещалась в печати (Соколова, 1958; Сапожников, 1963; Соколова, Ботвинкина, 1965 и др.), то ниже приводится только краткая характеристика геологического строения Джайремского месторождения.

Фаменские и турнейские отложения, слагающие рудное поле — Джайремскую брахиантиклиналь, смяты в глубокие, в основном линейные складки субширотного и северо-западного простираний. Складки ос-



Краткая характеристика пород

Кремнистые известняки, кремнисто-известковые породы красноцветные, волнистослоистые с линзами кремней и прослоями гематитово-серицитовых туфопелитов.

Ритмичное переслаивание углистых алевритистых глинисто-кремнисто-карбонатных пород с серыми кремнистыми известняками; редкие прослойки туфопелитов.

Кремнистые известняки пепельно-серые, узловатослоистые с редкими прослоями глинисто-кремнисто-известковых пород и прослойками серицитовых туфопелитов.

Ритмичное переслаивание серых кремнисто-известковых пород с обильными светлыми кальцитовыми конкрециями и черными глинисто-карбонатно-кремнистых пород; редкие прослойки песчанистых органогенно-детритовых кремнисто-известковых пород, серицитовых туфопелитов, один прослой разложившегося псаммитового туфа.

Кремнистые известняки серые, узловатослоистые с прослоями черных кремнисто-глинисто-известковых пород и редкими прослойками серицитовых туфопелитов.

Светлые альбитово-карбонатные, карбонатно-кремнистые и кремнисто-карбонатные породы с пластами и линзами магнетит-гематитовых руд, гематитсодержащих кремнисто-карбонатных пород, красных железистых яшм.

Серые кремнисто-известковые породы с неравномерно распределенными мелкими кальцитовыми конкрециями и редкими прослоями серицитовых туфопелитов, пиритовых ритмитов и органогенно-детритовых кремнисто-известковых пород.

Углистые карбонатно-кальциплатово-кремнистые породы с карбонатными конкрециями.

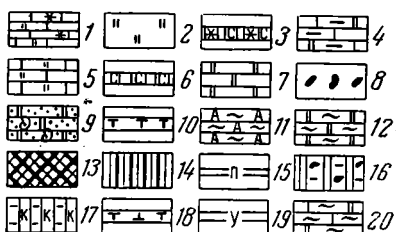
Темно-серые кремнисто-известковые породы с обильными кальцитовыми конкрециями, с прослоями углистых алевритистых глинисто-кремнисто-известковых пород, пиритовых ритмитов и органогенно-детритовых песчанистых кремнисто-известковых пород; редкие прослойки разложившихся туфов.

Углистые, карбонатно-кремнистые туфопелиты с прослоями туфов, туффитов, пиритовых ритмитов и глинисто-кремнисто-карбонатных пород.

Ритмичное чередование массивных кремнисто-известковых пород с пиритовыми ритмитами в верхней части горизонта и углисто-глинисто-кремнисто-известковыми ритмами в нижней части; редкие прослойки туфов, серицитовых туфопелитов.

Неравномерное ритмичное переслаивание черных и темно-серых глинисто-кремнисто-карбонатных пород; редкие прослойки кремнисто-карбонатных пород, пиритовых ритмитов и разложившихся туфов.

Темно-серые глинисто-кремнисто-карбонатные породы с частыми прослоями серых глинисто-кремнисто-карбонатных пород, бурящих на дневной поверхности; редкие прослойки разложившихся туфов.



Фиг. 1. Геологическая колонка верхнефаменских отложений месторождения Западный Джайрем

1 — красноцветный кремнистый известняк; 2 — кремень; 3 — гематитово-серицитовый туфопелит; 4 — углистая глинисто-кремнисто-карбонатная порода; 5 — кремнистый известняк; 6 — серицитовый туфопелит; 7 — кремнисто-известковая порода; 8 — конкреции; 9 — песчанистая органогенно-детритовая кремнисто-известковая порода; 10 — туф; 11 — альбитово-карбонатная порода; 12 — кремнисто-карбонатная порода; 13 — магнетит-гематитовая руда; 14 — яшма; 15 — пиритовый ритмит; 16 — углистая карбонатно-кальциплатово-кремнистая порода с карбонатными конкрециями; 17 — углистый карбонатно-кремнистый туфопелит; 18 — туффит; 19 — углисто-глинисто-кремнисто-известковый ритмит; 20 — глинисто-кремнисто-карбонатная порода со сложным составом карбоната, буряющая с поверхности

ложнены многочисленными разрывными нарушениями. Свинцово-цинково-баритовое оруденение, наложенное на глинисто-кремнисто-карбонатные породы и железные руды, выявлено на трех изолированных участках: Восточном, Западном и Дальнезападном.

Западный участок расположен на северо-востоке Джайремской брахиантиклинали, в 5 км юго-западнее Северного. Возраст рудовмещающих отложений, по литологическому сходству с фаунистически охарактеризованным разрезом месторождения Каражал и единичным находкам фауны, верхнефаменский. А. А. Рожнов эти отложения разделяет на рудную, промежуточную и красноцветную пачки. Считавшиеся однородными рудная (180 м) и промежуточная (70 м) пачки расчленены авторами по литологическим особенностям на горизонты мощностью 10—50 м (фиг. 1). Такое расчленение облегчило изучение структуры месторождения, подчеркнуло цикличность строения разреза и позволило установить закономерности распределения свинцово-цинково-баритового оруденения.

О методике исследований и принятой терминологии. 1. Силикатные анализы выполнены в Центральной лаборатории Центрально-Казахстанского геологического управления. Пересчеты химических анализов на минеральный состав произведены по измененной методике Дж. Имбри и А. Полдерварта (Imbrie, Poldervaart, 1959). При пересчетах учитывались силикатные анализы фракции $<0,005$ мм, результаты термического и рентгенографического исследований пород и фракций $<0,005$ мм. Вычисленные содержания свободного кремнезема в большинстве случаев (из 28 анализов) совпали с результатами химических определений. Это свидетельствует о надежности примененной методики пересчетов. Существенные расхождения наблюдаются только для проб с высоким содержанием полевых шпатов. Были приготовлены три пробы искусственной смеси калишпата и кварца. Содержание свободного кремнезема в них, определенное химическим методом, оказалось завышенным вследствие растворения части калишпата. Этим и объясняется несовпадение отдельных результатов.

2. Для определения состава карбоната проанализирована солянокислая вытяжка в 17 пробах. Установлено, что MnO , CaO и FeO присутствуют в основном в карбонате, а MgO — в карбонате и гидрослюде. Общее количество карбоната контролировалось определением содержания CO_2 .

Характерная особенность состава карбоната — содержание в нем изоморфных примесей Mg , Mn , Fe . Чтобы оттенить эту закономерность, термин «карбонат» мы сохранили за минералом, в котором на долю примесей $FeCO_3$, $MnCO_3$, $MgCO_3$ приходится $>10\%$. Если суммарное количество этих примесей $<10\%$, минерал назван кальцитом, порода — известняком (кальцита $>80\%$) или известковой (кальцита $<80\%$).

3. Химические анализы пород и результаты пересчетов их на минеральный состав приведены в таблице. Эти данные явились основой для номенклатуры пород, представляющих собой в основном довольно однородные тонкие смеси. Микроскопическое изучение таких пород дает информацию только о структурах и качественном минеральном составе. Количественное соотношение слагающих компонентов выявляется только при пересчете химических анализов. Распределение образцов в таблице по стратиграфическим подразделениям позволяет избежать в тексте часто повторяющихся ссылок и дает возможность рассматривать ее как дополнительный материал к характеристике горизонтов.

4. При описании структур пород авторы пользовались следующей классификацией:

<0,001	Пелитоморфная
0,001—0,01	Криптозернистая
0,01—0,1	Микрозернистая
0,1—0,25	Мелкозернистая
0,25—0,50	Среднезернистая
0,5—1	Крупнозернистая

5. Термин «туфопелит», согласно И. В. Хворовой, Э. С. Залманзон (1966), нами применен для чрезвычайного специфичной по минеральному составу породы с пелитоморфной структурой, образовавшейся в результате изменения тонкого пирокластического материала.

Литологическая характеристика отложений. *Рудная пачка.* Горизонт «а» сложен глинисто-кремнисто-карбонатными породами серого и темно-серого цвета. Структура криптозернистая, пелитоморфная. Карбоната 42—52%, кварца 15—27%, гидрослюда 7—22%, в незначительном количестве пирит, углистое вещество. Состав карбоната варьирует в разных прослоях в следующих пределах: CaCO_3 79—93%; MgCO_3 1,6—5,6%; MnCO_3 1,5—3%; FeCO_3 3,8—11,7%. В стяжениях MgCO_3 до 10%, MnCO_3 до 4%, FeCO_3 до 26,5% (см. таблицу, обр. 2144).

Характерная особенность горизонта — довольно быстрое побурение серых карбонатных прослоев на дневной поверхности. Интенсивность побурения разных прослоев неодинакова, зависит от содержания в составе карбоната двухвалентного железа и марганца, окисляющихся на воздухе.

Текстура тонкослоистая. Слоистость горизонтальная, ритмичная, в ритмах — градационная. Ритм построен следующим образом: внизу углистая алевритистая или алевритовая (5—10%) глинисто-кремнисто-карбонатная порода. Кверху в ней постепенно снижается содержание алевритовой примеси, углистого вещества. Верхняя часть ритма не содержит $\text{C}_{\text{орг}}$, алевритовые зерна единичные. Состав алевритовой примеси: кварц, альбит, мусковит, редко турмалин. Величина обломков 0,01—0,02 мм. Форма выделений углистого вещества — волокна, пленки, площадки и тонкодисперсная пигментирующая примесь.

В горизонте редкие тонкие (2—15 мм) прослойки разложенных алевритовых туфов. Туфы сложены криптолепидобластовым агрегатом серицита с лейкоксом, карбонатом, альбитом, вкрапленностью пирита. В верхней части горизонта прослой разложенного псаммо-алевритового туфа мощностью 7—10 см. По распределению рудной пыли в нем отчетливо улавливается пузыристость первичного обломочного материала. Видимая мощность горизонта 18 м.

Горизонт «в» сложен ритмично чередующимися черными и темно-серыми глинисто-кремнисто-карбонатными породами. Первые представляют верхнюю часть ритма, вторые — нижнюю. Слоистость неравномерная: мощность прослоев первых 0,5—4 см, вторых — 50, реже 100 см. В отдельных ритмах выше темно-серых прослоев наблюдается третий член ритма — светло-серые кремнисто-карбонатные прослои мощностью 0,2—2, реже 5 см.

Черные прослои сложены углистой алевритовой (5—10%) кремнисто-глинисто-карбонатной тканью, иногда с органическим детритом, часто имеют микроритмичное строение, обусловленное чередованием слоев с разным содержанием терригенной примеси и углистого вещества. Слоистость в микроритмах градационная. Мощности микроритмов от первых долей до 1 см. К углистым прослоям приурочены ленточные (1—2 мм) прослойки скрытокристаллического пирита, образующие в верхней и нижней частях горизонта небольшие скопления.

Темно-серые прослои сложены криптозернистой и пелитоморфной гидрослюдисто-кремнисто-карбонатной тканью с незначительной тонкой

(0,01—0,02 мм) алевритовой примесью кварца, мусковита, рассеянной вкрапленностью глобулярного пирита, реже сфалерита. Количество гидрослюда, по данным пересчетов химических анализов, 14—21%, кварца 17—25%, карбоната 40—55%, калишпата 3—8%, пирита 1—2%. Примесь Fe, Mg и Mn в карбонате максимальна в породах нижней части горизонта, сверху падает.

В мощных (30—100 см) прослоях темно-серых глинисто-кремнисто-карбонатных пород наблюдаются светлые овальные конкреции, сложенные микрозернистым карбонатом, величиной до 3 см в диаметре. Контуры стяжений нечеткие расплывчатые и резкие.

В верхней части горизонта прослеживаются три тонких (8, 20 и 20,5 мм) прослойки разложенных алевритовых аповитрокластических туфов. Преобладающая величина обломков 0,05—0,08, редко 0,15 мм. Контуры обломков улавливаются по распределению рудного вещества, в которых сохранена пузыристость. В незначительном количестве присутствуют осколки кварца, обломки измененных эффузивных пород. Мощность горизонта 20 м.

Горизонт «с» по текстурным особенностям близок предыдущему. Это ритмичное чередование массивных прослоев кремнисто-известковых пород мощностью 5—30 см с ленточно-слоистыми ритмитами. Ритмит как особый тип смешанных пород впервые был выделен на месторождении Джайрем Л. Н. Ботвинкиной (1966) и представляет собой пакет или группу тонких слоев, различающихся по составу и многократно повторяющихся. Мощность ритмитов 1—5, реже 15—20 см.

Массивные прослои сложены криптозернистой кремнисто-известковой тканью с незначительной примесью глинистого и алевритового материала (кварц, карбонат, чешуйки мусковита). Углистое вещество обособлено в виде мельчайших хлопьевидных пятен и волокон. Присутствует рассеянный в виде вкрапленности криптокристаллический пирит. В основной ткани породы наблюдаются мелкие (0,1 мм) округлые выделения, сложенные преимущественно монокристаллами кальцита. По-видимому, это замещенные кальцитом радиолярии.

Кремнисто-известковые породы содержат редкие светлые оваловидные карбонатные стяжения величиной 2—3 см.

Наблюдающиеся в горизонте ритмиты разнотипные: пирит-кремнисто-кальцитовые (пиритовые ритмиты) и углисто-глинисто-кремнисто-кальцитовые (углистые ритмиты).

Первые представлены чередованием тонких кремнисто-кальцитовых и пиритовых прослоев с содержанием вкрапленного глобулярного пирита 20—80%. В последних иногда заметна примесь алеврита: кварц, калишпат, слюда. Во вторых наблюдается чередование кремнисто-кальцитовых прослоев с разным содержанием углисто-глинистого материала. В прослойках, обогащенных углистым веществом, часто отмечается вкрапленность пирита и примесь алеврита. Пиритовые ритмиты более характерны для верхней части горизонта, углистые — для нижней.

Редкие и тонкие (3—15 мм, один — 65 мм) прослои туфов в горизонте сложены вторичным агрегатом серицита, карбоната, калишпата с рудной пылью и вкрапленностью пирита. Форма частичек рогульчатая, серповидная, в некоторых обломках заметны пузыри, микролитовая структура. Размеры обломков 0,05—0,1 реже до 0,2—0,3 мм. Структура алевритовая и псаммо-алевритовая. Мощность горизонта 30—33 м.

Горизонт «d» представлен карбонатно-кремнистыми туфопелитами с прослоями туфов, туффитов и пиритовых ритмитов. Подчиненное значение имеют глинисто-кремнисто-карбонатные породы.

Туфопелиты черного цвета, углистые, криптозернистые, пелитоморфные, крепкие, кремнеподобные. Основная ткань сложена тончайшей глинисто-кремнистой массой с рассеянной вкрапленностью карбоната, пирита.

Химический и минеральный состав (%) верхнефаменских

Пачка	Горизонт	№ образца	Порода				
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Красноцветных известняков		2560	Кремнистый известняк	10,82	0,15	1,78	1,33
		2561	Кремнисто-известковая	33,68	<0,05	1,07	0,36
Промежуточная	d	2564	Глинисто-кремнисто-карбонатная	36,68	0,30	7,60	2,36
		2565	Кремнистый известняк	13,30	<0,05	1,25	0,70
	c	2566	Кремнисто-известковая	22,36	<0,05	0,62	0,61
		2567	Кремнистый известняк	16,74	<0,05	0,71	0,43
	b	2568	То же	10,24	<0,05	0,71	0,46
		2569	Глинисто-кремнисто-известковая	35,54	0,22	4,46	1,28
		2570	То же	46,96	0,20	4,85	1,63
		2571	Кремнисто-известковая	23,52	0,10	1,33	1,10
		2572	Глинисто-карбонатно-кремнистая	46,48	0,50	10,35	3,39
	a	2573	Кремнисто-глинисто-известковая	22,12	0,22	5,17	0,90
Рудная	h	2470	Хлоритово-альбитово-карбонатная	24,80	0,30	7,05	2,21
		2469	Кварцево-альбитово-карбонатная	16,28	0,10	2,32	0,57
		2468	Кремнисто-известковая	27,86	0,15	2,10	0,92
		2466	То же	26,59	0,18	3,04	1,00
	g	2463	» »	30,91	0,10	1,88	0,29
		2521	» »	24,95	0,15	1,78	0,63
		2522	Кремнисто-глинисто-известковая	28,71	0,50	9,82	1,26
	f	2472	Известково-кремнисто-калишпатовая	62,09	0,30	10,72	0,23
		2475	Карбонатно-калишпатово-кремнистая	62,58	0,30	10,72	0,43
		2462	То же	64,49	0,30	10,72	1,03
	e	2523	Глинисто-кремнисто-известковая	33,80	0,17	4,46	0,75
		2460	Кремнисто-известковая	35,45	0,20	3,48	0,66
		2459	То же	37,08	0,13	2,67	1,98
		2524	» »	27,36	0,17	3,03	1,00
		2513	» »	26,54	0,15	2,32	1,02
		2526	» »	44,38	0,17	3,75	0,99
		2511	Глинисто-кремнисто-известковая	27,82	0,37	6,78	1,77
		25111	Кварцево-кальцитовая конкреция	13,38	0,05	1,07	0,97
		2528	Известково-кремнистый туфопелит	53,66	0,20	5,00	1,08
		2349	Карбонатно-калишпатово-кремнистый туфопелит	71,14	0,30	7,50	1,80
	d	23451	Известково-кремнистый туфопелит	60,76	0,18	4,64	1,97
		C2345	Карбонатно-кремнистый туфопелит	60,61	0,30	6,97	4,42
		H2345	То же	58,60	0,30	7,32	5,04
		2363	Разложенный псаммитовый туф	39,63	2,00	19,32	4,46
		2357	То же	41,28	1,90	15,53	3,34
	c	2505	Кремнисто-известковая	35,62	0,10	2,21	0,28
		2529	Глинисто-кремнисто-известковая	28,76	0,35	6,07	1,81
		2504	Кремнисто-известковая	29,85	0,22	4,82	0,75
		2503	То же	23,02	0,20	3,48	1,35
		23054	Калишпатово-кремнисто-известковая	43,70	0,40	8,66	0,97
	b	24552	Глинисто-кремнисто-известковая	29,37	0,32	6,79	1,77
		24551	Глинисто-кремнисто-карбонатная	30,61	0,30	7,14	1,98
		23052	Глинисто-кремнисто-известковая	34,02	0,33	7,32	1,77
		24402	Глинисто-кремнисто-карбонатная	35,24	0,40	8,39	2,06
		2305	То же	34,16	0,30	7,32	1,72
	a	24392	» »	28,70	0,32	6,52	4,57
		24393	Альбитово-кремнисто-известковая	44,17	0,25	6,52	0,41
		24541	Глинисто-кремнисто-карбонатная	39,38	0,40	8,04	3,57
		2449	То же	39,11	0,40	9,64	1,66
		2144	Кварцево-карбонатная конкреция	25,10	0,17	3,39	2,64

Примечание. 9,80* — содержание хлорита; — — не обнаружено; Н. о. — не определялось. Аналитики

отложенный месторождения Западный Джайрем

Химический состав

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaSO ₄	H ₂ O	П. п. п.	Σ	C _{орг}	S _{пир}
0,41	1,00	1,32	45,18	0,10	0,30	0,03	<0,10	<0,10	37,00	99,42	Н. о.	—
0,69	0,76	1,03	33,37	0,60	0,20	0,05	<0,10	<0,10	27,32	99,13	Н. о.	—
1,66	0,64	1,40	22,40	0,70	1,80	0,08	<0,10	0,26	23,32	99,10	2,15	1,58
1,39	1,57	2,30	41,95	0,40	0,30	0,04	<0,10	<0,10	35,96	99,16	0,36	0,11
0,37	0,62	1,03	40,77	0,10	0,30	0,02	<0,10	<0,10	32,87	99,67	0,23	0,03
0,37	0,51	1,03	43,54	<0,10	0,40	0,03	<0,10	<0,10	36,14	99,90	0,31	0,02
0,24	0,27	0,73	47,65	0,10	0,30	0,04	<0,10	—	36,68	99,42	0,36	0,15
0,69	0,26	0,80	28,98	<0,10	1,60	0,05	<0,10	—	25,26	99,14	0,64	0,86
0,91	0,18	0,88	22,68	0,10	1,80	0,07	<0,10	0,50	18,85	99,61	Н. о.	0,68
0,24	0,59	0,88	38,61	<0,10	0,30	0,06	<0,10	—	32,41	99,14	0,74	0,49
0,97	0,25	1,54	13,55	<0,10	4,60	0,30	0,16	0,16	16,75	99,00	1,99	3,00
2,47	0,82	1,40	34,81	0,30	1,80	0,08	<0,10	<0,10	29,32	99,41	0,47	—
9,36	3,55	6,00	18,31	2,80	0,80	0,06	<0,10	0,18	24,55	99,97	0,05	0,56
1,99	3,01	2,63	38,39	1,10	<0,10	0,01	<0,10	<0,10	32,91	99,31	0,40	0,14
2,22	1,29	1,14	33,89	<0,10	0,80	0,05	0,14	<0,10	28,80	99,46	0,10	—
2,15	1,22	1,28	33,90	0,10	1,20	0,09	<0,10	<0,10	28,38	99,13	0,30	0,40
0,89	0,72	0,99	34,55	<0,10	0,70	0,05	—	0,11	28,12	99,26	0,41	0,21
0,99	0,60	0,80	37,89	0,10	0,70	0,03	<0,10	—	30,89	99,51	Сл.	0,14
0,60	0,41	0,95	28,44	<0,10	4,50	0,08	<0,10	<0,10	23,88	99,15	0,17	0,53
0,54	0,16	0,28	7,70	0,10	7,80	0,06	0,52	0,13	8,61	99,24	1,87	0,19
1,10	0,16	0,43	7,60	0,10	6,40	0,06	0,51	0,18	8,79	99,36	Н. о.	0,30
0,56	0,14	0,43	7,01	0,20	6,40	0,05	0,14	0,20	8,44	100,11	1,44	0,36
0,91	0,60	0,88	30,48	0,10	1,50	0,05	<0,10	<0,10	25,37	99,06	0,05	0,28
0,35	0,48	0,78	30,50	0,10	1,50	0,03	0,10	0,19	25,24	99,06	0,47	0,43
0,56	0,40	0,73	30,50	<0,10	1,20	0,05	<0,11	0,10	24,82	100,33	0,57	0,57
0,69	0,69	1,03	34,84	0,10	1,20	0,07	<0,10	<0,10	28,91	99,09	Н. о.	0,48
0,53	0,63	1,02	35,94	0,20	1,00	0,09	<0,10	<0,10	29,90	99,34	0,07	0,59
0,48	0,36	0,62	25,65	0,20	1,70	0,06	<0,10	<0,10	20,91	99,27	0,17	0,49
1,29	0,62	1,32	30,50	1,10	1,70	0,07	0,12	<0,10	25,54	99,00	0,61	0,58
0,48	0,51	0,55	45,38	0,10	0,50	0,08	<0,10	—	36,80	99,82	0,02	0,41
0,80	0,45	0,62	18,88	0,10	2,30	0,07	0,10	0,10	15,92	99,18	Н. о.	0,73
0,54	0,21	0,64	6,02	0,10	4,60	0,06	0,58	<0,10	6,04	99,53	0,63	0,86
0,32	0,41	0,78	14,66	0,20	2,80	0,04	0,35	<0,10	13,36	100,47	0,20	1,13
1,02	0,33	0,78	9,77	0,10	3,60	0,06	0,75	0,26	10,69	99,60	0,15	2,97
0,94	0,32	0,71	10,66	0,20	3,70	0,06	0,64	0,21	10,74	99,44	0,93	3,56
0,65	0,42	1,53	9,97	0,20	8,80	0,33	1,91	0,11	9,86	99,19	0,42	2,77
1,72	0,47	1,54	9,75	0,40	9,80	0,47	2,80	0,11	9,94	99,05	0,24	1,76
0,56	0,67	0,85	31,78	0,10	1,20	0,02	<0,10	<0,10	26,30	99,69	0,12	0,23
0,75	0,80	0,80	30,39	0,60	2,00	0,07	0,38	<0,10	26,35	99,18	0,66	0,98
1,35	1,15	1,42	30,86	0,50	1,90	0,04	0,52	<0,10	25,83	99,21	0,38	0,60
1,12	1,14	1,18	36,04	0,10	1,60	0,03	0,10	<0,01	29,78	99,14	0,21	0,41
1,06	0,75	1,24	19,49	0,20	4,70	0,05	1,32	0,39	16,96	99,89	0,18	0,47
1,24	0,98	1,42	29,12	0,60	2,20	0,03	0,13	0,13	25,30	99,40	0,62	0,58
1,94	0,92	1,85	27,85	0,10	2,70	0,05	0,17	0,28	23,65	99,54	0,87	1,08
1,45	0,99	1,63	25,76	0,10	2,90	0,05	0,26	0,15	22,27	99,00	0,10	1,25
2,74	0,88	1,70	23,29	0,10	3,10	0,08	<0,10	0,17	22,33	100,48	0,50	0,67
2,10	0,99	1,85	25,37	0,20	2,70	0,06	<0,10	0,20	22,64	99,61	0,69	0,67
3,79	0,98	2,09	23,34	1,10	1,70	0,12	0,19	0,17	25,49	99,09	0,83	2,72
1,05	0,61	0,89	23,10	2,40	1,00	0,05	0,26	0,11	19,67	100,49	0,11	—
2,26	0,81	1,92	20,73	0,10	3,10	0,11	0,17	0,22	19,58	100,39	0,71	1,34
1,61	0,61	1,42	21,42	0,10	3,60	0,09	0,74	0,19	19,75	100,34	0,43	0,42
11,02	1,74	4,06	22,11	0,10	1,20	0,06	0,13	<0,10	28,75	100,47	0,75	1,27

— Л. И. Зебрина, А. А. Прохорова, А. Е. Кирюшова, Н. Г. Буданова.

Пачка	Горизонт	№ образца	Порода	Минеральный	
				карбонат	гидрослюда
Красно-цветных известняков		2560	Кремнистый известняк	85,74	5,76
		2561	Кремнисто-известковая	63,37	—
Промежуточная	d	2564	Глинисто-кремнисто-карбонатная	44,85	16,57
		2565	Кремнистый известняк	81,42	3,05
	c	2566	Кремнисто-известковая	75,41	1,02
		2567	Кремнистый известняк	80,32	1,96
	b	2568	То же	86,76	1,46
		2569	Глинисто-кремнисто-известковая	54,09	11,58
		2570	То же	43,15	12,17
		2571	Кремнисто-известковая	70,97	3,90
		2572	Глинисто-карбонатно-кремнистая	26,88	22,24
	a	2573	Кремнисто-глинисто-известковая	68,90	14,40
Рудная	h	2470	Хлоритово-альбитово-карбонатная	58,63	9,80*
		2469	Кварцево-альбитово-карбонатная	79,33	4,40*
		2468	Кремнисто-известковая	66,58	7,26
		2466	То же	66,97	7,97
	g	2463	» »	64,89	5,17
		2521	» »	70,68	5,07
		2522	Кремнисто-глинисто-известковая	52,96	21,15
	f	2472	Известково-кремнисто-калишпатовая	15,02	8,75
		2475	Карбонатно-калишпатово-кремнистая	15,82	15,02
		2462	То же	13,89	14,72
	e	2523	Глинисто-кремнисто-известковая	57,53	11,88
		2460	Кремнисто-известковая	56,21	8,07
		2459	То же	56,04	7,48
		2524	» »	65,06	7,39
		2513	» »	66,64	4,76
		2526	» »	47,53	7,24
		2511	Глинисто-кремнисто-известковая	58,32	14,74
		25111	Кварцево-кальцитовая конкреция	82,92	2,45
	d	2528	Известково-кремнистый туфопелит	36,10	10,79
		2349	Карбонатно-калишпатово-кремнистый туфопелит	12,48	10,61
		23451	Известково-кремнистый туфопелит	27,99	6,26
		C2345	Карбонатно-кремнистый туфопелит	20,25	13,52
		H2345	То же	21,64	12,58
		2363	Разложенный псаммитовый туф	20,57	41,07
		2357	То же	21,99	22,96
		2505	Кремнисто-известковая	59,21	3,92
	c	2529	Глинисто-кремнисто-известковая	57,19	13,07
		2504	Кремнисто-известковая	59,25	9,87
		2503	То же	68,64	9,49
		23054	Калишпатово-кремнисто-известковая	38,30	13,62
	b	24552	Глинисто-кремнисто-известковая	56,29	16,03
		24551	Глинисто-кремнисто-карбонатная	55,26	18,34
		23052	Глинисто-кремнисто-известковая	50,75	16,87
		24402	Глинисто-кремнисто-карбонатная	48,27	21,21
		2305	То же	51,21	18,49
		24392	» »	52,32	13,37
		24393	Альбито-кремнисто-известковая	41,33	7,38
	a	24541	Глинисто-кремнисто-карбонатная	43,14	22,49
		2449	То же	42,69	22,73
		2144	Кварцево-карбонатная конкреция	66,89	9,59

состав					Состав карбоната			
кварц	калиншат	альбит	пирит		CaCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃
8,82	—	0,80	—		94,04	2,76	1,88	1,28
30,00	—	4,80	—		93,96	2,33	1,94	1,75
26,23	—	5,92	2,95		89,12	2,61	2,32	5,95
9,85	1,05	3,38	0,20		91,94	2,18	3,12	2,75
20,66	1,41	0,80	—		96,47	1,42	1,32	0,78
15,22	1,60	—	—		96,73	1,50	1,01	0,75
8,51	1,17	0,80	0,28		98,02	1,04	0,49	0,45
29,41	1,95	—	1,60		95,60	1,56	0,78	2,06
39,54	3,06	0,80	1,27		93,79	2,13	0,67	3,41
22,37	—	—	0,91		97,06	1,04	1,35	0,55
28,88	12,52	—	5,61		89,96	2,71	1,53	5,80
13,52	1,84	2,40	—		90,17	2,25	1,93	5,77
3,70	—	28,38	1,04		55,72	10,61	7,94	25,73
9,00	—	9,30	0,26		86,35	3,48	6,13	4,03
25,24	0,44	—	—		90,84	0,66	3,14	5,36
21,44	2,78	0,80	0,18		90,32	1,56	2,95	5,17
28,24	1,05	—	0,39		95,02	0,97	1,80	2,20
21,75	1,40	0,80	0,26		95,67	0,71	1,37	2,25
11,49	13,10	—	1,00		95,83	1,10	1,24	1,83
31,69	40,30	0,80	0,35		91,47	1,00	1,72	5,80
37,52	27,90	0,80	0,65		85,71	1,46	1,64	11,19
38,89	28,33	1,60	0,67		89,99	1,95	1,59	6,48
27,60	1,53	0,80	0,52		94,56	1,19	2,01	2,55
29,65	3,90	—	0,82		96,78	0,85	1,37	0,99
32,50	3,30	—	1,06		97,07	0,18	1,14	1,61
22,23	2,80	0,80	0,90		95,56	1,00	1,72	1,71
21,54	3,40	1,70	1,10		96,25	0,95	1,52	1,38
36,75	5,67	1,70	0,92		96,35	0,84	1,22	1,62
15,00	1,10	9,30	1,08		93,28	1,43	1,71	3,56
10,88	1,60	0,80	0,76		97,66	0,39	0,99	0,93
44,50	6,70	0,80	1,38		93,32	1,08	2,03	3,58
52,90	21,20	0,80	1,60		85,90	4,32	2,72	6,97
48,87	13,20	1,60	2,11		93,50	2,32	2,35	1,82
46,41	13,40	0,80	5,55		86,08	3,21	2,62	8,10
43,10	14,20	1,60	6,64		87,94	2,68	2,40	6,97
4,90	26,20	1,50	5,18		86,44	5,15	3,30	5,10
3,00	42,80	3,33	3,29		79,13	4,82	3,46	12,59
30,70	4,40	0,80	0,43		95,77	0,88	1,82	1,51
17,66	3,60	4,80	1,83		94,69	0,88	2,29	2,14
19,85	5,80	4,20	1,12		92,94	0,26	3,14	3,66
16,30	4,10	0,80	0,74		93,63	1,06	2,68	2,62
24,60	19,50	1,50	0,88		90,79	1,67	3,16	4,44
17,90	3,30	4,50	1,08		92,31	1,33	2,80	3,55
19,75	4,70	0,80	2,02		89,92	1,73	2,69	5,65
22,30	6,70	0,80	2,34		90,56	1,70	3,15	4,59
22,70	5,60	0,80	1,25		86,10	1,82	2,94	9,14
22,60	5,00	1,50	1,20		88,40	1,88	3,12	6,60
15,70	2,20	9,40	5,08		79,61	5,65	3,05	11,67
26,60	1,70	19,80	—		92,99	1,65	1,56	3,81
27,00	6,10	0,80	2,50		85,76	2,76	3,04	8,44
24,90	7,20	0,80	0,78		89,56	2,06	2,32	6,07
20,20	1,40	0,80	2,37		58,99	10,26	4,20	26,53

та; пигментирована углистым веществом, обособленным в виде коротких волокон. В породе рассеяна примесь алевритового материала (от единичных зерен до 5—10%). Состав обломочной примеси: калишпат, кварц, чешуйки мусковита, криптозернистая кремнистая порода неясного происхождения порфиры с реликтовой микролитовой структурой. Форма зерен угловатая, остроугольная. Величина 0,02—0,15 мм. Вулканокластический обломочный материал обилён в прослоях, перекрывающих туфы и туффиты. Постоянно в туфопелитах наблюдаются остатки радиолярий. Размеры раковины 0,08—0,12 мм, сложены монокристаллами карбоната, кварцем и карбонатом, альбитом и карбонатом. Их общее количество в породе достигает иногда 5%. Присутствуют также спикулы губок величиной 0,3—2 мм, выполненные бластическим агрегатом кварца, калишпата, карбоната, мусковита.

Пересчеты химических анализов туфопелитов на минералогический состав дали следующие результаты: кварц 43—53%; калишпат 7—21%; карбонат 12,5—36%; гидрослюда 6—13,5%; пирит 1,4—6%. Состав карбоната: CaCO_3 86—93,5%; MgCO_3 1—4,3%; MnCO_3 2—2,7%; FeCO_3 1,8—8,1%. Часто в туфопелитах наблюдаются карбонатные конкреции оваловидной формы величиной 2—3 см. Мощность прослоев этих пород 30 см.

Туфы преимущественно пепловые, алевритовые, реже псаммо-алевритовые. Мощности их прослоев 30 мм, отдельных — 18 см. Цвет серый, голубовато-серый, иногда зеленовато-серый. В маломощных прослоях туфы разложены, замещены бластическим агрегатом серицита, калишпата, карбоната, с неправильными скоплениями рудной пыли, зерен лейкоксена, вкрапленностью пирита. Их алевритовая структура определяется только по контурам редких обломков; редко наблюдается пузыристая текстура.

Более мощные прослои пирокластических пород обладают некоторыми характерными особенностями строения, поэтому на них следует остановиться более подробно. В основании горизонта залегает прослой псефитового разнообломочного туффита, переходящего в туф. Туффит неоднороден по соотношению пирокластического и осадочного материала. В нижней части прослоя на долю пирокластики приходится 50—60%, в средней 70—80% и вверху 90—100%. От подошвы к кровле прослоя меняется и размер обломков от псефитовых (1—2 см) до алевритовых (0,01 мм). Форма крупных обломков неправильная, крайне причудливая, с неровными извилистыми очертаниями; мелких — угловатая, остроугольная. Сложены они большей частью гранобластовым агрегатом калишпата и карбоната, с отчетливой пузыристой текстурой, меньшая часть — калишпатовые порфиры с крипточешуйчатой серицитовой основной тканью и микролитами калишпата, с аксиолитовой основной тканью; внизу прослоя присутствуют гравийные обломки туфов, силицитов. Цементируется пирокластический материал черной карбонатно-глинисто-кремнистой тканью.

Нижний контакт туффита неровный, резкий, с размывом. Вверху туф согласно перекрывается туфопелитом, содержащим существенную (10—15%) примесь пирокластического материала. Мощность прослоя 0,5—1,5 м.

Отчетливая прямая градационная отсортированность пирокластики внутри пласта туффита сближает его с туфовыми турбидитами, описанными И. В. Хворовой в улутауской свите на Южном Урале (Хворова, Елисеева, 1965). Подобную сортировку пирокластического материала имеет еще один прослой (18 см) пеплового туфа. Структура в нем меняется от псаммитовой (0,1—0,3 мм) внизу до мелкоалевритовой (0,01—0,02 мм) вверху прослоя. Нижний контакт резкий, размытый.

Резкое направленное изменение мощности джайремских туфовых турбидитов, локальное их развитие, прямая градационная отсортиро-

ванность пирокластики в прослое, характер контактов свидетельствуют об их образовании из подводного пеплового потока.

Прослой туффитов отличаются от прослоев туфов значительно меньшим количеством (до 50%) пирокластического материала, взвешенного в углистой карбонатно-глинисто-кремнистой ткани. Наиболее мощный (0,2—0,5 м) характерный прослой туффита, включающий оваловидные карбонатные стяжения величиной до 2,5 см, наблюдается в верхней части горизонта. Суммарная мощность пирокластических пород в горизонте 1—3 м.

Широким развитием в горизонте пользуются пиритовые ритмиты. Мощности их прослоев 1—10 см. Суммарная мощность пиритов 0,5—1,5 м. Мощность горизонта 10—12 м.

Горизонт «е» сложен кремнисто-известковыми породами с конкрециями и незначительной глинистой примесью, включающими прослой углистых алевритовых глинисто-кремнисто-известковых пород и редкие прослойки разложенных туфов. Слоистость неравномерная, ритмичная.

Кремнисто-известковые породы темно-серого цвета, сложены пелитоморфно-криптозернистой кремнисто-известковой тканью с вкраплениями микрозернистых образований. Вкрапления обычно представлены остатками организмов (радиолярии, спикулы губок, неопределимый органический детрит) и обломочным кальцитом (изометричные, угловатые и неправильные зерна величиной 0,05—0,2 мм). На долю этих вкраплений приходится 10—20%. Углистое вещество обособлено в виде неправильных и удлиненных хлопьевидных пятен, коротких черточек, волокон. Пятнистые выделения S_{org} наблюдаются на участках с беспорядочной микротекстурой, удлиненные — на участках с ориентированной текстурой. Минеральный состав кремнисто-известковых пород: кальцит 56—66; кварц 15—13; гидрослюда 5—14%. В кварците на долю примесей ($FeCO_3$, $MnCO_3$, $MgCO_3$) приходится 3—6%.

В отличие от вмещающих пород конкреции содержат до 83% кальцита, значительно меньше глинистой примеси, кремнистого материала, углистого вещества. Форма конкреций: оваловиды (3—50 мм), лепешки, линзы, прослой (3—30 мм).

Органогенно-детритовые кремнисто-известковые породы содержат до 40% органического детрита (криноидеи, брахиоподы, неопределимые остатки) и 5—15% песчанистой примеси (кварц, кислые эффузивы, калишпат). Песчинки угловатые и окатанные размером от долей до 1—2 мм. Мощность прослоев 1—15 см. Нижний контакт этих прослоев, как правило, размытый, резкий, неровный, в верхней части наблюдается постепенный переход в кремнисто-известковую породу. В прослоях отмечается отчетливая градационная сортировка материала: грубозернистый материал концентрируется в нижней части прослоя, кверху размеры обломков и их общее количество уменьшаются. Многократное повторение (через 1—5 м) этих прослоев в разрезе горизонта подчеркивает его ритмичное строение.

Пиритовые ритмиты распространены по всему горизонту, но наиболее мощные из них (до 10 см) образуют скопления в средней его части. Здесь же развиты прослой (7—15 см) серых псаммо-алевритовых туфов, сложенных вторичным агрегатом калишпата, рудного минерала, серицита, карбоната. Величина обломков 0,03—1 мм. Весьма характерно для них обилие пузырей. Мощность горизонта 50 м.

Горизонт «f» представлен довольно однородными массивными черными углистыми карбонатно-калишпатово-кремнистыми породами. Основная ткань пелитоморфная, густо пигментирована углистым веществом и поэтому слабо просвечивает. Поляризуют только чешуйки гидрослюды и рассеянный в виде вкрапленности микро-, криптозернистый карбонат, количество которого 0—15%. Постоянно присутствует в породе алевритовая примесь мелких (0,01—0,02 мм) угловатых и осколь-

чатых зерен кварца и остатки радиолярий (0,05—0,1 мм), обуславливающие участками микроочковую текстуру породы. Электронномикроскопические исследования показали, что глинистая фракция состоит преимущественно из хорошо выкристаллизованных чешуек гидрослюда.

Особенностью минералогического состава пород является высокое (30—40%) содержание калишпата и кварца, что сближает их с туфопелитами горизонта «d», хотя непосредственно взаимосвязи их с туфами в этом горизонте не установлено. В сильно перемятых породах горизонта иногда наблюдается сеть тонких альпийских прожилков кварц-калишпатового состава.

Состав карбоната в породах горизонта сложный: CaCO_3 — 85—91%; FeCO_3 — 6—11%; MgCO_3 — 1—2%; MnCO_3 — 1,6—1,7%.

Карбонат-калишпат-кремнистые породы содержат конкреции в форме желваков размером 5—50 мм. Сложены они микрозернистым карбонатом с вкрапленностью пирита, альбита, кварца. Характерно отсутствие ориентировки конкреций. Мощность горизонта 10—12 м.

Горизонт «g» сложен кремнисто-известковыми породами с редкими маломощными прослоями серицитовых туфопелитов, пиритовых ритмитов, органогенно-детритовых кремнисто-известковых пород (близок горизонту «e»). Слоистость неравномерная, ритмичная.

Кремнисто-известковые породы серого цвета, сложены микрокриптозернистой кварцево-кальцитовой тканью с незначительной примесью крипточешуйчатого гидромусковита, в отдельных разностях количество глинистого материала достигает 21%; пигментированы $\text{C}_{\text{орг}}$, включают редкие остатки радиолярий и спикул губок. Из рудных минералов присутствует редкая тонкая вкрапленность пирита, сфалерита. Последний наблюдается также совместно с пиритом в пиритовых ритмитах. Мощность ритмитов — доли сантиметров, первые сантиметры.

Кремнисто-известковые породы содержат мелкие (5—15 мм) неравномерно распределенные конкреции, сложенные микрозернистым кальцитом с вкрапленностью зерен кварца, альбита, пирита, чешуек серицита. Контуры конкреций отчетливые. Обильны в нижней части горизонта.

Органогенно-детритовые разности кремнисто-известковых пород идентичны описанным в горизонте «e». Мощности их 1—3 см.

Прослой серицитовых туфопелитов тонкие (2—30 мм), редкие. Сложены крипточешуйчатым серицитом с агрегатной поляризацией, включающим игольчатые кристаллы калишпата, зерна лейкоксена, пирита. Они представляют собой, по-видимому, разложенные тонкообломочные туфы.

В верхней части горизонта кремнисто-известковые породы осветлены, не содержат $\text{C}_{\text{орг}}$, более кремнистые и имеют тонкослоистую текстуру; состав карбоната меняется в сторону уменьшения CaCO_3 и увеличения карбонатных соединений Mn, Fe. Мощность горизонта 15 м.

Горизонт «h» представлен светло-серыми, зеленоватыми и розоватыми микро-, криптозернистыми альбитово-карбонатными, карбонатно-кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами с прослоями и линзами магнетит-гематитовых руд, гематитсодержащих кремнисто-карбонатных пород, красных железистых яшм и кремнисто-карбонатных пород с железистыми хлоритами. Прослой магнетит-гематитовых руд распределены неравномерно по разрезу и простираются и образуют скопления по 2—4 м в верхней и средней частях горизонта. Слоистость тонкая до ленточной, участками неравномерная. В местах выклинивания магнетит-гематитовых руд вмещающие породы имеют узловатослоистую текстуру и характеризуются повышенными содержаниями Fe и Mg в карбонатах.

В таблице (обр. 2470 и 2469) приведены химические анализы альбитово-карбонатных пород горизонта. На долю карбоната в породе

приходится 58,6 и 79,3%. Карбонат сложный: CaCO_3 —86,4 и 55,7%; MgCO_3 —3,5 и 10,6%; MnCO_3 —6,1 и 8%; FeCO_3 —4 и 25,7%. Существенную роль в породе играет альбит (23,7 и 9,3%), который наблюдается в карбонатной ткани в виде вкрапленности хорошо оформленных таблитчатых зерен и небольших гнезд. Мощность горизонта 10—20 м.

Промежуточная пачка. Горизонт «а» сложен узловатослоистыми кремнистыми известняками серого цвета, буреющими с поверхности, криптозернистыми, включающими прослои черных кремнисто-глинисто-известковых пород криптозернисто-пелитоморфной структуры. Мощность этих прослоев 1—3, реже 5 см. Слоистость неравномерная, ритмичная. Встречаются редкие прослойки (5—6 мм) серицитовых туфопелитов. В верхней части горизонта известняки окрашены незначительной примесью гематита и железистого хлорита в зеленоватый и розовый цвет.

Химический состав глинисто-кремнисто-карбонатной породы приведен в таблице (обр. 2573). Состав карбоната сложный: CaCO_3 —90,2%; MgCO_3 —2,25%; MnCO_3 —1,9%; FeCO_3 —5,8%. Быстрое побурение с поверхности кремнистых известняков косвенным образом подтверждает сложность состава карбоната за счет повышенного количества FeCO_3 , MnCO_3 . Это сближает данный горизонт с лежащим ниже и свидетельствует о постепенном затухании железорудного и марганцеворудного процесса. Мощность горизонта 10 м.

Горизонт «в» представлен ритмично чередующимися черными углистыми алевритовыми глинисто-карбонатно-кремнистыми породами и серыми, темно-серыми кремнисто-известковыми породами. Слоистость неравномерная: мощность прослоев первых, представляющих верхнюю часть ритма, 1—10 см, вторых (нижняя часть ритма) 5—30, иногда 50 см.

Углистые породы слабо просвечивают в шлифе, сложены пелитоморфной глинисто-карбонатно-кремнистой тканью, пигментированной углистым материалом, содержат алевритовую примесь кварца: карбоната, серицитизированных пород, реже органический детрит. Общее количество алевритовой примеси около 5%.

Структура кремнисто-известковых пород микро- и криптозернистая. Состав невыдержанный: карбоната 43—48%, кварца 8,5—39,5%, гидрослюда 1,5—12%. В кальците суммарное количество FeCO_3 , MnCO_3 , MgCO_3 2—6%. Постоянно в основной ткани породы присутствуют остатки организмов: радиолярии, спикулы губок, раковины пелеципод. Углистое вещество обособлено в виде волокон. Из рудных минералов отмечается пирит, сфалерит в виде редкой вкрапленности.

Конкреции в кремнисто-известковых породах сложены микрозернистым кальцитом с вкрапленностью альбита, кварца.

В горизонте редко встречаются прослои песчаных органически-детритовых кремнисто-известковых пород (мощность прослоев 5—20 см), серицитовых туфопелитов (2—3 см), скрытокристаллического пирита (до 1 мм), обычно наблюдающегося в углистой части ритма. Отмечен один прослой псаммитового пемзокластического разложенного и карбонатизированного туфа (6—20 см). Мощность горизонта 30 м.

Горизонт «с» сложен узловатослоистыми пепельно-серыми кремнистыми известняками. В «узлах» кальцит бесцветный, микро-, криптозернистый, с вкрапленностью альбита; в междоузлиях — более тонкий криптозернисто-пелитоморфный, с волокнистыми выделениями $\text{C}_{\text{орг}}$, иногда с алевритовой примесью зерен кварца, с вкрапленностью пирита, чешуйками мусковита. Контуры «узлов» нечеткие, с постепенными переходами в облегающую их ткань. По данным пересчетов химических анализов (таблица, обр. 2566, 2567), кальцита в известняках 75—

80%, кварца 20—15%. Доля примесей FeCO_3 , MgCO_3 и MnCO_3 в кальците 3,5%.

В виде редких прослоев (2—5 см) в известняках наблюдаются темно-серые глинисто-кремнисто-известковые породы, серицитовые туфопелиты (1—4 мм). Мощность горизонта 24 м.

Горизонт «d» сложен ритмично переслаивающимися углистыми алевритистыми глинисто-кремнисто-карбонатными породами и серыми микро-, криптозернистыми кремнистыми известняками. Мощность прослоев первых 3—10 см, вторых 5—40 см. Слоистость неравномерная. Встречаются редкие прослойки серицитовых туфопелитов (2—5 мм).

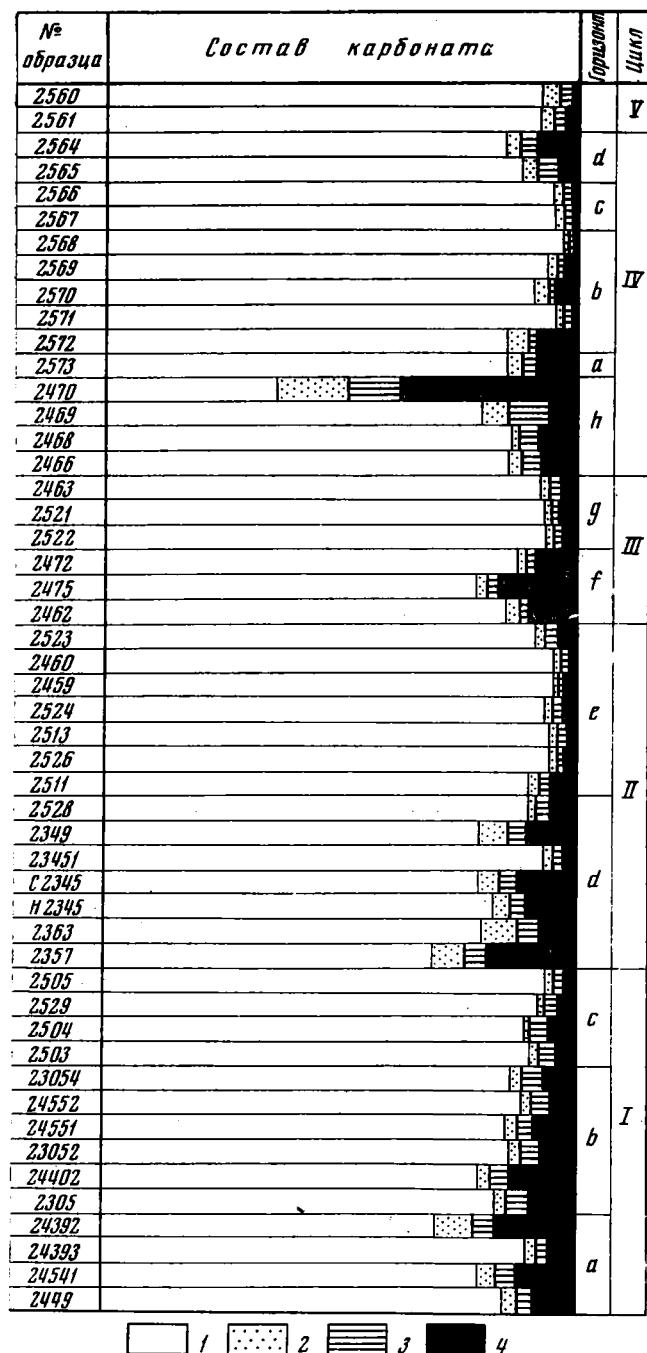
Химический состав пород приведен в таблице (обр. 2564, 2565). Суммарное количество FeCO_3 , MgCO_3 и MnCO_3 в кальците 8—11%. Мощность горизонта 4 м.

Пачка красноцветных известняков. Представлена микро-, криптозернистыми кремнистыми известняками, кремнисто-известковыми породами с прослоями вишнево-красных гематитово-серицитовых и зеленых серицитовых туфопелитов.

Известняки окрашены в светло-розовые и буровато-красные тона, реже кремовые, бурые, зеленоватые. Цвет зависит от содержания и характера распределения тонкодисперсных окислов железа, хлорита. Текстура пород узловатослоистая, линзовиднослоистая, волнистослоистая, стилолитовая, пятнистая, реже параллельнослоистая. Обусловлена присутствием тонких (1—5 мм) невыдержанных по мощности железисто-кремнисто-глинистых прослоев. На отдельных участках известняки включают линзы (3—5 см) серых, зеленоватых, розовых кремней.

Прослой гематитово-серицитовых туфопелитов сложены криптосхуйчатым и пелитоморфным агрегатом серицита, калишпата и карбоната, густо пигментированным точечными и неправильными хлопьевидными выделениями окислов железа. Вследствие этого порода в шлифе участками не просвечивает. В основной массе рассеяны редкие или обильные угловатые и остроугольные обломки альбита, калишпата, кварца, ожелезненных эффузивов с едва уловимой микролитовой структурой, карбонатизированных и серицитизированных пород. Размер обломков 0,05—0,15 мм. Изредка наблюдаются остатки радиолярий, дужки брахиопод, замещенные бластическим агрегатом кварца. Микроструктура беспорядочная, в отдельных прослоях заметна нечеткая градационная отсортированность обломочного материала. Мощность прослоев туфопелитов 1—3 см. Мощность пачки 85 м.

Цикличность разреза. Как показывает анализ литологических особенностей рудовмещающих отложений, для Джайремского участка седиментации в течение верхнефаменского времени была характерна стабилизация палеогеографических условий. Во впадине морского бассейна происходила аккумуляция глинисто-известкового ила, содержащего незначительную примесь очень тонкого алевритового материала. Фоном формации являются ритмичнослоистые глинисто-кремнисто-известковые породы, для микроритмов характерна градационная отсортированность материала с концентрацией алевритовой и терригенной глинистой примеси в нижней части ритма. Такая ритмичность отложений — результат повышенной сейсмической активности района, вызывавшей периодическое взмучивание осадков и седиментацию из турбулентных потоков. Пульсационное поступление вулканогенного материала в образовании ритмичнослоистых текстур отложений играло подчиненную роль. В то же время продукты взрывной и эксгаляционно-гидротермальной деятельности — туфы, туфопелиты, железные руды в окисной, силикатной, карбонатной и сульфидной фациях — периодически повторяются в разрезе и обуславливают его мегаритмичность (цикличность). Последняя отчетливо подчеркивается и закономерным изменением состава карбоната (фиг. 2).



Фиг. 2. Изменение состава карбоната в породах вулканогенно-кремчисто-карбонатной формации, %
 1 — CaCO_3 ; 2 — MgCO_3 ; 3 — MnCO_3 ; 4 — FeCO_3

В верхнефаменских отложениях месторождения Западный Джайрем выделяются четыре полных цикла и низы пятого, верхнюю часть которого представляют нижнетурнейские отложения.

Первый цикл объединяет три нижних горизонта рудной пачки (см. фиг. 1, 2). Наиболее интенсивное влияние вулканизма на осадко-

образование в этом цикле проявлено в горизонте «а», причем явно превалировала эксгальационно-гидротермальная деятельность, вызвавшая зачаточный железорудный процесс. Железо присутствует в закисной форме, входит в состав карбоната. Карбонат, слагающий 40—50% породы, содержит 94—80% CaCO_3 ; 2,5—12% FeCO_3 ; 1,4—5,7% MgCO_3 ; 1,5—3,0% MnCO_3 . В горизонте наблюдается тонкое переслаивание пород с разным составом карбоната. Кверху состав карбоната в цикле меняется: в горизонте «в» на долю FeCO_3 , MnCO_3 , MgCO_3 приходится 8—14%; в горизонте «с» 5—7%. Текстуры пород в начале цикла тонкослоистые, ритмичнослоистые, в средней части и вверху — неравномернослоистые. Состав пород меняется от глинисто-кремнисто-карбонатных до кремнисто-известковых с незначительной примесью глинистого материала (горизонт «с»).

Второй цикл начинается с горизонта пирокласто-осадочных пород («d»), сложенного туфопелитами, туфами, в меньшей степени глинисто-кремнисто-карбонатными породами с линзами сульфидных железных руд, общая мощность которых 0,5—1,5 м. Суммарное количество FeCO_3 , MnCO_3 и MgCO_3 в карбонате туфов 14—21%, туфопелитов 7—14%. Верхняя большая часть цикла представлена конкреционными кремнисто-известковыми породами с незначительной глинистой примесью. В составе карбоната на долю FeCO_3 , MnCO_3 и MgCO_3 снова приходится только 3—6%. Текстуры пород в начале цикла (горизонт «d») тонкослоистые, вверху — неравномернослоистые, ритмичнослоистые.

Третий цикл объединяет горизонты «f» и «g». Нижняя часть его сложена своеобразными по составу карбонатно-калишпатово-кремнистыми породами, близкими туфопелитам горизонта «d», верхняя — кремнисто-известковыми породами с примесью глинистого материала. В первых суммарное содержание FeCO_3 , MnCO_3 и MgCO_3 в карбонате 10—15%, во вторых 4—5%. Текстура пород внизу (горизонт «f») массивная, вверху — неравномернослоистая.

Началом четвертого цикла следует считать горизонт тонкослоистых железных руд («h»). Руды сложены окисными (гематит), полувосстановленными (магнетит, хлорит) и закисными (карбонат) соединениями железа. В кремнисто-карбонатных породах горизонта на долю FeCO_3 , MnCO_3 и MgCO_3 в карбонате приходится 14—44%. Верхняя большая часть цикла (горизонты «а», «в», «с» и «d» промежуточной пачки) представлена неравномернослоистыми, ритмичнослоистыми кремнисто-известковыми породами, в составе карбоната которых резко преобладает кальцитовая молекула (95—98%). Это содержание ниже только в породах, залегающих непосредственно над железными рудами и под красноцветными известняками.

Пятый цикл начинается очень специфичной пачкой красноцветных известняков. Железо присутствует здесь только в окисной форме, в виде тонкодисперсного гематита.

Границы выделенных циклов довольно отчетливые, отбиваются по смене типов пород; между горизонтами, внутри циклов — неотчетливые, с постепенными переходами.

Нижние части циклов сопоставляются между собой по специфичности состава пород, текстурным особенностям, проявлению различной интенсивности железорудного процесса, повышенной щелочности. Щелочи дифференцированы — калий характерен для горизонтов, где существенна роль пирокластического материала, натрий — для горизонтов с проявленным железорудным процессом (горизонты «а», «h» рудной пачки и пачка красноцветных известняков). Железо в них присутствует в окисной и закисной форме.

Верхние части разных циклов близки по составу, представлены неравномернослоистыми, ритмичнослоистыми кремнисто-известковыми породами с глинистой примесью; отличаются по текстурным особен-

ностям: мощности ритмов, распределению конкреций и их морфологии. Двухчленный ритм очень выдержан по всему разрезу. Верхняя часть его обычно значительно меньше по мощности, чем нижняя, и представлена черной углистой частью алевритистой глинисто-кремнисто-карбонатной породой или глобулярным пиритом, нижняя — кремнисто-известковая.

В целом для разреза верхнефаменских отложений месторождения Западный Джайрем характерно и закономерное изменение карбонатности пород. Она возрастает в каждом цикле снизу вверх и, кроме того, карбонатность последующего цикла, особенно его верхних частей, выше, чем предыдущего. Так, в основании разреза развиты породы смешанного состава с незначительным содержанием карбоната, а венчают фаменские отложения известняки (см. таблицу).

Установленное чередование горизонтов с разными типами вулканизма позволяет сопоставлять разрезы вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации, отложения которой содержат весьма скудную фауну.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья вторая. Варисийские складчатые системы.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. LXX, 1965, № 6.
- Ботвинкина Л. Н. Ритмичность — особый текстурный тип породы смешанного состава.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- Сапожников Д. Г. Каражальское железомарганцевое месторождение. Тр. ИГЕМ АН СССР, М., 1963, вып. 89.
- Соколова Е. А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железомарганцевых руд в Джайльминской мульде.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 5.
- Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане). В кн.: Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1965, вып. 141.
- Соколова Е. А., Шумихина И. В. О диагенетических текстурах в породах вулканогенно-осадочных комплексов и некоторых особенностях химического состава этих образований.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 2, «Наука», М., 1968.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты — Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.
- Хворова И. В., Залманзон Э. С. О составе туфогенных пелитоморфных пород из девонских толщ Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 6.
- Imbrie J., Poldervaart A. Mineral compositions calculated from chemical analyses of sedimentary rocks. J. sedim. Petrol., v. 29, No. 4, 1959.

Центральная геохимическая партия
Центрально-Казахстанского геологического управления
Караганда

Дата поступления
21.VII.1969

УДК 552.4 : 549 : 550.4 (470.64)

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЫРНЫАУЗ**

***В. В. ЛЯХОВИЧ, В. И. НОНЕШНИКОВА, Ю. И. БЛИНОВ,
Г. А. СЕМОЧКИН***

Изучение редких элементов и их минералов в метаморфизованных породах центрального блока рудного поля Тырнауза позволило установить особенности их формирования и стратиграфического положения. Песчано-сланцевые породы мукуланской свиты образовались за счет интрузивного сноса, чем ороговикованные песчано-сланцевые породы терригенной толщи, содержащие большее количество разнообразных сульфидов. Ороговикованные породы конгломератовидной пачки ближе всего стоят к ороговикованным породам южной полосы терригенной толщи, являясь, вероятно, ее составной частью.

В последние годы редкие элементы и акцессорные минералы с успехом используются при корреляции осадочных и изверженных пород, расчленении немых толщ, определении областей сноса и различных палеогеографических построениях (Вастелиус, 1954; Вишняков, 1956; Катченков, 1952; Токарский, Бжозовский, 1955).

Отсутствие единого взгляда на относительный возраст пород Тырнаузского рудного поля, близость состава многих пород различных свит, затрудняющая применение петрографических методов для их разделения, заставляет обратиться к иным способам и методам исследования. С этой целью из пород различных пачек и свит отбирались пробы весом 4—6 кг таким образом, чтобы их состав по возможности приближался к среднему составу исследуемой породы, не подверженной воздействию более поздних гидротермальных процессов. Затем была сделана попытка сопоставить некоторые близкие по составу породы Центрального блока рудного поля на основании изучения в них комплекса редких и рассеянных элементов и их минералов. Полученные результаты и составляют содержание настоящей статьи.

Некоторые сведения по стратиграфии осадочно-метаморфических пород рудного поля Тырнауза. Рудное поле Тырнауза — одного из крупнейших вольфрамо-молибденовых месторождений — расположено в центральной части зоны Передового Кавказа и приурочено к Тырнаузо-Пшекишской шовной зоне. Стратиграфическая схема осадочно-метаморфических пород, где располагается месторождение Тырнауза, до сих пор окончательно не установлена, поскольку большинство свит фаунистически не охарактеризовано, породы самого месторождения подвержены сильному контактовому метаморфизму, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, возрастное взаимоотношение выделяемых свит часто условное, установленное на основании аналогии с соседними районами, где метаморфизм пород значительно слабее.

До последнего времени на месторождении Тырнауза пользовались стратиграфической схемой, предложенной Д. С. Кизевальтером (1948),

несколько уточненной и дополненной последующими исследованиями геологов Северо-Кавказского геологического управления (СКГУ) (Геология СССР, 1968).

Согласно этой схеме, самые древние породы Тырныаузского рудного поля — пастуховская свита. Она представлена массивными (верхние горизонты) и слоистыми (нижние горизонты) мраморами ($D_3—C_1$).

Выше располагаются ороговикованные песчаники, туфы и сланцы артыкчатской свиты. Они в виде полос северо-западного простирания прослеживаются в северной, центральной и южной частях рудного поля. В северо-западной части рудного поля, севернее Центрального разлома, располагаются вулканогенные породы кизилкольской свиты, представленные в основном туфами и лавами плагиоклазовых порфиритов. В восточной части в ней отмечаются кварцевые альбитофиры, порфири-ты, диабазы, прослои туффитов и терригенных пород. Возраст обеих свит C_1 .

Моложе слабометаморфизованные песчаники, сланцы и конгломераты $C_2—C_3$, обнажающиеся на хребте Гитче-Тырныауз в районе сурьмяного месторождения. К наиболее молодым породам рудного поля относятся черные сланцы, песчаники и редкие прослои конгломератов мукуланской свиты лейасового возраста.

Основным аргументом в пользу указанной выше схемы послужило, якобы наблюдаемое налегание эффузивных пород на известняки в долине р. Суарык и наличие здесь синклинальной складки, ядро которой сложено артыкчатской и кизилкольской свитами, а крылья — карбонатными породами.

Однако результаты исследований последних лет, проведенных в этом районе Северо-Кавказской геологической партией, показали отсутствие здесь синклинальной складки, а контакт между известняками и вулканогенными породами был определен как, скорее всего, тектонический. Кроме того, в последние годы группой научных сотрудников Новочеркасского политехнического института, занимающихся изучением структуры рудного поля, были получены новые данные, позволяющие рассматривать стратиграфию этого района в ином плане (А. В. Пэк, Е. А. Снежко, А. А. Курдюков) (фиг. 1).

При документации горных выработок и скважин, пройденных севернее Главного рудного тела, были вскрыты две отличающиеся по первичному составу роговиковые толщи. Одна из них, непосредственно прилегающая с севера к скарнам и мраморам Главного рудного тела, сложена в основном биотитовыми роговиками, образовавшимися при метаморфизме песчаников, алевролитов и реже глинистых сланцев. Такие же породы прилегают к скарнам и мраморам с юга. Вся толща получила наименование «центральные» роговики и разделяется по географическому принципу на южную и северную полосы.

Вторая толща роговиков расположена севернее «центральных» роговиков, довольно сложная и неоднородная по составу, со значительным преобладанием зеленовато-коричневых биотит-амфиболовых роговиков по туфам плагиоклазовых порфиритов; в подчиненном количестве встречаются ороговикованные пироксен-плагиоклазовые порфири-ты, еще меньшее значение в составе толщи играют биотитовые и биотит-кордиеритовые роговики, возникшие по глинистым сланцам.

Контакт между этими основными толщами (терригенной и вулканогенной) согласный и постепенный.

Севернее вулканогенных пород вскрыты существенно кордиеритовые роговики, возникшие, скорее всего, по глинистым сланцам. Песчаные разновидности, характерные для толщи «центральных» роговиков, здесь отсутствуют; не отмечено также среди них и прослоев вулканогенных пород. Кордиеритовые роговики, условно названные «северными», самостоятельный стратиграфический горизонт, отделенный от «центральных»

Свита	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	Литологическая характеристика пород
	Q			Морены, делювий, элювий
Михайловская	I ² ₁			Песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой гравелитов, конгломератов
	C ₂₋₃		350	Конгломераты, гравелиты, песчаники, оланцы Липориты Лейкократовые гранитоиды
Роговики жаридора				Бiotитовые роговики по песчаникам и оланцам
Слоистые мраморы	D ₃ -C ₁		500	Глинистые сланцы, песчаники, известняки. В зоне контактового метаморфизма биотитовые, пироксеновые роговики, мраморы, скарны
Роговики «центра» и массивные мраморы	iD ₃ -C ₁		свыше 1000	Биотитовые роговики по песчаникам, алевролитам, глинистым сланцам с крупными линзами массивных мраморов Эльджуртские граниты
Кизилкопская (вулканогенная)	D ₂ -D ₃		свыше 1200	Роговики по вулканогенным породам (порфириты, их туфы, кварцевые порфириты, туффиты), прослой роговика по осадочным породам
Свита Филлитов	D ₂ -D ₃		100	Филлиты, в зоне метаморфизма кордиеритовые роговики
	Pz ₁		свыше 2000	Кристаллические сланцы, амфиболиты, катаклазиты

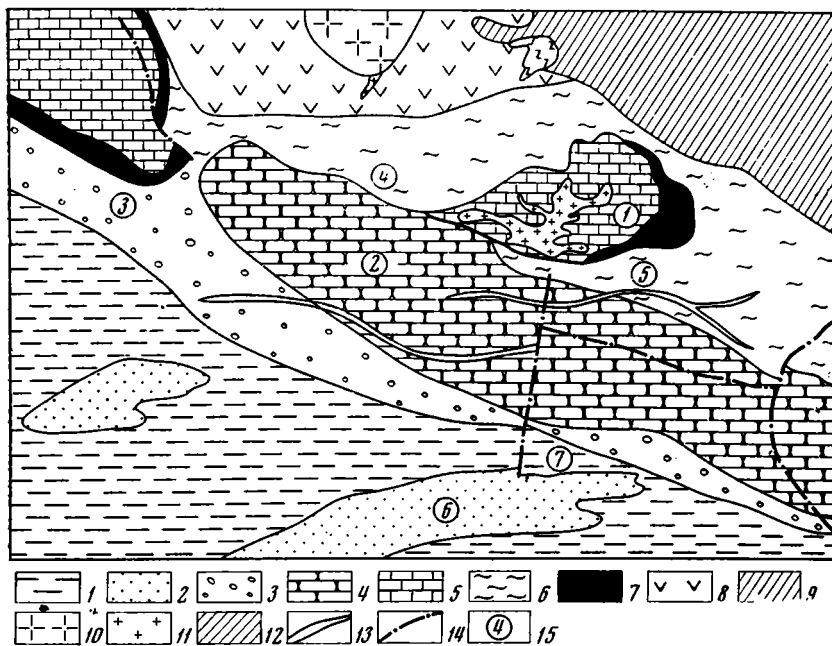
Фиг. 1. Стратиграфическая колонка Тырнаузского рудного поля (ориентировочная)
(по А. В. Пэку, Е. А. Снежко и др.)

ных» роговиков ороговикованными вулканогенными породами. Раньше они считались разновозрастными с «центральными» роговиками.

В восточной части рудного поля упомянутые кордиеритовые роговики отделены от «центральных» роговиков породами, сменяющими по простиранию вулканогенную свиту и названными в свое время трондьемитами (Варданыц, 1940), а позднее — кварцевыми плагиопорфирами (Пэк, 1962). Дальнейшие исследования позволили установить, что кварцевые плагиопорфиры секут кордиеритовые роговики, а в толще центральных роговиков в конгломератных разностях были отмечены гальки пород, идентичных кварцевым плагиопорфирам.

Эти наблюдения позволяют принимать следующий относительный возраст рассматриваемых пород (от древних к молодым): 1) толща «северных» кордиеритовых роговиков; 2) толща роговиков по вулканогенным породам (и кварцевые плагиопорфиры); 3) толща «центральных» роговиков по песчаникам (терригенная толща).

Рудное поле месторождения Тырнауз принято разделять на два основных блока: Центральный, включающий указанные толщи, а также



Фиг. 2. Схема геологического строения Тырнаузского месторождения (по А. В. Пэку)

1 — черные сланцы Мукулана; 2 — песчаники Мукулана; 3 — «конгломератовый» горизонт; 4 — слоистые мраморы; 5 — массивные мраморы; 6 — биотитовые роговики (северные, южные); 7 — скарны; 8 — биотит-амфиболовые роговики по вулканогенам; 9 — кварцевые плагиопорфиры (трондьемиты); 10 — эльджуртинский гранит; 11 — лейкократовый гранитоид; 12 — ультрабазиты; 13 — липарит; 14 — тектонические нарушения; 15 — места взятия проб

массивные и слоистые мраморы, и Северный. Разделяет их центральный разлом глубинного заложения.

В Северном блоке на породы кристаллического фундамента через горизонт базальных конгломератов налегает свита филлитов, постепенно сменяющаяся на юге вулканогенными породами. Еще южнее, непосредственно вблизи Центрального сброса, залегает толща кварцевых песчаников, граничащих с вулканогенной свитой, а в западной части имеется выход мраморов с тектоническим, вероятно, контактом.

Приведенное краткое рассмотрение взаимоотношений между различными членами осадочно-метаморфической толщи позволяет отметить сходство в строении Северного и Центрального блоков. Залегание свиты филлитов через горизонт конгломератов на сланцах Pz_1 позволяет считать ее наиболее древней в рассматриваемом районе. Разрез от филлитов к вулканогенным породам представляется непрерывным и заканчивается в северном блоке терригенными породами, как и в южном тектоническом блоке, а это позволяют сделать вывод, что наиболее древние породы располагаются на севере каждого блока, последовательно сменяясь к югу все более молодыми.

В Центральном блоке в терригенной толще отмечаются крупные прослои существенно массивных мраморов, а еще южнее залегает толща слоистых мраморов (фиг. 2). Если указанная возрастная последовательность пород справедлива, то толщу слоистых мраморов следует считать еще более молодой.

Последняя прилегает на юге к мукуланской песчано-сланцевой свите, но в большинстве случаев не непосредственно, а отделена от нее прослоем роговиков, образовавшихся, судя по их текстурным и гранулометрическим особенностям, за счет грубозернистых и конгломератовидных

пород, положение которых не ясно. Одни считают их составной частью мукуланской свиты J₁, другие — одновозрастными с толщей «центральных» роговиков.

Для установления относительного возраста описанных выше свит приходится использовать наблюдения и по соседним районам. Так, разбитые на западе известняковые породы являются как будто непосредственным продолжением мраморов Тырнаузского рудного поля и охарактеризованы фаунистически как фаменские и турнейские. С известным основанием и мраморы рудного поля можно считать фаменскими. Поскольку мраморы залегают выше вулканогенных пород и филлитов, последние имеют дофаменский возраст. Такой вывод подтверждается сходством эффузивов Тырнаузского рудного поля с эффузивами месторождения Худес и долины р. Кубани, где они выделяются в кизилкольскую свиту, возраст которой по фауне D₂—D₃ (Снежко, 1968).

Нами были опробованы породы Центрального блока, включая пачку конгломератовидных роговиков и песчаников, стратиграфическое положение которых спорно. Местоположение и краткая петрографическая характеристика исследованных проб, большинство которых отобрано в горных выработках, следующие.

Проба № 1. Горизонт 2390 м. Массивный мрамор, серый, тонкозернистый с прожилками светлого кальцита. В мраморе отмечается тонкая полосчатость за счет черных прослоев, видимо, органического вещества.

Проба № 2. Горизонт 2613 м. Слоистый мрамор, почти белый, текстура которого обязана наличию тонкозернистых прослоев биотитового и пироксен-плагноклазового роговиков.

Проба № 3. Горизонт 2762 м. Ороговикованные полимиктовые песчаники, конгломератовидные биотит-плагноклазовые роговики.

Проба № 4. Горизонт 2613 м. Песчаники и роговики северной части терригенной толщи. Представлены крупнозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, местами гравеллитами и мелкозернистыми плотными биотитовыми роговиками, образовавшимися, вероятно, за счет алевролитов.

Проба № 5. Горизонт 2390 м. Песчаники и роговики южной полосы терригенной толщи. Представлены существенно кварцевыми песчаниками и биотит-кордиеритовыми роговиками.

Проба № 6. Поверхность на отметке 2530 м южнее контакта слоистых мраморов с мукуланскими сланцами. Песчаник мелкозернистый, сланцевый, обогащенный мелкими чешуйками биотита.

Проба № 7. Поверхность на отметке 2500 м. Черные глинистые сланцы южнее контакта со слоистыми мраморами.

Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах месторождения Тырнауз. Сравнивая содержания редких элементов в метаморфических породах месторождения Тырнауз с их средними содержаниями в песчано-сланцевых породах (Виноградов, 1962), можно заметить, что для ряда элементов — Zr, Nb, Cs, B, Be — они занижены: количества Tl, Bi, Ge ниже чувствительности применявшихся методов; для ряда элементов — Ga, Sr, Y, Ba, Sc — часто повышены, составляя, таким образом, характерную особенность изученных пород (табл. 1).

Весьма интересны особенности содержаний элементов Pb, Zn, Cu, Mo. Содержание Pb и Zn во всех породах ниже кларковых значений, хотя характерно повышенное их количество для пород мукуланской свиты. То же можно сказать и о Cu, которая в относительно большем количестве встречается только среди конгломератовидных роговиков и песчаников, составляя их характерную особенность. По содержанию Mo, являющегося, наряду с W, главным рудным элементом района, резко выделяются породы терригенной толщи, в которых содержание этого элемента в 3—10 раз превышает кларковое. Во всех остальных породах, за исключением массивных мраморов, оно в 2—3 раза ниже кларка.

Содержание редких элементов в осадочно-метаморфических породах Тырнауза, г/т

Элементы	Кларк в песчано-сланцевых породах	Мраморы		Роговики и песчаники конгломератовидной пачки	Роговики и песчаники терригенной толщи		Мукуланская свита	
		массивные	слоистые		северная полоса	южная полоса	песчаники	сланцы
Ca	25 300	435 000	8 800	12 000	10 600	7 800	4 100	4 400
Sr	450	470	1 390	540	3 060	480	500	480
Ba	800	1 000	1 000	н/о	2 000	1 000	1 000	1 000
K	22 800	1 300	4 800	31 100	17 300	41 700	27 700	32 200
Na	6 600	8 600	2 000	16 300	21 000	23 700	10 200	7900
Rb	200	н/о	20	280	200	350	140	180
Cs	12	н/о	н/о	10	10	10	10	30
Tl	1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Bi	0,01	н/о	4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ge	2	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Be	3	н/о	0,2	0,8	0,8	1,2	0,7	21
Ga	30	н/о	2,7	37	22	32	47	30
Sc	10	н/о	3,3	24	16	25	22	32
B	100	н/о	н/о	9	9	9	28	65
Y	30	н/о	234	н/о	н/о	34	33	33
TR ₂ O ₃	350	н/о	н/о	300	370	300	н/о	200
Zr	200	н/о	40	98	76	96	120	140
Nb	20	н/о	н/о	18	14	14	16	16
Ta	3,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Zn	80	<10	<10	50	40	50	40	60
Pb	20	3	7	7	5	7	12	16
Mo	2	9	0,6	0,6	6	21	0,7	0,8
Cu	57	<5	8	34	13	10	10	13

* Чувствительность определения, г/т, количественного спектрального анализа: Li, Tl—0,5; Be—1,0; Ga—2,0; Mo, Cu, Ge—3,0; Pb, Bi, Sc, B, Cs—5; Rb, Zn—10,0; химического анализа: Nb, Ta—2,0.

Следует отметить, что содержание редких элементов в разновозрастных породах во многом определяется их литологическими особенностями. Так, карбонатные породы характеризуются минимальным содержанием Li, Rb и Cs, которые концентрируются в богатых биотитом песчано-сланцевых породах. В то же время только в карбонатных породах был обнаружен Bi и Y; содержание последнего достигает высокого значения (234 г/т), очевидно, вследствие наличия диопсида и везувиана, в которых мог концентрироваться этот элемент. В мраморах не установлен Nb, а содержание Sc минимально, в то время как в богатых минералами Fe и Ti песчано-сланцевых породах содержание этих элементов максимально.

Черные глинистые сланцы мукуланской свиты выделяются повышенными содержаниями Cs, Sc, Be и Zr, которые, однако, не отражены в минеральном составе пород, что указывает на рассеянную или сорбированную форму нахождения этих элементов.

Высокое содержание Ga (до 47 г/т) в мукуланской свите связано с высоким содержанием Al₂O₃, а B — с обилием турмалина (табл. 2).

Ороговикованные песчано-сланцевые породы выделяются наиболее высокими содержаниями K, Rb, TR, отчасти Si и Nb. Следует отметить, что по сходному содержанию Sr, Li, Ga, TR, Sc, Zr ороговикованные конгломератовидные породы ближе всего стоят к роговикам «терригенной толщи» (см. табл. 1).

Акцессорные минералы в осадочно-метаморфических породах месторождения Тырнауз. Давая общую характеристику минерального состава осадочно-метаморфических пород Тырнаузского рудного поля (см. табл. 2), следует прежде всего отметить их обедненность минералами

**Содержание аксессуарных минералов в осадочно-метаморфических породах
месторождение Тырныауз, г/т**

Минерал	Мраморы		Роговики и песчаники конгломе- ратовидной пачки	Роговики и песчаники терригенной толши		Мукуланская свита	
	массивные	слоистые		северная полоса	южная полоса	песчаники	сланцы
Бастнезит	Нет	Нет	0,06	Нет	Нет	Нет	Нет
Монацит	0,01	»	Нет	»	»	»	»
Ксенотим	Нет	»	»	»	»	0,01	»
Рабдофанит	»	»	»	»	»	5,09	»
Ортит	0,69	»	»	0,02	»	4,89	»
Циркон	0,008	0,10	4,68	10,68	23,18	7,23	2,87
Сподумен	0,004			0,12	0,13	2,39	3,14
Галенит		0,07	0,07				
Церуссит		0,003					
Бисмутит		0,04					
Сфалерит	0,84	29,80	0,72	0,17	0,02		
Киноварь	0,02	0,01	0,06	0,05	0,34	0,005	0,13
Пирротин	298,28	666,19	1233,67	315,78	22,78		
Халькопирит	0,23	0,02	0,19		0,13		
Молибденит	0,84	0,97	0,07	10,84	25,13	0,005	
Пирит	7,62	27,48	6,604	36,73	20,56	48,91	0,97
Марказит	18,44						
Арсенопирит	7,40	14,85	0,07		0,47	0,04	
Магнетит			239,88		0,54	0,46	0,26
Сфен			0,92	6,54	1,21	3,05	0,53
Ильменит		0,02	144,60	62,50	169,61	2442,03	2,56
Лейкоксен			118,62			5,90	
Рутил	0,03	0,17	0,30	9,00	6,38	3,72	0,04
Анатаз	0,02	0,07	0,30	8,82	6,05	11,15	
Хромит			184,68	164,01	71,50		
Шпинель			0,006	0,01			
Корунд						0,005	
Шеелит	0,23	0,07	0,06		1,48	0,005	
Касситерит		0,27	0,02			0,005	0,03
Апатит			87,54	243,33	96,90	431,78	3,80
Андалузит			345,72	18,11	274,11		64,09
Гранат	0,16	0,20	171,12	13,30	46,70	7,48	0,53
Флюорит	0,04	0,03	4,08	1,18	0,13	0,005	
Турмалин		0,07		2,52	1,54	1151,71	1,33
Группа эпидота	13,64	25,13	11,82	0,28	4,10	10,69	3,01
Тремолит	33,45						
Волластонит	64,24	0,003					
Куспидин	0,004						
Ярозит	0,008						
Везувия	0,004		0,07				
Диолсид	258,01	8948,52	591,66	14,14	997,32	165,53	
Кордиерит			590,48		0,20		

редких земель, которые встречаются в них крайне редко и в незначительном количестве. То же можно сказать и о таких минералах, как галенит, бисмутит и магнетит. С другой стороны, характерна сравнительно широкая распространенность таких редких минералов, как сподумен, киноварь, касситерит, а из рудных — сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирит, и таких характерных для месторождения минералов, как молибденит и шеелит. Однако и их содержания остаются незначительными (обычно не более 10 г/т).

Минералы «летучих» компонентов — турмалин и флюорит — широко распространены, и при общем низком содержании их в породах турмалина несколько больше, чем флюорита.

Высокие содержания отдельных аксессуарных минералов установлены для ильменита (2,4 кг/т), пирротина (1,2 кг/т) и турмалина (1,1 кг/т)

и наблюдаются только в ороговикованных песчано-сланцевых породах.

По видовому составу и содержанию акцессорных минералов толщи метаморфических пород различного литологического состава характеризуются своими, только им присущими, особенностями. Так, массивные и слоистые мраморы, входящие в карбонатную толщу D_3-C_1 различаются по своему минеральному составу, а именно: слоистые мраморы содержат значительно больше сфалерита, пирротина, пирита, арсенопирита, галенита, бисмута, касситерита и турмалина, так как в составе слоистых мраморов присутствуют прослой биститовых и пироксен-плагиоклазовых роговиков. Эти отличия и можно отнести за их счет.

Однако материалом для этих роговиков служили породы, отличные от пород, за счет которых образовались роговики терригенной толщи, так как, несмотря на то, что в тех или других содержится турмалин, касситерит, галенит, рутил, анатаз и циркон, отсутствующие или содержащиеся в крайне ничтожном количестве в массивных мраморах, между ними наблюдаются серьезные отличия; в слоистых мраморах не установлены магнетит, сфен, шпинель, хромит, апатит, андалузит, кордиерит, пользующиеся широким распространением в биотитовых роговиках терригенной толщи (см. табл. 2).

Сравнение минерального состава ороговикованных конгломератовидных пород с биотитовыми роговиками терригенной толщи и песчано-сланцевыми породами мукуланской свиты показывает, что первые отличаются от роговиков терригенной толщи отсутствием сподумена и турмалина, большим содержанием магнетита и ильменита, меньшим — циркона и молибденита и только им присущим наличием бастнезита. Ряд признаков минерального состава — появление везувиана, а также повышенные содержания эпидота, граната и диопсида, указывают на более кальциевый характер ороговикованных конгломератовидных пород. Однако, несмотря на эти отличия, могущие носить фациальный характер, по наличию в тех и других кордиерита, шеелита, арсенопирита, халькопирита и по сходному содержанию апатита, андалузита, граната, сфена (см. табл. 2) они ближе всего стоят к ороговикованным породам южной полосы терригенной толщи и, вероятно, являются ее составной частью.

Характерная черта минерального состава пород мукуланской свиты — их относительная, по сравнению с другими породами, обогащенность TR (ксенотим, ортит, рабдофанит) и Li (сподумен). В них же отмечены наиболее высокие содержания ильменита и турмалина. Последнее подтверждается и химическими анализами (см. табл. 1). В породах мукуланской свиты не найдены хромит и шпинель, являющиеся характерными минералами ороговикованных песчано-сланцевых пород терригенной толщи.

Акцессорные минералы, установленные в осадочно-метаморфических породах, отличаются по форме, окраске, содержанию и степени измененности в зависимости от характера вмещающей их породы.

Циркон. Распространен широко. Циркон всех рассматриваемых пород прозрачный, преобладают бесцветные зерна. Весьма ограниченно распространены бледно-желтые разновидности, и только в мукуланских черных сланцах встречаются дымчато-белые зерна. Размеры кристаллов обычно не более 0,1 мм, но лишь в северной полосе «центральных» роговиков встречаются более крупные. Форма кристаллов в подавляющем большинстве случаев призматическая, с преобладающим удлинением 1,5—2,5, и только в песчаниках и роговиках терригенной толщи встречаются длиннопризматические кристаллы с удлинением 3,5—5,0.

Кристаллы образованы обычной комбинацией граней призм (100) и (110) и дипирамид (111) и (311), однако если в цирконе из мраморов грань (100) нередко отсутствует или развита очень слабо, а острая дипирамида (311) нередко угнетает грань дипирамиды (111), то в цирко-

не из песчано-сланцевых пород грани (110) и (311) встречаются редко и развиты слабо. Ребра кристаллов, как правило, сглажены и нередко в такой степени, что цирконы приобретают облик окатанных зерен. Последнее особенно часто встречается в черных мукуланских сланцах.

Кристаллы циркона обычно содержат разнообразные включения. В цирконах из мраморов преобладают дисперсные включения магнетита, благодаря чему этот минерал нередко попадает в электромагнитные фракции. В цирконах из песчано-сланцевых пород микровключения иного состава. В песчаниках и роговиках северной полосы терригенной толщи их обычно мало, и они представлены игольчатыми кристалликами циркона; эти же породы южной полосы содержат циркон с многочисленными включениями округлых зернышек циркона. В песчаниках мукуланской свиты цирконы содержат включения иголок рутила и турмалина, которыми богаты эти породы, а в сланцах — биотита, рутила и анатаза.

Если в мраморах кристаллы циркона нередко сильно трещиноваты и сравнительно легко распадаются по этим трещинам, то в роговиках и песчаниках обычны бугристые наросты на гранях кристаллов, свидетельствующие о некоторой миграции циркония в процессе метаморфизма исходных осадков.

Сподумен. Представлен тускло-белыми полупрозрачными зернами шестоватого габитуса с $Ng=22-23^\circ$. Наиболее значительное количество сподумена характерно для пород мукуланской свиты. Здесь его зерна достигают более крупных размеров — до 0,4 мм в поперечнике — и в них ясно выражено замещение минерала вторичными продуктами.

Бастнезит. Образует плоские светло-желтые зерна. Очень редок.

Ортит. Представлен черными и черно-коричневыми зернами, обладающими сильным плеохроизмом от черно-зеленого по Ng до желто-коричневого по Np. Встречается спорадически.

Монацит. Встречается в мраморах в виде бледно-желтых и бесцветных неправильных зерен. Очень редок.

Ксенотим. Встречается в песчанике мукуланской свиты, где он образует медово-желтые зерна неправильной формы. Очень редок.

Рабдофанит. В виде непрозрачных продолговатых желтых зерен отмечается в слюдистых песчаниках мукуланской свиты, где он замещает монацит. Очень редок.

Касситерит. Встречается во всех породах и образует мелкие желтые и темно-коричневые зерна. В сланцах мукуланской свиты встречены плохо выраженные дипирамидальные и короткопризматические кристаллы.

Шеелит. Во всех породах встречается в виде бесцветных прозрачных или мутно-белых угловатых зерен с неровной поверхностью.

Молибденит. Встречается в виде мелких пачек листочков и неправильных агрегатов чешуйчатого строения размером 0,1—0,4 мм. Распространен повсеместно, но особенно обилен в роговикованных песчано-сланцевых породах терригенной толщи.

Пирит. В мраморах преобладают неправильные выделения неизмененного свежего пирита, а в роговиках и песчаниках — кристаллы в форме куба и кубооктаэдра, обычно покрытые пленкой гидроокислов Fe. Много сростков пирита с пирротинном, хромитом, черным гранатом и сфалеритом.

Арсенопирит. Встречается в метаморфических породах спорадически. В сланцах мукуланской свиты он не обнаружен, а в мраморах имеется в наибольшем количестве преимущественно в виде хорошо образованных кристаллов, которые нередко образуют сростки с пиритом и халькопиритом. Реже отмечаются зерна неправильной формы.

Галенит. Встречается редко, в основном в мраморах, в виде мелких зерен, покрытых черной пленкой и замещающихся церусситом и англе-

зитом. Роговики, песчаники и сланцы практически лишены этого минерала.

Киноварь. Обнаружена во всех пробах в виде мелких красных зерен, обычно в сростках с кварцем. Содержит значительную примесь Cd.

Сфалерит. Встречается в виде черных зерен с ясно выраженной совершенной спайностью. Не обнаружен в породах мукуланской свиты.

Сфен. В роговиках и песчаниках терригенной толщи встречается в виде клиновидных зерен и конвертообразных кристаллов, преимущественно бесцветных, реже бледно-желтых. В отличие от них песчаники и сланцы мукуланской свиты содержат ярко-желтые зерна сфена. Они неравномерно обросли корочками рутилового или анатазового лейкоксена. В мраморах сфен не обнаружен.

Рутил, анатаз. Во всех породах, опробованных в горных выработках, рутил преобладает над анатазом. В песчаниках мукуланской свиты, пробы которых взяты с поверхности, анатаз резко преобладает над рутилом, тем самым указывая на их большую разрушенность в гипергенных условиях.

Хромит. Пользуется широким распространением только в ороговикованных песчано-сланцевых породах, где встречается в виде искаженных октаэдрических кристаллов и неправильных черных зерен.

Корунд. Обнаружен среди песчаников мукуланской свиты в виде мелких желтых зерен.

Флюорит. В мраморах флюорит встречается в неправильных бесцветных зернах, а в роговиках и песчаниках наблюдаются бледно-фиолетовые зерна. В них же были встречены кристаллы в форме кубооктаэдра и сростки флюорита с молибденитом и кварцем.

Турмалин. Во всех породах присутствует в неправильных зернах и призматических кристаллах темно- или светло-коричневого цвета. Наиболее обилен в песчаниках мукуланской свиты.

Апатит. В мраморах не обнаружен. В роговиках и песчаниках образует зерна и короткостолбчатые кристаллы с преимущественным развитием грани базопинакоида. В роговиках конгломератовидной пачки, а также в песчано-сланцевых породах мукуланской свиты преобладают бесцветные апатиты, а в «центральных» роговиках — серые и черные, окраска которых обязана массе дисперсных темных включений. Нередки также черные стержневые включения. По сравнению с бесцветными апатитами, грани которых обычно сильно закруглены, кристаллы черных апатитов выделяются более четкой своей огранкой.

Гранат. В мраморах образует неправильные зерна самой различной окраски — бесцветной, бледно-желтой, розово-желтой, ярко-желтой, зеленой, указывающей на их различный состав и многостадийность образования. Иногда наблюдается замещение граната эпидотом. В песчано-сланцевых породах преобладают зерна желто-розового граната, и только в роговиках и песчаниках конгломератовидной пачки встречены пентагондодэктаэдрические кристаллы черного граната.

Андалузит. Отсутствует в карбонатных и в значительном количестве встречается в ороговикованных песчано-сланцевых породах в виде бесцветных зерен с редкими включениями, образующих сростки с биотитом, кварцем и диопсидом. В черных глинистых сланцах мукуланской свиты андалузит встречается в виде короткопризматических кристаллов с хорошо развитым пинакоидом. Цвет его, как правило, темно-серый до черного, благодаря обильным углистым включениям.

Заключение. Полученные данные позволяют высказать некоторые соображения в отношении способа образования и стратиграфического положения рассмотренных осадочно-метаморфических пород.

Слабая окатанность акцессорных минералов ороговикованных песчано-сланцевых пород терригенной толщи указывает на то, что источник сноса находится сравнительно недалеко. В его состав входили основные

и, возможно, эффузивные породы, на что указывает обилие в осадочно-метаморфических породах хромита, ильменита и темного граната, отсутствие минералов редких земель, а также значительное удлинение кристаллов циркона. Кроме того, в песчано-сланцевых породах отмечается преобладающая концентрация разнообразных сульфидов. Так как эффузивные породы в рудном поле Тырныауз известны только в севернее расположенной вулканогенной свите, эту последнюю следует считать более древней, чем терригенные породы центральной свиты.

По своим геолого-геохимическим особенностям ороговикованные конгломератовидные породы, стратиграфическое положение которых было неясным, ближе всего стоят к роговикам и песчаникам терригенной толщи. Поскольку массивные и слоистые мраморы заключены между северной и южной полосами роговиков терригенной толщи, а на западе и юго-западе ограничены конгломератовидными породами, то эти мраморы, вероятно, близки по возрасту к роговикам.

Минералого-геохимическая особенность пород мукуланской свиты, содержащей большее количество минералов редких земель, турмалина, а также хорошо окатанных зерен циркона и меньшее — разнообразных сульфидов, позволяет считать, что она образовалась, очевидно, за счет иного источника сноса.

Ряд признаков минерального состава указывает на то, что метаморфизм исходных пород носил в основном термальный изохимический характер. Об этом свидетельствуют небольшие размеры акцессорных минералов, их невысокие содержания в породах и отсутствие обрастаний детритусовых минералов более поздними оболочками. Наличие редких бугорчатых наростов на гранях кристаллов циркона свидетельствует о некотором перемещении циркония. На отсутствие существенного приноса в процессе метаморфизма редких элементов указывают и их низкие содержания, обычно лишь незначительно превышающие кларковые значения.

Некоторые минералы ороговикованных песчано-сланцевых пород — магнетит, галенит, хромит, ильменит, пирит, монацит, ортит, покрытые с поверхности пленкой различных вторичных продуктов, и такие, как апатит и циркон, несущие следы транспортировки и имеющие поэтому нередко окатанную форму, являются, по-видимому, первичными минералами этих пород.

Другая группа минералов — шеелит и касситерит; большинство сульфидов Mo, Cu, As, Fe, Zn, не несущих следов вторичного изменения и часто встречающихся в виде сложных сростков (например, пирита, арсенопирита и халькопирита); темные апатит и андалузит, переполненные дисперсными включениями; турмалин, пронизывающий тонкими иголочками кристаллы циркона; анатаз, замещающий ильменит; флюорит, встречающийся в сростках с молибденитом — является, очевидно, новообразованной. К этой группе, безусловно, принадлежат и такие, встречающиеся преимущественно в известняках, типично контактовые минералы, как тремолит, волластонит, куспидин, везувиян, диопсид, кордиерит и розово-желтый гранат.

Отмечается изменение видового состава акцессорных минералов в пробах, взятых не из горных выработок, а с поверхности, указывающее на неустойчивость многих минералов в процессе гипергенного изменения. Появляется рабдофанит и большие количества анатаза, происходит интенсивное замещение вторичными минералами сподумена и арсенопирита в породах мукуланской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Варданянц Л. А. Молодые интрузивные породы Тырныауза. — Сов. геология, 1940, № 2—3.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.

- Вистелиус А. Б. Минеральные ассоциации и характерные парагенезисы ант-сеноманской терригенной толщи. Докл. АН СССР, 1954, т. 27, № 3.
- Вишняков С. Г. О возможности использования обломочных минералов для выяснения периодичности и эволюции процессов осадконакопления.— Докл. АН СССР, 1956, т. 93, № 6.
- Геология СССР, т. IX, ч. I, Северный Кавказ, гл. III, М., «Недра», 1968.
- Катченков С. М. Корреляция нижнепермских отложений по химическим элементам, определяемым методом спектрального анализа.— Докл. АН СССР, 1952, т. 82, № 6.
- Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6.
- Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 56.
- Токарский Ю., Бжозовский И. Тяжелые минералы в качестве корреляционных указателей (индикаторов) почв Краковского района. Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 3.

ИМТРЭ
Москва

Дата поступления
18.XII.1969

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.64«551.781.4» (575.3)

**ФОСФОРИТЫ АЛАЙСКИХ СЛОЕВ (СРЕДНИЙ ЭОЦЕН)
ГИССАРО-ТУРКЕСТАНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ**

В. В. ОЛЕЙНИК

Основные запасы среднеэоценовых фосфоритов юго-востока Средней Азии связаны с верхнеалайскими отложениями Гиссаро-Туркестанской горной области. Месторождения фосфоритов приурочены к разрозненным участкам, где алайские отложения сохранились от разрушения (Петрушевский, Зайцев, Ларин, 1936; Зеленова, 1961). Помимо алайских фосфоритов Таджикской депрессии и ее горного обрамления нами изучались фосфориты Зеравшанского и Туркестанского хребтов.

Общая характеристика верхнеалайских отложений Таджикской депрессии и ее горного обрамления. Верхняя часть алайских слоев Гиссаро-Туркестанской горной области представлена фосфоритоносной толщей (фиг. 1). В ее строении принимают участие главным образом глинистые и фосфоритоносные (P_2O_5 1—10%) песчаные породы. Глины гидрослюдистые¹ или монтмориллонит-гидрослюдистые, чаще алевроитистые фракции $>0,01$ мм (5—25%), бескарбонатные и известковистые (карбонатов 5—30%), иногда кремнистые в виде маломощных (до 0,15 м) прослоев. Мергели редки.

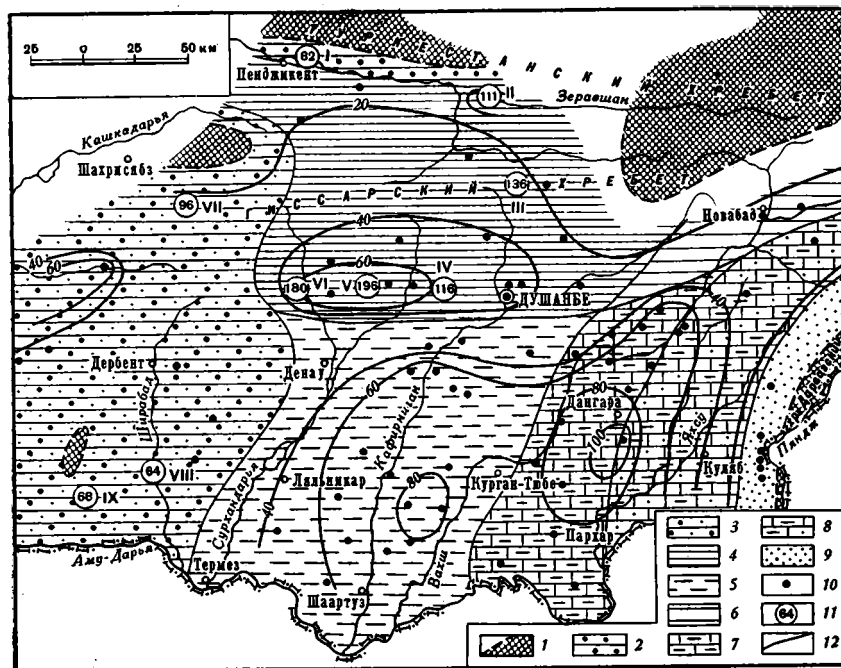
В разрезах Гиссарского и Зеравшанского хребтов преобладают фосфоритоносные глины, реже встречаются прослои разномелкозернистых песчаников и алевролитов мощностью до 4 м. Выделяются самостоятельные пласты фосфоритов.

На юго-западных отрогах Гиссарского и южных склонах Туркестанского хребтов количество песчаного материала возрастает. Наряду с мелкозернистыми встречаются разномелкозернистые песчаники с примесью гравийных и галечных обломков. В первом случае P_2O_5 в песчаных породах обычно до 4%, часто $<1\%$, во втором — 4—7%. Пласты фосфоритов крайне редки.

Карбонатные породы в фосфоритоносной толще тяготеют к ее нижней части. В Гиссарском хребте это прослои устричников, тонко-мелкозернистых известняков и доломитов; в его юго-западных отрогах — исключительно устричников; в Зеравшанской долине — тонко-мелкозернистых доломитов.

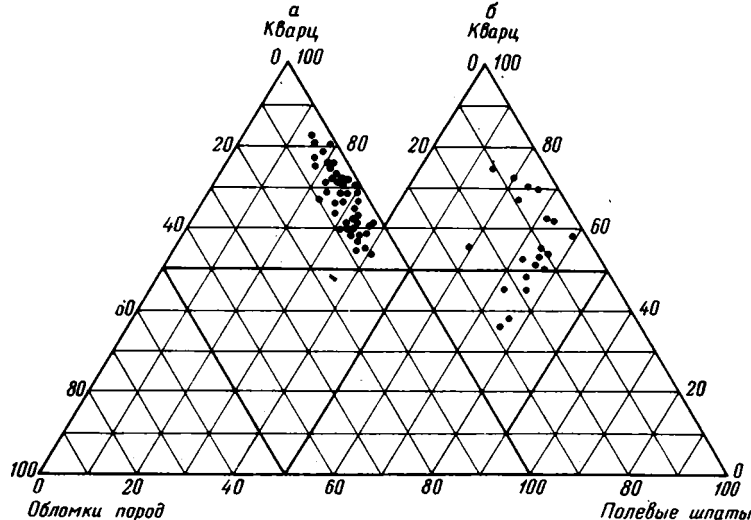
В западном направлении фосфоритоносную толщу сменяют известковистые глины; в юго-восточном — известковистые глины, мергели и

¹ Термические и гранулометрические анализы, определения $C_{орг}$ и карбонатности выполнены в центральной лаборатории Управления геологии Совета Министров ТаджССР под руководством А. Б. Маркова, спектральные анализы — А. Е. Медведя, химические — В. М. Шаповаловой.



Фиг. 1. Литолого-фациальная схема верхнеалайских отложений Таджикской депрессии и ее горного обрамления

1 — суша; 2—9 — морские отложения: 2 — песчаники преимущественно фосфоритовые и глины, 3 — песчаники нефосфоритовые, с фосфоритом и глины, 4 — глины, реже песчаники и алевролиты с фосфоритом и фосфоритовые, 5 — глины, реже мергели, глинистые тонкозернистые известняки и устричники, 6 — глины, реже мергели, биоморфно-детритовые известняки и устричники, 7 — глины, мергели, глинистые тонкозернистые известняки и устричники, 8 — песчаники и алевролиты, глины, песчано-алевритовые тонкозернистые известняки и устричники, 9 — пеланики; 10 — разрезы, составленные автором и другими исследователями; 11 — разрезы с подсчитанными содержаниями P_2O_5 г/см² (цифры на схеме): I — Риватское месторождение (среднее значение из 19 замеров), II — Засун, III — Зид-Таш, IV — Хочильбор, V — Гуру-Фатима, VI — Гуруд, VII — Урта-Кишлак, VIII — Ширабад, IX — Ак-Таш; 12 — изопакхиты, м



Фиг. 2. Треугольные диаграммы минерального состава верхнеалайских песчано-алевритовых пород

а — Гиссаро-Туркестанская горная область; б — восточная часть Таджикской депрессии

известняки, представленные тонкозернистой глинистой разновидностью и устричниками. В междуречье Сурхандарьи и Вахша преобладают глины тонкие и алевритистые, к востоку алевритистость возрастает. В полосе, примыкающей к площади распространения фосфоритоносной толщи, в некоторых разрезах присутствуют прослои песчано-алевритовых пород с фосфоритом.

В районе Каратегинского хребта верхнеалайские отложения представлены известковыми алевритистыми глинами, в меньшей мере мергелями, биоморфно-детритовыми известняками и устричниками; вдоль течения рек Кызылсу и Яхсу — мелкозернистыми песчаниками или алевролитами, известковыми алевритистыми глинами и преимущественно песчано-алевритовыми тонкозернистыми известняками и устричниками; в Придарвазье — мелкозернистыми и разномзернистыми песчаниками с включениями гравийно-галечного материала.

Состав песчано-алевритовых пород Гиссаро-Туркестанской области полевошпат-кварцевый (фиг. 2). Песчаники и алевролиты восточной части Таджикской депрессии нередко содержат обломки в основном кварцитовых и кремнистых пород (до 29%).

Содержание $S_{орг}$ в глинах и мергелях фосфоритоносной толщи 0,4—1,7% и обычно $>0,5\%$, в фосфоритоносных песчано-алевритовых породах и фосфоритах — чаще всего около 0,5%. Слабофосфористые песчаники юго-западных отрогов Гиссарского хребта содержат $S_{орг} < 0,2\%$. В карбонатно-глинистых породах центральной и восточной частей Таджикской депрессии $S_{орг}$ за редким исключением $>0,3\%$, в песчаниках и алевролитах 0,2%.

Широко распространены в верхнеалайских отложениях раковины мелководных устриц — *Ostrea turkestanensis* Rom., *O. multcostata* Desh. и др. Встречаются тонкостенные раковины пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, остатки морских ежей, ихтиофауны (зубы акул, чешуи и обломки скелетов рыб), раков, серпул и прочих червей, мшанок, остракод, фораминифер, радиолярий и харовых водорослей. В составе фораминифер преобладают нониониды. Современные представители их обитают на глубинах первых десятков метров в водах с некоторым опреснением (Крейденков, Давидзон, 1966).

Мощность верхнеалайских отложений увеличивается в направлении от горного обрамления депрессии к ее центральной части до 107,6 м. На фоне плавного увеличения мощности южнее г. Душанбе отмечаются пониженные ее значения (20,3—38,2 м).

Подстилающая средняя часть алайского разреза восточнее р. Вахш представлена красочными песчано-глинистыми, на остальной территории — преимущественно карбонатными породами. Перекрывающие — глины, реже мергели туркестанских слоев².

Фосфориты. Максимальная мощность фосфоритовых пластов 0,5—0,7 м, содержание 10—22,5%. Фосфориты в свежем изломе серые, темно-серые, крепкие или рыхлые. Основная составная часть их — фосфоритовые зерна. Отмечается примесь песчаных и алевритовых, главным образом полевошпат-кварцевых частиц. В легкой фракции фосфоритов и песчаников кварца 66,2%, полевых шпатов 28,2%, обломков преимущественно кремнистых пород 5,6% (среднее из 32 определений).

Цемент известково-глинистый, кремнистый (опал, халцедон) или кремнисто-известково-глинистый. Распределение фосфоритовых и песчано-алевритовых зерен в цементе минерала равномерное, местами кучное, что создает гнездовидную текстуру.

Цвет фосфоритовых зерен от светло-серого с кремовым оттенком до темно-коричневого, почти черного. Светлые зерна обычно шероховатые

² Граница между алайскими и туркестанскими слоями проведена по смене комплексов моллюсков (Каханова, 1957) и фораминифер.

и легко распадаются на мелкие осколки, темные — глянцевидные, со следами окатанности и более крепкие. Размер зерен от долей до 7 мм, форма округлая, эллипсоидальная, иногда со следами сдавливания, или неправильная. Первые две разновидности — по-видимому, фосфатизированные копролиты.

Весьма характерно для фосфоритов и фосфоритоносных песчано-глинистых пород присутствие раздробленных, окатанных и источенных донными организмами фосфатизированных ядер мелких двустворок и гастропод. Встречаются зубы акул, обломки костей рыб и выполненные фосфоритом ходы илюдных животных. Вдоль южных склонов Гиссарского хребта, западнее г. Душанбе, на среднеалайских карбонатных породах со следами размыва залегает пласт фосфоритов высокого качества. Крупные фракции их концентрируются обычно в основании пласта и состоят преимущественно из ядер моллюсков, частью фосфоритовых желваков размером 1—2 см и единичных слабоокатанных обломков карбонатных пород. О. И. Зеленова (1961) назвала породу мелкожелваковый фосфорит.

Под микроскопом в фосфоритовых зернах и желваках отмечаются тонкие включения кальцита и пирита, сгустки гидроокислов Fe, хлопьевидное глинистое и органическое вещество, песчано-алевритовые обломки в основном кварца и полевых шпатов. Как и в цементирующем веществе, присутствуют единичные зерна глауконита, карбонатные раковины фораминифер и остракод, кремнистые остатки радиолярий и обрывки тканей растений.

Строение фосфоритовых зерен обычно однородное. В желваках и отдельных зернах можно наблюдать несколько генераций фосфоритового вещества, отличающихся окраской и содержанием терригенной примеси.

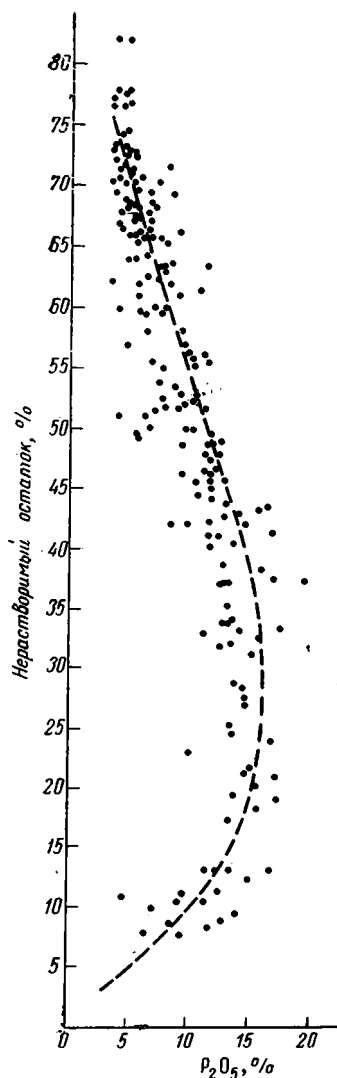
Фосфат скрытокристаллический, изотропный или дает слабое двупреломление $n_{cp} = 1,601 \pm 0,003 - 1,608 \pm 0,002$. Параметры кристаллической решетки, определенные Ф. П. Завьяловым, по оси $a - 9,30 \pm 0,02 \text{ \AA}$, по оси $c - 6,87 \pm 0,02 \text{ \AA}$.

Химический состав отобранных фосфоритовых зерен, %: $\text{SiO}_2 - 7,51$; $\text{TiO}_2 - 0,05$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1,32$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 3,78$; $\text{FeO} - 0,19$; $\text{MnO} - 0,03$; $\text{MgO} - 1,05$; $\text{CaO} - 44,0$; $\text{K}_2\text{O} - 0,2$; $\text{Na}_2\text{O} - 1,08$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 26,59$; $\text{SO}_3 - 1,92$; $\text{CO}_2 - 6,16$; $\text{F} - 2,45$; п. п. п. — 10,6; $\Sigma \text{I} - 100,77$. О, соответствующий $F = 1,03$; $\Sigma \text{II} - 99,74$; $F/\text{P}_2\text{O}_5 - 0,092$; $\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5 - 0,23$. Из приведенных данных видно, что фосфатный минерал по оптическим свойствам, размерам кристаллической решетки и химическому составу близок к курскиту. Повышенная величина $\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$, по сравнению с приведенными Г. И. Бушинским для курскита, обусловлена присутствием кальцита.

Полуколичественный спектральный анализ постоянно фиксирует в фосфоритовых зернах концентрации Sr (0,1—0,2%) и Y (0,005—0,06%), спорадично Pb (до 0,5%), Be (до 0,001%), Mo (до 0,0015%), Ag (до 0,0003%). $S_{орг}$ в фосфоритах, по О. И. Зеленовой (1961), 0,24—0,38%.

Распределение фосфора. Первые исследователи (Петрушевский и др., 1936) алайских фосфоритов Гиссарского хребта обнаружили обратную зависимость между количеством фосфоритовых зерен и обломочного материала в фосфоритоносных горизонтах. О. И. Зеленова (1961) показала прямую зависимость содержаний фосфата от нерастворимого остатка (в основном песчано-алевритовой примеси) в ниже- и среднеалайских карбонатных породах Гиссарского хребта. Она предполагает наличие генетической связи между обогащением осадка фосфатом и сносом с суши терригенного материала. Нетрудно заметить, что первая зависимость относится только к песчано-алевритовым породам, вторая — к карбонатным.

Действительно, даже незначительная примесь алевритовых и песчаных частиц в карбонатных породах сопровождается появлением фосфоритовых зерен. При этом обломочные частицы и фосфоритовые зерна



Фиг. 3. График зависимости содержания P_2O_5 от нерастворимого остатка в фосфоритонесущих песчано-карбонатных породах

переходом к карбонатно-глинистым отложениям, почти лишенным песчаной примеси.

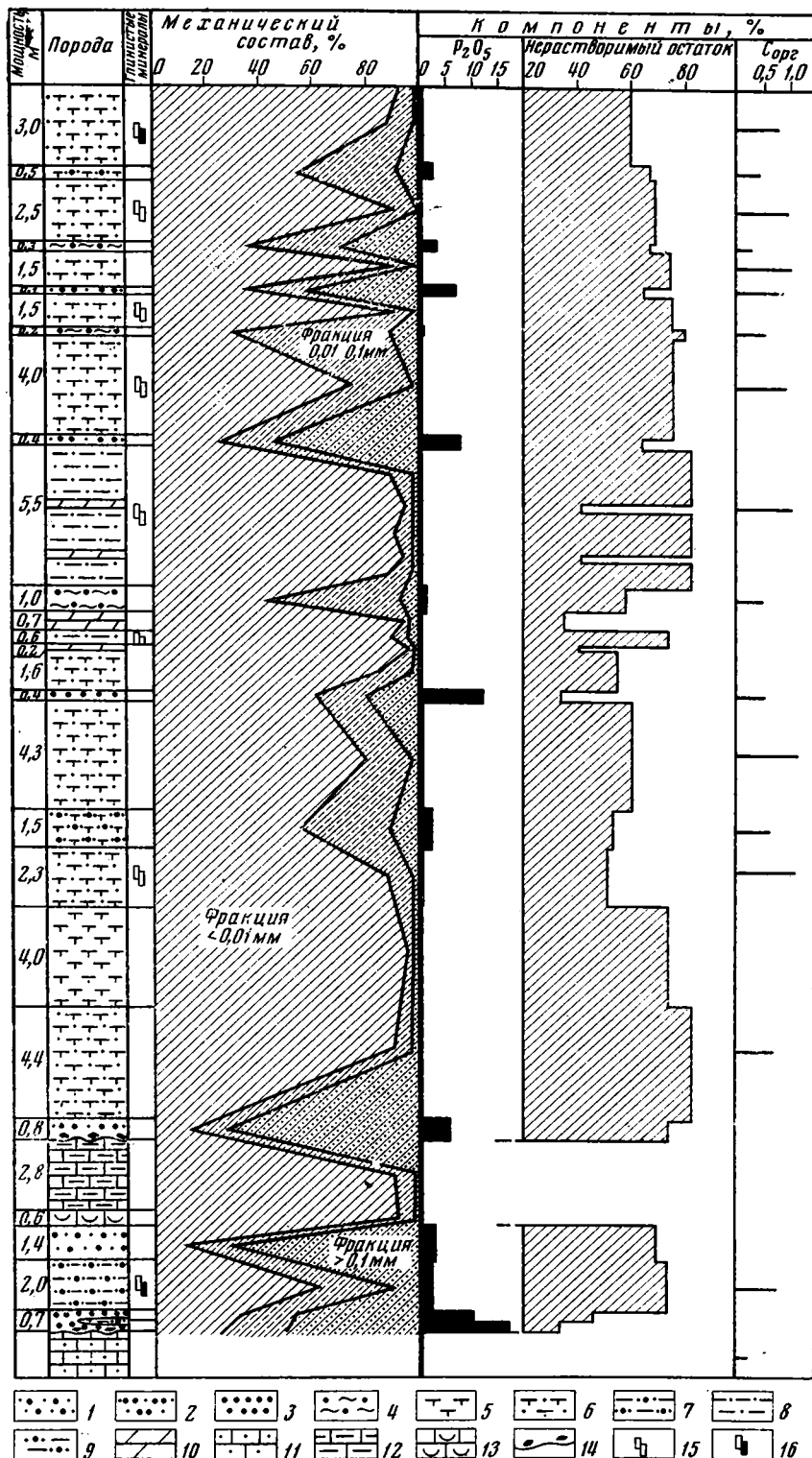
Условия образования фосфоритов. На изученной территории в позднеалайское время располагалась окраинная часть крупного Евразийского моря (Синицын, 1962). Глубины платформенного бассейна не выходили за пределы глубин сублиторальной зоны. Море было мелководным также южнее современной р. Амударьи (Петрушевский, 1940) и в расположенном на западе районе. Незначительными глубинами характеризовался Ферганский залив (Геккер и др., 1962), с которым Таджикское море соединялось проливами. Воды его имели соленость, близкую к нормальной морской.

Зависимость концентраций Р от состава осадков и приуроченность фосфатонакопления к району, прилегающему к Гиссаро-Туркестанской островной суше, свидетельствуют о том, что фосфатонакопление во мно-

скапливаются в мелкие гнезда и линзовидные прослойки. Содержание фосфата в карбонатных породах возрастает примерно до 30% нерастворимого остатка (фиг. 3, нижняя часть графика). Обогащение фосфатом с увеличением примеси песчано-алевритового материала свойственно также глинистым породам (фиг. 4). Количество $P_2O_5 > 1\%$ в песчано-алевритовых глинах (25—50% фракции $> 0,01$ мм) и увеличивается в направлении песчаных пород. В тонких глинах P_2O_5 0,1—0,2, в алевритистых 0,3—0,8%. В песчаниках и алевролитах (фиг. 3, верхняя часть графика) параллельно с нарастанием количества обломочных частиц уменьшается содержание P_2O_5 .

Чтобы выяснить количество фосфата в фосфоритонесущей толще, определяли абсолютные массы P_2O_5 в $г/см^2$ (см. фиг. 1). Эти величины равны сумме произведений содержаний P_2O_5 объемного веса пород (алевролиты и песчаники — 2,1; фосфориты, глины, мергели и известняки — 2,3; доломиты — 2,5) и мощности каждого пласта. Среднее значение P_2O_5 из 19 замеров в разрезах южных склонов Туркестанского хребта (район сел. Пенджикент) $82 г/см^2$. Только в 5 случаях количество его $100 г/см^2$. Максимальные содержания P_2O_5 ($116—196 г/см^2$) определены в Гиссарском хребте, а в пределах его юго-западных отрогов $64—96 г/см^2$.

Таким образом, поведение фосфата на площади согласуется с распределением его в типах пород. Максимальные концентрации фосфата связаны с отложениями, сформировавшимися в удаленных от береговой линии районах (Гиссарский и Зеравшанский хребты). На профиле от прибрежной части морского бассейна к центральной эти отложения занимают промежуточное положение. Содержание фосфата снижается в сторону увеличения песчаности разрезов и с пе-



Фиг. 4. Разрез фосфоритонесущей толщи (верхний алай), составленный у кишлака Хочильбор (южный склон Гиссарского хребта)

Песчаники мелкозернистые: 1 — с фосфоритом, 2 — фосфоритовые; 3 — фосфориты; 4 — алевролиты с фосфоритом; глины известковые: 5 — тонкие, 6 — алевролитовые, 7 — песчано-алевритовые с фосфоритом; глины бескарбонатные: 8 — алевролитовые, 9 — песчано-алевритовые с фосфоритом; 10 — мергели; известняки тонкозернистые: 11 — песчаные, 12 — глинистые; 13 — устричники; 14 — размыты с образованием карбонатных обломков; 15 — гидрослюда; 16 — гидрослюда с примесью монтмориллонита

гом зависело от процессов, протекающих на окружающих морской бассейн континентальных участках.

Интенсивными горообразовательными движениями в среднеалайское время была охвачена территория Памиро-Дарваза, что привело к образованию мощной (до 140,9 м) красноцветной песчано-глинистой толщи на востоке Таджикской депрессии. В районах, примыкающих к тектонически пассивной Гиссаро-Туркестанской суше, формировались в основном карбонатные осадки. В позднеалайское время лагунно-морские условия повсеместно сменились морскими вследствие улучшения связи с открытым морем. Горообразование на Памиро-Дарвазе ослабело. Гиссаро-Туркестанская суша незначительно активизировалась, что способствовало выносу совместно с терригенным материалом продуктов ее химического выветривания: P , SiO_2 и др. Климат в то время был субтропический с элементами аридизации (Коровин, 1961).

Осаждение P осуществлялось, скорее всего, биогенным путем согласно биохимической гипотезе Г. И. Бушинского (1966). Сравнительно высокие содержания $C_{орг}$ в отложениях фосфоритонесной толщи указывают на высокую продуктивность биомассы.

Неустойчивый гидродинамический режим бассейна подтверждается пестрым гранулометрическим составом и сложной текстурой пород (иногда гнездовидное расположение фосфоритового, обломочного и цементирующего материала), наличием детрита и поверхностей размыва. Газовый режим придонных вод едва ли существенно отклонялся от нормального, так как на дне жили двустворчатые моллюски, гастроподы, фораминиферы, остракоды и др.

Образование фосфоритовых зерен происходило в илу, в стадию диагенеза. В осадках подвергались растворению и фосфатизации остатки отмерших организмов. Формирование фосфоритонесных горизонтов сопровождалось многочисленными перебивками. Наиболее интенсивное накопление фосфатов было приурочено к удаленной от берега зоне. В пределах крайнего мелководья оно, очевидно, тормозилось энергичными движениями вод.

Таким образом, фосфатонакопление регулировалось, с одной стороны, тектонической активностью прилегающих областей сноса, с другой — физико-химическим режимом водоема. Тектоническая активность до определенного предела стимулировала принос P с суши в бассейн. Отсутствие фосфоритов на востоке территории, на наш взгляд, объясняется слабым химическим выветриванием Памиро-Дарвазской суши в средне- и позднеалайское время и устойчивой компенсированной седиментацией.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, кн. 1, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Зеленова О. И. Литология, фации и геохимические особенности отложений алайского яруса Таджикской депрессии. — Тр. ИГЕМ АН СССР, М., 1961, вып. 53.
- Каханова Л. П. Новые данные о строении алайской свиты в Таджикской депрессии и Гиссаро-Зеравшанской горной области. — Вести. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1957, № 6, вып. 1.
- Коровин Е. П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана, кн. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
- Крейденков Г. П., Давидзон Р. М. К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Таджикской депрессии. — Сов. геология, 1966, № 11.
- Петрушевский Б. А., Зайцев Н. С., Ларин Н. И. Каратагские фосфориты. Тр. Тадж.-Памирск. эксп., Изд-во АН СССР, М.—Л., 1936, вып. LVII.
- Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. — Тр. ИГН АН СССР. Геол. сер., Изд-во АН СССР, М., 1940, вып. 8, № 3.
- Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Таджикская комплексная лаборатория
Всесоюзного научно-исследовательского
геологоразведочного нефтяного института
Душанбе

Дата поступления
14.XI.1968

О ПРИРОДЕ СЕРОЙ ОКРАСКИ ПОРОД ДЖЕЗКАЗГАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. П. ФЕОКТИСТОВ, Л. Е. КРАМАРЕНКО

Медное и цинково-свинцовое оруденение на Джезказганском месторождении приурочено к пестроцветным алеврито-песчаным отложениям джезказганской рудоносной толщи C_2 — C_3 . С самого начала изучения Джезказганского месторождения было установлено, что среди пестроцветной толщи основную массу оруденения несут сероцветные разности пород, в то время как красноцветы остаются практически безрудными. Вопрос о времени и природе возникновения серой окраски рудоносных пород на месторождении является дискуссионным. Его решение весьма актуально, так как неразрывно связано с решением проблемы генезиса руд Джезказгана. На происхождение серой окраски пород в настоящее время существует несколько точек зрения, полностью определяющихся взглядами тех или иных исследователей на генезис оруденения.

Исследователи, поддерживающие гидротермальную гипотезу генезиса месторождения, считают, что серая окраска рудоносных песчаников является вторичной и обусловлена метаморфизирующим действием дорудных и рудных гидротермальных растворов (Сейфуллин, Нуралин, 1964). Сторонники осадочной гипотезы объясняют возникновение серой окраски пород либо восстановительной средой осадконакопления, либо обесцвечиванием первичных красноцветов при диагенезе за счет восстановления окисного Fe при разложении органического вещества (Мануйлова, 1956; Наркелюн, 1962; и др.). Особое место занимает позиция А. И. Перельмана (1968), который считает, что серая окраска большей части пород джезказганской толщи вторична и обусловлена проявлением процесса оглеения красноцветов.

Детальное изучение текстурных и структурных особенностей, характера взаимоотношений между пластами различной окраски и сероцветными и красноцветными участками в пределах отдельных пластов, а также фациальных признаков пород джезказганской толщи позволило выделить среди них по природе окраски три группы: 1) красноцветы с сингенетической окраской; 2) сероцветы с сингенетическо-диагенетической окраской; 3) сероцветы с эпигенетической окраской.

1. Красноцветные песчаники, алевриты и аргиллиты по литологическим особенностям относятся к континентальным аллювиально-дельтовым образованиям, в меньшей степени — мелководным прибрежно-морским. Они формировались в окислительной обстановке. Красная окраска пород связана с наличием заметных количеств гидроокислов Fe в составе цемента. Кроме того, красноватая окраска может придаваться за счет каемок гидроокислов Fe вокруг обломочных зерен, а также присутствием большого количества обломков кислых эффузивов и яшм, насыщенных пылевидной вкрапленностью гематита. В красноцветах $Fe_2O_3 + FeO$ — 4—8% (табл. 1). Тонкозернистые разности, как обычно, отличаются несколько более высокими содержаниями Fe, хотя в отдельных образцах песчаников $Fe_2O_3 + FeO > 7\%$. Особенность красноцветных пород — постоянное преобладание в них Fe_2O_3 над FeO или примерно одинаковые их содержания. Другая характерная черта красноцветов — обязательное присутствие в их составе FeO в количестве 1,7—3,5%.

Содержание $C_{орг}$ в красноцветах обычно незначительное — 0,02—0,07%, что хорошо согласуется с данными Л. Ф. Наркелюна (1962). В единичных пробах В. Д. Шутов, И. П. Дружинин (1968), Арустамов А. А. и др. (1968) отмечают содержание $C_{орг}$ до 2%.

Цемент пород обычно кремнистый, глинистый, глинисто-кремнистый,

Содержание Fe в породах джезказганской рудоносной толщи, %

Красноцветные породы				
№ образца	Характеристика образца	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃
4976/12	Песчаник красно-серый с глубины 200 м	2,29	3,55	5,84
4976/14	Красный алевролит с глубины 252 м	3,52	2,38	5,90
4979/12	Красный песчаник с глубины 357 м	2,85	2,86	5,71
485/3	Красный алевролит с глубины 79 м	2,06	3,70	5,76
485/4	Красный песчаник с глубины 95 м	2,09	2,47	4,56
485/16	Красный алевро-песчаник с глубины 378 м	2,26	3,31	5,57
55/2	Красный аргиллит, шахта 55, горизонт 320 м	3,22	4,15	7,37
99/7	Красно-серый песчаник с глубины 1310 м	3,54	3,41	6,95
496/1	Серовато-красный песчаник с глубины 380 м	2,78	2,32	5,10
485/5	Красный алевролит с глубины 115 м	1,89	4,06	5,95

Породы с сингенетическо-диагенетической серой окраской

№ образца	Характеристика образца	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃
4976/5	Зеленовато-серый аргиллит с глубины 74 м	2,89	1,22	4,11
4979/8	Зеленовато-серый алевролит с глубины 212 м	4,54	0,78	5,32
3808/1	Зеленовато-серый мелкозернистый песчаник с глубины 100 м	3,60	0,79	4,39
301/1	Серый мелкозернистый песчаник, карьер Златоуст	4,96	0,91	5,87
99/15	Зеленовато-серый мелкозернистый песчаник с пиритом с глубины 1521 м	5,06	0,10	5,16
99/16	Серый мелкозернистый песчаник с глубины 1520 м	4,08	1,58	5,66
491/1	Зеленовато-серый мелкозернистый песчаник с халькопиритом с глубины 560 м	5,92	1,07	6,99
485/18	Зеленовато-серый мелкозернистый песчаник с халькопиритом с глубины 490 м	4,30	2,17	6,47
435/1	Зеленовато-серый мелкозернистый песчаник с пиритом с глубины 120 м	4,10	0,34	4,54
1511/1	Зеленовато-серый аргиллит с халькопиритом с глубины 551 м	4,11	0,45	4,56

Породы с эпигенетической серой окраской

№ образца	Характеристика образца	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃
4976/8	Красновато-серый мелкозернистый песчаник с глубины 158 м	2,60	0,78	3,38
4976/13	Серый мелкозернистый песчаник с глубины 230 м	2,98	1,01	3,99
4979/7	Розовато-серый среднезернистый песчаник с глубины 146 м	2,69	1,22	3,91
4979/9	Серый мелкозернистый песчаник с глубины 225 м	2,78	0,50	3,28
485/16-а	Зеленовато-серый алевро-песчаник с глубины 378 м	2,30	0,87	3,17
5100/1	Серый среднезернистый песчаник с глубины 138 м	3,55	0,66	4,21
4979/18	Серый среднезернистый песчаник с халькозином с глубины 339 м	3,24	Сл.	3,24
4979/15	Серый среднезернистый песчаник с халькопиритом с глубины 408 м	3,06	0,38	3,44
45/2	Серый разнозернистый песчаник с борнитом и халькопиритом, шахта 45, горизонт 305 м	3,56	Сл.	3,56

Примечание: Анализы проводила химическая лаборатория треста «Артемгеология».

реже глинисто-карбонатный, почти всегда с большей или меньшей примесью гидроокислов.

Красноцветные породы, как правило, не содержат сульфидного оруденения, хотя в некоторых из них наблюдаются единичные зерна халькопирита, возможно терригенного происхождения.

2. Серые, зеленовато-серые алевролиты, аргиллиты, алевроитистые, мелко- и некоторые среднезернистые песчаники, а также пятнистые красно- и серые аргиллиты, алевролиты и алевро-песчаники по текстурным признакам относятся к отложениям замкнутых и полузамкнутых бассейнов лагунного типа с ограниченным водообменом и отложениям зон спокойной седиментации мелководного морского бассейна. При латеральной смене пластов сероцветных пород этого типа красноцветами всегда наблюдается изменение литологического состава и текстурных признаков отложений, в том числе характера слоистости.

Содержание суммарного железа $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 4—7% (см. табл. 1), т. е. равно примерно содержаниям Fe в красноцветах. Количество Fe_2O_3 обычно около 1% и менее.

Содержания $S_{\text{орг}}$ в исследованных нами образцах 0,03—0,21%. Цемент пород — глинистый, кремнисто-глинистый и карбонатно-глинистый. Рентгеноструктурный анализ неизменно показывает наряду с гидрослюдой полиморфной модификации 1М присутствие в породах хлорита, как правило железистого, в количестве 20—50% объема фракции $<0,001 \text{ мм}^1$.

Эти породы часто несут рассеянную вкрапленность сульфидов Fe и Cu, иногда образующую богатые рудные тела. В них же отмечаются сульфидные конкреции и псевдоморфозы сульфидов по ископаемым сульфатредуцирующим бактериям (Ахметов, Кошевенко, 1963).

3. В эту группу входят средне-, крупно- и разноморфные песчаники и некоторые алевролиты. В разрезе этот тип пород выделяется прежде всего тем, что контуры развития серой окраски, как оруденения, не совпадают с границами пластов определенного литологического состава по латерали, а часто и по вертикали. Серые песчаники по простираанию и падению постепенно сменяются красными. При этом не наблюдается изменений ни по петрографическому составу, ни по окатанности и сортировке обломочного материала, ни по текстурным особенностям пород. Серая окраска начинает развиваться в приподожвенных, наиболее грубозернистых частях пластов песчаников и конгломерато-брекчий. В случае интенсивного развития серой окраски подстилающие красные тонкозернистые породы также иногда обесцвечиваются в зоне шириной до 0,2 м. Литологические признаки свидетельствуют о том, что песчаники с эпигенетической серой окраской аллювиальные и аллювиально-дельтовые, накапливались в обстановке хорошо аэрируемой гидродинамически активной водной среды и являются обесцвеченными аналогами вмещающих их пластов красноцветных песчаников.

Особенность химического состава сероцветных пород этого типа — пониженное по сравнению с породами описанных двух групп содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 3,2—4,2% (см. табл. 1). Необходимо подчеркнуть, что содержание FeO в красноцветах и описываемом типе сероцветов примерно одинаково, а Fe_2O_3 в сером алевро-песчанике значительно меньше.

Содержание $S_{\text{орг}}$ в песчаниках 0,01—0,28% (табл. 2). Цемент в них, как правило, коррозионный глинисто-карбонатный или карбонатный. Во фракции $<0,001 \text{ мм}$ основную часть составляют гидрослюды полиморфной модификации 1М (60—85%), остальная часть представлена хлоритами, нередко железистыми.

Именно к описываемым песчаникам приурочена основная масса промышленного оруденения на Джезказганском месторождении.

¹ Рентгеноструктурный анализ глинистых минералов выполнен К. Р. Утсала в минералогической лаборатории Тартуского университета.

Результаты микробиологического исследования пород джезказганской рудоносной толщи

Тип породы	% пробы	Характеристика образца	С _{орг} , %	Сульфатвосстанавливающие бактерии	
				на среде с искусственным источником С	на среде с источником С, заключенным в породах
Красноцветы	16	Красный алевролит с вкрапленностью халькопирита, скв. 4976, глубина 252 м	0,07	Не обн.	Не обн.
	24	Красный алевролит, скв. 4985, глубина 205 м	0,02	» »	» »
Породы с сингенетическо-диагенетической серой окраской	12	Зеленовато-серый мелкозернистый песчаник, скв. 4971, глубина 210 м	0,21	+++	+
	23	Серый мелкозернистый песчаник с галенитом и пиритом, шахта 44, горизонт 270 м	0,06	+++	+++
	11	Серый мелкозернистый песчаник с пиритом, карьер Златоуст	0,07	++	++
	14	Зеленовато-серый алевролит, скв. 4971, глубина 391 м	0,13	+++	+
	19	Зеленовато-серый мелкозернистый песчаник с халькопиритом, шахта 31/32, горизонт 245 м	0,03	+++	+
	21	Серый среднезернистый песчаник с пиритом, шахта 31/32, горизонт 245 м	0,05	Не обн.	Не обн.
	22	Серый среднезернистый песчаник с борнитом и халькопиритом, шахта 31/32, горизонт 282 м	0,01	» »	» »
	15	Зеленовато-серый среднезернистый песчаник, скв. 4976, глубина 230 м	0,20	+	Не обн.
Породы с эпигенетической серой окраской	17	Зеленовато-серый аргиллит из обесцвеченной верхней части пласта красных аргиллитов, подстилающего борнитовую рудную залежь, шахта Покро, горизонт 260 м	0,62	Не обн.	» »
	18	Серый крупнозернистый песчаник с малахитом, месторождение Карашошак	0,02	» »	» »
	13	Серый среднезернистый песчаник с борнитом и халькозином, шахта 31/32, горизонт 245 м	0,28	» »	» »
	20	Красновато-серый среднезернистый песчаник, шахта 31/32, горизонт 245 м	0,03	» »	» »
	25	Серый крупнозернистый песчаник с халькопиритом, скв. 4976, глубина 327 м	0,18	» »	» »

Приведенные данные свидетельствуют, что серая окраска пород джезказганской рудоносной толщи обусловлена проявлением двух различных процессов.

Возникновение серой окраски в бассейновых тонкозернистых отложениях связано с существованием восстановительных условий при седиментогенезе и диагенезе, вызванных генерацией H_2S при окислении органического вещества анаэробными бактериями. В бассейнах с ограниченным водообменом нулевая поверхность Eh располагается выше поверхности отложения осадков или совпадает с ней. В этих условиях поступающее в бассейн седиментации Fe^{3+} в составе тонкодисперсных гидроокислов или даже в виде крупных обломков гематита и мартита (Мануйлова, 1954) легко восстанавливалось, что и обуславливало возникновение серой окраски. Процесс редукции Fe_2O_3 в FeO продолжался и в диагенезе. При возникновении сингенетическо-диагенетической серой окраски заметного выноса Fe не происходило. Переход красной окраски в серую полностью контролируется соотношением Fe_2O_3 и FeO . Этим объясняется сохранение одинаковых содержаний $Fe_2O_3 + FeO$ в красноцветах и сероцветах описываемого типа.

Серая окраска большей части средне- и крупнозернистых песчаников возникла в более поздние, чем диагенез, стадии преобразования отложений. Особенности химического и петрографического состава этих пород указывают на то, что возникновение серой окраски в них связано со значительным выносом Fe и карбонатизацией пород. Именно эти процессы характерны для карбонатного оглеения (Перельман, 1968). Вынос Fe отражается прежде всего на содержании Fe_2O_3 , в то время как количество FeO в обесцвеченных породах остается примерно одинаковым с красноцветами. Это объясняется, вероятно, тем, что большая часть Fe^{2+} входит в состав алюмосиликатов и не подвергается выносу, в то время как Fe^{3+} , большая часть которого входит в состав гидроокислов, сравнительно легко восстанавливается, переводится в раствор в слабокислой среде и выносятся. Часть Fe^{3+} может мигрировать и в коллоидной форме.

В связи с выделением двух различных типов по природе серой окраски пород нам представлялось, что изучение их в отношении наличия и активности в них сульфатредуцирующих бактерий может дать дополнительные данные, подтверждающие эту точку зрения.

Проанализировано 15 образцов, отобранных в пределах Джезказганского месторождения из кернов скважин, шахт 31/32 и 44, карьера Златоуст и с поверхностных выходов месторождения Карашошак. Почти все образцы отобраны с глубин >200 м. Два образца были взяты из красных безрудных алевролитов, в одном из них имелись единичные зерна халькопирита.

Для характеристики серых пород с сингенетическо-диагенетической окраской было отобрано 5 образцов, содержащих сульфидную вкрапленность и без нее.

Серые породы с эпигенетической окраской изучали по 8 образцам, из которых 7 было отобрано из различного состава рудных и безрудных песчаников и один — из обесцвеченной верхней части пласта бурых алевролитов, подстилающего пласт песчаников с богатым эпигенетическим оруденением.

Для изучения присутствия и активности сульфатвосстанавливающих бактерий (*Desulfovibrio desulfuricans*) в породах была использована следующая методика.

Образцы пород измельчали асептически, помещали в стерильную склянку и заливали средой Таусона². Соотношение породы и среды 1:10. Посевы выдерживались в термостате в течение двух месяцев.

² Состав среды Таусона: H_2O водопроводная — 1 л; лактат кальция — 3,5 г; $(NH_4)_2SO_4$ — 4 г; K_2HPO_4 — 0,5 г; $MgSO_4$ — 1 г; соль Мора — 0,5 г; $CaSO_4$ — 2,5 г.

Об активности *Desulfovibrio desulfuricans* судили по времени появления в среде H_2S . Его появление через две недели характеризовало высокую активность бактерий (+++), через месяц — среднюю (++), через два месяца — слабую (+).

Кроме того, исследовали возможность жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих бактерий за счет органического вещества, заключенного в породах. С этой целью производили посев пород на ту же среду Таусона, но в ее состав искусственное органическое вещество (лактат Са) не было включено. Источником энергии для сульфатвосстанавливающих бактерий служило только органическое вещество, содержащееся в породе. Соотношение породы и среды оставалось прежним (1:10).

Результаты исследований, представленные в табл. 2, показали, что из всех проанализированных образцов сульфатредуцирующие бактерии обнаружены только в одном типе пород — серых породах с предполагаемой сингенетическо-диагенетической окраской. Какой-либо зависимости в распределении бактерий от содержания в породах $S_{орг}$ не обнаруживается. Это дает возможность предположить, что развитие обнаруженных нами бактерий связано с особенностями геохимической обстановки в локальных участках, имевшей место в геологическом прошлом, а присутствующие в породах сульфатвосстанавливающие бактерии являются современными представителями древних поколений, принимавших участие в создании восстановительной среды в диагенезе. Наличие заметных количеств сульфатредуцирующих бактерий в определенном типе сероцветных пород может указывать на важную роль микроорганизмов в процессах перевода Fe_2O_3 в FeO в сингенетическо-диагенетическую стадию. Отсутствие же сульфатредуцирующих бактерий в породах с эпигенетической серой окраской служит дополнительным подтверждением положения о ведущей роли в обесцвечивании красноватых процесса оглеения.

В пользу высказанного предположения о принадлежности обнаруженных в породах с сингенетическо-диагенетической серой окраской микроорганизмов к потомкам древних сульфатвосстанавливающих бактерий свидетельствуют данные об устойчивости подобных микроорганизмов в условиях высоких температур и давлений и находках жизнеспособных бактерий в ископаемых геологических образованиях.

При повышении давления температурный оптимум и пределы развития микроорганизмов смещаются в область более высоких температур (Zo Bell, 1958). Развитие сульфатвосстанавливающих бактерий он наблюдал при давлении 1000 атм и температуре 104°.

М. А. Мессинева (1961) обнаружила в шлифах и препаратах древних пород, включая палеозойские, тела бактерий, которые при посеве на питательные среды оказались жизнеспособными.

Выделенные из подземных вод глубоких горизонтов различного возраста (Pz, J) бактерии, в том числе *Desulfovibrio desulfuricans*, часто активнее развиваются при более высоких температурах (60—80°), чем при температуре 30° (Крамаренко, 1960).

Таким образом, высокие температуры и давления не только не препятствуют жизнедеятельности бактерий, но являются естественной средой их обитания в недрах Земли.

Надо полагать, что сульфатредуцирующие бактерии способны любое время сохраняться в локальных участках с благоприятными условиями.

В соответствии с двумя типами сероцветных пород на Джеккаганском месторождении необходимо выделять два типа оруденения: 1) сингенетическо-диагенетические руды, формирование которых связано с особенностями седиментации осадков и диагенетическими преобразованиями в них; 2) эпигенетические руды, формирование которых связано с процессами изменения отложений при эпигенезе.

Наличие двух типов руд подтверждается и данными изотопного анализа S сульфидов Cu и Fe. По нашим данным и данным Ю. В. Богданова (определения М. А. Голубчиной в изотопной лаборатории ВСЕГЕИ), в рудах, относимых нами к седиментационно-диагенетическим, изотопный состав серы 2,17—4,02% δS^{34} , в то время как в эпигенетических рудах 0,32—1,62% δS^{34} , обычно составляя около 1,0% δS^{34} .

Выявленные особенности развития серой окраски в породах джезказганской рудоносной толщи позволяют воссоздать сложный многостадийный процесс формирования оруденения на Джезказганском месторождении медистых песчаников.

ЛИТЕРАТУРА

- Арустамов А. А., Есенов Ш. Е., Паршин Г. Б., Штифанов В. И. Геохимия отложений джезказганской толщи. Алма-Ата, ОНТИ Каз. ИМС, 1968.
- Ахметов И. К., Кошевенко М. К. Микроорганизмы в рудовмещающих породах Джезказгана и характер их оруденения.— Тр. ИГН АН КазССР, Алма-Ата, 1963, т. VII.
- Крамаренко Л. Е. Биохимические процессы в подземных водах и их поисковое значение.— Бюл. ВСЕГЕИ, Л., «Недра», 1960, № 2.
- Мануйлова Н. С. К некоторым вопросам, касающимся генезиса медистых песчаников Джезказгана.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1954, ч. 83, вып. 4.
- Мануйлова Н. С. Еще о генезисе Джезказганского месторождения. Зап. Всес. минералог. о-ва, 1956, ч. 85, вып. 2.
- Мессинева М. А. Геологическая деятельность бактерий и ее влияние на геохимические процессы.— Тр. Ин-та микробиол. АН СССР, М., 1961, вып. 9.
- Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение Джезказганского месторождения.— Тр. ИГЕМ АН СССР, М., 1962, вып. 87.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. «Недра», М., 1968.
- Сейфуллин С. Ш., Нуралин Н. Н. Геолого-структурные условия формирования месторождения Джезказган. Алма-Ата, «Наука», 1964.
- Шутов В. Д., Дружинин И. П. О некоторых закономерностях образования сульфидного оруденения на месторождении Джезказган.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Zo Bell C. E. Ecology of sulfate reducing bacteria. Producer's Monthly, v. 22, No. 7, 1958.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
10.VI.1969

УДК 550.4 : 546.42 : 551.448«551.7373»(470.3)

СВЯЗЬ СТРОНЦИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С КАРСТОВЫМ ПРОЦЕССОМ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОДМОСКОВНОГО БАСЕЙНА

Ю. А. СЕВОСТЬЯНОВ

В геологической литературе имеется достаточно много указаний на тесную генетическую связь ряда полезных ископаемых (бокситов, фосфоритов, железных руд, никеля и др.) с карстовым процессом. На южном крыле Подмосквовного бассейна такая связь установлена для рудопроявлений стронция. Выражается она в одновременном с карстообразованием выщелачивании подземными водами рассеянного в доломитовых породах сингенетического целестина, миграции стронция в растворе и повторном его выпадении в карстовых формах в виде эпигенетических новообразований при определенных геохимических условиях.

По характеру отдельных элементов этой связи, условиям развития и морфогенетическим особенностям карста, в породах «известнякового

фундамента» рассматриваемый район подразделяется на две зоны. Южная из них соответствует периферической части южного крыла Подмосковного бассейна и северной части Центрального девонского поля. Тектонически она приурочена к южному склону Московской синеклизы, геоморфологически — к склону Среднерусской возвышенности. Для зоны характерно неглубокое (10—30 м) залегание пород «известнякового фундамента» непосредственно под водопроницаемыми, преимущественно песчаными мезо-кайнозойскими отложениями. Породы «фундамента» имеют карбонатный состав и представлены доломитами и известняками заволжского горизонта нижнего турне, данковского и елецкого горизонтов верхнего фамена. В гидрогеологическом отношении зона относится к области питания подземных вод «известнякового фундамента» за счет нисходящей вертикальной фильтрации атмосферных осадков.

Стронций в южной зоне связан с доломитовыми породами (доломиты, доломитовые мергели). Минералогически он представлен редкими рассеянными микрорекристаллами сингенетического целестина. По данным многочисленных спектральных определений, содержание стронция в незатронутых растворением доломитах низкое, но равномерное и устойчивое, равное 0,05—0,15 %.

Карстовый процесс в характеризуемой зоне выражается в растворении карбонатных пород инфильтрующимися в них, богатыми CO_2 поверхностными водами. Активному карсту здесь подвержены как известняки, так и доломиты с образованием коррозионно-просадочных и коррозионно-суффозионных воронок. Из доломитов при этом растворяется прежде всего целестин, затем примесь характеризующегося большей скоростью растворения кальцита и лишь потом медленно растворяется доломитовая основа породы. Известковистые доломиты после выщелачивания кальцита теряют связь между частицами, в результате чего образуются специфические карстовые формы — пласты, линзы и гнезда доломитовой муки. В выщелоченных доломитах содержание стронция, по данным опробования, в 10—50 раз меньше, чем в незатронутых растворением. В доломитовой муке стронций обычно или отсутствует, или отмечается лишь в виде следов.

Таким образом, в рассматриваемой зоне имеется обратная связь между интенсивностью карстообразования и содержанием стронция в карстующихся породах. За счет выщелачивания стронция из доломитов подземные воды, имеющие в этой зоне небольшую (0,2—0,3 г/л) минерализацию и гидрокарбонатно-кальциевый состав, обогащаются стронцием до 5—47 мг/л.

Вторая из выделенных зон находится севернее. Территориально она примерно соответствует промышленной части южного крыла Подмосковного угольного бассейна. Ее северная граница определяется границей свободного или мало затрудненного водообмена подземных вод «известнякового фундамента». Отличительные особенности зоны — более значительная (50—100 м) глубина залегания пород «фундамента» изолированность их сверху от непосредственного воздействия поверхностных вод водоупорными глинистыми толщами тульского, бобриковского и малевского горизонтов и, главное, наличие среди пород «фундамента» гипса. Гипсовые слои широко распространены здесь среди отложений заволжского и данковского горизонтов. Особенно загипсована озерская толща заволжского горизонта, содержащая в средней своей части слой гипса мощностью до 10—20 м. Гипсовый слой сопровождается на контактах столь же мощными пачками загипсованных доломитов (гипсо-доломитов). В гидрогеологическом отношении зона принадлежит к области транзитной циркуляции подземных вод «фундамента» в северном направлении.

Содержание сингенетического целестина в этой зоне более высокое. Особенно обогащены им гипсо-доломиты, в которых наиболее обычное

содержание стронция 0,5—0,7%. Однако растворения целестина здесь не происходит. Вследствие изменения гидрохимической обстановки меняется в этой зоне и характер карстообразования. Поступающие сюда из первой зоны подземные воды предельно насыщены карбонатом кальция. Поэтому карстообразования в известняках здесь нет. Напротив, при соприкосновении с гипсом в воды поступает сразу большое количество ионов Ca^{++} и SO_4^{--} , что приводит к резкому снижению растворимости кальцита и целестина, как солей с одноименными ионами, и создаются условия для их выпадения из раствора. С другой стороны, обогащение вод сульфат-ионом обуславливает столь же резкое увеличение растворимости доломита с разложением его на кальцит и переводом в раствор легко растворимого MgSO_4 (Янатьева, 1955).

В этих условиях кальцито-доломитовый карст, характерный для первой зоны, сменяется гипсо-доломитовым. Наиболее благоприятными для его развития породами являются гипсо-доломиты, водопроницаемые вследствие развитой в них трещиноватости и наиболее растворимые из-за наличия в них прослоек, гнезд и импрегнаций гипса. В мощных гипсовых слоях по причине их водонепроницаемости карстовый процесс развивается только в приконтактных участках и поэтому имеет подчиненное значение. Как общий результат одновременно протекающих смежных процессов растворения гипса, разложения и эпигенетического замещения доломита кальцитом толща гипсо-доломитов замещается своеобразным карстовым новообразованием — горизонтом дедоломитов, представляющих собой неравномерно кристаллические эпигенетические известняки с развитыми в них пустотными карстовыми формами: крупными кавернами, щелями, гротами и пещерами. С обрушением сводов последних связано образование глубоких провальных воронок.

Протекающий одновременно с карстообразованием процесс выпадения из сульфатных вод целестина приводит к эпигенетическому обогащению дедоломитов данным минералом. При этом на стенках каверн и более крупных карстовых полостей образуются друзы крупных кристаллов целестина, встречающиеся в обнажениях и кернах скважин (Севостьянов, 1968). На некоторых участках общее содержание в дедоломитах сингенетического и наложенного эпигенетического целестина удовлетворяет минимальным промышленным требованиям. В породах, менее затронутых карстом, полураздоломитенных песчаниковидных доломитах и полувыщелоченных гипсо-доломитах эпигенетический целестин распространен менее, и поэтому общее содержание в этих породах стронция обычно невысокое. Таким образом, во второй из выделенных зон связь целестиновой минерализации с интенсивностью карстового процесса прямая, вследствие чего наиболее высокое содержание стронция приурочено к наиболее закарстованным породам.

Итак, эпигенетическое перераспределение стронция в условиях южного крыла Подмосковского бассейна происходит в тесной генетической связи с карстообразованием в сульфатно-карбонатных породах «известнякового фундамента». Эта связь, с одной стороны, может быть использована для направления поисков промышленных месторождений стронция, а с другой — для оценки интенсивности и установления закономерностей карстообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Севостьянов Ю. А. Целестиновая и стронцианитовая минерализация в отложениях озерского горизонта южного крыла Подмосковского бассейна. — Сов. геология, 1968, № 2.
- Янатьева О. К. Действие на доломит водных растворов гипса в присутствии углекислоты. — Докл. АН СССР, 1955, т. 101, № 5.

Тульская комплексная
геологоразведочная экспедиция

Дата поступления
22.I.1970

К ИЗМЕНЧИВОСТИ ОРГАНОГЕННО-ДЕТРИТОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ НА ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Г. А. КАЛЕДА, С. Д. ПАНЮШКИНА

Вопрос о связи между изменчивостью вещественного состава, мощностью и положением разрезов на тектонических структурах имеет большое теоретическое и практическое значение для нефтяной литологии. Он может быть решен лишь путем тщательного и систематического подбора фактического материала, позволяющего количественно выражать степень изменчивости разреза по структуре.

В настоящем сообщении приведены результаты литолого-статистических исследований нижней части экзогировой толщи турона на Актурпакской антиклинали (Южная Фергана). Литология экзогировых отложений и палеогеография времени их накопления рассмотрены в ряде работ (Бабаев, 1952; Акрамходжаев, 1960; Рухина, 1961 и др.). Эта толща удобна для такого рода исследований: она хорошо обнажена, сама складка глубоко прорезана долиной р. Сох и разница современных гипсометрических отметок на крыльях и своде достигает 120 м. Антиклиналь резко асимметричная с пологим (8°) южным и крутым ($75-85^\circ$), местами запрокинутым, северным крылом (фигура). В ядре вскрыты отложения Cg_1 , на крыльях — Cg_2 и Pg , несогласно перекрытые древнечетвертными конгломератами сохской свиты. Длина складки по отложениям Cg_2 — 6 км, ширина — 2,5 км.

Нижняя часть экзогировой толщи состоит из 6 слоев (пачек). Из-за наилучшей коррелируемости и обнаженности детально изучались только слои 2; 3; 4; 5. Мощность отложений, практически, не меняется (табл. 1). Отдельные слои имеют максимальную мощность на своде, другие — на

Таблица 1

Мощность	№ слоя	Южное пологое крыло	Свод	Северное крутое крыло
Общая нижней части экзогировой толщи	1—6	22,57	22,6	17*
Исследуемой части разреза	2—5	12,0	12,4	12,6
Отдельных слоев исследуемой части разреза	2	3,1	3,9	3,8
	3	3,6	3,7	3,25
	4	3,5	3,2	3,6
	4—5	~5,3	4,85	5,6

* Мощность неполная из-за древнечетвертного размыва.

крыльях. Наблюдаемые незначительные ее вариации могут быть связаны с погрешностями замеров. На основании только анализа мощности можно предположить, что во время отложения экзогировых слоев Актурпакская структура не развивалась, а представляла собой участок ровного и слабого погружения моноклинали с юга на север (12,00; 12,40; 12,60).

Наиболее распространенный тип породы в данной части разреза — органогенно-детритовые известняки. Слой 2 представлен крупнообломочным раковинно-детритовым известняком с послойным распределением раздробленной ракушки по размерам. Крупнодетритовый материал залегает в виде линз. Наблюдается незначительная терригенная примесь, причем песчанистый материал приурочен к мелкодетритовым прослоям, гравийная и галечная примесь — к участкам с крупнораковинным детритом. Слой 3 образован известняком комковато-обломочного строения с

более мелким детритом, чем в слое 2. Основная масса породы — «комочки» микрозернистого карбоната. Обломочный материал состоит из гранулированных органических остатков: фораминифер, пелеципод и др. Слои 4 и 5 сложены органогенно-обломочным известняком с участками и прослоями комковатого строения, а также доломитом с прослоями доломитистого известняка, содержащего отпечатки и ядра пелеципод.

Таблица 2

Литологические признаки	Южное крыло	Свод	Северное крыло
Значение первой квартили размера детрита, $\bar{Q}_1$	1,3	2,2	1,35
Значение медианного размера детрита, $\bar{Md}$	0,55	1,2	0,76
Содержание гальки, Р %	0,28	3,24	0,36
Содержание нерастворимого остатка, $\bar{H}$	5,87	9,71	5,38
Содержание глинистой фракции в нерастворимом остатке $\bar{c}$	69,8	30,21	31 71

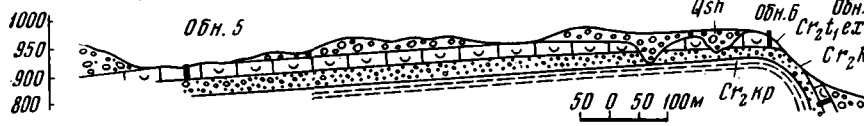
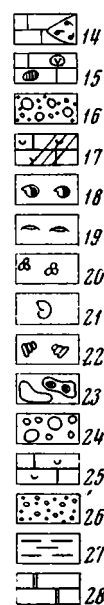
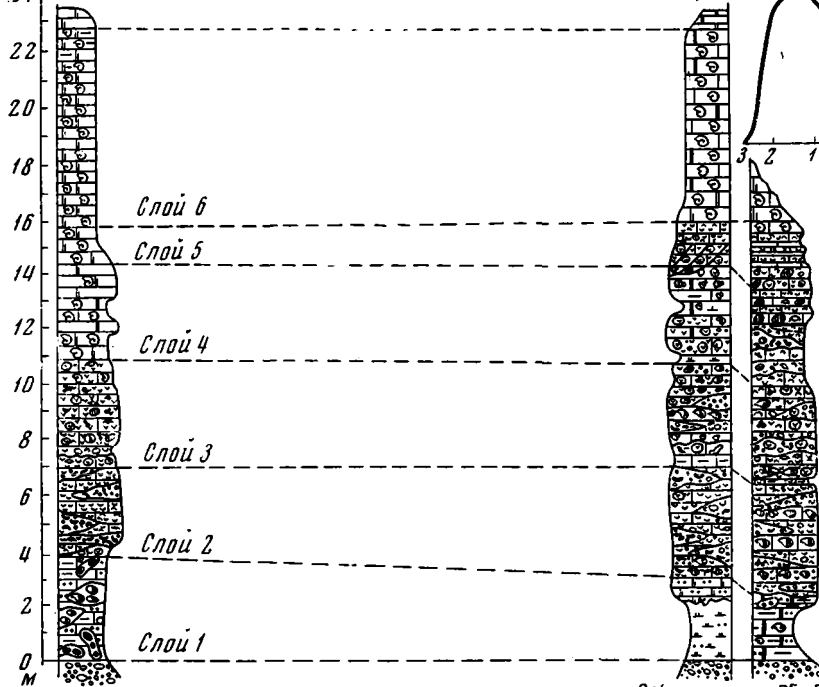
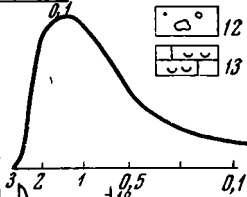
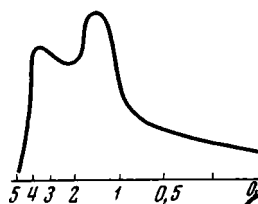
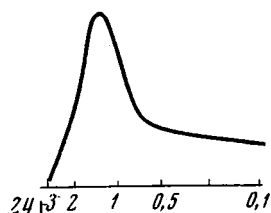
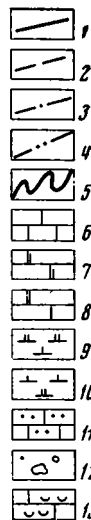
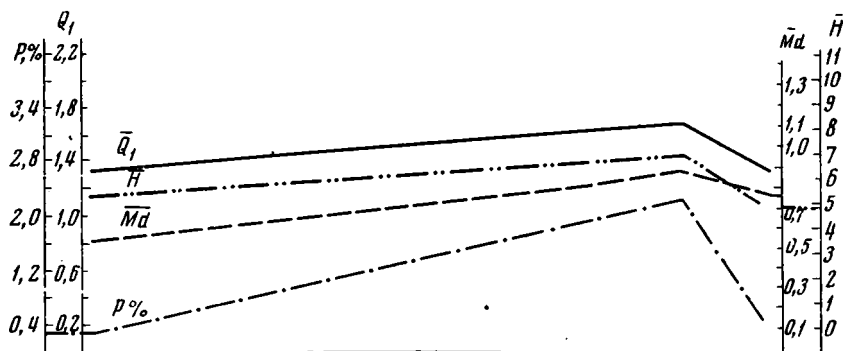
Разрез южного крыла (обн. 5) характеризуется более мелко раздробленным раковинным материалом, меньшим количеством крупнодетритовых прослоев, терригенной примесью в основном песчанистого состава. Гравийные зерна (1—5 мм) и гальки (1—3 см) наблюдаются как примесь в более крупнодетритовых прослоях. На своде (обн. 6) раковинный детрит и раковины в 2—2,5 раза крупнее, чем на южном крыле. Содержание песчанистой примеси увеличивается, многочисленные гравийные зерна более крупные (5—10 мм). Гальки встречаются часто, максимальные размеры их до 6 см. На северном крутом крыле (обн. 7) разрез расположен ближе к своду, чем на южном крыле. Сопоставляемая часть разреза выделяется особенностями, промежуточными по сравнению с южным крылом и сводовой частью. Раковинно-детритовый известняк имеет большее сходство со сводовым разрезом, но вместе с тем характеризуется и существенными отличиями: меньшим количеством примеси гравийного и галечного материала, уменьшением диаметра гравийных зерен и галек. Преобладающие размеры гравия 5—7 мм, галек — 2,5—3 см, редко — 5 см. Большая часть слоя состоит из мелкораздробленного раковинного детрита, но более крупного, чем на южном крыле. В разрезе северного крыла часты прослои раковинно-пелециподового известняка мощностью до 0,3 м, с размером раковин 1,5—2 см.

На слоях 2 и 3 было проведено визуально-линейное и площадное опробование¹. Цель первого — изучение распределения размеров раковинно-детритового материала по профилю структуры, второго — изучение содержания галек в разных частях тектонической структуры. Наличие невыдержанной тонкой слоистости в рассматриваемых отложениях сделало их благоприятным объектом для литолого-статистического изучения.

При визуально-линейном опробовании определялись мощности слоечков с разным размером раковинного детрита. Выделялись следующие гранулометрические классы, см: <0,1; 0,1—0,5; 0,5—1,0; 1—2; 2—3; 3—4; 4—5. По полученным данным строились кривые распределения и кумулятивные кривые для каждого из разрезов.

Кривые распределения раковинного материала в изученных разрезах обладают двумя важными особенностями: равенством модальных размеров и разной асимметрией на своде и крыльях. На своде увеличено со-

¹ Методика визуально-линейного и площадного опробования неоднократно излагалась в литературе. Она рассмотрена, в частности, и в работах одного из авторов настоящей статьи (Каледа, 1963, 1969).



держание фракций крупнее модальной, на крыльях — мельче. Равенство модальных размеров означает, что большую часть раннеэзогирового времени условия осадкообразования на площади Актурпакской антиклинали были идентичными и, следовательно, сама антиклиналь в рельефе дна морского водоема в основном не проявлялась. *Разная асимметрия кривых распределения на своде и крыльях свидетельствует о том, что в отдельные моменты исследуемого отрезка времени структура приобретает геоморфологическую выраженность.* Показания кумулятивных кривых вполне согласуются с особенностями асимметрии соответствующих кривых распределения. Только на кумулятивных кривых различия между сводом и крыльями видны более резко: для свода (табл. 2) характерны максимальные значения медианного размера детритового материала ($\overline{Md}$) и его первой ($\overline{Q_1}$) квантили.

Закономерно по профилю структуры меняется и содержание галечного материала P (%), т. е. терригенных обломков размером >1 см. Максимальное содержание галечной примеси в известняке приходится на свод Актурпакской антиклинали.

Резко повышенное содержание нерастворимого остатка, рассчитанного методом средневзвешенного, также приурочено к своду структуры.

Определяющим в распределении его по площади было не поведение глинистых фракций, а распределение крупноалевритового, песчанистого и гравийного материала. Весьма значительное обогащение сводового разреза относительно грубым обломочным материалом связано, скорее всего, с периодическим вымыванием оттуда более тонкообломочных частиц.

Мерой изменчивости самих литолого-статистических параметров может быть отношение (табл. 3) их значений в двух сопоставляемых разрезах, например на своде и южном или северном крыльях. Причем, для сравнения интенсивности изменчивости разрезов удобнее брать не постоянное отношение значений параметров, а либо отношение большего к меньшему, либо меньшего к большему.

Из данных таблиц 1—3 следует, что литолого-статистические параметры несравненно более изменчивы, чем мощности, в зависимости от структурного положения разрезов. Это подтверждается исследованиями, проведенными на многих других структурах Средней Азии для разнообразных генетических типов отложений Mz и Kz . Кроме того, данный анализ позволяет делать некоторые генетические выводы, которые не могут быть сделаны при использовании других методов.

Таблица 3

Параметры	Изменчивость параметров	
	между сводом и южным крылом	между сводом и северным крылом
$\overline{Q_1}$	1,68	1,63
$\overline{Md}$	2,18	1,57
$P\%$	11,6	9,0
$\overline{H}$	1,64	1,78
M (мощность)	1,15	1,05

Литологическая характеристика нижней части эзогировой толщи Cg_2 Актурпакской антиклинали

1 — средневзвешенное первой квантили обломков раковинного материала $\overline{Q_1}$; 2 — средневзвешенное медианного размера обломков раковинного материала, $\overline{Md}$; 3 — % содержания галек, P %; 4 — средневзвешенное нерастворимого остатка, H ; 5 — кривые распределения раковинно-детритового материала; 6 — известняк; 7 — известняк доломитизированный; 8 — доломит кальцитизированный; 9 — глина доломитистая; 10 — глина карбонатная; 11 — алевритистая примесь в карбонатных породах; 12 — песчаная, гравийная и галечная примесь в карбонатных породах; 13 — мелкораковинный детрит; 14 — линзовидные прослои крупнораковинного детрита; 15 — известняк комковатый органогенно-обломочный; 16 — конгломерат; 17 — косая слоистость; 18 — мелкие (1—3 см) раковины пелещипод; 19 — остракоды; 20 — фораминиферы; 21 — ядра пелещипод; 22 — гастроподы; 23 — илоеды. Стратиграфические горизонты; 24 — сохские конгломераты (Q_1); 25 — эзогировая толща (Cg_2lex); 26 — калачинские конгломераты (Cg_2kl); 27 — кызылпильяльские глины (Cg_2kr); 28 — доломит

- Акрамходжаев А. М. Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Бабаев А. Г. Объем и вещественный состав отложений экзогировой свиты Южной Ферганы.— Тр. Уз. отд. Всес. минералог. о-ва, Ташкент, АН УзССР, 1952, сб. 2.
- Каледа Г. А. Изучение конседиментационных тектонических структур методом литолого-статистического анализа. Докл. АН СССР, 1953, т. 151, № 3.
- Каледа Г. А. Вопросы методики изучения изменчивости состава и физических свойств горных пород на тектонических структурах.— Тр. ВНИГНИ, 1969, вып. 71.
- Рухин Л. Б., Рухина Е. В. Меловые отложения Ферганской котловины. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.

ВНИГНИ
Москва

Дата поступления
20.XII.1968

УДК 551.311.231 : 553.982 (470.53 + 470.4)

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ГАЗОНЕФТЕНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Т. А. ЛАПИНСКАЯ, Е. Г. ЖУРАВЛЕВ

В последние десятилетия пробурено немало поисковых и разведочных скважин в различных нефтегазоносных районах СССР, роль которых не ограничивается пересечением и исследованием осадочных пород, содержащих нефте- и газоносные горизонты; эти скважины достигают складчатого фундамента. В течение значительных промежутков времени — от консолидации до перекрытия осадочными отложениями — фундамент Русской плиты подвергался поверхностному выветриванию, обусловившему формирование в его верхней части кор выветривания различной мощности. В ряде районов Волго-Уральской области (Лобов и др., 1967) и Западно-Сибирской низменности (Мизинов и др., 1965) в корях выветривания фундамента обнаружены притоки газа и нефти. На западном борту этой низменности в Березовском месторождении именно из верхней выветрелой части гранитоидов Pz добывается газ. Все это заставляет рассматривать кору выветривания кристаллических пород как важный коллектор промышленных скоплений нефти и газа и обратить особое внимание на формирование порового пространства при процессах древнего выветривания и возможность его консервации после перекрытия осадочными отложениями. В данной работе анализируются результаты изучения плотностных и коллекторских свойств более 450 образцов керна кристаллических пород фундамента из 225 скважин в Куйбышевской, Кировской областях, Татарской и Удмуртской автономных республиках. Определения пород базировались на ранее проведенных авторами петрографических и химических исследованиях, позволивших выявить главнейшие типы кор выветривания, их распространение и закономерности в изменении мощностей (Лапинская, Журавлев, 1967).

Фундамент Волго-Уральской нефтегазоносной области сложен различными метаморфическими и магматическими породами Ag и, в меньшей степени, Ptz. Среди метаморфических пород наиболее распространены биститовые, биотит-роговообманковые, биотит-гранатовые и пироксенсодержащие плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы и амфиболиты. Из магматических разностей широко развиты биотитовые плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, микроклиновые гра-

ниты (частично метасоматические), породы габбро-норит-чарнокитовой серии; менее распространены диабазы R и габбро-диабазы, не несущие следов регионального метаморфизма.

Кристаллические породы фундамента повсеместно покрыты разновозрастной площадной корой выветривания, формировавшейся в доабавлинское, доэйфельское, доживетское и дофранское время. Среди кристаллических пород были выделены три группы, характеризующиеся примерно однотипными корами выветривания: 1) биотитовые и биотит-гранат-силлиманитовые (высокоглиноземистые) плагиогнейсы; 2) амфиболовые гнейсы, кварцевые амфиболиты, чарнокиты; гранодиориты; 3) габбро-нориты, амфиболиты, габбро-диабазы и диабазы.

Ранее проведенные исследования (Лапинская, Журавлев, 1967) показали, что в корях выветривания развиты главным образом два профиля: каолинитовый и гидрослюдистый. Доэйфельские и доверхнебавлинские коры характеризуются гидрослюдистым, а дофранские, доживетские и донижнебавлинские — каолинитовым профилем выветривания. На основе изменения минерального и химического состава, структурно-текстурных признаков в каждом профиле выветривания выделено несколько зон (снизу вверх): I — дезинтеграции, II — гидратации — выщелачивания (преобладают гидрослюды), III — гидролиза (преобладает каолинит) (см. фиг. 1).

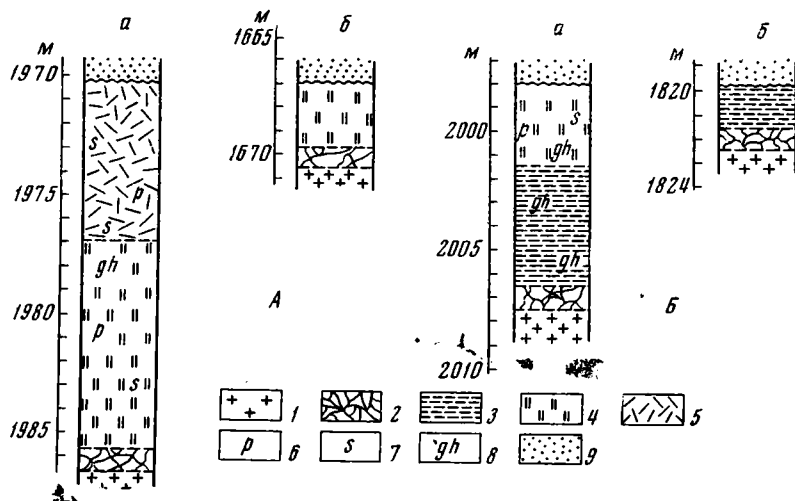
Зона гидролиза разделена на два горизонта: нижний (III, а) гидрослюдисто-каолинитовый, характеризующийся многокомпонентным минеральным составом с преобладанием гидрослюд и каолинита, и верхний (III, б), преимущественно каолинитовый.

Коры выветривания, перекрытые эйфельскими и верхнебавлинскими отложениями, характеризуются обилием гидрослюд (гидрослюдистый профиль), тогда как в дофранских, доживетских и донижнебавлинских корях каолинит начинает интенсивно образовываться с нижней зоны дезинтеграции (фиг. 1). Площадные коры выветривания различной мощности развиты повсеместно; наибольшие мощности (до 20 м) и наиболее полные разрезы — на склонах крупных положительных структур сводов (см. фиг. 1, а; фиг. 2). В приподнятых участках этих структур и развитых на них локальных поднятиях в большинстве случаев коры выветривания имеют значительно меньшие мощности (0,5—4 м), причем обычно сохраняются от палеоразмывов, предшествовавших отложению осадков, лишь самые нижние зоны — «корни» коры (см. фиг. 1, б).

В связи с различной эродированностью выветрелой части фундамента, породы R или Pz залегают на различных горизонтах кор выветривания — от самых верхних до зоны дезинтеграции.

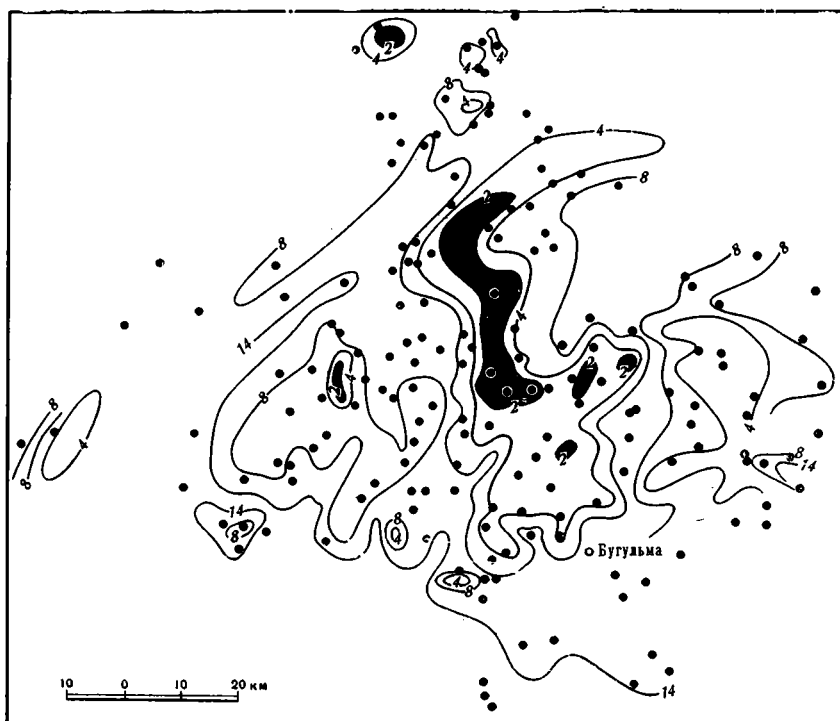
Кристаллические породы фундамента описываемой территории характеризуются относительно высокой плотностью и весьма незначительной пористостью. Плотность их от 2,6—2,65 в случае кристаллических разновидностей первой группы до 3,0—3,3 для основных магматических пород (третья группа). Открытая пористость неизмененных пород — сотые и десятые доли процента (Лапинская, Журавлев, 1967).

В зоне дезинтеграции сохраняются следы влияния начальных стадий выветривания. Гипергенные процессы протекали здесь главным образом вдоль микротрещинок, в ослабленных участках пород. Минеральный состав сложный. Наряду с первичными минералами кристаллических пород и продуктами их регрессивного метаморфизма (серпичитом, мусковитом, хлоритом, кальцитом, альбитом, лейкоксенном, баститом, опалом и др.) присутствуют гипергенные образования (их в этой зоне <50% породы) — гидробиотит, гидрохлорит, низкодвулучепреломляющие гидрослюды, монтмориллонит, гидроокислы Fe, каолинит. Первичные структуры кристаллических пород в значительной мере сохраняются. Уже в нижней зоне кор выветривания пористость пород возрастает в десятки и сотни раз, а плотность снижается на несколько десятых.



Фиг. 1. Схематические разрезы кор выветривания

А — доживетская; Б — дозйфельская: а — на погружениях; б — в сводовых частях положительных структур. 1 — кристаллические породы фундамента; 2 — зона дезинтеграции; 3 — зона гидратации — выщелачивания; 4 — гидрослюдисто-каолинитовый горизонт зоны гидролиза; 5 — преимущественно каолинитовый горизонт зоны гидролиза; 6 — пирит; 7 — сидерит; 8 — гидрогетит; 9 — осадочные породы



Фиг. 2. Схема распределения мощностей кор выветривания в южной части Татарского свода

Кружочки — скважины; 2, 4, 8... — мощность кор выветривания, м; черным цветом обозначены участки кор выветривания, мощностью менее 2 м

Пористость и проницаемость отдельных образцов из зоны дезинтеграции варьируют очень значительно, что связано с неравномерной трещиноватостью пород и неоднородностью минерального состава в отдельных участках (коэффициент вариации для открытой пористости 88,6%). Вместе с тем осредненные значения общей и открытой пористости образцов из зоны дезинтеграции различных типов пород оказываются близкими: их средняя общая пористость, определенная пикнометрическим методом, 4,90—6,82%; средняя открытая пористость, замерявшаяся по методу И. А. Преображенского путем насыщения керосином под вакуумом, 3,00—3,62%. Средние значения газовой проницаемости 0,02—0,23 млд (табл. 1).

Расположенные выше зоны коры выветривания сложены главным образом гипергенными минералами.

Среди минералов зоны гидратации — выщелачивания преобладают слабовыветрелые гидрохлориты и гидробиотит. В нижних горизонтах этой зоны присутствует много реликтовых минералов: кварц, биотит, плагиоклазы, микроклин, гранат, хлорит, серицит, мусковит. Вверх по разрезу количество их заметно снижается: биотит, хлорит, мусковит, серицит гидратируются и выщелачиваются, переходят в гидробиотит, гидрохлорит, гидромусковит и низкодвулучепреломляющие гидрослюды.

Вследствие дальнейшего развития гипергенных процессов происходит еще более глубокая гидратация и выщелачивание гидрослюд с последующим гидролизом их и образованием каолинита. Наряду с частично сохраняющимися чертами структур кристаллических пород (первичная субпараллельная ориентировка породообразующих минералов в сланцах и гнейсах) в них появляется тонкозернистая гидрослюдистая и каолининовая масса. В зоне гидролиза минеральный состав значительно упрощается, преобладает каолинит.

Доживетские и дофранские коры выветривания характеризуются образованием каолинита по зернам плагиоклазов, начиная с зоны дезинтеграции, в связи с чем последняя вверх по разрезу сразу переходит в зону гидролиза без промежуточной гидрослюдистой стадии разложения. В верхней зоне в основном заканчиваются процессы гидролиза и выщелачивания гидрослюд и гидрохлорита, ранее образованных по темнокрасным минералам кристаллических пород, происходит разрушение их с возникновением каолинита. В корах выветривания, сформированных на основных кристаллических разностях (породы третьей группы), часто присутствуют такие гипергенные минералы, как монтмориллонит, нонтронит, опал, халцедон, кварц. В нижней части гидрослюдисто-каолининового горизонта рассматриваемой зоны имеются еще породообразующие минералы исходных пород, в верхней его части остается лишь наиболее стойкий минерал — кварц, но и он интенсивно корродирован.

Верхняя часть гидрослюдисто-каолининового горизонта в отдельных случаях, особенно в разрезах кор выветривания основных пород, обогащена гидроокислами Fe. На склонах поднятий, отвечающих пониженным участкам древнего рельефа (Лапинская, Журавлев, 1967), в верхней части кор выветривания обнаруживаются выделения сидерита и пирита инфильтрационного генезиса (см. фиг. 1, а). Сидерит часто образует розетковидные стяжения и отдельные ромбоздрические кристаллы. Их появление в аналогичных условиях обычно связывают с инфильтрацией из вод континентальных бассейнов болотно-озерного типа (Чайкин, 1965).

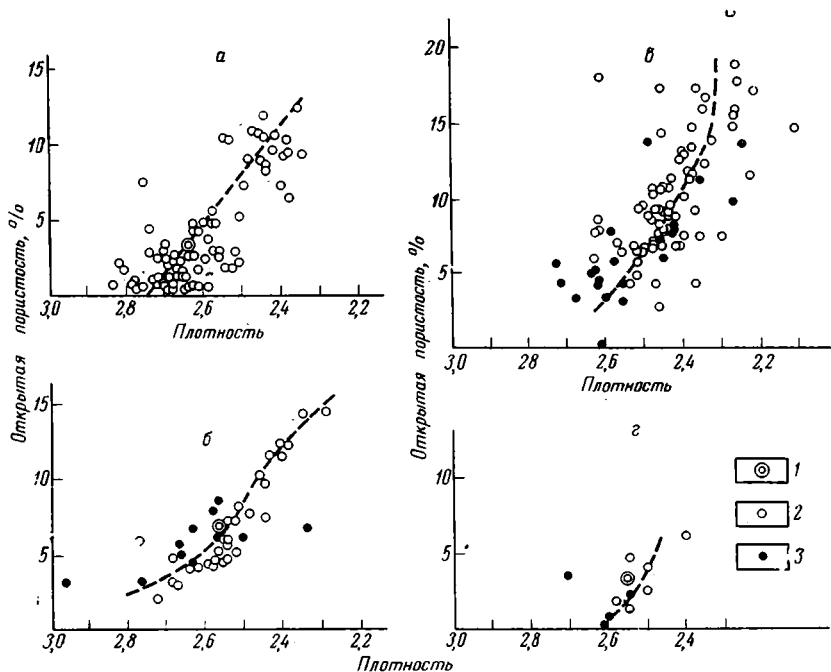
В зоне гидратации — выщелачивания и гидрослюдисто-каолининовом горизонте зоны гидролиза в случае каолининового профиля выветривания средние значения общей пористости пород увеличиваются в 1,3—2 раза (см. табл. 1). Плотность значительно снижается, но при проявлении наложенных процессов сидеритизации и пиритизации этот параметр

Таблица 1

Коллекторские свойства кор выветривания кристаллических пород

Зоны коры выветрива- ния	Биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы, граниты			Амфиболовые гнейсы, кварцевые амфиболиты, чарнокиты, гранодиориты			Габбро-нориты, амфиболиты, габбро-диабазы, диабазы		
	общая пористость, %	открытая порис- тость, %	проницаемость, мд	общая пористость %	открытая порис- тость, %	проницаемость, мд	общая пористость, %	открытая порис- тость, %	проницаемость, мд
Дофранские, доживетские и донижнебавлинские коры									
III б	9,80	4,23	<0,01	—	—	—	8,90	2,92	<0,01
	8,1÷10,9 (3)	0,21÷6,37 (6)	<0,01 (5)	—	—	—	7,3÷10,1 (5)	0,49÷5,7 (8)	<0,01 (6)
III а	12,30	8,56	2,64	14,2	10,73	0,29	11,20	7,23	<0,01
	5,6÷24,1 (6)	2,52÷22,21 (129)	<0,01÷6,72 (7)	6,32÷23,24 (5)	2,53÷20,2 (30)	<0,01÷1,24 (6)	4,5÷18,40 (5)	4,08÷12,21 (5)	<0,01 (3)
II	9,03	7,31	1,16	8,70	6,54	0,23	5,8	4,9	0,012
	5,63÷16,24 (7)	2,04÷14,4 (25)	<0,01÷4,55 (4)	2,50÷15,1 (4)	0,25÷14,40 (7)	<0,01÷0,66 (3)	5,00÷11,81 (4)	4,51÷5,03 (5)	<0,01÷0,24 (3)
I	6,10	3,00	0,02	6,82	3,60	<0,05	4,9	3,62	0,23
	3,5÷12,4 (7)	0,20÷10,62 (53)	<0,01÷0,04 (6)	1,3÷9,67 (4)	0,43÷8,88 (18)	0,01÷0,14 3	1,62÷11,41 (5)	0,45÷10,47 (10)	0,02÷0,44 (2)
Дозифельские и доверхнебавлинские коры									
III	8,9	7,62	0,74	—	—	—	—	—	—
	5,5÷12,32 (3)	4,84÷11,90 (13)	<0,01÷1,83 (3)	—	—	—	—	—	—
II	8,10	7,12	0,83	—	—	—	—	—	—
	2,03÷16,10 (4)	1,38÷14,45 (42)	<0,01÷2,10 (4)	—	—	—	—	—	—
I	5,50	3,50	0,10	—	—	—	—	—	—
	1,23÷12,00 3	0,42÷10,04 (16)	<0,01÷0,19 (3)	—	—	—	—	—	—

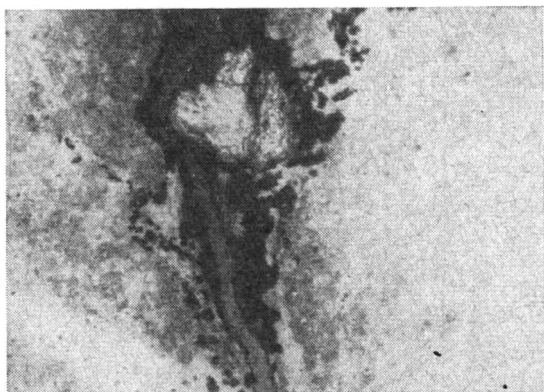
Примечание: В числителе — средние значения параметров; в знаменателе — пределы изменения параметров; в скобках — число определений.



Фиг. 3. Зависимость открытой пористости от плотности пород

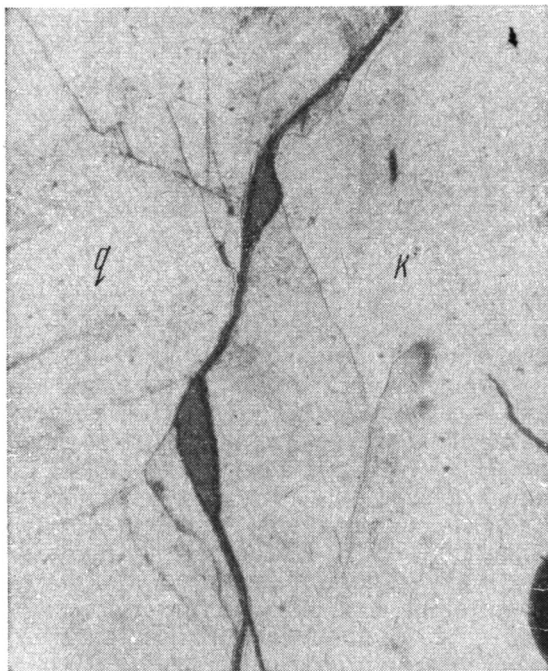
Зоны коры выветривания: а — дезинтеграции; б — гидратации — выщелачивания; в — гидрослюдисто-каолиновый горизонт зоны гидролиза; г — преимущественно каолиновый горизонт зоны гидролиза. 1 — средние величины; 2 — единичные замеры; 3 — образцы с инфильтрационными сидеритом, пиритом

может сильно возрасти (фиг. 3). Открытая пористость и проницаемость для рассмотренной части разреза кор выветривания, сформированных на разнотипных кристаллических породах, могут быть весьма различными. Коэффициенты вариации открытой пористости для этих зон соответственно равны 44,6 и 47,5%. Максимальное увеличение открытой пористости (средние значения: в зоне II до 7,31%; в зоне III до 10,73%) и проницаемости (средние значения в зоне II до 1,16 млд; в зоне III до 2,64 млд), судя по имеющимся данным, наблюдается в коре выветривания кварцсодержащих кристаллических пород. В соответствующих зонах, формирующихся на основных магматических породах и кристаллических сланцах, значения этих параметров более низкие (открытая пористость в зоне II — 4,9%, в зоне III — 7,23%; проницаемость соответственно равна 0,012 и 0,01 млд). В доэифельских и доверхнебавлинских корах выветривания, характеризующихся меньшей степенью выветрелости (гидрослюдистый профиль), заметного увеличения открытой пористости в зоне III не наблюдается. Весьма значительные колебания величины открытой пористости и проницаемости в отдельных образцах из зон гидратации — выщелачивания и гидролиза обусловлены, как и в зоне дезинтеграции, наличием неравномерной микротрещиноватости. Характер распределения микротрещинок исследовался в шлифах пород, предварительно прокрашенных формальдегидной смолой при давлениях, близких к пластовым. Микроскопические наблюдения показали, что микротрещинки имеют ширину до 0,02 мм и часто носят унаследованный характер, развиваясь вдоль более ранних систем трещин и ослабленных зон породы, направление которых подчеркивается нитевидным расположением вторичных минералов: пирита, сидерита, хлорита и др. (фиг. 4).



Фиг. 4. Зона гидролиза биотит-гранатового гнейса, микротрещинка в гидрослюдисто-каолинитовой массе

Черное — пирит, в центре — зерно граната. Мокшино, скв. 57, 1971, 9—1975, 8 м (шлиф, $\times 100$)



Фиг. 5. Зона гидролиза биотитового плагиогнейса, трещинка, идущая по контакту зерен кварца (q) и каолинизированного плагиоклаза (K)

Елабуга, скв. 113, 1561,3—1564 м (шлиф, $\times 64$)

Часть микротрещинок, несомненно, образовалась в гипергенную стадию. К ним относятся часто наблюдаемые трещинки, возникшие вдоль контактов твердых, хрупких зерен кварца, граната и пластичной, вновь образованной глинистой массы (фиг. 5). Наблюдалось растрескивание и самих зерен этих минералов.

Рост открытой пористости сопровождается уменьшением плотности коры выветривания. Из фиг. 3 видно, что эта зависимость имеет прямолинейный или близкий к прямолинейному характер. Это подтверждается довольно высокими коэффициентами корреляции: для зоны дезинтеграции — 0,76, гидратации и выщелачивания — 0,78, гидролиза — 0,66. Подобную зависимость отмечают и другие исследователи (Ровнягина, Янена, 1965). Наличие в образцах инфильтрационных минералов приводит к увеличению плотности и уменьшению пористости пород.

В самой верхней части разрезов кор выветривания, в преимущественно каолинитовом горизонте зоны гидролиза, вскрываемом скважинами на погружениях блоковых поднятий, петрографический состав становится почти полностью каолинитовым. Все минералы промежуточных стадий выветривания замещаются тонкодисперсным каолинитом; реликты кварцевых зерен полностью исчезают. Поэтому уничтожается тот жесткий каркас, который способствовал сохранению тектонических трещин, и гли-

нистая масса, испытывающая давление вышележащих километровых осадочных толщ, уплотняется. В коре выветривания основных кристаллических разностей, в связи с относительно быстрым гипергенным разрушением всех породообразующих минералов, процесс уплотнения проявляется в значительной степени и в расположенных ниже горизонтах. В исследованном нами керновом материале, образцах из преимущественно каолинитового горизонта коры выветривания кварцсодержащих

кислых пород, отмечается снижение общей пористости до 9,80% вследствие уплотнения. Открытая пористость уменьшается еще сильнее и равна в среднем 4,23. Если выветриванию подвергались породы основного состава, пористость равна 2,92%. В этой части коры выветривания сказываются инфильтрационные процессы восстановления гидроокислов Fe в условиях субаквальной обстановки с образованием сидерита и пирита. Следствием уплотнения глинистых пород и, в некоторой степени, результатом проявления инфильтрационных процессов явилось увеличение плотности верхней, преимущественно каолинитовой части коры выветривания (см. фиг. 3).

Проведенные исследования пористости и проницаемости погребенных кор выветривания фундамента Волго-Уральской области позволяют говорить о том, что, за исключением верхнего горизонта преимущественно каолинитовой зоны, они могут быть трещинными коллекторами нефти и газа. При этом наибольший интерес представляют коры выветривания, развитые в приподнятых частях положительных структур фундамента. Нефть и газ могут проникать в них благодаря латеральной миграции в тех случаях, когда блоки фундамента приподняты и приведены в положение, благоприятное притоку флюидов из прилегающих к этим блокам нефтеносных горизонтов.

Блоковое строение фундамента Волго-Уральской области и Западно-Сибирской низменности убедительно доказано последними геологическими и геофизическими исследованиями. Следует указать в этой связи, что притоки нефти в скв. 2 Кабых-Куперской площади в северной части Татарского свода (Лобов и др., 1967) отмечены в пределах его наиболее приподнятого блока. В фундаменте Западно-Сибирской низменности известные нефтегазопоявления приурочены также к приподнятым участкам погребенных сводов или зонам тектонических нарушений (Мизинов и др., 1965).

ЛИТЕРАТУРА

- Лапинская Т. А., Журавлев Е. Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение.— Тр. МИНХ и ГПИ им. И. М. Губкина, М., 1967, вып. 71.
- Лобов В. А., Валеев Р. Н., Файзуллин Л. Д. Перспективы нефтеносности элювия кристаллического фундамента на территории Кукморской вершины Татарской системы сводовых поднятий.— Нефтегаз. геол. и геофиз., 1967, № 8.
- Мизинов Н. В., Кравченко Л. М., Дядюк Н. П., Щербинин В. С. Перспективы нефтегазоносности юго-западной части Западно-Сибирской низменности в связи с открытием Ленинского Карабашского месторождения.— Нефтегаз. геол. и геофиз., 1965, № 1.
- Ровнягина Л. Е., Янени Р. И. Физические свойства пород коры выветривания кристаллического фундамента Белорусского массива.— В сб.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, Изд-во АН БССР, 1965.
- Чайкин С. И. О карбонатизации и хлоритизации богатых железных руд Курской Магнитной аномалии (КМА).— Геол. рудн. месторождений, 1965, № 1.

Московский институт нефтехимической
и газовой промышленности

Дата поступления
16.XII.1969

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В СИСИАНСКОЙ ДИАТОМИТОВОЙ СВИТЕ МАЛОГО КАВКАЗА

Л. А. ИГНАТЬЕВА, Е. А. РОГОЖИН

Сисианская свита распространена в пределах Сисианского и Горисского районов АрмССР. Возраст ее, по находкам флоры, А. А. Габриелян (1964), А. Л. Тахтаджан (1946), Л. Н. Леонтьев, В. Е. Ханн (1947) считают плиоценовым.

Сисианская свита хорошо обнажена в глубоко врезанных долинах бассейна р. Воротан и представлена озерными отложениями: диатомитами, туфодиатомитами, туфопесчаниками и различными туфами. На всем своем протяжении породы этой свиты имеют горизонтальное залегание, иногда слабо дислоцированы и осложнены мелкими нарушениями. Мощность сисианской свиты, по А. А. Габриеляну (1964), 400 м.

Залегает свита с угловым несогласием на эродированной поверхности складчатых пород I, Сг, Рг и в ряде разрезов перекрывается согласно плиоценовыми базальтами, горисской вулканогенно-обломочной свитой и с размывом четвертичным комплексом лав.

Породы сисианской свиты, как и многие озерные диатомитовые отложения плиоцена Малого Кавказа, являются, наравне с эффузивными и вулканокластическими толщами, членами широко развитой здесь вулканогенно-осадочной формации, характеризующей орогенный этап развития Малого Кавказа в плиоцене.

Состав и генезис озерных диатомитовых отложений изучены мало. Имеющиеся работы посвящены главным образом вопросам стратиграфии и описанию отдельных видов диатомовых.

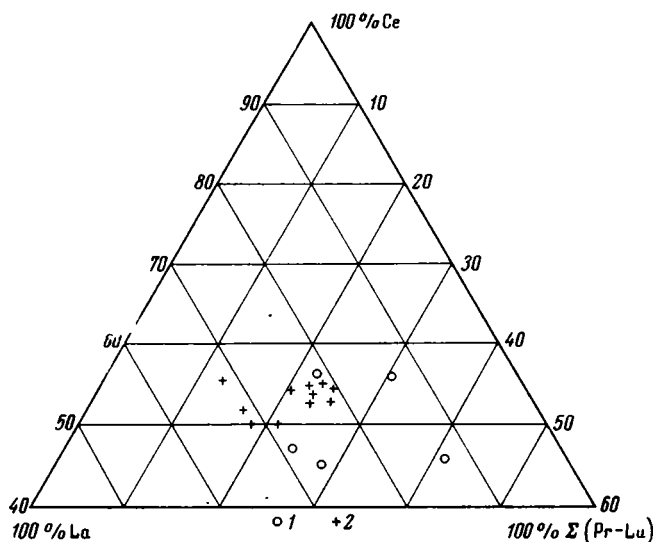
За последнее время в связи с дискуссиями о генезисе SiO_2 интерес к этим отложениям значительно возрос (Страхов, 1963; Хворова, 1968; Дзюценидзе, 1965; Гаврилов, 1968). Однако если вопрос о генезисе SiO_2 в этих отложениях сейчас решается исследователями, то вопрос о возможностях концентрации редких и рассеянных элементов и их источника остается открытым.

Имеющиеся сведения о содержании редких земель в диатомовом планктоне в работах А. П. Виноградова (1939), К. Краускопфа (1963), а также выявленная нами редкоземельная минерализация кисатибской диатомитовой свиты (Игнатьева, 1969), позволяют рассматривать озерные отложения сисианской свиты как интересный объект для изучения специфики редкоземельной минерализации и ее возможной связи с плиоценовым вулканизмом.

В результате детального литологического изучения пород сисианской свиты мы выделяем в ней три литологических горизонта (Игнатьева, 1967). Нижний горизонт представлен озерными органогенно-терригенными породами. Здесь наблюдается чрезвычайно разнообразное переслаивание глинистых диатомитов, мелкозернистых песчаников, туфодиатомитов и туфов, содержащих линзы чистых диатомитов. Имеющиеся текстуры продавливания осадка, текстуры течения, а также наличие косослоистых серий среди горизонтально слоистых осадков свидетельствуют о мелководности озерного бассейна и частом поступлении терригенного материала с речными и пролювиальными потоками.

Верхние горизонты свиты представлены вулканогенными породами: свежими литокластическими туфами, витрокристаллокластическими туфами, туфобрекчиями, туфодиатомитами и очень тонкими маломощными прослоями диатомитов. Процессы диагенеза в этих породах выражены очень слабо. Накопление осадков происходило в период отмирания озерного бассейна в почти субаэральных условиях при значительном привно-

се свежего пеплового материала. Озеро то засыпалось вулканогенным материалом, то вновь возникало в периоды ослабления вулканической деятельности. Такие различные фациальные условия не только определили специфику литологии этой свиты, но и сказались на распределении в ней редкоземельных и связанных с ними элементов.



Фиг. 1. Диаграмма состава TR пород сисианской свиты
Породы горизонтов: 1 — нижнего, 2 — верхнего

Для выявления характера редкоземельной минерализации нами изучались различные типы пород нижнего и верхнего горизонтов в различных разрезах свиты. В основных типах пород было определено химическим путем содержание P, F, суммы щелочей (по 60 определениям) и суммы редких земель, с последующей расшифровкой и их рентгеноспектральным анализом (30 определений). Анализы выполнялись в лабораториях ИМГРЭ и ЦГГП.

В результате этой работы выявилась зависимость содержания TR от состава пород. Так, диатомиты из различных разрезов нижнего горизонта свиты содержат очень небольшое их количество. Больше половины проанализированных образцов из этого горизонта показали отсутствие TR и лишь в двух образцах верхней части нижнего горизонта содержание ΣTR 0,009 и 0,02%. К сожалению, требуемое для выделения осадка TR большое количество материала не позволило проанализировать диатомиты верхнего горизонта, так как мощность их не превышает 0,5 см и они часто содержат примесь пеплового материала. С увеличением пирокластического материала содержание TR в породах увеличивается. Туфодиатомиты верхних и нижних горизонтов характеризуются более высоким их содержанием. Наибольшее содержание TR отмечается в витрокристаллокластических туфах верхнего горизонта. Песчанки нижнего горизонта их не содержат.

Состав TR в породах всей свиты преимущественно цериевый. La, Ce и Nd в исследованных породах составляют 70—80% ΣTR . На диаграмме (фиг. 1) видно, что точки, соответствующие TR нижнего горизонта, занимают крайнее положение, что, по-видимому, свидетельствует о лучшей степени их дифференцированности в условиях озерного бассейна. TR верхнего горизонта группируются в одном месте диаграммы.

Одинаковый состав TR в породах разных горизонтов сисианской свиты свидетельствует о едином их источнике в период накопления ее отложений.

Зависимость содержания TR от степени обогащенности пород пирокластическим материалом и полное их отсутствие в терригенных песчанниках нижнего горизонта говорит о вулканогенном генезисе TR.

Вычисленные методом математической статистики коэффициенты корреляции (ранговый коэффициент Спирмена) между P и TR показывает прямую корреляционную связь этих элементов в породах нижнего горизонта. Коэффициент корреляции $r=0,75$; допустимый коэффициент

$rd=0,45$. При $r>rd$ существует прямая корреляционная связь, указывающая на парагенезис этих элементов (Ван дер Варден, 1960).

Редкие земли входят в состав фосфатных минералов, которые образуются в цементе туфодиатомитов и глинистых диатомитов, а иногда замещают кремнистые панцири диатомовых. Фосфор распределен в породах нижнего горизонта крайне неравномерно (0,12—6,5%), что, по-видимому, связано с диагенетическим перераспределением его и сорбцией образующимися здесь глинистыми минералами.

В верхних горизонтах свиты корреляции TR с P не наблюдается ($r=0,2$; $rd=0,7$), не-

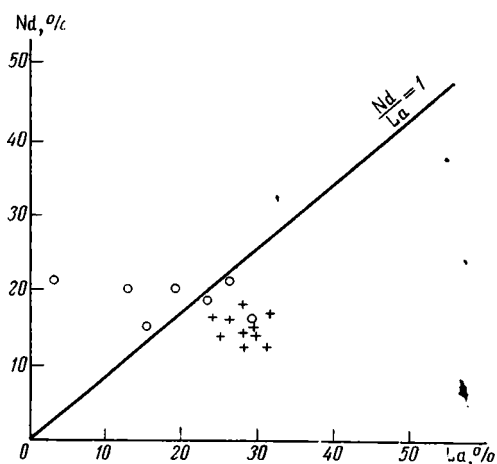


Рис. 2. График отношения $\frac{Nd}{La}$
Условные обозначения см. на фиг. 1

смотря на постоянное присутствие последнего во всех породах. Наибольшее содержание P отмечается в витрокристаллокластических туфах (1—1,5%).

Проанализировав отдельно участки раскристаллизованного цемента с иголочками новообразованного апатита и слабо раскристаллизованного цемента без апатитовой минерализации и обломочную часть туфов, мы получили следующие результаты. В обломочной части содержание P_2O_5 — 0,15%, в обоих участках цемента оно почти одинаково — в среднем 0,64%.

Таким образом, P не только входит в состав апатита, но и находится в рассеянном состоянии в кремнистом стекловатом цементе.

Содержание TR не одинаково в различных участках цемента. В цементе без апатита оно в 2—3 раза выше, чем в апатитоносном.

Эти данные заставляют предполагать, что TR не входят в решетку апатита, а находятся в рассеянном состоянии в стекле туфов.

Туфы верхних горизонтов, в отличие от нижнего, постоянно содержат F и обладают более высокой щелочностью ($K_2O + Na_2O = 8\%$), в нижнем горизонте это содержание щелочей в 2 раза меньше.

Коэффициенты корреляции ($r=0,91$; $rd=0,45$) доказывают парагенетическую связь F и TR в породах верхнего горизонта свиты.

Как показали работы ряда авторов, наиболее благоприятная среда минералообразования TR — щелочная (Бородин, 1960; Минеев, 1965).

График, построенный по отношению Nd к La (фиг. 2) иллюстрирует условия концентрации TR. Отношение Nd к La, равное 1, свидетельствует о нейтральности среды, уменьшение этого отношения ведет к увеличению ее щелочности. На графике видно, что TR нижнего горизонта концентрируются в поле, отвечающем кислой и нейтральной среде. Этим, видимо, и объясняется незначительное содержание TR в породах нижне-

го горизонта свиты. Породы верхнего горизонта тяготеют к полю, отвечающему щелочной обстановке.

Таким образом, особенности распределения TR зависят не только от различных фациальных условий, но и от характера вулканической деятельности.

Большое количество свежего пирокластического материала, поступающего в озерный бассейн, щелочной характер вулканизма и термальные растворы, богатые F и другими активными компонентами вулканической эксгаляции, создавали благоприятные условия для концентрации TR в озерных диатомитовых отложениях Малого Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородин Л. С. О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторых особенностях разделения редких земель в процессах эндогенного минералообразования.— *Геохимия*, 1960, № 2.
- Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Виноградов А. П. Химия живого вещества. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Гаврилов А. А. Накопление вулканогенных обломочных продуктов в геосинклинальных областях прошлого.— *Тр. ГИН АН СССР*, 1968, вып. 195.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. *Тр. ГИН АН СССР*, М., «Недра», 1965.
- Игнатьева Л. А. Литология сисианской диатомитовой свиты в неогене Армении.— *Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Сер. геол.*, 1967, т. XII.
- Игнатьева Л. А. Литолого-геохимическая специфика пород кисатбской свиты. *Литол. и полезн. ископ.*, 1969, т. 4.
- Краускопф К. Геохимия кремнезема.— В сб. *Геохимия литогенеза*. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. О возрасте молодых вулканогенных толщ Карабахского плато. *Докл. АН АзербССР*, 1947.
- Минеев Д. А. Исследование свойств и возможностей тройной диаграммы.— *Геохимия*, 1965, № 12.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Тахтаджян А. Л. История развития растительности Армении, *Тр. Ботан. ин-та, АН АрмССР*, Ереван, 1946, т. 4.
- Хворова И. В. Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. *Тр. ГИН АН СССР*, М., «Наука», 1968, вып. 195.

ИМГРЭ
Москва

Дата поступления
19.V.1970

МЕТОДИКА

УДК 549.1 : 53 : 552.52

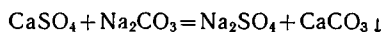
К МЕТОДИКЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ СОЛЯНЫХ ГЛИН

А. А. ОЗОЛ, В. В. ВЛАСОВ, С. А. ВОЛКОВА

Глинистые минералы соляных толщ представляют существенный интерес как показатели палеогеографической обстановки на водосборных площадях и в качестве индикаторов гидрохимической среды седименто- и диагенеза. Однако изучение соляных глин современными методами анализа (рентгенографический, термографический и др.) вызывает большие трудности прежде всего в связи с присутствием в них значительных количеств гипса и ангидрита, примесь которых делает во многих случаях невозможной диагностику глинистых минералов. Если удаление карбонатов (кальцита) не представляет особого труда (в качестве реактива используются растворы соляной или уксусной кислот), то использование для непосредственного растворения сульфатов кальция таких реагентов, как разбавленные и концентрированные растворы соляной и серной кислот, не приводит к положительному результату: либо не происходит полного удаления ангидрита и гипса, либо вместе с ними разрушаются и глинистые минералы.

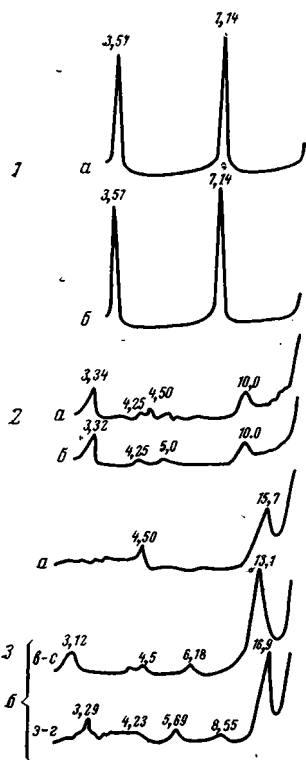
Удаление сульфатов кальция с помощью подкисленной воды (Логвиненко, 1957), 25%-ного раствора гипосульфита при нагревании на водяной бане почти до кипения или при слабом кипении (Goldman, 1952), 15%-ного раствора азотнокислого аммония или 20%-ного раствора лимоннокислого аммония (Коган, 1960) весьма неэффективно в связи с очень слабой растворимостью гипса и ангидрита в указанных реактивах и, как следствие, большой продолжительностью обработки пробы. Хотя растворимость сульфатов кальция при использовании лимоннокислого аммония несколько повышается, его применение сильно усложняется вследствие способности этого реактива легко образовывать комплексные соединения, в результате чего растворимость гипса после достижения максимума быстро падает; поэтому требуется постоянное наблюдение за растворами и их фильтрация.

Нами был опробован косвенный (двухступенчатый) метод освобождения глинистых минералов от примеси сульфатов кальция. Вначале соляную глину отмывают дистиллированной водой от растворимых солей, затем истирают в концентрированном растворе углекислого натрия, в результате чего происходит реакция:

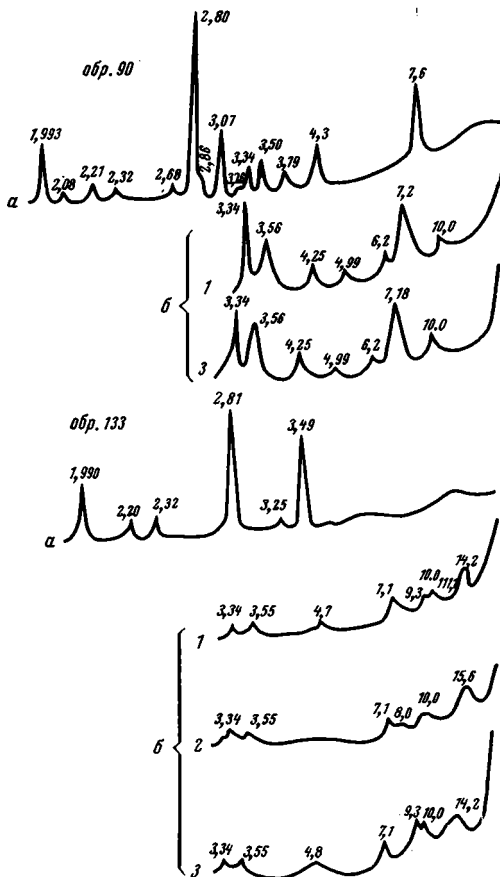


Образующийся при этом сульфат натрия переходит в раствор, а вновь полученный карбонат кальция (вместе с ранее содержащимся в соляных глинах) удаляется путем обработки 2%-ной соляной кислотой. После этого навеска обрабатываемого материала промывается дистиллированной водой и может считаться готовой к анализу.

Для того чтобы определить оказывает ли насыщенный раствор углекислого натрия разрушающее действие на слоистые силикаты, этим методом были обработаны каолинит (просняновский каолин), гидрослюда (гидрослюдистая глина из отложений C_1 Татарии) и монтмориллонит (асканский бентонит). Дифрактограммы образцов до и после обработки приведены на фиг. 1. Как видно, обработка раствором Na_2CO_3 не оказала влияния на дифракционные характеристики каолинита, гидрослюды и монтмориллонита; последний сохранил способность к разбуханию до $\sim 17 \text{ \AA}$ после насыщения этилен-гликолем (изменение значения d_{001} в воздушно-сухом состоянии обусловлено обогащением обменного комплекса Na). В отношении возможного разрушения раствором



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Дифрактограммы основных глинистых минералов до (а) и после (б) обработки концентрированным раствором Na_2CO_3 .

1 — просняковский каолин, 2 — гидрослюдистая глина, Татария, 3 — асканский бентонит; а — с — воздушно-сухой, э — г — насыщен этилен-гликолем

Фиг. 2. Дифрактограммы соляных глин до (а) и после (б) обработки концентрированным раствором Na_2CO_3

Образец: 1 — воздушно-сухой, 2 — насыщен этилен-гликолем, 3 — прогрет при 500°

Na_2CO_3 менее устойчивых глинистых минералов (вермикулита, сепиолита, палыгорскита и др.) предлагаемый метод не был проверен.

Результаты обработки описанным способом двух образцов соляных глин показаны на фиг. 2. Были исследованы образцы 90 и 133 (соляные глины из солянокупольной структуры Сатимолы в Прикаспии).

На дифрактограммах необработанных образцов фиксируются рефлексы галита, гипса, ангидрита и кварца (расшифровка фазового состава по дифрактометрическим данным приведена в таблице), рефлексы глинистых минералов практически не проявляются, только вырисовываются диффузные гало в области примерно $14-10 \text{ \AA}$ и $9-7 \text{ \AA}$.

После обработки становится отчетливо видно, что глинистые минералы обр. 90 представлены каолинитом ($d_{001}=7,2 \text{ \AA}$, $d_{002}=3,56 \text{ \AA}$) и гидрослюдой ($d_{001}=10,0 \text{ \AA}$, $d_{002}=4,99 \text{ \AA}$); слабый пик с $d=6,2 \text{ \AA}$ может быть приписан, скорее всего, бемиту; пики при $4,25$ и $3,34 \text{ \AA}$ — отражения $10\bar{1}0$ и $10\bar{1}1$ кварца.

Глинистая фракция обр. 133 сложена хлоритом — $14 \text{ \AA}$ ($d_{001}=14,2 \text{ \AA}$, $d_{002}=7,1 \text{ \AA}$, $d_{003}=4,7 \text{ \AA}$, $d_{004}=3,55 \text{ \AA}$), гидрослюдой ($d_{001}=10,0 \text{ \AA}$, $d_{003}=3,33 \text{ \AA}$) и частично разбухающими смешанно-слоистыми фазами типа хлорит — монтмориллонит и гидрослю-

Расшифровка дифрактограмм необработанных образцов соляных глин

Обр. 90		Обр. 133	
$d/n, \text{\AA}$	минерал	$d/n, \text{\AA}$	минерал
7,6	гипс	3,49	ангидрит
4,30	»	3,25	галит
3,79	»	2,81	»
3,50	ангидрит	2,32	ангидрит
3,34	кварц	2,20	»
3,26	галит	1,990	галит
3,07	гипс		
2,86	гипс, ангидрит		
2,82	галит		
2,68	гипс		
2,32	ангидрит		
2,21	гипс, ангидрит		
2,08	гипс		
1,993	галит		

Условия съемки: дифрактометр УРС-50ИМ, Си-излучение, Ni-фильтр, постоянная времени 4.

да — монтмориллонит (отражения при 15,6 и 8,0 $\text{\AA}$ в образце, насыщенном этилен-гликолем). Слабый пик с $d=9,3 \text{\AA}$, не меняющийся при насыщении гликолем и нагревании, обусловлен, вероятно, примесью талька.

Приведенные данные свидетельствуют о возможности применения предлагаемого способа предварительной обработки соляных глин при подготовке к анализу содержащихся в них глинистых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Коган В. Д. О второстепенных и аксессуарных минералах в гипсах Гаурдака. Зап. Всес. минералог. о-ва, 1960, ч. XXXIX, вып. 1.
 Логвиненко Н. В. Введение в методику исследования осадочных пород.— Изд-во Харьк. ун-та, 1957.
 Goldman M. I. Deformation, metamorphism and mineralisation in gypsum-anhydrite cap-rock Sulphur salt-dome, Louisiana. Geol. Soc. Amer., mem. 50, 1952.

Геологический институт
Казань

Дата поступления
20.V.1970.

ХРОНИКА

УДК 551.35

СЕМИНАР ПО ГЛУБОКОВОДНЫМ ОСАДКАМ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

П. Л. БЕЗРУКОВ

22—24 декабря 1969 г. в Москве, в помещении ГИНа АН СССР состоялся Семинар по глубоководным осадкам океанов и морей, организованный Комиссией по осадочным породам при ОГГГ АН СССР, в котором участвовали представители ряда геологических и океанологических учреждений Москвы, Ленинграда и других городов (всего более 300 человек). Было заслушано 15 научных докладов, в прениях выступило 14 человек.

Доклад П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа (ИОАН) был посвящен осадочным формациям дна Тихого и Индийского океанов. По тектоническим признакам можно различить 5 крупных классов кайнозойских осадочных формаций: 1) формации эпиконтинентальные платформенные (шельфов и склонов); 2) формации приконтинентальные (подножий континентальных склонов и окраинных частей глубоководных океанских котловин); 3) пелагические формации талассократонов (котловин, хребтов и валов ложа океана); 4) формации системы срединноокеанских хребтов; 5) формации геосинклинальных систем (котловин окраинных морей, геосинклиналей островных дуг, океанских желобов). В пределах каждого класса выделено несколько типов формаций. Описаны их состав и закономерности распространения в связи с тектоникой, вулканизмом и климатической зональностью процессов седиментогенеза.

В докладе акад. А. В. Пейве (ГИН АН СССР) «О разрезах осадков океанического типа в геологическом прошлом» изложен новый интересный фактический материал, позволяющий развить представления автора¹ о широком распространении в Альпийском поясе Евразии древней коры океанического типа, сложенной в нижней части ультраосновными породами, выше габброидами и базальтами, а над ними — мезозойскими радиоляритами и другими типичными глубоководными осадочными породами. Положения доклада имеют важное значение для решения кардинальных проблем эволюции земной коры и литогенеза.

В трех докладах А. П. Лисицына (ИОАН) подробно рассмотрены общие закономерности осадконакопления в океанах в связи с климатической зональностью, роль эоловых процессов в осадконакоплении, скорости седиментации и мощности глубоководных осадков. Доклады иллюстрировались оригинальным картографическим материалом, в том числе картами состава и распределения взвешенных веществ, терригенного и биогенного материала донных осадков и их абсолютных масс. Докладчик кратко рассказал о результатах глубоководного бурения дна Тихого океана в американской экспедиции на судне «Гломар Челленджер», в работах которой он принимал участие.

В докладе акад. А. Л. Яншина и Р. Г. Гарецкого (ГИН АН СССР) дан яркий исторический обзор эволюции представлений о распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей. Приведены многочисленные примеры широкого развития глубоководных отложений в древних геосинклинальных бассейнах Альпийско-Гималайского пояса, Урала, Сибири, побережий Тихого океана и многих других районов Мира. Показана несостоятельность взглядов тех геологов, которые считают, что на континентах присутствуют лишь мелководные морские и континентальные отложения.

В докладе И. О. Мурдмаа (ИОАН) «Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса» рассмотрены основные черты осадко-

¹ А. В. Пейве. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.

накопления в геосинклинальных котловинах окраинных морей Тихого океана, на геантиклиналях и в глубоководных желобах. Сделаны выводы о направленности эволюции геосинклинального седиментогенеза.

В. П. Петелин (ИОАН) выступил с докладом «Формирование минерального состава глубоководных осадков». Изложена новая генетическая классификация минеральных компонентов морских и океанских осадков.

В докладе **М. А. Ратеева** (ГИН АН СССР) рассмотрена история изучения глинистых минералов в осадках Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Проведено сравнение карт распространения этих минералов в осадках Мирового океана, составленных в последние годы советскими и американскими учеными, и намечены задачи дальнейшего исследования тонкодисперсных минералов океанских отложений.

В докладе **Н. С. Скорняковой, И. О. Мурдмаа, З. Н. Горбуновой и Н. Л. Зенкевича** (ИОАН) дана характеристика фашиальной изменчивости глубоководных осадков по данным детальных геологических исследований, выполненных в пелагической области Тихого океана в 43-м рейсе «Витязя» на нескольких полигонах. Доклад иллюстрирован литологическими материалами и большим количеством фотоснимков дна.

В докладе **П. Л. Безрукова и Г. Н. Батурина** (ИОАН) сделан обзор всех имеющихся сведений о распространении, составе и возрасте фосфоритов на дне океанов. Современные (голоценовые) фосфориты обнаружены только на шельфах Юго-Западной Африки и Чили. Показано, что осажждение фосфата на шельфах происходит биогенным путем (с отмершим диатомовым планктоном) в зонах подъема богатых биогенными элементами глубинных вод, а образование фосфоритовых конкреций связано с диагенетическими процессами.

В докладе **Г. Н. Батурина** «Глубоководные железорудные осадки гидротермального генезиса» дан критический обзор гипотез происхождения рудоносных осадков Красного моря. Проведено сравнение рудопоявлений в рифтовых зонах Восточно-Тихоокеанского поднятия и Аравийско-Индийского хребта и показано, что все эти рудопоявления связаны с постмагматической деятельностью.

В докладе **Н. Н. Лапиной, Ю. П. Семенова** (НИИГА) и **Н. А. Белова** (ААНИИ) рассмотрены особенности современного осадкообразования в глубоководной части Северного Ледовитого океана. Приведены сведения об основных факторах и источниках поступления осадочного материала в океан, минералогическом и химическом составе осадков.

В докладе **Т. В. Розановой** (ИОАН) дано литолого-минералогическое описание осадков рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. Вскрыты специфические черты процессов седиментогенеза в рифтовых ущельях. Приведены сведения об аутигенном минералообразовании в обломочных осадках рифтовых зон.

В докладе **Т. И. Горшковой** (ВНИРО) описан минералогический и химический состав осадков Норвежского моря.

Доклады привлекли большое внимание участников семинара. Выступавшие в прениях отметили значительный прогресс в развитии геологических и литологических исследований в океанах, важность этих исследований для изучения процессов образования древних осадочных пород. Были высказаны пожелания о быстрейшем опубликовании докладов, о необходимости повторения семинара по глубоководным осадкам океанов (через 2—3 года), об организации специальных семинаров по проблемам диагенеза и осадконакопления на мелководьях.

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ГЛИН, ТОКИО, 1969 г.

М. А. РАТЕЕВ, В. И. МУРАВЬЕВ

5—10 сентября 1969 г. в Японии состоялась очередная Международная конференция по изучению глин. Все заседания конференции происходили в г. Токио. Доклады заслушивались и обсуждались на шести секциях: 1 — Структуры глинистых минералов; 2 — Генезис глин; 3 — Глинистые водные суспензии и ионно-обменный комплекс; 4 — Глинисто-органический комплекс; 5 — Промышленное применение глин и глинистых минералов; 6 — Общие вопросы изучения глин.

В конференции приняли участие 295 ученых из 23 стран. В различных секциях советские специалисты сделали 15 докладов:

1. **В. А. Дриц** — «Некоторые общие замечания о структуре триоктаэдрических слюд».

2. Е. В. Тепикин, В. А. Дриц, В. А. Александрова — «Кристаллическая структура железистого биотита и строение структурной модели для триоктаэдрических слюд».

3. Ф. В. Чухров, Б. Б. Звягин и др. — «Взаимоотношение между хризокolloй, медмонтитом и медным галлуазитом».

4. А. Г. Коссовская «О специфических чертах изменения глинистых минералов при различных фациально-климатических условиях».

5. В. И. Муравьев, А. Л. Салынь — «Эпигенетические изменения слоистых силикатов в разрезе пермо-триаса Мангышлака».

6. В. Д. Шутов, В. А. Дриц, Б. А. Сахаров — «Механизм постседиментационного преобразования монтмориллонита в гидрослюда».

7. М. А. Ратеев — «Аутигенное глинообразование в вулканогенно-осадочных формированиях».

8. Ф. В. Овчаренко — «Изучение ионного обмена и адсорбции на глинистых минералах».

9. Н. Н. Круглицкий — «Влияние химической обработки на ионный обмен и структурообразование в глинисто-минеральных суспензиях (дисперсиях)».

10. Е. Г. Агабянц — «Структурообразование масляных эмульсий с глинистыми минералами при гидротермальных условиях».

11. Ю. И. Тарасевич — «Исследование инфракрасных спектров тяжелой воды, сорбированной монтмориллонитом и вермикулитом, насыщенных различными катионами».

Кроме того, вне программы было сделано 4 доклада: Н. В. Вдовенко — по органозамещенным глинам, В. В. Лапина — по техническому использованию глин, С. Г. Саркисян — о значении глин в нефтяной геологии и Ю. Б. Осипова — о магнитных свойствах грунтов.

Доклады группы советских ученых вызвали большой интерес участников конференции.

По секции генезиса глин на конференции было представлено 27 докладов.

В докладе Д. Керрол (D. Karrol, США) рассмотрены примеры образования хлоритов в современных океанических осадках. Д. Керрол описала структурные разновидности хлоритов из так называемых красных глин северной центральной части Тихого океана. Кроме того, для сравнения автором изучались хлориты из зеленых илов Алеутской впадины. Так называемые красные глины, представляющие собой пелитовые осадки желтоватой или красновато-коричневой окраски, содержат в глинистой фракции иллит и хлорит. В верхней части колонки (у морского дна) хлорит плохо окристаллизован, некоторые его частицы переходят в шамозит, а другие — в железистый аллофан. Однако на глубине 150 см (по колонке) хлорит обнаруживает лучше окристаллизованную структуру. Это связывается автором с диагенетическим превращением детритного слабоокристаллизованного хлорита в более стабильную форму, близкую к рипидолиту или тюрингиту. В противоположность этому хлорит из зеленых илов Алеутской впадины и сопровождающая его слюда хорошо окристаллизованы и, как полагает автор, связаны с ледниковой денудацией Аляски.

В докладе Г. Крумма (H. Krumm, ФРГ) о схеме устойчивости глинистых минералов в обстановке осадконакопления, автор на основе изучения 80 образцов разнофациальных пород Т. Европы обнаружил зональное распределение глинистых минералов в направлении от берега к центру бассейна. По периферии бассейна в континентальных, а частью прибрежно-морских фациях развиты минералы группы каолинита. Далее внутрь триасового бассейна отлагались набухающие глинистые минералы. Наконец, в центре бассейна при самых высоких pH и максимальных концентрациях катионов (особенно Mg^{2+}) в морских и континентальных фациях отлагались хлориты, палгорскиты и сепиолиты. Г. Кrumm считает хлориты аутигенными минералами, более стабильными при высоких pH и повышенных концентрациях катионов (особенно Mg^{2+}). Глинистые минералы слюдистого типа, по Г. Крумму, распространены по всему бассейну и обнаруживают количественную вариацию лишь относительно других минералов. Автор считает, что в континентальных бассейнах они более детритные (в них более распространена структурная разновидность $2M_1$), а в морских фациях — в значительной степени аутигенные. Это доказывается преобладанием иллита в осадках по сравнению с конкрециями, в составе которых автором обнаружены лишь смешаннослойные минералы или каолинит.

В докладе А. Г. Коссовской (СССР) проанализированы ассоциации аутигенных глинистых минералов, возникших в близких по исходному составу породах, но в резко различных климатических и фациальных обстановках. Показано, что специфика аутигенного минералообразования проявляется наиболее ярко в «контрастных» фациях: в гумидных условиях это фации болот, в которых формируется каолинит, а в аридных — фации лагун, где широко распространены магниевые хлориты и корренсит. В нейтральных фациях состав аутигенных глинистых минералов тесно связан с типом граувак и исходным составом слагающих их обломочных минералов.

На примере Предуральского прогиба в отложениях Р выделены хорошо прослеживающиеся спилито-диабазовые (основные) и фельзитовые (кислые) граувакки. С каждым типом граувак связана своя ассоциация (парагенез) аутигенных глини-

стых минералов. Фигуративные точки их занимают определенные поля на треугольной диаграмме состава глинистых минералов.

Доклад В. Д. ШUTOVA, В. А. Дрица и Б. А. Сахарова (СССР) был посвящен изменению монтмориллонита в эпигенезе. Авторы проанализировали серию прослоев пепловых туфов, распределенных в мощном непрерывном разрезе С Караганды. Различная степень погруженности и, следовательно, различная интенсивность эпигенетической переработки первичного материала туфов отражены в изменении состава каждого из прослоев. Верхние прослои представлены монтмориллонитом, в средних частях разреза пепловые туфы полностью замещены упорядоченным смешаннослойным (1:1) образованием типа ректорита, а в самых низах разреза исходный материал пепловых туфов изменен до гидрослюда с примесью хлорита и реликтами ректорита. Сравнительный анализ всей серии образцов и детальное исследование структуры новообразованных минералов на каждой стадии изменения позволили авторам сделать вывод о динамике преобразования монтмориллонита в гидрослюда в процессе эпигенеза. Доклад привлек большое внимание участников конференции и вызвал оживленную дискуссию в секции генезиса глин.

В докладе В. И. Муравьева и А. Л. Салыня (СССР) рассмотрены закономерности изменения химизма аутигенных хлоритов в мощном разрезе Р—Т Мангышлака. Установлено, что с возрастанием глубины, а следовательно, и интенсивности эпигенетической переработки пород возрастает степень магнелизности содержащихся в них хлоритов. На этом основании сделан вывод о метастабильности хлоритов в осадочных формированиях.

Доклад К. Ясмунда, Д. Риделя и Х. Каддайниса (К. Jasmund, D. Riedel, H. Keddeinis, ФРГ) посвящен описанию новообразований серицита и диккита в песчаниках ФРГ, возникших при участии гидротерм. При умеренных температурах обломочные листочки мусковита замещаются лентовидными кристалликами серицита с пониженным содержанием K_2O (до 7—8%). Ленты новообразованного серицита удлинены параллельно грани (110) мусковита. Авторы доклада приходят к выводу об эквивалентности трех главных кристаллографических направлений гексагональной сетки мусковита.

Замещение мусковита диккитом авторы наблюдали в зоне наиболее высоких температур. Кристаллики диккита нарастают на резко корродированную поверхность мусковитовых пластинок, а ориентировка новообразованного диккита согласуется с ориентировкой кристалликов мусковита.

Группа докладов была посвящена вопросам гидротермального минералообразования, в том числе синтетической генерации и трансформации, зональности и кинетики глинистых минералов.

В докладе К. Суми (К. Sumi, Япония) описана пространственная вертикальная и горизонтальная зональность минералообразования, установленная автором в современной геотермальной области Матсукава в Японии. Изменениям подверглись дациитовые и андезитовые спекшиеся туфы миоценового возраста и пироксено-андезитовые лавы плейстоценового возраста. К. Суми выделяет от периферии к центру геотермальной области пять зон минералообразования: сапонита, хлорита, монтмориллонита, каолина, алунита и пирофиллита. Кроме того, между зоной сапонита — хлорита и монтмориллонита выделяется промежуточный ряд трансформации серицит→упорядоченно смешаннослойный минерал→монтмориллонит. Автор полагает, что прогрессивное изменение от хлоритовой к монтмориллонитовой зоне идет по двум типам реакций почти одновременно: 1) ломонтит+ CO_2 (или SO_3)+ K_2O →кальцит (или ангидрит)+ гидрослюда; 2) гидрослюда+ H_2O →упорядоченно смешаннослойный минерал типа серицит — монтмориллонит+ K_2O .

Направленность трансформации слева направо подтверждается наличием псевдоморфоз смешаннослойных минералов по ломонтиту и заполнением ими промежутков между минералами.

Последовательность гидротермальной трансформации минералов от гидрослюда через смешаннослойные минералы к монтмориллониту была рассмотрена в докладе М. А. Ратеева и Б. П. Градусова (СССР). Авторами установлен парагенетический ряд аутигенных слоистых силикатов: гидрослюда 1М→частично упорядоченные смешаннослойные минералы→монтмориллонит, который формировался при изменении андезито-трахитовых туфов Асканы под действием гидротермальных растворов сульфидов Zn, Pb, Fe. Формирование этого ряда происходило при прогрессивном дефиците катионов K^+ , что и отразилось на структурных особенностях минералов. На начальных стадиях изменения туфов при достаточном количестве К вулканическое стекло метасоматически замещалось диоктаэдрической гидрослюдой 1М эталонной чистоты, без признаков набухающих слоев. На последующих этапах изменения при недостатке катионов K^+ в смешаннослойных структурах часть межслоевых промежутков заполнялась Ca^{2+} и H_2O , в результате чего возникали монтмориллонитовые пакеты. При количестве набухающих пакетов до 10% (как показали прямые Фурье-преобразования, по методу Ю. С. Дьяконова) в смешаннослойных структурах преобладали слоистые блоки A^4 , A^5 и A^6 . При содержании монтмориллонитовых пакетов $\approx 20\%$ наблюдалась тенденция к упорядочению в направлении развития пакетов A^2B и A^3B . При наличии набухающих пакетов $B \approx 40\%$ появлялись монтмориллонитовые слои BB , а переслаивание становилось неупорядоченным. Данные структурные особенности

связываются авторами с действием в первую фазу минералообразования более горячих хлоридных вод, богатых К (по С. И. Набоко, 1966), и сменой их при остывании карбонатными водами, обогащенными Mg^{2+} , Ca^{2+} и Si^{4+} , благоприятствовавшими монтмориллонитизации.

Изменениям вулканогенных пород Японии и генерации слоистых силикатов в условиях кислой, нейтральной и щелочной сред был посвящен доклад Х. Ямада и др. (H. Yamada, S. Iwai, I. Ossaka, Япония). Авторами установлено, что породы, подвергшиеся воздействию кислых вулканических газов или кислых горячих источников, обычно переходят в высококремнистые опаловые образования. Это явление часто сопровождается образованием сульфатных минералов: галотрихита, алуногена (железные квасцы), гипса и др. Скопления лапилли, состоящие из вулканического стекла и распространенные в префектуре Точиги под влиянием нейтральных грунтовых вод изменены в агрегаты глинистых минералов — аллофана, каолиновых минералов и т. п. В верхней части более обилён аллофан, ниже — галлаузит. Изменения в щелочных условиях показаны авторами на примере извержения вулкана, где большие массы грязевой лавы выжаты наружу по трещинам в конусе. Глины грязевой лавы состояли из монтмориллонита с некоторыми реликтами первичных минералов. Процессы изменения пород выражены авторами в физико-химических диаграммах значений pH и растворимости Al^{3+} , Fe^{2+} и Si^{4+} . При изменениях в весьма кислой среде Si^{4+} почти нерастворим, а растворимость Al^{3+} и ионов Fe значительно выше, так что Al^{3+} и Fe селективно экстрагируются из материнских пород и после перемещения образуют галотрихит, алуноген и др., в то время как в остаточных породах концентрируется SiO_2 . При слабокислых условиях ионы Fe и Si^{4+} более или менее растворимы, а Al^{3+} практически нерастворим. Поэтому Al^{3+} концентрируется в остаточных породах, в силу чего образуются глиноземистые минералы типа каолина. При изменении почти в нейтральных условиях растворимость Al^{3+} и ионов Fe не так велика, тогда как растворимость Si^{4+} становится очень высокой. При этом образуются аллофан и глинистые минералы, содержащие Al^{3+} и Fe^{3+} вместе с гидратированным галлаузитом. Изменения при щелочных условиях происходят, когда растворимость Si^{4+} возрастает, Al^{3+} также более или менее растворим, а ионы Fe абсолютно нерастворимы. В результате остаточные породы сильно обогащаются Fe.

Другие вопросы связи глинистых минералов с физико-химической обстановкой образования были освещены в докладе И. Тзузуки и Ш. Мицутани и др. (Y. Tsuzuki, S. Mizutani, Япония). На основе экспериментальных данных авторами показана кинетика гидротермального преобразования серицита и ее применение к изучению зональности изменения. Обработка исходного серицита смесью HCl и KCl при 270° приводит к появлению пиррофилита. В качестве промежуточного продукта возникает каолинит. С понижением концентрации KCl роль каолинита возрастает, а при отсутствии KCl помимо каолинита возникает бемит.

В докладе В. Д. Келлера и Р. Ф. Гансона (W. D. Keller, R. F. Hanson, Мексика) о классификации и проблеме гидротермальных огнеупорных глин Мексики рассмотрены морфология залежей третичных огнеупорных глин (от миоценовых до современных) и локализация их вдоль меридиональной оси от Гуэрреро (на юге) до Чи-хуахуа (на севере). Родоначальными породами огнеупорных глин были витрические и перлитовые породы, риолиты или близкие к ним образования роговообманково-хлоритовые сланцы, риолитовые брекчии или интрузивная пирокластика.

Преобладающие глинистые компоненты глин — каолинит и галлаузит, реже диккит или нонтронит; сопутствующие — алунит, грассуляр, кристобалит, вторичный кварц. Составление химического состава в одинаковых объемах родоначальных пород и образовавшихся за их счет каолинов показало, что вес каолина, который идеально может быть образован, почти равен весу удаленного SiO_2 . Однако не весь SiO_2 , мобилизованный и вымываемый, будет отложен на поверхности, так что количество образованного каолинита может превышать количество отложенного SiO_2 . Авторы полагают, что галлаузит может осаждаться непосредственно из термальных растворов.

В докладе Джун-ичи-Мацуи и С. Шой (Jun-ichi-Masui, S. Shoji, Япония) о кристаллических глинистых минералах в вулканических пепловых почвах Япония рассмотрены результаты минералогического изучения глинистой фракции I3 почвенных профилей. Авторы подчеркивают, что большинство исследователей сообщали ранее лишь о существовании аллофановом составе вулканических пепловых почв; при прогрессивном выветривании аллофан окристаллизовывается в галлаузит и метагаллаузит. Авторами помимо названных компонентов обнаружены Al-хлорит — иллит и сильно набухающие слоистые силикаты, являющиеся смесью монтмориллонита и вермикулита, причем монтмориллонит доминирует и содержит меньше межслоевого Al на ранних стадиях выветривания. На дальнейших его стадиях возрастает количество вермикулита и повышается содержание межслоевого Al. Отношение вермикулита к монтмориллониту и межслоевому Al в этих минералах возрастает по мере увеличения размеров частиц. Al-хлорит и иллит доминируют в более грубых фракциях.

Экспериментальные работы, представляющие интерес для литологов, были представлены тремя докладами.

В докладе Ж. Трихета (J. Trichet, Франция) об изучении структуры вулканического стекла и процессов его изменения подчеркнуты трудности отличия в природ-

ной обстановке кристаллических продуктов, возникших из аморфного стекла, от возникших из кристаллических минералов, которые всегда присутствуют в лавах или пеплах. Чтобы устранить эти затруднения, автором были поставлены эксперименты. Стекла, полученные из современных лав Гавайских вулканов, после удаления оливина подвергались выщелачиванию в аппаратах Сокслета. Различная степень извлечения SiO_2 и катионов в сравнении с Al, как считает автор, будет приводить к продуктам, близким природным аллофам. Из этого следует, что состав аллофанов может определяться двумя параметрами: начальным составом частиц в материнском стекле и степенью выщелачивания в почвах. Переход частиц, экстрагированных из базальтических стекол Гавайских вулканов в Al-сметит и бемит происходит при тех же условиях, что и изменения полевошпатовых стекол при действии гидротермальных растворов. Эти условия были не адекватны для синтеза каолинита. Извлечение SiO_2 из частиц происходило столь интенсивно, что было невозможно стабилизировать содержание Si^{4+} на постоянном уровне, ниже соответствующего насыщению ($\approx 100\text{--}150 \text{ мг/л}$). В итоге автор утверждает, что в процессах формирования почв возникновение глин начинается с образования аллофана и отражает соотношение между абсолютной концентрацией SiO_2 в H_2O и скоростью его осаждения, с одной стороны, и содержанием Ca^{2+} и Mg^{2+} — с другой.

В докладе М. Роберта и Г. Педро (M. Robert, G. Pedro, Франция) рассматривается вопрос о взаимосвязи окисления и вымывания K^+ из биотитов при их вермикулитизации. Опыты показали, что окисление Fe^{2+} при повышенных температурах связано с удалением из структуры протонов (и замене группы OH на O). Этот процесс стабилизирует K^+ в структуре биотита и затрудняет его последующее удаление. Низкотемпературное («химическое») окисление Fe^{2+} с помощью перекиси водорода возможно лишь после удаления K^+ и развивается как процесс «балансирования» положительного заряда в структуре биотита. При естественной вермикулитизации биотитов окисление Fe^{2+} компенсируется частичным удалением катионов из октаэдров.

В докладе И. Бондама (I. Bondam, Дания) изложены основные результаты, полученные при экспериментальном разложении альбита № 11 в приборе Сокслета. По данным автора, остаточный продукт после 9 месяцев экстракции H_2O при $t=70^\circ$ оказался обогащенным H_2O (до 50%), в нем резко возросло Na:Ca, но Na: SiO_2 практически не изменилось. Было отмечено также небольшое обогащение остатка (преимущественное вымывание в экстракт). По мнению автора, относительное обогащение остатка Al привело к возрастанию отрицательного заряда и предохранению Na от селективного удаления из альбитовых частиц. Детальное исследование сухого остатка экстрагированной части позволило установить большое количество глобул опала (?). Его рентгенографическое исследование показало, что по мере старения коллоидных частиц происходит их раскристаллизация. Дифрактограммы порошков сухого остатка напоминают дифрактограммы филлипсита.

Ряд докладов был посвящен тщательным исследованиям минералогии и геохимии отдельных месторождений, причем авторы пытались увязать их генезис с деталями минерального или химического состава.

В докладе Х. М. Кеестера (H. M. Köster, ФРГ) проанализирован состав редких элементов в каолинитах из ряда месторождений различного генезиса. Автор показал, что количества элементов-примесей могут варьировать в значительных пределах в зависимости от состава материнских пород, на которых развита кора выветривания. Автор указывает на закономерное повышение содержания Ba и Sr в гидротермально измененных каолинитах, но приведенные им данные недостаточны для уверенных выводов. Так, в числе исследованных им месторождений, с точки зрения автора, лишь одно бесспорно гидротермальное.

Научным советом Японии к открытию конференции был выпущен хороший путеводитель к экскурсиям: «Clay Minerals, Clay Deposits, Zeolite Deposit Volcanic Ash Soils and volcanoes». Tokyo, 1969, pp. 51. Доклады участников конференции опубликованы в Трудах совещания: Preceedings of International clay conference. Tokyo. 1969, v. I, II, напечатанных в Hebrew University, Jerusalem.

Руководитель советской делегации вице-президент Международной комиссии по глинам академик АН СССР Ф. В. Чухров участвовал в работе Оргкомитета и Комитета по номенклатуре глинистых минералов. На конференции по глинам в Токио Ф. В. Чухров был избран президентом Международной комиссии по глинам и председателем следующей международной конференции по глинам, которая должна состояться в Испании в 1972 г.

Геологический институт
Москва

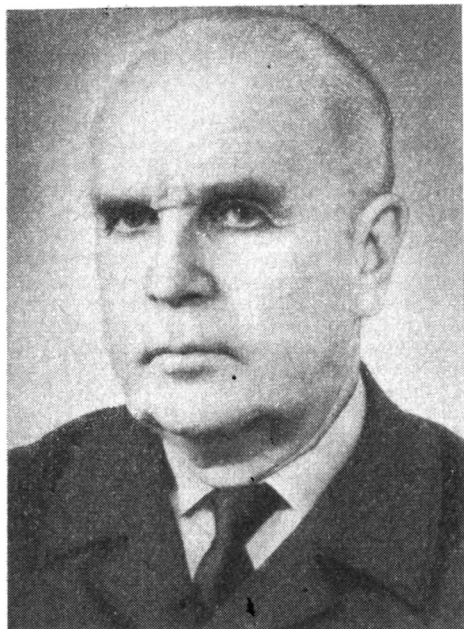
Дата поступления
11.II.1970.

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

В недавно вышедшей книге «Состояние и задачи советской литологии» опубликован текст моего доклада на тему «Типы марганцевых месторождений СССР», прочитанного на VIII Литологическом совещании.

В заключительной части текста (стр. 32) при обсуждении предложенной мною схемы классификации написано: «В ней (в схеме — Д. С.) выделены четыре группы месторождений, соответствующих генетическим типам в схеме А. Г. Бетехтина (1946). Новой является пятая группа — вулканогенно-осадочных месторождений, упоминание о которой полностью отсутствовало у этого автора». Эту фразу можно истолковать таким образом, что здесь идет речь о новом типе месторождений, впервые упоминаемом мною. В связи с этим считаю необходимым подчеркнуть, что впервые в советской литературе появилось упоминание о вулканогенно-осадочных марганцевых и железных рудах в известной монографии Н. М. Страхова «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли», написанной в 1941 г., но напечатанной лишь в 1947. Позднее Н. М. Страхов неоднократно возвращался в своих работах к рассмотрению вулканогенно-осадочного марганцевого рудного процесса.

Д. Г. Сапожников



В. С. ЯБЛОКОВ

(к 70-летию со дня рождения)

Владимир Сергеевич Яблоков родился 14 апреля 1901 г. в г. Кинешме в семье врача.

Еще в средней школе у него проявился интерес к естествознанию. После окончания реального училища он стал активным участником работы краеведческого общества натуралистов. С 1921 по 1926 г. В. С. Яблоков учился в Московском государственном университете. С особенным интересом Владимир Сергеевич слушал лекции проф. А. П. Павлова, А. Д. Архангельского, Г. Ф. Мирчинка, Я. В. Самойлова и М. С. Швецова. Одновременно с учебой В. С. Яблоков преподавал естествознание в Московской Губсовпартшколе, а в последние годы перед окончанием МГУ участвовал в преподавательской работе по общей геологии, геологии СССР и петрографии осадочных пород. В это же время под руководством М. С. Швецова В. С. Яблоков начал работы по изучению каменноугольных отложений Подмосковья.

Вся дальнейшая трудовая и общественная деятельность Владимира Сергеевича теснейшим образом связана с развитием угольной геологии, со становлением науки об осадочных породах в нашей стране.

По окончании университета В. С. Яблоков провел комплексное изучение угленосных отложений и угольных пластов Подмосковского бассейна. Он выявил закономерности их строения, признаки типизации и установил значение внутриформационных размылов. В 1933—1935 гг. В. С. Яблоков составил первую геологическую карту Подмосковского бассейна масштаба 1:126 000, организовал геолого-разведочную службу, работы по шахтной геологии и гидрогеологии. С 1934 г. В. С. Яблоков возглавил Геологоразведочное управление Подмосковского бассейна, где в это время были развернуты поисковые работы в ряде новых районов, а также организованы поиски и разведка залежей гипса по особому заданию МК ВКП(б) и Моссовета.

В 1937 г. В. С. Яблоков работает в Наркомтяжпроме и Наркомугле СССР главным инженером и заместителем начальника Главуглеразведки. В 1938 г. ему была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук.

Большой опыт позволил Владимиру Сергеевичу со свойственной ему энергией поднимать производственные геологоразведочные работы на значительно более высокий уровень. В трудные военные годы он сумел мобилизовать геологов-разведчиков на активное выполнение задач, наиболее важных для нашей страны.

В 1943 г. В. С. Яблоков был откомандирован в распоряжение Академии наук СССР, где, одновременно с ответственной работой в аппарате Президиума, совместно с акад. П. И. Степановым организовал в Институте геологических наук отдел геологии угля, который сам в дальнейшем и возглавлял. С этого времени начинается многолетний цикл работ по изучению условий осадко- и угленакопления главнейших угольных бассейнов СССР (Кузнецкого и Донецкого), проводимых коллективом отдела под научным руководством член-кор. АН СССР Ю. А. Жемчужникова и В. С. Яблокова.

Была разработана новая методика фашиально-циклического анализа угленосных толщ, рассмотрены закономерности строения угольных пластов и их связи с общими условиями образования осадков. Выявлены генетические признаки углей, использованные затем для создания их генетической классификации; составлены многочисленные детальные палеогеографические карты; установлена связь между осадко- и угленакоплением.

Результаты работ, проведенных отделом, были отражены в двухтомной коллективной монографии, а также в двух атласах: Атласе лито-генетических типов пород и Атласе микроструктуры углей Донбасса, которые были отмечены премией Президиума Академии наук СССР. Эти работы послужили своеобразными эталонами, по образцу которых в дальнейшем были выполнены исследования других угленосных бассейнов СССР.

Позднее под руководством В. С. Яблокова сотрудники 30 различных научно-исследовательских и производственных организаций нашей страны составили 20 атласов углей ряда других угленосных бассейнов СССР. Так как все атласы были выполнены по единой методике и общему плану, они внесли большой вклад в познание условий образования и закономерностей строения угольных пластов. Подобных обобщений материалов не проводилось до этого ни в СССР, ни за рубежом.

С 1963 г. В. С. Яблоков работает в отделе истории геологических наук. Его глубоко заинтересовали вопросы истории науки, изучения крупнейших угленосных бассейнов нашей страны. В результате многолетних изысканий им была опубликована монография «История изучения каменноугольных отложений и углей Подмосковного бассейна (1722—1966 гг.)», отмеченная почетным дипломом МОИП.

С 1939 г. В. С. Яблоков член КПСС. В течение всех последующих лет он непрерывно участвует в работе общественных, профсоюзных и партийных организаций, многократно избирается в секретари, члены партбюро и партийного комитета, развивает огромную организаторскую и общественную деятельность. В 1950—1952 гг. В. С. Яблоков — заместитель директора Геологического института АН СССР.

В 50-х годах Владимир Сергеевич Яблоков стал активным участником дискуссии о состоянии и путях развития науки об осадочных породах в СССР, членом Оргкомитета по созыву I Всесоюзного литологического совещания. Его деятельность в составе оргкомитета помогла правильно оценить положение, сложившееся в науке об осадочных породах и принять однозначные решения в отношении актуализма, сравнительно-литологического метода и теории осадочной дифференциации.

В 1954 г. при активном участии В. С. Яблокова была создана Комиссия по осадочным породам при Отделении наук о Земле. С тех пор он является бессменным заместителем председателя этой комиссии. Владимир Сергеевич организовал ряд Всесоюзных литологических совещаний, симпозиумов и семинаров, руководил делегациями на международных конгрессах и симпозиумах. Его активная деятельность способствовала развитию и правильному направлению литологических исследований в нашей стране.

С 1958 г. В. С. Яблоков — член международной комиссии по номенклатуре и методике исследования углей. С 1964 г. он член секции геологии и географии Национального комитета советских историков естествознания и техники, с 1966 г. — член Совета Международной ассоциации седиментологов.

В. С. Яблоков постоянно работает по налаживанию и укреплению научных международных связей. В 60-х годах он дважды выезжал в Непал в качестве руководителя делегации Академии наук СССР и руководителя геологической группы по изысканию сырья для цементного завода. Им опубликованы работы по геологическому строению и полезным ископаемым Непала. С 1963 г. он вице-президент Общества советско-непальской дружбы.

С общественно-политической и научной деятельностью Владимира Сергеевича Яблокова органически сочетается большая научно-редакторская работа. На протяжении 30 с лишним лет В. С. Яблоков был ответственным редактором многих научных изданий и членом редколлегии разных журналов («Разведка недр», «Геология СССР», «Уголь», «Бюллетень МОИП. Серия геологическая», «Известия АН СССР. Серия геологическая» и др.).

В 1963 г. он совместно с акад. Н. М. Страховым организовал издание журнала «Литология и полезные ископаемые» и в течение ряда лет был заместителем главного редактора. Работа В. С. Яблокова отмечена правительственными наградами: «орденом Трудового Красного Знамени», орденом «Знак Почета», рядом медалей, знаком «Шахтерская слава» и другими наградами.

В. С. Яблоков принадлежит к числу тех ученых, которые отдают очень много времени и сил организации крупных коллективов для решения больших научных проблем. Он всегда умеет выбрать главное направление, наиболее важное на данном этапе развития науки. Все организационные мероприятия он осуществляет с большой любовью, вкладывая в них свойственный ему энтузиазм, теплоту и заботу, что вызывает ответные чувства в участниках его мероприятий. Сегодня мы от души поздравляем Владимира Сергеевича Яблокова — скромного человека с большим душевным обаянием, коммуниста, ученого, талантливого организатора и редактора.

**БИБЛИОГРАФИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ,
ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЗАРУБЕЖНЫХ ЖУРНАЛАХ,
ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
В АПРЕЛЕ — МАЕ 1970 г.**

- Allen G., Deressequier A., Klingebiel A. Развитие осадочных структур на эстуариях песчаных слоев и действие колебания отливов.— *Compt. rend. Acad. Sci. Paris, Ser. D*, t. 269, № 22, p. 2167, 1969.
- Allen G., Castaing P., Deressequier A. и др. Исследования распределения осадков на современных почвах устья реки Жиронде.— *C. r. somm. séances soc. geol. France. Fasc. 7*, p. 247, 1969.
- Anstey R. L., Fowler M. L. Литостратиграфия и условия распространения глинистых сланцев Эден (срдовик) в трех районах Индиана, Кентуки и Огайо.— *J. Geol.*, v. 77, № 6, p. 668, 1969.
- Bailey R. J., Atherton M. P. Петрология глауконитовых меловых песков.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1420, 1969.
- Barker F. Изучение золота в докембрийских, терригенных и пелитовых породах, Юго-Западное Колорадо и Северное Нью Мексико.— *Washington, U. S. Gov. print. off.*, 1969 (U. S. Dep. of the interior. Geol. surv. Bull. 1272-F).
- Blackburn G., Taylor R. M. Известняки и красные почвы Бермудских островов.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, № 8, p. 1595, 1969.
- Boon J. D., III. Количественные анализы движения береговых песков побережья Вирджинии.— *Sedimentology*, v. 13, № 1/2, p. 85, 1969.
- Brenchley P. J. Происхождение цемента в ордовикских граувакках, Бервин Хиллс, Северный Уэллс.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1297, 1969.
- Carlson P. R., Nelson C. H. Осадки и осадочные структуры в подводном каньоне Астрия, система Фан, юго-западная часть Тихого океана.— *J. sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1269, 1969.
- Серек А. Г. К определению и стратиграфическому значению доломитовых пластов в моренах северной части ГДР.— *Geol. Jg.*, Jg. 18, H. 6, S. 657, 1969.
- Cieslinski S., Czerminski J., Kozłowski S. и др. Литолого-стратиграфическая таблица Польши.— *Kwartalnik geol.*, t. 13, № 2, p. 268, 1969.
- Davies D. K. Осадкообразование на шельфе: образец из юры Британии.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1344, 1969.
- Ewing M., Houtz R., Ewing J. Распределение осадков в южной части Тихого океана.— *J. Geophys. Res.*, v. 74, № 10, p. 2477, 1969.
- Falkum T. Деформированные аггломераты в докембрийских мигматитах Южной Норвегии.— *Norsk geol. tidsskr.*, v. 49, № 4, p. 367, 1969.
- Gigout M., Estéouille J., Estéouille-Choux J., Rasplus L. Глинисто-кремнистые фации Турина.— *Bull. Bur. rech. geol. et minières*, sect. 1, № 3, p. 17, 1969.
- Gerber E., Scheidegger A. E. Воздействие выветривающихся масс пород, вызывающее стресс.— *Eclogae geol. Helv.*, v. 62, № 2, p. 401, 1969.
- Clifton H. E. Слонистость морского побережья, ее природа и происхождение.— *Marine Geol.*, v. 7, № 6, p. 553, 1969.
- Glückert G. Два новых местонахождения карбонатных конкреций в почвах Южной Финляндии.— *Bull. geol. soc. Finland*, № 41, p. 183, 1969.
- Godfriaux I. Некоторые аспекты осадконакопления Крейе, провинция Мейсирес.— *Bull. soc. Belge geol.*, t. 77, fasc. 2-3, p. 289, 1969.
- Griggs G. B., Kulm L. D. Ледниковые морские осадки северо-восточной части Тихого океана.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 3, p. 1142, 1969.
- Hanselmayer J. К осадочной петрографии провинции Гразер.— *Sitzungsberichte (Osterreich. Akad. Wiss.)*, Abt. I, B. 177, H. 8—10, S. 187, 1969.
- Horn D. R., Delsch M. N., Horn B. M. Распределение слоев вулканического пепла и турбидитов в северной части Тихого океана.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, № 9, p. 1715, 1969.

- Ishida S. Ориентация граней в турбидитах.— *J. geol. soc. Japan*, v. 75, № 10, p. 537, 1969.
- Jodry R. L. Пост и доломитизация силурийских рифов провинции Сант Клер, Мичиган.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, № 4, p. 957, 1969.
- Johnson C. D., Vondra C. F. Литофацили формации Пелла (бассейн Миссисипи), юго-восточная Айова.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, № 9, p. 1894, 1969.
- Karolusová E. Литофацильное изучение андезитовых туфов в области Нижний Покораж.— *Geol. práce*, стр. 48, p. 53, 1969.
- Kelley J. C., Whetten J. T. Количественные стратиграфические анализы осадков реки Колумбия.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 3, p. 1167, 1969.
- Knott J. M., Dunnam C. A. Седиментация в верхней части бассейна Стони Крик, восточное крыло побережья северной Калифорнии.— *Washington, U. S. Gov. print. off.*, 35 p., 1969. (U. S. Dep. of the interior. Geol. surv. paper 1798-F).
- Li Yuan Hui, Bishoff J., Mathieu G. Миграция марганца в осадках Арктического бассейна.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 7, № 3, p. 265, 1969.
- Lopez-Ramos E. Морские палеозойские породы, Мексика.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, № 12, p. 2399, 1969.
- Lovering T. S. Происхождение гидротермальных и низкотемпературных доломитов.— *Econ. Geol.*, v. 64, № 7, p. 743, 1969.
- McBride E. F. Стратиграфия и осадконакопление формации Вудс Холлоу (средний ордовик), Транс-Пекос, Техас.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, № 11, p. 2287, 1969.
- McCormick C. D., Picard M. D. Петрология формации Гартра (триас) горного района Уинта, Юта и Колорадо.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1484, 1969.
- McNamus D. A., Kelley J. C., Creager J. S. Осадки континентального шельфа в Арктическом бассейне.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, № 10, p. 1961, 1969.
- Michard A. Доломиты. Обзор. Strasbourg, 1969. 92 p. (*Bull. Serv. de la carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, T. 22, fasc. 1).
- Mukherji K. K. Складчатые карбонатные породы группы Блэк Ривер (средний ордовик) на юго-западе Онтарио, Канада.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1530, 1969.
- Murty M. S. Пироксеновые гранулиты из серии чарнокитов района Визагапатнам, Андхра Предиш (Индия).— *Indian mineral.*, v. 9, № 1—2, p. 30, 1968, 1969.
- Niino H., Emery K. O., Chul Min Kim. Органический углерод в осадках Японского моря.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1390, 1969.
- Murata K. J., Irving F., Beth M. M. Изотопный состав генетических карбонатов в морских миоценовых формациях. Обсуждение изотопного состава диагенетических карбонатов в отношении химических процессов, которые протекают в глубоководных морских осадках.— *Washington, U. S. Gov. print. off.*, 1969 (U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, № 614-B).
- Okami K. Изучение осадочной петрографии кварцевого песчаника формации Томигава (Япония).— *Sci. Repts. Tohoku Univ., Ser. geol.*, v. 41, № 1, p. 95, 1969.
- Otori Ei. О химическом составе донных осадков озера Бива, Центральная Япония.— *Bull. geol. surv. Japan*, v. 19, № 2, p. 35, 1968.
- Osborne R. H. Американский верхнеордовикский стратотип. XI. Различная классификация типических калькаренинов, район Цинцинстиан.— *Sediment. Petrol.*, v. 39, № 2, p. 769, 1969.
- Ploey J. de, Lepersonne Y., Stoops G. Осадкообразование и происхождение песков из серии охристых песчаников и серии «полиморфных песчаников» (система Калахари).— *Teyuren (Belgique)*, 1968. (*Annales Musée rou. Afrique centrale. Ser. geol.*, № 61).
- Pomeyrol R. «Нубийские песчаники».— *Bull., Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 52, № 4, p. 599, 1968.
- Putman G. W., Alfors J. T. Геохимия и петрология Рокки Хилл, Туларе Каунти, Калифорния.— *Boulder, Colo.*, 1969. (Spec. Paper Geol. Soc. America, № 120).
- Prokhorovich N. P. Отложение кластических осадков вблизи Кламе.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 3, p. 891, 1969.
- Pryor W. A., Hester N. C. Х-лучевые дифракционные анализы тяжелых минералов.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1384, 1969.
- Rich M. Петрографический анализ карбонатных пород Атокан, центральная и южная часть Великого бассейна.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, № 2, p. 340, 1969.
- Rodolfo K. S. Осадки в бассейне Адаман, юго-восточная часть Индийского океана.— *Marine Geol.*, v. 7, № 5, p. 371, 1969.
- Rosell S. J., Obrador A., Mercadal B. К изучению флиша в палеозойских осадках озера Менорка.— *Acta geol. Hispanica*, Año 4, № 1, p. 1, 1969.
- Rajan S. S. Молодые мезозойские осадочные породы, район Джохор, Западная Малазия.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, № 10, pt. 2, p. 2187, 1969.
- Scheidegger A. E., Potter P. E. Тектурное изучение слоистости: вулканическое пеплопадение.— *Sedimentology*, v. 11, № 3—4, p. 163, 1968.

- Schellmann W. Условия образования осадочных шамозитовых и гематитовых железных руд на примере месторождения Эхтер.— *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, Bd. 111, H. 1, S. 1, 1969.
- Schenk P. E. Карбонатно-фосфатно-красноцветные фации и циклическая седиментация в Виндзорском ярусе (средний карбон, провинция Марitime).— *Canad. J. Earth Sci.*, v. 6, № 5, p. 1037, 1969.
- Schwarz H. P. Домеловое осадкообразование и метаморфизм в районе Винчестер, хребты Северного острова, Калифорния.— *Boulder, Colo.*, 1969 (*Spec. Paper Geol. Soc. America*, № 100).
- Seegerstrom K., Kirby A. H. Туфитовые и эпикластические брекчии и песчаники вблизи Ханс Пик, Колорадо и их генетическая интерпретация.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, № 650-B, p. 19, 1969.
- Sen D. P., Bhattacharya S. C., Ray S. K. Турбидитовые отложения вокруг Саймле Хиллс, изучение в серии Саймле, Хаймахал Предиш (Индия).— *Sediment. Geol.*, v. 3, № 4, p. 317, 1969.
- Shinn E. A. Подводная литификация карбонатных осадков голоцена в Персидском заливе.— *Sedimentology*, v. 12, № 1—2, p. 109, 1969.
- Slivinski S. Развитие рудоносных доломитов Краковско-Силезского региона. *Warszawa, Wyd-wa geol.*, 1969, 129 p. (*Prace geol. Kom. nauk geol.*, 57).
- Smale D. Распространение клиноптилолита в осадочных железных рудах округа Ната, Северная Ботсвана (Африка).— *Trans. Geol. Soc. South Africa*, v. 71, pt. 2, p. 147, 1968.
- Smith A. Y., Lynch J. J. Уран в почвах, речных осадках и водах. *Ottawa*, 1969, 9 p. (*Paper Geol. Surv. Canada*, № 69—40).
- Smith N. D. Цикличность осадкообразования в силурийских прибрежных отложениях западной Пенсильвании.— *J. Sediment. petrol.*, v. 38, № 4, p. 1303, 1968.
- Suguo K., Barbour A. P. Морфология и генезис лимонитовых осадочных структур в районе Сан Пауло.— *Anais Academia Brasileira Ciencias*, v. 41, № 2, p. 161, 1969.
- Swinchatt J. P. Водорослевые отверстия как вероятный индикатор глубины карбонатных пород и осадков.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, № 7, p. 1392, 1969.
- Scholl D. W., Hopkins D. M. Недавно открытый кайнозойский бассейн, отшель озера Беринг, Аляска.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, № 10, pt. 2, p. 2067, 1969.
- Serpalä M. О размере граней и окатанности выветренных песков в Финляндии, сравнение их с некоторыми образцами Центральной Европы.— *Bull. geol. soc. Finland*, № 41, p. 165, 1969.
- Sheppard S. M. P., Nielsen R. L., Taylor H. P., jr. Изотопное отношение кислорода и водорода в глинистых минералах из месторождений вкрапленных медных руд.— *Econ. Geol.*, v. 64, № 7, p. 755, 1969.
- Solomon M. Природа и взаимное происхождение волнистых лав и гналокластических брекчий острова Кинг, Австралия.— *London, Geological soc. of London*, 1969, 153—169 p. (*Univ. of Tasmania. Geol. dep. Pub.* № 192).
- Stauffer K. W. Девонские латериты, район Чайтрал, Западный Пакистан.— *Econ. Geol.*, v. 64, № 4, p. 452, 1969.
- Tamers M. Содержание радиоуглерода в осадках бухты Эль-Таблазо, Венесуэла.— *Compt. rend. Acad. sci. Paris. Ser. D*, t. 269, № 15, p. 1378, 1969.
- Thompson D. B. Куполообразные эоловые дюны в фродсгеймской части так называемой формации «кейперский песчаник (Скитьян-Анизиан: триас) у Фрондсгейм, Чешир, Англия.— *Sediment. Geol.*, v. 3, № 4, p. 263, 1969.
- Valette J.-N. К изучению осадконакопления третичного бассейна Кер д'Алес (Франция).— *Bull. Bur. rech. geol. et mines*, sect. 4, № 1, p. 9, 1969.
- Vita-Finzi C. Возраст позднечетвертичных отложений Ирана.— *Geol. Rundschau*, v. 58, H. 3, p. 951, 1969.
- Vokoyama Y., Tobaileni J., Grjebine T., Labeurgie J. Определение скорости седиментации в океане методом гамма-спектроскопии ненарушенных осадков.— *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 32, p. 347, 1968.
- Veenstra R. J. Гравий южной части Северного моря.— *Marine Geol.*, v. 7, № 5, p. 449, 1969.
- Walton E. K. Некоторые редкие осадочные структуры в силурийских породах Киркудбрайт.— *Scott. J. geol.*, v. 4, pt. 4, p. 355, 1968.
- Welte D. H., Ebhardt G. Распределение сильно измененных парафинов и жидких кислот в осадках Персидского залива.— *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 32, № 4, p. 465, 1968.
- West I. M., Hooper M. J. Детритовые португальские кремнистые сланцы и известняки в пластах Верхнего Пурбека у Фриар Ваддон, Десерт.— *Geol. Mag.*, v. 106, № 3, p. 277, 1969.
- Whelan J. A. Глубинные рассолы и растворимые соли погребенных осадков озера Сивер, округ Милларт, Юта. *Salt Lake City, Univ. of Utah*, 1969, 13 p. (*Utah Geol. and miner. Surv. Spec. studies*, 30).
- Winkelmolen A. M., Knaar W., Eijpe R. Оптический метод измерения ориентации зерен в осадках.— *Sedimentology*, v. 11, № 3—4, p. 183, 1968.

- Winterer E. L., Borch C. C. Полосчатые тальки в грязевых лавах. Южная Австралия.— *Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol.*, v. 5, № 2, p. 205, 1968.
- Withrow P. C. Условия образования Пенсильванских песчаников Ред Форк, в юго-западной части бассейна Анадарко, Оклахома.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 52, № 9, p. 1638, 1968.
- Watson J. A., Angino E. E. Пласты, обогащенные железом в Мексиканском заливе Мексики.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1412, 1969.
- Williams P. L. Петрология верхнедокембрийских и палеозойских песчаников хребтов Пенсакола, Антарктика.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 4, p. 1455, 1969.
- Weydert P. Новейшие методы определения сферичности осадочных частиц.— *Sedimentology*, v. 13, № 1/2, p. 71, 1969.
- Wong How-Kin, Zabudzki E. F. К. Плотность нецементированных осадков в восточной части Средиземного моря.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, № 12, p. 2611, 1969.
- Zierfuss H. Теплопроводность некоторых карбонатных пород глинистых песчаников.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, № 2, p. 251, 1969.
- Zankl H. Структурные и текстурные признаки при ранней литификации в тонкозернистых карбонатных породах.— *Sedimentology*, v. 12, № 3/4, p. 241, 1969.

О ПЕЧАТКИ

В статье Н. М. Страхова и др. «Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений»

Напечатано

Следует читать

На пол. 19, в табл. № 5
в графе «Элементы» — Pb, %

Se, 10 ⁻⁴ %	P, %
WO ₃ , 10 ⁻⁴ %	SeO ₂ · 10 ⁻⁴ %
As ₂ O ₃ , 10 ⁻⁴ %	WO ₃ · 10 ⁻⁴ %
Ni, 10 ⁻⁴ %	As ₂ O ₃ · 10 ⁻⁴ %
Co, 10 ⁻⁴ %	Ni · 10 ⁻⁴ %
MoO ₃ , 10 ⁻⁴ %	Co · 10 ⁻⁴ %
U, 10 ⁻⁴ %	MoO ₃ · 10 ⁻⁴ %
	U · 10 ⁻⁴ %

На пол. 20, в табл. № 6

Содержания выражены в 10⁻⁴%

в %

В графе P—0,50	0,050
0,59	0,059
0,60	0,060
0,93	0,093
0,21	0,123

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
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),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. 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),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 31/III-1971 г. Т-09251 Подписано к печати 4/VI-1971 г. Тираж 1350 экз.
Зак. 4553. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5. Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,8

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

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»