

КОНТРОЛЬНЫЙ №

Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1971

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

5

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 5, 1971 г.
СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. М. Страхов. Бурение на дне океанов и его значение для познания послери- фейского литогенеза	3
Л. Н. Формозова. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды	22
В. П. Иванова, А. Е. Могилев. Шамозитовые конкреции в угленосных отло- жениях карбона восточного склона Урала	40
М. Т. Кучеренко, Б. П. Рудометов. Об особенностях изменения угленос- ности свиты S_2^7 в Донецком бассейне	52
М. В. Иванов, А. Ю. Лейн, В. А. Гриненко, Э. М. Галимов, Ю. И. Вет- ров. Генезис самородной серы в кепроке Ромненского соляного купола	59
Я. К. Писарчик. Об интерпретации данных изотопного состава серы Средне- волжских месторождений	72
Э. Н. Янов, Ю. М. Логинов. О литологии осадочных формаций палеозоя и триаса Передового хребта Кавказа	78
Г. В. Карпова, З. В. Тимофеева. Постседиментационные изменения аален- ских пород в структурно-фациальных комплексах Северного Кавказа	97
Р. С. Сахибгареев, К. Х. Галикеев. Влияние разрывных нарушений на эпигенез глинистых минералов в нефтеносных отложениях неокома Западно- Сибирской низменности	108

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. А. Гроссгейм, Г. Ф. Рожков. Основные вопросы гранулометрии в гео- логии	120
Е. Ф. Малеев. Классификация некоторых типов вулканогенно-осадочных пород	125
И. Г. Прохоров. Натриярозит в огнеупорных глинах Артемовского месторож- дения (Донбасс)	129
В. И. Муравьев. Об идентификации монтмориллонитовых минералов	132
Б. К. Прошляков, Т. И. Гальянова. Стадийность вторичных изменений кварца в осадочных породах	136

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

А. Е. Мирошников. О теории формационного анализа (по поводу статьи Ю. А. Воронина, Э. А. Еганова «Вопросы теории формационного анализа»)	140
---	-----

ХРОНИКА

А. В. Македонов, П. В. Зарицкий. Первый семинар по изучению конкре- ций и конкреционному анализу	143
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1970 г.	145
Библиография	148

LITNOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 5, 1971
SEPTEMBER — OCTOBER

CONTENTS

N. M. Strakhov. Drilling of the ocean floor and its importance for our knowledge of the post-Riphean lithogenesis	3
L. N. Formozova. Types of Precambrian iron ore formations	22
V. P. Ivanova, A. E. Mogilev. Chamosite concretions in Carboniferous coal measures on the eastern flank of the Urals	40
M. T. Kucherenko, V. P. Rudometov. On the special features in a change of coal content in suite C ₂ ⁷ of Donetsk Basin	52
M. V. Ivanov, A. Yu. Lein, V. A. Grinenko, E. M. Galimov, Yu. I. Vetrov. Genesis of native sulfur in the caprock of Romny salt dome	59
Ya. K. Pisarchik. On interpretation methods of data on the isotopic composition of sulfur in determining the genesis of endogenetic deposits of native sulfur	72
E. N. Yanov, Yu. M. Loginov. On the lithology of Paleozoic and Triassic sedimentary formations of Peredovoi range of the Caucasus	78
G. V. Karpova, Z. V. Timofeeva. Postsedimentary changes in Aalenian rocks of the structural-facies complexes of Northern Caucasus	97
R. S. Sakhibgareev, K. Kh. Galikeev. The effect of disjunctive dislocations on the epigenesis of clay minerals in petroliferous deposits of Neocomian age on the West — Siberian platform	108

SHORT NOTES

V. A. Grossgeim, G. F. Rozhkov. Fundamental problems of granulometry in geology	120
E. F. Maleyev. Classification of certain types of volcano-sedimentary rocks	125
I. G. Prokhorov. Natrochrosite in refractory clays of Artemovsk deposits (Donetsk Basin)	129
V. I. Muraviev. On an identification of montmorillonitic minerals	132
V. K. Proshliakov, T. I. Galianov. Stages in the secondary changes of quartz in sedimentary rocks	136

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

A. E. Miroshnikov. On the theory of formation analysis (on an article by Yu. A. Voronin and E. A. Eganov «Problems in the theory of formation analysis»)	140
--	-----

CHRONICLE

A. V. Makedonov, P. V. Zaritzky. First seminar on the study of concretions and on their analysis	143
On the development of the mineral resources industry in the USSR during 1970	145
Bibliography	148

УДК 550.822 : 91 (26) : 552.5

БУРЕНИЕ НА ДНЕ ОКЕАНОВ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОЗНАНИЯ ПОСЛЕРИФЕЙСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Н. М. СТРАХОВ

Бурение на дне океанов показывает, что за пределами соляных куполов и областей подтока континентальных вод состав поровых вод океанических отложений остается постоянным от современного момента до сеномана включительно, постоянно также содержание микроэлементов и кремнезема. Данные же, относящиеся к галогенным толщам, доказывают, что это постоянство состава морской воды установилось еще до конца рифея. Из этих фактов делаются выводы относительно генезиса кремнистых пород и доломитов.

1. Постановка вопроса

В 1963 г. американские ученые начали глубокое бурение дна океанов. Первым чисто исследовательским опытом было бурение по проекту *Mohole* на участке вблизи о. Гвадалупы. Скважина прошла 180 м и была остановлена в базальте, подстилающем миоценовые отложения. В 1965 г. началось поисковое бурение на нефть на континентальном склоне Мексиканского залива (компанией *Shell Oil Co*). Скважины бурились на глубинах 180—550 м, проникали в осадки (породы) до глубины 300 м и вскрыли плейстоцен-плиоценовые отложения. В 1968 г. приступили к систематическому структурному бурению дна всех океанов с целью выяснения их геологического строения и геологической истории. С судна *Glo-tac-Challenger* пробурены десятки скважин, к сожалению, с частичным отбором керна до глубин 100—300 м от поверхности дна. КERN вынимался только вблизи сейсмических отражающих поверхностей, и потому разрез океанических толщ оказался фрагментарным. Палеонтологически были установлены отложения от современных до верхнеюрских — титонских. В литературе имеются пока предварительные сведения о добытых породах, на основании которых еще рано говорить об общей картине океанической седиментации в геологическом прошлом. По предварительным отчетам, отложения чрезвычайно похожи на современные. Одновременно с разработкой стратиграфии производилось изучение поровых вод в глубоких горизонтах океанических отложений, что чрезвычайно интересно, ибо позволяет решить некоторые проблемы послерифейского литогенеза, до сих пор вызывавшие споры и дискуссии.

Три фундаментальных факта можно уже сейчас считать твердо установленными, и прежде всего — удивительное *постоянство состава океанической воды начиная с сеномана*.

2. Состав океанической воды с нижнемелового времени

Керны буровых скважин имеют диаметр 4 см. Для анализа поровых вод в центре кернового цилиндра высверливали столбик малого сечения, который с большими предосторожностями, исключаящими возможное

Основные компоненты поровых вод океанских отложений (г/кг—%) по Ф. Т. Мангейму

Скважина, ее местонахождение, глубина		№ образца	Глубина образца от дна, м	Возраст
Скв. 1	25°51,5' N; 92°11' W	2827	2—3 7—4 9—5	308 704 761 Четвертичный То же » »
Скв. 2	23°27,3' N; 92°35,2' W	3572	5—2	140 Миоцен—юра
Скв. 3	21°01,8' N; 92°2,6' W	3747	1—2 4—1 5—2 7—1 8—3 9—2 10—2	34 208 323 382 435 535 619 Плейстоцен То же » » » » » » » »
Скв. 4	24°28,7' N; 73°47,5' W	5320	1—4	6 Плейстоцен—плиоцен
Скв. 4А	24°28,7' N; 74°47,5' W	5320	2—1	117 Мел (сеноман)
Скв. 5	24°43,6' N; 73°38,5' W	5361	2—1	5 38 Миоцен Мел
Скв. 6	30°50,4' N; 67°38,9' W	5125	1—1 2—2 4—2 5—2	43 154 233 248 Плиоцен Эоцен То же » »
Скв. 6А	30°50,4' N; 67°38,9' W	5125	1—2 2—4	15 45 Плейстоцен Плиоцен
Скв. 7	30°08,0' N; 67°17,8' W	5185	1—3	3 Плейстоцен
Скв. 13	6°02,7' S; 18°13,7' W	4685	2—4 3—3	23 140 Нижний плиоцен Средний эоцен
Скв. 15	30°53,4' S; 17°59,0' W	3927	3—5 9—5	40 136 Плиоцен Нижний плиоцен
Скв. 19	28°32,1' S; 23°40,6' W	4677	1—5 8—4 11—3	7 110 136 Миоцен (?) Средний эоцен То же
Скв. 20	28°27' S; 26°58' W	4200	1—5 3—1	8 37 Олигоцен Эоцен
Скв. 21	28°35,1' S; 30°35,8' W	2113	5—2 8—3	100 130 Кампанский ярус То же
Стандартная морская вода				

Таблица 1

и Ф. Л. Сайльсу (Manheim, Sayles, 1970) и Ф. Т. Мангейму и др. (Manheim a. oth., 1970)

Тип породы	H ₂ O	Na'	K'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ '	HCO ₃ '	Σ	Соле-ность
Алевритистая глина	40,4	10,3	0,23	0,42	1,08	18,7	0,66	(1,3)	32,7	31
Известковый ил	32,7	11,7	0,30	0,38	1,23	20,6	2,48	(0,1)	36,8	37,5
То же	39,3	11,3	0,24	0,38	1,23	20,4	—	—	—	37,0
Кэпрок	29,5	2,5	0,10	0,19	4,8	2,52	(1,4)	13,3	15,5	18
Известково-алевритовая глина	56,1	11,0	0,26	0,48	1,05	20,0	0,58	(1,2)	34,6	33
Кокколитовый ил, глина	—	12,0	0,46	0,50	0,90	21,2	0,93	(1,0)	37,0	34
То же	47,3	13,6	0,58	0,48	1,08	24,2	0,61	(1,5)	42,0	38
» »	54,3	14,2	0,60	0,55	1,08	25,8	—	—	—	44
» »	48,3	15,5	0,54	0,53	1,06	27,5	0,70	(0,7)	46,6	49,5
Известковая глина	45,3	15,7	0,53	1,00	1,28	29,5	0,57	(0,6)	49,2	49,5
То же	48,7	17,0	0,61	1,60	1,36	33,3	0,38	(0,3)	54,6	55
Известковый песок	79,1	10,7	0,41	0,37	1,30	19,2	2,79	(0,2)	34,8	34
Кокколитовый ил	42,7	11,0	0,68	0,58	1,34	19,7	2,60	(0,1)	37,0	38,36
Известковый ил	73,4	10,7	0,47	0,55	1,26	19,5	2,67	(0,2)	35,3	35,0
Пестрый известняк	58,2	11,6	0,56	0,57	1,32	20,2	2,60	(0,1)	37,1	36,37
Бурая глина	—	11,9	0,45	0,57	1,32	20,8	2,16	(0,4)	37,6	37,5
Серая глина	—	10,6	0,36	0,90	1,12	19,6	2,76	(0,0)	35,3	34,5
Диатомо-кокколитовый ил	73,8	10,9	0,46	0,91	1,13	19,8	3,3	(0,2)	36,3	34,37
Глинистый известняк	49,9	10,7	0,37	1,00	1,06	20,0	1,79	(0,7)	35,6	35,0
Коричневая глина	—	11,2	0,48	0,50	1,21	19,9	(2,8)	(0,3)	36,4	35,5
То же	36,3	11,0	0,80	0,80	1,06	20,1	—	—	—	—
Бурая глина	84,4	10,7	0,45	0,45	1,24	19,4	2,74	(0,1)	35,0	38
Цеолитовая алевритовая глина с пятнами марганца	—	10,7	0,47	0,45	1,24	19,5	2,26	0,34	35,0	35,2
Радиоляристый ил	—	10,7	0,37	0,78	1,24	19,8	2,27	0,50	35,6	35,8
Белый известняк	—	11,0	0,40	0,40	1,29	19,7	2,59	0,3	35,0	—
Темно-коричневый мергель	—	10,8	0,43	0,42	1,20	19,1	2,44	0,37	34,0	—
Темно-коричневая цеолитовая глина	—	10,8	0,49	0,38	1,23	19,3	2,68	0,35	35,2	—
Светлая желто-коричневая глина	—	11,0	0,44	0,38	1,23	19,6	2,53	0,24	35,4	—
То же	—	10,8	0,45	0,38	1,23	19,2	2,23	0,9	35,2	—
Светло-желтый маргелисто-известковый ил	—	11,0	0,49	0,35	1,24	19,6	2,6	0,2	35,5	—
То же	—	10,8	0,46	0,36	1,28	19,4	2,51	0,23	35,0	—
Пестрый форамениферовый ил	—	—	—	—	—	(20,6)	—	—	—	36,2
Желто-серый форамениферовый ил	—	—	—	—	—	(20,6)	—	—	—	36,1
		10,8	0,39	0,41	1,29	19,4	2,7	0,14	35,0	

изменение состава вод в процессе подготовки материала к анализу, помещали в аппарат для отжимания воды (давление от 70 кг/см² до нескольких сотен). В зависимости от характера образца отдавливалося от 1 см³ до нескольких, в среднем около 3. Для определения микроэлементов применялись методы микроанализа. Результаты сведены в таблицы 1, 2.

Таблица 2

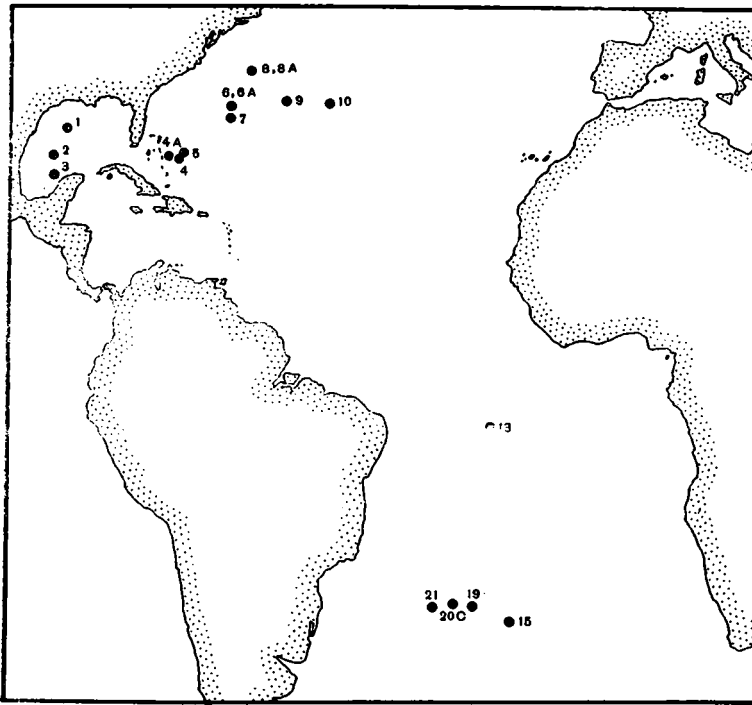
Состав поровых вод (в г/кг) в буровых скважинах, пробуренных на северном склоне Мексиканского залива* по Ф. Т. Мангейму и Д. Л. Бишофу (Marheim, Bischoff, 1969)

№ скважины и глубина	K	Mg	Ca	Sr	Na	Cl	SO ₄	HCO ₃	Сумма
Скв. 26									
32	0,31	1,50	0,64	0,01	12,3	22,3	2,10	1,58	40,7
452	0,37	3,63	1,65	0,06	28,5	57,0	0,20	1,08	92,4
606	0,41	3,23	1,46	0,04	26,0	51,0	0,50	1,22	84,4
Скв. 66									
9	0,48	1,46	0,63	0,008	11,8	21,7	2,78	0,47	39,3
106	1,62	2,05	1,33	0,03	15,5	32,6	0,70	1,18	55,0
231	6,15	2,65	3,38	0,10	29,7	64,4	1,04	0,09	107,5
Скв. 70*									
371	0,26	1,36	0,37	0,01	11,5	20,5	1,28	1,88	37,2
328	0,29	1,19	0,35	0,01	8,7	17,4	—	0,55	28,5
545	0,20	1,28	0,41	0,01	9,8	18,5	1,28	0,57	32,0
Скв. 79*									
4	0,54	1,06	0,07	0,002	11,2	20,0	0,46	1,04	34,4
79	0,33	1,31	0,22	0,01	11,0	19,7	0,94	1,86	35,4
164	0,27	1,11	0,21	0,01	11,2	19,8	0,65	1,46	34,7
Скв. 80А									
202	0,07	0,98	0,36	0,008	11,1	20,0	0,79	0,23	33,5
432	0,21	1,06	0,31	0,006	11,3	20,5	0,96	0,05	34,4
944	0,23	1,25	0,66	0,01	13,7	25,1	1,25	0,24	42,4

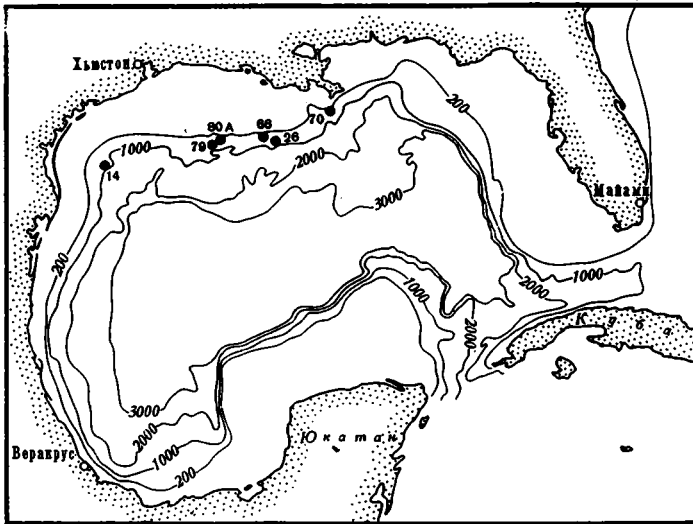
* Скважины располагались на глубинах 600—3000 футов (≈180—550 м) и углубились до 1000 футов (300 м), вскрыв кроме современных плейстоценовые и плиоценовые отложения.

Изучение таблиц показывает, что поровые воды океанических осадков отчетливо разбиваются на две группы. Одну из них образуют воды из скважин 4,4А, 5, пробуренных восточнее Багамских островов, скважин 6, 6А, 7 на Бермудском поднятии, скважин 13, 15, 19, 20, 21, пробуренных в южной части Атлантического океана, на глубинах 2100—4685 м, т. е. в краевой части океана и на типичном океаническом дне (фиг. 1). Для всех этих вод характерно, что и по общей солёности своей и по содержанию Cl, Na, Ca, K, Mg и других основных компонентов они, практически, тождественны современной морской воде. Отмечается лишь ничтожное уменьшение SO₄²⁻ (не всегда!) и соответственно прирост HCO₃⁻, что объясняется очень слабо протекающими процессами редукции в илах. Это сходство с современной водой тем более удивительно, что осадки, из которых отжимались и анализировались воды, по возрасту варьируют от плейстоцена до сеномана включительно. Факт огромного значения! Он наглядно показывает, что на протяжении последних 70—80·10⁶ лет солевой состав океанской воды оставался постоянным не только «в общем и целом», но и в деталях, в концентрациях отдельных основных ионов и в общей солёности.

Другая группа поровых вод встречена скважинами, пробуренными на континентальном склоне и в пелагиали Мексиканского залива. Таковы скважины 3, 2 (см. табл. 1) и скважины 26, 66, 80А (см. табл. 2). В большинстве из них наблюдается отчетливый рост общей солёности с глубиной, причем содержание солей достигает 55; 84,4 и даже 107,5‰. Одновременно (фиг. 2, 3, а, б) резко меняются соотношения



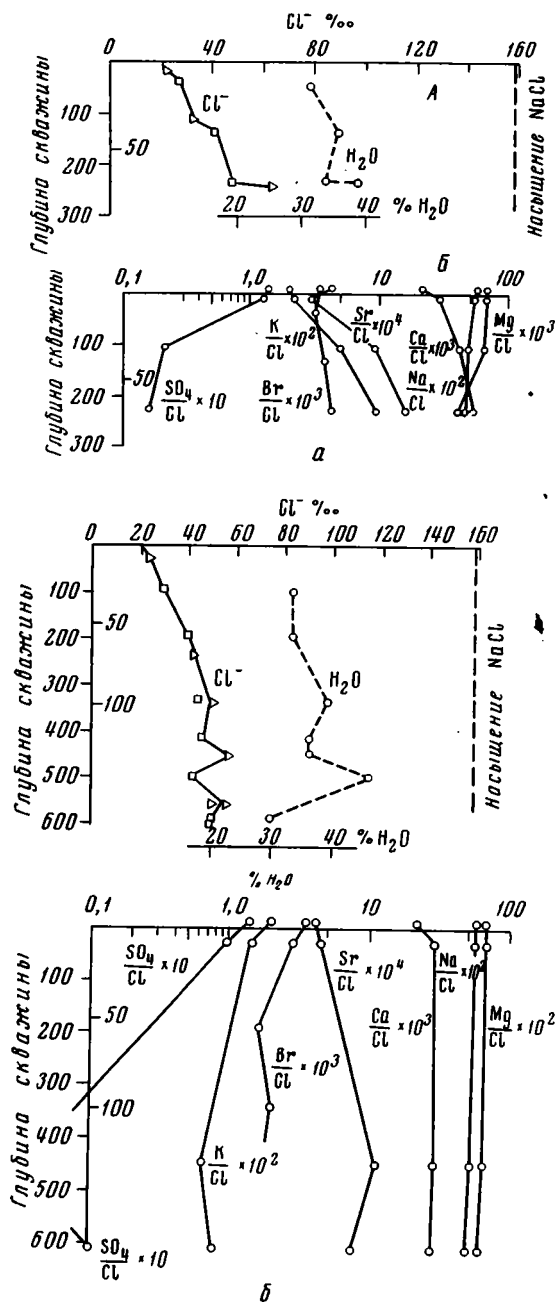
Фиг. 1. Расположение скважин в Атлантическом океане



Фиг. 2. Расположение скважин в Мексиканском заливе
(по Ф. Т. Мангейму, 1969 г.)

солей, т. е. вода становится резко отличной от современной, хотя осадки, ее вмещающие, по возрасту относятся обычно к плейстоцену, редко — к плиоцену. Любопытно, что скв. 2 на глубине 140 м встретила *резко опресненную воду*, и, следовательно, в древних отложениях Мексиканского залива отклонения от морской нормы могут быть в сторону повышенной и пониженной солености.

Причина отклонений заключается в следующем. Повышенные солености поровых вод в более глубоких частях разреза наблюдаются в сква-



Фиг. 3. Изменение солёности и ионных соотношений в поровых водах скважин, расположенных на соляных куполах

(по Ф. Т. Мангейму, 1969 г.)

а — скв. 66; б — скв. 26

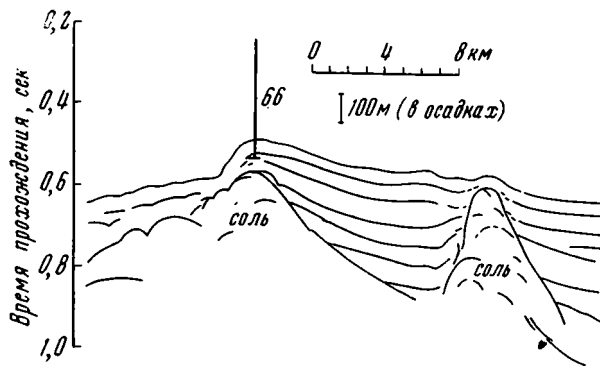
ры полагают, что полученные ими величины не являются артефактами или результатом процедуры обработки керн. Бор находится в типичных для морской воды концентрациях. Кремний показывает содержания зна-

жинах, расположенных на вершине соляных куполов или на их склоне (фиг. 4). Они обязаны растворению солевых масс и диффузии солей вверх. Скважины, удаленные от диапировых куполов, встречаются в породах нормально соленую морскую воду (скважины 70, 79). Опреснение поровых вод наблюдается в скв. 2 (см. табл. 1), расположенной примерно в 70 км от Миссисипской дельты; оно вызвано, по мнению Ф. Т. Мангейма, возможной связью с грунтовыми водами в прошлом или даже в настоящий момент¹.

Чрезвычайный интерес представляют содержания малых элементов в поровых водах океанских отложений (табл. 3). Данные относительно них еще очень скудны, но чрезвычайно характерны, почему мы их и приводим (Manheim a. oth., 1969).

«Среди малых элементов,— пишут названные авторы,— стронций и литий показывают значения равные или несколько (moderately) большие, чем в океанской воде. Содержания бария и марганца значительно выше, чем в отложениях Северной Атлантики. Многие образцы обладают отчетливой (prominent) буроватой окраской и имеют другие признаки концентрации марганца; скв. 20 была даже остановлена (bottomed) в пласте марганцевых конкреций на глубине 6 м (20 футов). Поэтому кажется логичным приписать относительно высокие содержания марганца редукции и растворению высших окислов марганца, покрывающих поверхность частиц осадка. Так как образцы илов отжимались непосредственно после поднятия грунта и фильтровались через мембрану (с 0,45 мк), авто-

¹ В одной из скважин в осадках была встречена вода с содержанием всего 60 мг/л Cl, т. е. почти пресная (Manheim, Bischoff, 1969).



Фиг. 4. Локализация скв. 66
(по Ф. Т. Мангейму, 1969 г.)

чительно более высокие, чем в наддонной воде, но типичные для поровых вод океанских отложений» (Manheim, Sayles, 1970, стр. 666).

Суммируя изложенное, констатируем, что *поровые воды океанических отложений, от мелководных до самых глубоководных, когда они не находятся под влиянием соляных куполов или разгружающихся пресных континентальных вод, имеют строгостоянный состав и соленость.* Начиная с сеномана, их минерализация, ионные соотношения и содержания микроэлементов отвечают современной нормальной океанической воде, слегка измененной процессами редукции сульфатов и взаимодействием с твердой фазой осадков в раннем диагенезе.

Таблица 3

Малые элементы в поровых водах океанских отложений; мг на 1 кг воды

Место взятия пробы и интервалы, м	Глубина от поверхности океана, м	Sr	Li	Mn	Ba	B	Si
Скв. 13							
2—4	23	7,6	0,28	2,9	0,19	7,0	9
3—5	140	11,0	0,18	1,7	0,10	3,0	29
Скв. 15							
3—5	40	13,4	0,19	2,9	0,25	3,0	26
9—5	136	13,0	0,25	0,9	0,15	2,0	10
Скв. 19							
1—5	7	12,6	0,25	1,3	0,10	8,0	10
8—4	110	13,6	0,15	1,5	0,27	5,5	12

Но правильно ли ограничивать постоянство состава океанской воды только последними 90—100 млн. лет? Напомню давно установленный галургами факт постоянства минерального состава морских галогенных отложений, начиная с нижнего кембрия. Его можно толковать только как указание на постоянство основного солевого состава океанской воды уже с конца рифея. Отличия можно допускать только для щелочного резерва, который в конце рифея и в палеозое в морской воде был существенно выше, чем сейчас, за счет обилия CO_2 в атмосфере, впоследствии истребленной развитием на суше растительного мира. Это допущение диктуется послерифейской историей доломито- и угленакопления.

Такого рода представления о послерифейской морской воде уже неоднократно высказывали ряд исследователей, в том числе автор этих

строк, но до сих пор трактовались лишь как более или менее правдоподобная гипотеза и часто резко оспаривались. После бурения в океанах они приобретают новое звучание. *Сейчас это уже не гипотеза, а хорошо обоснованное заключение, на котором можно строить теорию послерифейского литогенеза.*

В превращении гипотетических представлений о послерифейской океанической воде в достоверные и заключается то первое важное новое, что уже сейчас дает бурение на океанском дне.

3. Генезис кремнистых пород в мезозое и в послерифейские времена вообще

Но есть и более частные, спорные до сих пор проблемы, которые бурением океанических осадков решаются однозначно. И прежде всего проблема генезиса кремнистых пород.

После работ экспедиции «Челленджера» (1872—1876 гг.) широкое распространение получил взгляд, согласно которому кремнистые породы возникли за счет накопления биогенного кремнезема (диатомеями, радиоляриями, губками) и последующей переработки его в диагенезе в аморфный или крипто-кристаллический опал, халцедон и другие разновидности кремнезема. Этой точки зрения придерживались практически все геологи, имевшие дело с кремнистыми породами, с 90-х годов XIX в. до 30-х годов XX в. Но с начала 20-х годов под влиянием успехов геохимии стала развиваться другая концепция, согласно которой аморфный кремнезем в породах трактовался как хемогенный, химически выпавший из растворов; органогенный встречался *наряду с ним, часто в подчиненных количествах, а иногда отсутствовал.* В 30-х годах эта комбинированная хемогенно-биогенная точка зрения получила широкое распространение, вошла в учебники и сейчас стала, пожалуй, господствующей.

Любопытно, что литологи, исповедующие вторую гипотезу, совсем не интересовались ни данными о физико-химических равновесиях $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ при разных температурах и рН, ни тем, каким требованиям должна была отвечать морская вода геологического прошлого, чтобы из нее одновременно могла идти и биогенная и хемогенная садка кремнезема. Не так давно в полемике с В. П. Казариновым (Страхов, 1965), придерживающимся хемогенно-биогенной концепции генезиса кремнистых пород мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, автор рассмотрел требуемые для этого условия и показал, что *они нереализуемы в природе.* Кремнистые породы мезозоя Западно-Сибирской низменности могут иметь поэтому только биогенный генезис; аморфный же кремнезем возник в них за счет диагенетического преобразования исходного биогенного опала и превращения его в более стойкую модификацию. Иными словами, автор попытался реабилитировать старую биогенную концепцию и показать, что *только она* отвечает современным данным о физико-химических равновесиях в системе: $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Материалы по поровым водам океанических осадков в этом отношении представляют исключительный интерес.

Напомню, что в наддонной воде современного океана содержание SiO_2 ничтожно — 0,5—2,5 мг/л, редко выше 5 мг/л, в то время как в иловой воде концентрация кремнезема до 26—60 мг/л и выше (за счет растворения панцирей кремнистых организмов). Содержание SiO_2 в поровых водах древних океанических отложений до сеномана включительно строго отвечает содержанию его в поровых водах современных осадков. Мы можем заключить отсюда, что *в наддонной воде древнего океана* концентрация кремнезема была гораздо меньшей, чем в поровых водах всего пробуренного разреза, и, как в современном океане, находилась в пределах первого десятка мг/л.

Но такая концентрация SiO_2 чрезвычайно удалена от точки насыщения морской воды кремнеземом, равной 100—120 мг/л при температуре 15°. Отсюда следует, что *никакой речи о хемогенной садке кремнезема из мезозойских морей быть не может*. Экстрагирование его из раствора уже тогда могло идти только биогенным путем, а тот аморфный кремнезем, какой мы встречаем сейчас в опоках и гезах, возник в диагенезе путем растворения органических форм и нового выпадения SiO_2 из раствора уже в виде других, более стойких, минеральных форм. *Бурение в океанах, наконец, решило данную проблему в бесспорной форме, исключая дальнейшие дискуссии на эту тему*. Задача литологов сейчас — не выбор биогенной или химико-биогенной гипотезы (с помощью бурения в океанах этот вопрос решен), а изучение тонкой минералогии опалов для решения, почему в одних случаях биогенный кремнезем оказывался весьма неустойчивым и нацело замещался аморфным или крипто-кристаллическим, в других же уцелел в большей или меньшей, порою в значительной своей части. *Хемогенная садка кремнезема могла идти в мезозое и кайнозое только в непосредственной близости к очагам разгрузки вулканических гидротерм в геосинклинальных зонах*. Но и здесь, если исходить из современного опыта, хемогенная садка должна была играть совершенно подчиненную роль.

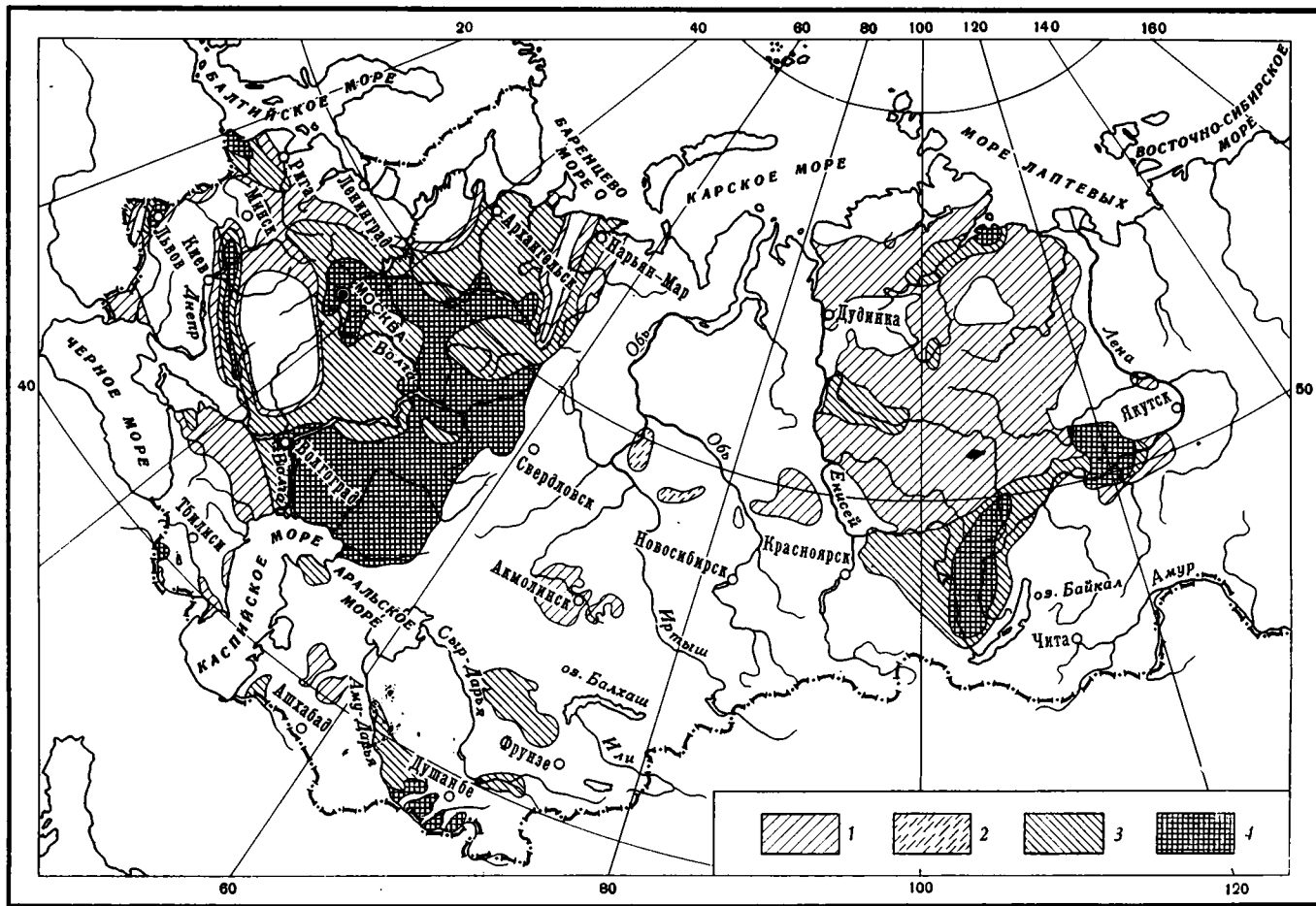
Но как обстояло дело в палеозое? Факт постоянства состава океанской воды на протяжении всего послерифейского времени, установленный выше, заставляет думать, что кремнезем в ней во все это время ее недосыщал, и, следовательно, нормальным путем извлечения его из раствора был путь биогенный, разумеется, в некотором — небольшом — удалении от вулканических очагов. Переход кремнезема из поля насыщения морской воды в поле недосыщения произошел гораздо раньше конца рифея, и только для тех времен можно допускать хемогенное его осаждение даже вдали от вулканов (джерспиллиты). В свете данных глубского бурения в океанах, такое решение сейчас, видимо, единственно возможное. Продолжение полемики здесь становится уже анахронизмом, поддерживать который может лишь крайний педантизм. Актуальной задачей, обещающей дать много интересного, является изучение тонкой минералогии биогенных и возникших из них аморфных опалов, о котором сказано выше.

4. Об эпигенетических доломитах и их распространенности в природе

К середине 50-х годов выяснилось, что в природе существуют три генетических типа доломитов :1) первичные — седиментационные; 2) седиментационно-диагенетические; 3) эпигенетические. Неясным остался вопрос о распространенности каждого из этих типов и о роли их в общей массе доломитов.

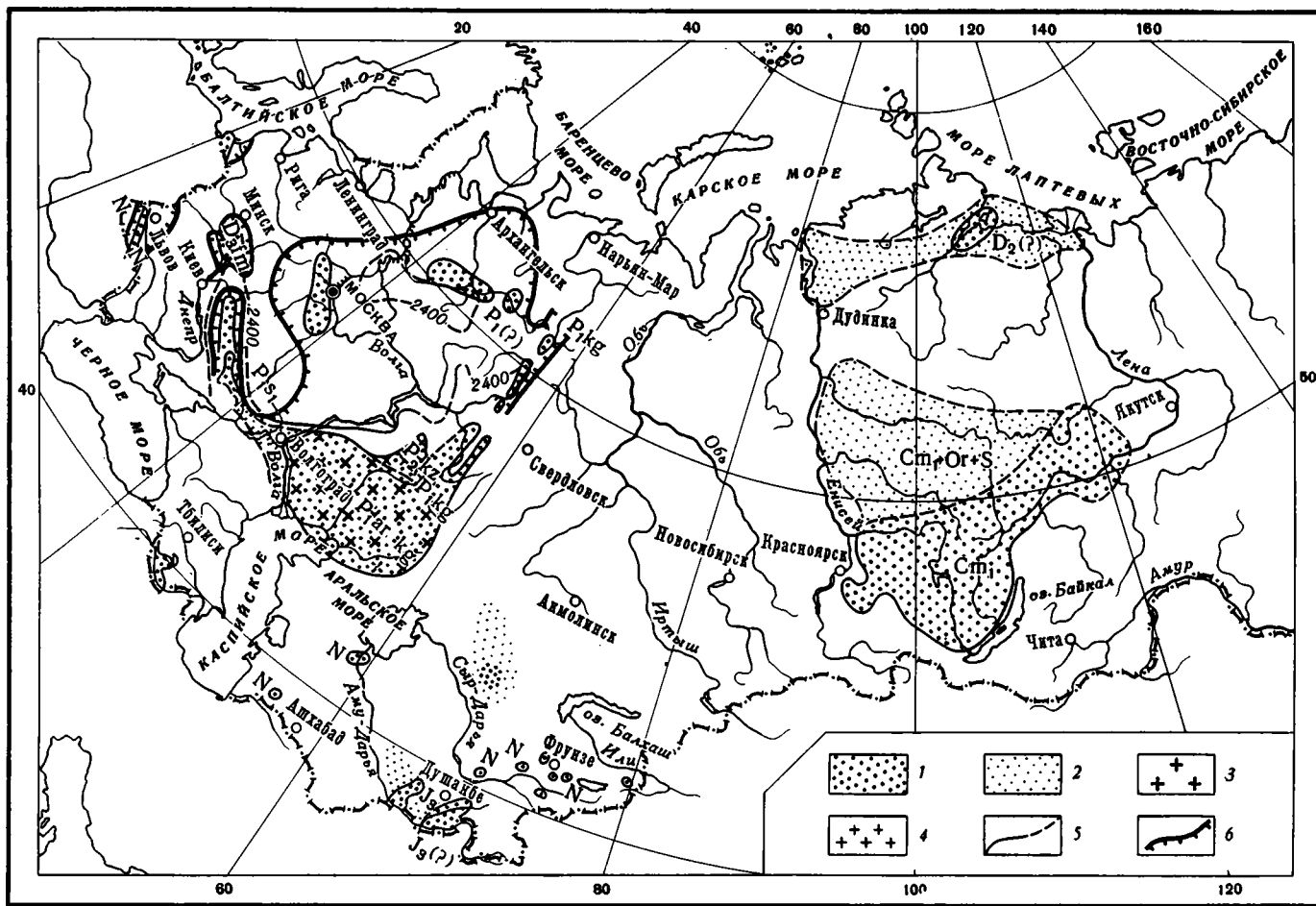
В сборнике «Типы доломитовых пород и их генезис» (1956), подводящем итог знаниям того времени, большинство авторов придерживалось мнения, что подавляющая масса доломитов относится к числу седиментационных и седиментационно-диагенетических, и даже преимущественно последних. Эпигенетические доломиты рассматривались, вслед за автором настоящих строк, как ничтожные по количеству и образующие только заполнения каверн и трещин в породах, а также прихотливые ограниченного размера зальбандовые окаймления трещин. Но С. Г. Вишняков (1956) в том же сборнике утверждал, что, напротив, эпигенетические доломиты распространены широко. При этом вопросы об источнике магния, необходимого для доломитизации, о физико-химическом механизме эпигенетического доломитообразования остались открытыми.

В 1956 г. автор проверил расчетом старую идею М. Э. Ноинского о том, что метасоматические доломиты верхнего карбона Самарской луки



Фиг. 5. Распространение соляных вод и рассолов с концентрацией более 50 г/л (более 5%) на территории СССР

(по Валяшко, 1963 г.)
 1—области распространения рассолов с концентрацией 50—100 г/л (Γ_{100});
 2—то же, предположительно;
 3—области распространения рассолов с концентрацией 100—270 г/л (Γ_{270});
 4—области распространения рассолов с концентрацией выше 270 г/л (Γ_{270})



Фиг. 6. Распространение соляных стложений на территории СССР

(по Валяшко, 1963 г.)
 1 — площади распространения соляных пород; 2 — площади распространения соленосных пород и предположительно соляных; 3 — каменная соль большой мощности прикаспийской впадины; 4 — каменная соль казанского возраста; 5 — изолиния (2400 м) поверхности кристаллического фундамента в Европейской части СССР; 6 — граница распространения палеозойских гипсов и ангидритов

возникли за счет раздоломичивания первичных доломитов верхней перми сульфатными водами мезозоя (сульфат получался окислением пирита покрывающих мезозойских пород) и переноса $MgSO_4$ вниз, где на глубинах разреза он вступал с $CaCO_3$ в реакцию взаимного обмена и порождал эпигенетический доломит. Оказалось, что поступающего сверху из мезозойского плаща магния совершенно недостаточно для эпигенетической доломитизации карбонатных пород Луки. Для других районов аналогичных расчетов не производилось. Действие подземных соленых вод, как фактора эпигенетической доломитизации, тогда еще не учитывалось. Таким образом, принимая метасоматические доломиты за эпигенетические, С. Г. Вишняков остановился перед неразрешенной задачей — отыскать достаточный источник магния для вторичной доломитизации известняков, и это обстоятельство, в сущности, лишало почвы развиваемую им концепцию.

С того времени положение в науке несколько изменилось. Возродились и все усиливаются тенденции относить метасоматические доломиты, особенно когда они обладают реликтовой органогенной структурой, к эпигенетическим. Одновременно в качестве доломитизирующего фактора стали привлекать *соленые подземные воды, особенно когда они сопровождаются нефтью*. Однако, указывая этот новый фактор эпигенетической доломитизации известняков, исследователи по-прежнему не занимаются дальнейшими изысканиями. Они не интересуются ни генезисом этих вод, ни их массой, ни запасами содержащегося в них магния, ни тем, насколько эти запасы в состоянии обеспечить появление в разрезе тех мощных толщ метасоматических доломитов, какие имеются, например, в разрезе Русской и Сибирской платформ. Признавая все эти вопросы «труднейшими» и даже не пытаясь их решить, сторонники эпигенетической доломитизации тем не менее утверждают, что эпигенетические доломиты широко распространены. Нетрудно видеть, что обращение к новому источнику магния по существу не сдвинуло с мертвой точки проблему эпигенетического происхождения доломитов.

Как это ни странно может показаться на первый взгляд, но просвет в доломитовой проблеме возник после бурения на океаническом дне, если увязать полученные данные с некоторыми новыми гидрогеохимическими фактами.

В 1963 г. П. Ф. Дерпгольц выдвинул идею о том, что соленые подземные воды, заполняющие синеклизы платформ, не являются их специфической особенностью, но существуют и в глубоких горизонтах океанических илов, образуя с ними единое целое. Эта интересная мысль, однако, не только не получила подтверждения материалами глубокого океанического бурения, но, напротив, может считаться сейчас полностью опровергнутой. Буровые вскрыли на дне океанов породы от четвертичных до титона и ни малейших признаков поровых вод, отличных от современной морской воды, не обнаружили. Факт чрезвычайной важности! Мне представляется, что он позволяет уже сейчас считать, что *соленые подземные воды континентального блока с минерализацией 25—30% и выше, хлоркальциевые или хлорнатриево-кальциевые по составу, богатые Br, I и рядом микроэлементов, не имеют ничего общего с поровыми водами океанических осадков. Это — специфические образования континентального блока, свойственные именно ему и чуждые поровым водам океанических отложений*. Больше того, на примере территории СССР, М. Г. Валяшко еще в 1963 г. убедительно показал, что *в пределах континентального блока высокоминерализованные подземные воды встречаются спорадически. Они локализованы только в тех регионах, в послерифейском разрезе которых имеются галогенные толщи, причем соленые воды стратиграфически размещаются ниже первой (сверху вниз) соленосной толщи*. Это обстоятельство видно на картах (фиг. 5, 6, 7) и разрезах к ним (Валяшко, 1963). Они столь наглядны, что не требуют длительных пояснений.

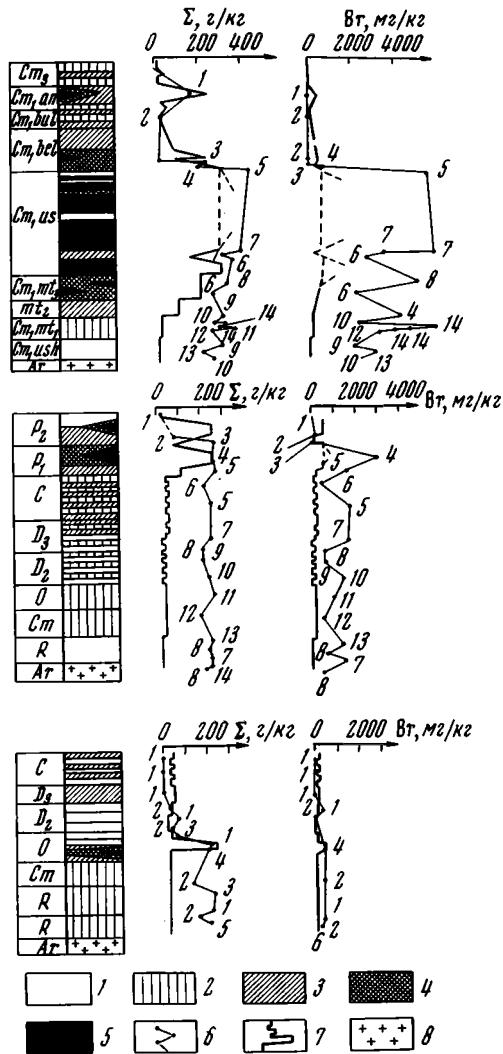
Значение обоих указанных фактов состоит в том, что они впервые позволяют объективно оценить достоверность существующих гипотез происхождения тех соленых подземных вод континентального блока, которыми оперируют литологи — сторонники интенсивной эпигенетической доломитизации известняков.

Как известно, существуют четыре гипотезы их образования: *гравитационная диффузия* ионов через толщу осадочных пород вниз, что вызывает одновременно и осолонение вод и своеобразную их метаморфизацию (Филатов, 1956); *самодиффузия ионов*, происходящая в ионных растворах в гравитационном поле Земли (Соколов, Самойлов, 1957); *поступление газовых вулканических эманацій* из фундамента платформы (Дерпгольц, 1963); гравитационное просачивание вниз через толщу пород межкристалльных растворов галогенных толщ (Валяшко, 1963).

Из сути первых трех гипотез вытекает, что явления осолонения и образования хлоркальциевых (частично хлормагниевого) вод должны иметь место повсеместно как в глубоких горизонтах континентального блока, так и в глубоких частях осадочного океанического покрова. В действительности же их нет ни в глубоких частях океанического осадочного покрова, ни даже на крупных участках континентального блока. Они развиты лишь там, где в разрезе послерифейских толщ присутствуют галогенные толщ.

Это обстоятельство делает очевидным, что ни гипотеза К. И. Филатова, ни идеи Б. С. Соколова и О. Я. Самойлова, и тем более П. Ф. Дерпгольца, не отвечают природным явлениям.

Единственной концепцией, позволяющей понять генетическую природу подземных рассолов, является схема М. Г. Валяшко. Глубинные рассолы действительно являются метаморфизованными тяжелыми рассолами рапных водоемов, медленно просачивающимися вниз, в подстилающие толщ. Это вадозные (седиментационные) воды поверхностного происхождения, типичные для аридных зон, но впоследствии несколь-



Фиг. 7. Размещение соляных подземных вод в разрезе Русской и Сибирской платформ

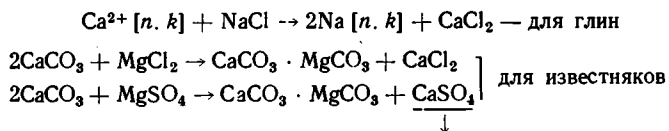
(по Валяшко, 1963 г.)
 1, 2 — моря с нормальной соленостью (3,5%) — современные (1) и древние (2); 3 — бассейны с повышенной соленостью (3,5—15%); 4 — отложения очень соленых бассейнов (>23%); 5 — фации очень соленой лагуны (>23%); 6 — реально наблюдаемая соленость подземных вод и содержания в них брома; 7 — первичная соленость поровых вод и содержания в них брома, отвечающая фациальному типу бассейна; 8 — докембрийские отложения. Цифры на кривых — точки анализа вод

ко смещенные латерально тектоническими движениями за пределы этих зон.

Существуют попытки, исходя из концепций К. И. Филатова, Д. С. Соколова и О. Я. Самойлова, термодинамически рассчитать возможное увеличение солёности с глубиной. Последнюю из них сделали П. Ц. Мангелсдорф, Ф. Т. Мангейм и Д. М. Т. М. Гискис (Mangelsdohrf a. oth., 1970), «Модель расчета — ..., — пишут они, — дает увеличение солёности, примерно, на 54% (от исходной нормальной морской. — Н. С.) на 1 000 м глубины и не может объяснить гораздо большего градиента солёности в осадочных бассейнах. С другой стороны, рассчитанное увеличение солёности гораздо больше реального прироста концентраций, наблюдаемых в поровых водах буровой скважины в Guadalupe Mohole и в слоях, не затронутых диапировой (соляной. — Н. С.) тектоникой на континентальном склоне Мексиканского залива». Прежние попытки физико-химических расчетов (например Н. А. Огильви, А. В. Копелиовича) дали аналогичные результаты. Все они противоречат и тому, что наблюдается в поровых водах океанских осадков, и тому, что известно о солёных водах континентального блока, — наглядное доказательство ошибочности исходных позиций и нереальности самих расчетов.

Повторяем, единственной концепцией, удовлетворяющей совокупности фактов, является гипотеза М. Г. Валяшко.

Из сути ее вытекает, что запасы сильно минерализованных вод, например на Русской платформе, ограничены; с мезозоя они не увеличивались, ибо в мезозое и кайнозое здесь не формировалось новых галогенных толщ, а могли только убывать за счет разгрузки в областях поднятий. С другой стороны, происходило непрерывное взаимодействие опускающихся солёных межкристалльных вод с породами, через которые они просачивались. Это повлекло за собой метаморфизацию самих вод и некоторые изменения в составе пород, в порах которых воды помещались. Взаимодействие вод и пород вполне выражается общеизвестными формулами метаморфизации для случая глинистых и карбонатных пород:



В итоге, если исходные межкристалльные воды содержали MgSO_4 и MgCl_2 наряду с NaCl , они, в конечном счете, превращались в типичные хлоркальциевые, а известняки доломитизировались и одновременно испытывали вторичную сульфатизацию. Последнее нас сейчас и интересует, ибо результат доломитизации доступен расчету.

Представим себе крайний, наиболее благоприятный для эпигенетической доломитизации, случай. Через толщу известняков с пористостью 10% (что для таких пород уже много) просачиваются рассолы с солёностью 30%, причем в этих рассолах присутствуют только MgCl_2 ($\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ — отсутствуют). Какие максимальные массы доломита при этом можно ожидать?

В 1 дм^3 известняка заключается 900 см^3 CaCO_3 , что при его удельном весе 2,7 дает 2430 г CaCO_3 или 972 г Са. В 100 см^3 пор находится рапа с удельным весом 1,2, что дает 120 г раствора. При солёности 30% в рапе содержится 40 г солей; принимая, что присутствует только MgCl_2 , получаем, что в рапе 1 дм^3 породы находится всего 9,6 г Mg ($40 \times 0,24$). Переход всего Mg в известняк с его 972 г Са может создать, очевидно, лишь мизерную доломитизацию, примерно около 1% массы известковой породы. Между тем реальная доломитизация пород C_1 —Р Русской платформы часто измеряется многими десятками процентов; для C_3 , напри-

мер, она равна в среднем 63%. Сопоставление чисел говорит за себя. *Привлекать глубинные рассолы для объяснения генезиса метасоматических доломитов — главного типа в палеозойском разрезе Московской синеклизы и других мест — так же невозможно, как и оперировать водами, поступающими сверху, из мезозойской покрывки палеозойских толщ.* Иначе говоря, в палеозое Русской платформы эпигенетическая доломитизация играет совершенно ничтожную роль. Подавляющая же масса метасоматических доломитов седиментационно-диагенетическая.

С этим выводом гармонирует распределение доломитов в палеозое Русской платформы, выясненное геохимическими картами А. Б. Ронова (1956).

Глубинные рассолы заполняют поры карбонатных пород Московской синеклизы и участков, расположенных восточнее, начиная от девона и кончая верхним карбоном и пермью. Если бы доломитообразование в основном было эпигенетическим, географическое размещение доломитовых масс должно было быть однообразным на всех стратиграфических уровнях от D_2 до P_2 включительно. Доломиты каждого следующего (снизу вверх) горизонта должны были бы локализоваться в пространстве сходно. Между тем они размещаются на каждом стратиграфическом уровне индивидуально и порою резко различно. Особенно поражает слабая доломитность франских пород Московской синеклизы, тогда как с фамена она резко возросла и географически сместилась. То же видно в сравнении карт известняков турне и визе, C_2 и C_3 и особенно перми; пермское доломитообразование к тому же локализовано с яркими признаками первичности. Споры нет, реальная картина размещения доломитов гораздо сложнее, чем показано на картах А. Б. Ронова. Но наличие индивидуального плана пространственного размещения доломитов на разных стратиграфических уровнях является фактом и говорит только об одном: *решающую роль в генезисе палеозойских доломитов играли процессы седиментогенеза и диагенеза, но не эпигенеза.* Роль последнего может быть только резко подчиненной, точнее, ничтожной, как показано приведенными выше расчетами.

Обсуждая проблему эпигенетических доломитов, нельзя пройти мимо вопроса: имеются ли чисто петрографические (структурно-текстурные) признаки, по которым можно было бы уверенно отличать метасоматические доломиты, возникшие в диагенезе, от метасоматических, возникших под действием подземных вод? Имеются, но их очень немного и они специфичны. Выполнение трещин, пересекающих уже литифицированную породу, каверн и крупных пор в ней, доломитные зальбанды вокруг крупных трещин — вот, пожалуй, и все, что можно рассматривать как достоверные признаки эпигенетических новообразований. Что же касается замещения органических остатков, прихотливых очертаний доломитовых пятен, линз, стяжений, изменчивости степени доломитизации внутри крупных линз, наконец, необычайно меняющихся размеров доломитизированных участков, то они не имеют однозначного толкования. Все они с таким же успехом могли возникать еще в осадках, проходивших стадию диагенеза, причем обводненность и большая пористость и проницаемость карбонатных отложений на диагенетической стадии представляет даже существенное преимущество для метасоматических преобразований $CaCO_3$ в доломит.

Совсем недавно А. И. Осипова и Т. Н. Бельская (1970) выдвинули палеоэкологический критерий для опознавания эпигенетических доломитов: *метасоматическое замещение известняков C_1^V со стеногалинной фауной.* В метасоматических доломитах, — пишут они, — встречаются формы «очень чувствительные к изменениям условий обитания — колониальные кораллы (особенно роды *Lonsdaleia* и *Corwenia*), некоторые одиночные кораллы (роды *Palaeosmillia* и *Gangamophyllum*), сирингопориды, хететиды, известковые губки, разнообразные фораминиферы, крупные брахи-

оподы (большинство *Gigantoproductus* и *Striatifera*). ... При условиях, допускавших сколько-нибудь значительное осаждение карбоната магния, такие организмы существовать не могли—сни исчезали уже при содержании доломита около 10%. Поэтому присутствие в доломитовых породах остатков этих организмов свидетельствует о постседиментационном образовании доломита; привлечение литологических данных, в частности изучение диагенетических кремневых конкреций, во многих случаях позволяет определенно говорить об эпигенетическом доломитообразовании» (стр. 109—110).

При анализе указанного критерия нужно иметь в виду два обстоятельства. *Во-первых*, таких морских форм фауны, которые не выносили бы никаких отклонений от нормальной солености, в настоящее время нет и не могло быть в прошлом. Любая стеногалинная форма выносит все же некоторые изменения солености воды как в сторону опреснения, так и в сторону осолонения. Наблюдения над современной стеногалинной фауной показывают, что *она не реагирует молниеносно* на изменения солености. Так, соленость Красного моря достигает 4,2%, т. е. на 20% выше океанской нормы (3,5%), но фауна его еще типичная нормально-морская; даже колониальные кораллы еще сохраняются. Отнюдь не исключено, что стеногалинные формы нижнего карбона (палеозоя вообще) выносили не только такое же, но и несколько большее осолонение от морской нормы. *Во-вторых*, сейчас как будто общепринято, что углекислоты в палеозойской атмосфере было гораздо больше, чем в современной, а следовательно, щелочной резерв морской воды также существенно превосходил резерв воды современной. Эта специфика палеозойского моря приводила к тому, что в те времена, особенно в первой половине палеозоя и S_1 доломит в нормальной морской воде был очень близок к насыщенности.

Вполне допустимо, что *при тех отклонениях от солености (в сторону ее повышения), которые еще переносили палеозойские стеногалинные формы, доломит уже начинал осаждаться хемогенно, особенно на мелководье*, на прогреваемых до дна участках с повышенными рН. Весьма ценны с этой точки зрения наблюдения А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской, что стеногалинные формы S_1^v «исчезали уже при содержании доломита около 10%». Следовательно, при меньшей садке доломита они еще могли жить. Но седиментационного поступления 7—8% доломита в осадок при последующем перераспределении его и концентрировании в виде ограниченных линз было вполне достаточно, чтобы создать те типично метасоматические небольшие линзовидные, пятнистые участки породы, в которых доломит замещает настоящие стеногалинные формы. Таким образом, *возможность начала садки доломита из воды уже при таком повышении солености, какое еще выдерживали карбоновые стеногалинные формы, предопределяет возникновение линз метасоматического доломита в диагенезе* и устраняет ту трудность, из-за которой А. И. Осипова и Т. Н. Бельская возрождают идею об эпигенетическом генезисе метасоматических доломитов. Большая соленость, но еще такая, когда фауна, постепенно беднея и теряя стеногалинные формы, продолжает жить, обуславливала формирование все более крупных линз и пачек метасоматических доломитов, все большую их распространенность в разрезе и все больший средний процент его доломитности. И только при значительной солености, когда фауна уже вымирала или была близка к вымиранию, возникали пластовые доломиты уже без признаков метасоматоза, с характерным угнетенным биоценозом, или совсем без него. Все это означает, что *метасоматические доломиты с остатками замещенной фауны даже стеногалинного типа являлись в палеозое неизбежной предварительной ступенью к возникновению пластовых седиментационных доломитов со специфическим биоценозом или даже без органических остатков.*

Присутствие внутри метасоматических доломитов кремневых диагенетических стяжений указывает только на то, что последние формировались на более ранней стадии диагенеза, а доломитные пятна и стяжения — на более поздней.

Таким образом, палеоэкологический критерий, выдвинутый А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской, не имеет того решающего значения в вопросе об эпигенетичности доломитов, какой ему был приписан. Он без труда устаревает изложенными выше соображениями, тем более, что авторы, выдвинувшие палеоэкологический критерий, не смогли убедительно указать ни источника магния, ни объяснить индивидуального плана размещения доломитов на разных стратиграфических уровнях палеозоя Русской платформы, ни рассмотреть генезиса и масс тех подземных вод, какими они оперировали, и их метаморфизирующей потенции. Слишком много оставлено без внимания и анализа, поэтому говорить всерьез о массовой эпигенетической доломитизации подземными водами не приходится.

Когда же пытаешься рассмотреть все эти неизбежные вопросы, то приходишь к выводам, которые были аргументированы выше и которые, не отрицая в принципе эпигенетической доломитизации, отводят ей совершенно ничтожную роль.

Как ни странно на первый взгляд, но в вопросе о вторичной доломитизации решающую роль играет не само явление метасоматизма доломитов по известнякам (ибо оно само по себе не имеет однозначного толкования) и не палеоэкологический критерий, а рассмотрение природы соленых подземных вод континентального блока, привлекаемых к делу, и их реальной метаморфизирующей силы. Те, кто обходит эти вопросы, забывают, что количество подземной воды по массе весьма мало сравнительно с массой вмещающих их известняков, а солей магния в них и того меньше. Получается, что ничтожная масса магния (к тому же не возобновляемая) метаморфизирует огромные массы вмещающих известняковых пород. Невольно вспоминается библейское чудо насыщения пятью хлебами пяти тысяч человек.

5. Об определении солености древних водоемов методом поглощенных оснований

В заключение коснусь еще одной проблемы, которую глубокое бурение в океанических осадках и изложенный выше материал освещают по-новому.

Речь идет о реконструкции солености и ионного состава воды послерифейских бассейнов путем изучения состава поглощенных глинами оснований. Этот метод был предложен впервые, если не ошибаюсь, Г. Л. Стадниковым, а затем Л. А. Гуляевой, но наибольшее развитие получил в работах сотрудников Института геологии Арктики, которые его интенсивно пропагандируют.

В 1957 г. мне уже приходилось отмечать сомнительность этого метода и необходимость предварительного изучения *истории воды* в глинах. Сейчас о нем можно говорить гораздо решительнее и определеннее.

Этот метод основан на следующем постулате: глинистые илы и вознившие из них глины в силу своей водонепроницаемости сохраняют в своем поровом пространстве первично захороненную воду, которой отвечает комплекс поглощенных глинистыми минералами оснований. Сейчас можно считать доказанным, что такая трактовка *принципиально ошибочна и не отвечает действительности*.

Если в разрезе послерифейских толщ морские отложения чередуются с опресненными или даже вовсе пресноводными, то неизбежно возникает диффузия более соленой воды из горизонтов первого типа в горизонты второго типа. В результате диффузии в последних при взаимо-

действии более соленых вод с глинами происходит обмен основаниями и первоначально захороненные иловые воды превращаются, в конце концов, в более соленые хлоркальциевые воды. Соответственные изменения происходят и в комплексе поглощенных оснований в глинах, вмещающих первично не морскую воду. Наличие такого процесса впервые с полной достоверностью установил автор этих строк на примере поровых вод новоэвкийского горизонта в Черноморском бассейне (Страхов, 1963) при анализе данных по поровым водам, опубликованных ранее О. В. Шишкиной.

Несомненно, что тот же процесс интенсивно протекал и в прошлом при аналогичной ситуации. В частности, он имел место в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности, в разрезе которой наблюдается много горизонтов, отложенных в бассейнах с сильно опресненной или даже пресной водой. Современный комплекс поглощенных оснований в них уже не тот, что был первоначально.

Еще более интенсивное изменение первичных поровых вод и отвечавшего ему комплекса поглощенных оснований происходило тогда, когда толща нормально-морских отложений перекрывалась толщиной галогенных пород с весьма соленой межкристалльной рапой. Последняя, опускаясь вниз, как было изложено в предыдущем разделе, изменяла первичные поровые воды, и, конечно, комплекс поглощенных оснований, первоначально свойственный глинам. Сейчас отрицать этот факт невозможно.

Новые изменения происходят тогда, когда древние толщи приближаются к дневной поверхности и входят в зону активной циркуляции подземных вод. Метеорные осадки, поступая в них сверху, промывают вначале пески, а затем и глинистые отложения, из которых соли диффундируют в циркулирующий водоносный горизонт и им выносятся. Происходит рассолонение глинистых пород, а следовательно, и новые изменения их поглощенных оснований.

Все эти соображения, каждое из которых сейчас достаточно аргументировано, делают принципиально эфемерной и нереальной надежду, путем определения состава поглощенных оснований в глинах вскрыть первичный характер морской воды в разные послерифейские эпохи и тем самым нащупать эволюцию солевого состава морской воды.

Когда определяют поглощенные основания в древних глинистых породах, то принципиально получают вовсе не тот комплекс, какой был в них первоначально в седиментогенезе и даже в диагенезе, а тот, который сформировался в результате сложной последующей истории породы и взаимодействия ее с меняющимися гидрохимически подземными водами. Этот комплекс может не иметь ничего общего с исходным. Таким образом, вопреки мнению авторов метода, их определения не достигают поставленной цели, так как исходный постулат оказался ошибочным.

Открытие постоянства солености и ионных соотношений в морской воде (за исключением щелочного резерва) от кембрия поныне бросает новый свет на разбираемую проблему. По существу, это открытие снимает ее с повестки дня, как нереальную и ненужную, во всяком случае, для морских отложений. Для глин же, отложенных в водоемах с аномальным режимом солености, отклонения от нормы гораздо точнее определяются по совместным показаниям захороненной в породе фауны и минеральным новообразованиям, чем по комплексу поглощенных оснований; особенно это относится к осолоняющимся водоемам.

Таковы некоторые выводы, которые уже сейчас можно сделать из данных бурения океанического дна. Не подлежит сомнению, что в дальнейшем, при развертывании этих работ, будет получено много новых данных, которые освободят теорию послерифейского литогенеза от ряда неясностей, ненужных дискуссий, анахроничных представлений и поднимут ее на новую, более высокую ступень.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки.— В сб.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Дерпгольц П. Ф. Гидросфера и хлор.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород (на примере нижнекаменноугольных отложений Русской платформы).— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт).— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод.— Изв. АН СССР. Серия химич., 1957, № 2.
- Страхов Н. М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской луки.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Страхов Н. М. Новые данные о диагенезе черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Страхов Н. М. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава природных вод. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Manheim F. T., Bischoff J. L. Geochemistry of por waters from Shell oil Company Drill Holes of the continental Slope of northern Gulf of Mexico. Chemical Geol., 1969, No. 4.
- Manheim F. T., Chan K. M., Kerr D., Sunda W. Interstitial water studies on small core samples. Deep-Sea drilling project Log 3. Initial Reports of the Deep Sea drilling. Project, 1969, v. III. Initial Reports of the Deep-Sea drilling Project, v. 1.
- Mangelsdorf P. C., Manheim F. T., Gieskes J. M. T. M. Role of gravity, Temperature Gradients and Ion-Exchange Media in formation of fossil Brines. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1970, v. 54, No. 4.
- Manheim F. T., Sayles R. L. Interstitial water studies on small core samples, Deep-Sea drilling project Log 1. U. S. Govern. Printing offic., 1970.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
1.IX.1970

ТИПЫ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ, СОДЕРЖАЩИХ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Л. Н. ФОРМОЗОВА

Показано, что докембрийские железистые кварциты мира не однотипны. Они образовывались в разное геологическое время, в различных условиях и связаны не с одной, а с несколькими формациями. Выделено и описано 7 типов формаций, обладающих характерным парагенезом пород, вмещающих руды, и минеральным составом последних. Сравнительное изучение формаций РСт, содержащих железные руды, показывает, что они всегда имеют прямую или отдаленную связь с вулканизмом различной интенсивности и состава.

Железистые кварциты РСт образовывались в течение длительного времени — около 2,5 млрд. лет; на протяжении этого времени содержащие их формации, как и сами железистые кварциты, изменялись. Однако эта эволюция очень мало изучена, а типизация формаций не разработана. В литературе существует около 16 терминов для обозначения железных руд РСт, но их соотношения совершенно неясны. Эти руды имеют некоторые общие черты, повторяющиеся на разных материках и в формациях различного возраста; в то же время они совсем не одинаковы. Споры о генезисе железистых кварцитов ведутся уже около века. Почти так же давно даются различные предложения в печати по упорядочению терминологии. Однако каждый исследователь продолжает употреблять термины, выработанные многолетней практикой. Интересно, что во многих работах, посвященных описанию железистых кварцитов, говорится, что они сходны и с рудами оз. Верхнего и с рудами Бразилии, хотя в этих районах рудоносные отложения совершенно различны.

Приведем несколько примеров, иллюстрирующих различные условия образования железных руд РСт.

1. Руды Ag и многие руды Pt тесно связаны с вулканитами, переслаиваются с туфами и эффузивными породами и переходят в них по простиранию (Лабрадорская геосинклиналь, район оз. Гунфлинт в Онтарио и др.). Такие пространственные соотношения позволяют предполагать связь их образования с вулканическими процессами. В то же время существуют руды Pt, не имеющие прямой связи с вулканизмом (месторождение Мезаби в Миннесоте, США и др.).

2. Вулканические породы, ассоциирующие с рудой и отражающие характер вулканизма во время рудообразования, различны. Преимущественно кислый вулканизм Северной Швеции сопровождал отложения богатых руд типа Кируна. Но интенсивный основной и средний вулканизм гораздо чаще сопровождается формированием железистых кварцитов РСт и, следовательно, более благоприятен для их образования.

3. Вмещающие руду осадочные породы часто совершенно различны. Мощные толщи известняков и доломитов Бразилии указывают на иные условия осаждения Fe, чем частая смена химических, вулканических и

терригенных осадков при полном отсутствии известняков в других районах (месторождения Кристал Фелс и Айрон-Ривер, США).

4. Наконец, сами руды то почти мономинеральны и очень чисты, то представлены железо-марганцевыми разностями, то обогащены разнообразными малыми элементами (U, Ti, Au, P и др.).

Если наблюдается сходство рудных прослоев, то чередующиеся с ними нерудные или малорудные прослои бывают крайне различны. Рудные прослои, содержащие окислы и карбонаты железа могут чередоваться с терригенными кварцевыми породами, кварц-полевошпатовым материалом, силицитами (chert¹), доломитами или известняками, анкеритовыми или сидеритовыми слоями, апатитом, углисто-графитовым материалом, туфами, туфогенными сланцами (пеплами), эффузивами.

Все сказанное ясно показывает различие обстановки рудообразования, что отражается и в интенсивности вулканизма, и в составе магмы, и в сопутствующих породах.

В РСт развиты не только железистые кварциты. Древние руды представлены также массивными гематит-магнетитовыми рудами (тип Кируна). В Pt_1 встречаются колломорфные гетит-гематитовые руды, а в Pt_2 — оолитовые руды, внешне очень похожие на оолитовые руды ордовика или олигоцена. Однако главный тип руд РСт — железистые кварциты. Что же это за породы?

В литературе для них даются разные характеристики, отражающие не только состав первичных минералов в зависимости от условий образования руд, но также и степень их метаморфизма. Приведем некоторые определения.

1. Ж. В. Грюнер (Gruner, 1922). Такониты массивны и тонкослоисты, состоят из магнетита, кварца, миннесотоита, гриналита, стилпномелана (район оз. Верхнего).

2. Ж. А. Данн (Dunn, 1935). Тонкослоистые породы, состоящие из переслаивания яшмы, гематита и белого силицита, точно похожие на итабириты Бразилии, такониты оз. Верхнего и «calico rock» Южной Африки.

3. С. А. Тейлор (Tylor, 1948). Во всем мире железистая формация состоит из сидерита, гриналита или окислов Fe, ассоциирующих с большим количеством SiO_2 .

4. Х. Л. Джемс (James, 1954). Ни SiO_2 , ни минералы Fe не могут быть внесены в определение, так как это переменные факторы.

5. А. М. Гудвин (Goodwin, 1962). Слоистые породы состоят из SiO_2 (chert) и одного или более железистых минералов: сидерита, пирита, пирротина, магнетита, гематита (серия Киватин, Канада).

6. А. А. Илларионов (1965). Это крепкая тонкозернистая железисто-кварцевая метаморфизованная порода полосчатой текстуры, обусловленной чередованием рудных магнетитовых и гематитовых и безрудных кварцевых прослоек (КМА).

Попытка систематизировать и классифицировать железные руды предпринималась крупными учеными неоднократно, но, как правило, не удовлетворяла других исследователей.

Формационный анализ, широко применяющийся в СССР, также был использован многими геологами для изучения и систематизации железистых кварцитов (Н. С. Шатский, М. С. Марков, Н. П. Семенов, Л. Н. Формозова, Я. Н. Белевцев, Н. А. Плаксенко, Г. И. Каляев, Г. В. Жуков, В. Н. Котляр, В. М. Чернов, М. П. Горяинов и др.).

Несмотря на некоторые расхождения во взглядах на критерии выделения железосодержащих формаций, этот метод оказался наиболее рациональным и плодотворным. Многие иностранные и некоторые советские ученые применяют термин «формация» только к рудному горизонту или к группе близких по минеральному составу месторождений. Этим

¹ Во всех случаях «chert» переводится как «силицит».

Типы формаций докембрия, содержащих железные руды

Характерные черты формаций и парагенезис пород	Киватинский (вулканогенно-кремнистые формации)	Кируна (порфиро-лептитовые формации)	Лептитовый (туфо-сланцевые формации)	Тимискамниг (известково-кремнистые формации)	Итабиритовый (доломито-кремнистые формации)	Таконитовый	Оолитовый
						(кремнисто-сланцевые формации)	
Стратиграфическое положение	Ag	Ag и Pt ₁	Ag: или Pt ₁	Ag ₂ или Pt ₁	Pt ₁ и Pt ₂	Pt ₂ и Pt ₃	Pt ₃
Абсолютный возраст, млн. лет	2500—3500	1950—2600; 3000 Кольский полуостров	1800—2000 ± 100 —Швеция; до 2700—Карелия	2000—2500	1950—2300— Южная Африка; 1100—1300—Бразилия; 1900—2100— Индия; 1630— —1700—Австралия	1800—1600	630—1700—Северная Австралия; 770—1150—Южная Африка
Тектоническое положение	Переход от «пластичного» состояния земной коры к геосинклинальным системам; нуклеарная стадия	Сложные геосинклинальные системы с зачаточными срединными массивами	То же, что в порфиро-лептитовой формации	Узкие, длинные прогибы-троги вблизи крупных разломов, образовавшиеся одновременно; длина до 150 км; ширина 1—3 км	Крупные прогибы-мульды, эвгеосинклинали, многоэосинклинали	Линейные прогибы; длина до 3500 км, ширина 300 км	Переход к стабильному «жесткому» состоянию коры, но еще не платформы
Вулканические породы	Преимущественно основные диабазы, базальты; также андезиты, кератофиры, риолиты, трахиты; много туфов шальштейнов	Преимущественно кислые щелочные: порфиры, сиенит-порфиры, кварц-порфиры, кварцкератофиры; лептиты	Преимущественно кислые щелочные; туфы-лептиты преобладают над лавами	Основные вулканические породы: диабазы, базальты; много пирокластиков, агломераты; сильно-кремнистые пиритизированные туфы	Основные вулканические породы в зоне развития итабиритов или соседней фациальной зоне на том же стратиграфическом уровне	Прерывистые тела основных вулканических пород с подушечными отдельностями	Основные вулканические породы в соседних зонах

Масштаб вулканической деятельности; соотношение с рудой	Интенсивный вулканизм; много стадий активности; при затухании образования руд	Интенсивный, непрерывный, длительный вулканизм; тесная прямая связь руд с вулканическими породами	Средняя интенсивность, меньшая продолжительность; фумаролы; связь руд с вулканитами различная	Интенсивный вулканизм; прямая тесная связь с рудой	Интенсивность вулканизма различная; связь вулканитов с рудой различная	Вулканизм прерывистый; руды не всегда прямо связаны с вулканическими породами	Прямой связи с вулканическими породами нет
Осадочные породы	Очень мало: яшмы, кремнистые, карбонатные, хлоритовые, углисто-пиритовые сланцы, прослои мраморов, граувакк, брекчий	Очень мало: яшмы, кремнистые, пиритовые, графитовые и другие сланцы, редкие прослои известняков	Больше, чем в порфиристо-лептитовой формации: различные сланцы, аргиллиты, филлиты, реже известняки	Довольно много: яшмы, сланцы, водорослевые известняки и доломиты с прослоями кремнистого, углистого и пиритового материала; граувакки, галечники, конгломераты	Много: мощные толщи доломитов и известняков, яшмы, различные кремнистые породы, филлиты, тальковые и другие сланцы, граувакки, брекчии известняков с марганцевой рудой	Много: терригенные породы, но без грубой кластики, граувакки, алевролиты, яшмы, хлорит-сидерит-углистые и пиритовые сланцы	Много: яшмы, темные сланцы, кварциты, косослоистые песчаники с хлоритовым, сидеритовым и гематитовым цементом
Мощности формаций, км	7—12,5	≈ 5	2,5—3	Несколько	3—8	1 (Лабрадорский Трог)—10 местами в районе оз. Верхнего	2—3
Типы руд и формы рудных тел	Прерывистые, линзообразные, иногда чешуеобразные многопластовые залежи типично слоистых руд с прослоями лав и туфов	Однородные, массивные пластовые, протяженные, богатые, малокремнистые руды; подстилаются и перекрываются вулканическими породами	Типичные слоистые железистые кварциты, чаще небогатые; иногда переход к массивным рудам типа Кируна	Непрерывный, однообразный рудный горизонт; руда массивная и слоистая, жеодистая, коллоидная, местами переслаивание с пеплами; пизолиты	Многочисленные мощные, протяженные богатые железистые кварциты—итабириты переслаиваются с доломитами, яшмами, туфами	Типичные железистые кварциты с многочисленными слоями оолитовых руд, пизолитов, гранул и сфер с рудными оболочками	Типичные оолитовые руды с прослоями неолитового сидерита протяженностью 100-500 км; несколько маломощных горизонтов (6—10 м)

Продолжение таблицы

Характерные черты формаций и парагенезы пород	Таконитовый		Оолитовый		
	Киватинский (вулканогенно-кремнистые формации)	Кируна (порфириролептитовые формации)	Лептитовый (сульфосланцевые формации)	Тимискаминг (известково-кремнистые формации)	
Минеральный состав руд	Магнетит, гематит, первичные окислы, карбонаты и силикаты Fe перемешаются с кремнистым, углистым и пиритовым материалом	Магнетит, гематит, первичные окислы Fe преобладают; апатит, силикаты, карбонаты, сульфиды Fe в подчиненном количестве	Магнетит, гематит, апатит, реже силикаты, карбонаты, сульфиды Fe, кремнезем, небольшие соседние месторождения марганца	Гетит, гематит, магнетит нег, кремнистый материал рассеян неравномерно в разной форме, много Ti, Mn 2%, гиббсит, каолинит	Итабиритовый (доломитокремнистые формации)
Типичные районы распространения	Канада, США, Африка, Южный Урал, Казахстан, Обоянская и Михайловская серии КМА, Метабазитовая серия Украинского щита	Северная Швеция, Кольский полуостров	Средняя Швеция, Кольский полуостров, Карелия	Стип-Рок, Онтарио (Канада)	Бразилия, Индия, Южная Африка, Южная Австралия и др.
		Северная Австралия, Южная Африка		Район оз. Верхнего Лабрадорский полуостров	Северная Австралия, Южная Африка

объясняется неправильное отнесение всех железистых кварцитов РСт к одному типу руд.

В настоящей работе формации выделены на основании определения создателей учения о геологических формациях Н. С. Шатского (1965) и Н. П. Хераскова (1967).

«Геологические формации — это естественные комплексы горных пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные члены которых (толщи, слои, пачки) тесно парагенетически связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении» (Шатский, 1965, стр. 7; Херасков, 1967, стр. 13).

Н. П. Херасков (1967) подчеркнул, что именно парагенетические, а не генетические связи должны быть положены в основу выделения и классификации формаций, поскольку генезис пород, составляющих формацию, часто бывает различным или спорным.

Постоянная закономерная повторяемость в разных районах парагенезов пород и связанных с ними железных руд позволяет объединить сходные конкретные железосодержащие формации РСт в один «формационный тип». Этот термин, введенный Н. П. Херасковым (1967, стр. 19), полезен при решении многих спорных вопросов тектоники, условий образования формаций и их классификации.

В настоящей работе выделены 7 типов формаций РСт, содержащих железные руды: Киватинский, Кируна, Лептитовый, Тимискаминг, Итабиритовый, Таконитовый, Оолитовый (таблица). В таблице под названием этих типов приведены в скобках общепринятые обо-

значения конкретных формаций по главным членам парагенезов пород: Киватинский объединяет вулканогенно-кремнистые формации; Кируна — порфиристо-лептитовые; Лептитовый — туфо-сланцевые; Тимискаминг — кремнисто-известковые; Итабиритовый — доломито-кремнистые и т. д.

При дальнейшем изучении, вероятно, будут описаны новые типы формаций и новые конкретные формации, а также переходные типы, которые и сейчас встречаются в Pt_2 и Pt_3 .

При сравнительном изучении железосодержащих формаций главное внимание уделялось наименее метаморфизованным отложениям, состав которых наиболее близок к первоначальному. Однако во многих случаях и значительно измененные породы и руды РСт сохранили реликты первичных признаков отложений: например, подушечные лавы серии Киватин (Канада) или первичные бедные Fe слоистые силикат-карбонатные такониты и оолитовые слои п-ова Лабрадор и района оз. Верхнего. Процессы изменения руд и их обогащения здесь не рассматриваются.

Киватинский тип (вулканогенно-кремнистые формации)

Вулканогенно-кремнистые формации выделены Н. С. Шатским (1965). Для послерифейского времени соответствующий ряд формаций Н. С. Шатский описал под названием «зеленокаменно-кремнистого» ряда. В РСт он выделил гомологичный «зеленокаменно-кремнистому» ряду — «джеспилитовый» ряд формаций. Его характерные породы — железистые кварциты, в раннем докембрии тесно связанные с вулканическими породами основного и среднего состава. При изучении железистых кварцитов Карсакпайского синклинория М. С. Марков (1959) выделил в «джеспилитовом» ряду формацию Киватинского типа, образовавшуюся близ центров вулканической деятельности, и формацию Криворожского типа, удаленную от них.

При описании вулканогенно-кремнистой формации Украины Н. П. Семенов (1955, 1959) отмечал, что железистые кварциты раннего докембрия отлагались в прямой связи с вулканическими проявлениями, которые являются источником Fe и SiO_2 . Железистые кварциты метабазитовой серии Украинского массива, а также Обоянская и Михайловская серии КМА образовались в тех же условиях, что и Киватинский тип Карсакпайского синклинория².

Киватинский тип формаций получил название от серии Киватин (Канада), породы которой хорошо изучены и описаны американскими и советскими геологами (Марков, 1962; Павловский, 1962; Семихатов, 1964; Leith a. the, 1935; Wilson, 1956; Gross, 1965, 1968; и др.).

Разрабатывая классификацию железных руд всего мира, Г. А. Гросс (Gross, 1965) назвал самый древний тип железистых кварцитов, связанный с вулканическими породами эвгеосинклиналей, типом Альгома. На севере Канадского щита и в районе оз. Верхнего этот тип руд связан с различно метаморфизованными вулканическими породами.

Характерно, что с Ag_1 до Pt_1 включительно во многих странах формировались аналогичные вулканогенные формации, содержащие железистые кварциты. Они развиты на Украинском массиве и в КМА, в Казахстане (месторождение Карсакпай), на Южном Урале (тараташская свита), в Индии (район Майсур и др.), в Западной Австралии (районы Пилбора и Олари), в Финляндии, в Африке, но классический пример формаций Киватинского типа — район Мичипикотен в Канаде и Вермильон в США.

Образование Киватинской формации во всех странах происходило в ранние этапы геологического развития земной коры. Это время в текто-

² Железистые кварциты Курской серии КМА и Криворожской серии Украинского массива не относятся к Киватинской формации. Формационный характер пород и руд этих серий подробно описан Н. А. Плаксенко (1966).

ническом отношении соответствовало переходу от своеобразного «пластичного» состояния земной коры к более стабильному состоянию геосинклинальных систем или трогов (Марков, 1962; Павловский, 1962; Wilson 1956).

Указанные авторы считали характерным для Аг Канады преобладание пологих структур, куполов и амeboобразных складок. Линейные структуры в это время были приурочены только к крупным разломам.

Во всех перечисленных выше районах формации Киватинского типа сложены мощными, различно метаморфизованными вулканическими породами основного и среднего состава: базальтами, диабазами, андезитами и их туфами и агломератами. Менее распространены риолиты, трахиты, а также осадочные породы: яшмы, кремнистые сланцы, граувакки, мраморы (небольшие прослои). В разном объеме присутствуют основные и ультраосновные интрузии.

В Канаде и в США отложения Киватинской формации местами зеленокаменно изменены до амфиболитов и амфиболо-хлоритовых сланцев. Но чаще наблюдается сравнительно слабый метаморфизм, прекрасная сохранность подушечной, амигдалоидной и сферолитовой текстур. Хорошо сохранилась сложность пород и первичный минеральный состав железистых кварцитов. Наличие граувакк показывает, что одновременно с накоплением вулканических пород местами происходили их размыв и отложение вулканогенных осадков (Марков, 1962; Павловский, 1962).

А. М. Гудвин (Goodwin, 1962) подробно описал условия образования пород и руд в районе Мичипикотен (Канада). Главный член парагенеза этой формации — вулканические породы мощностью до 8 км: диабазы, кератофиры и андезиты с подушечной текстурой; кислых эффузивов мало, но много кислых туфов. Вулканическая деятельность создала контрастный рельеф морского дна (конусы, депрессии); в связи с этим происходила быстрая смена фаций, что напоминает условия образования девонских отложений с рудами типа Лан-Диль. Сходен был и характер вулканизма, отличавшийся высокой эксплозивностью (много агломератовых туфов, бомб и брекчий), обильной газовой фазой и длительно действующими фумаролами.

Вулканические породы, особенно туфы, обогащены Fe, Mn и CaCO₃, но имеют низкое содержание щелочей (Goodwin, 1962). Часто встречаются шальштейны, как в Рейнских сланцевых горах и Гарце.

Осадочных пород мало. Некоторые прослои зеленых сланцев представляют собою измененные туфы. Встречаются яшмы, кремнистые, хлоритовые карбонатные сланцы, граувакки. Наблюдаются взаимные переходы вулканических и осадочных пород. Те и другие прорваны интрузиями гранитов. А. М. Гудвин (Goodwin, 1962) предполагает для Канады (район Мичипикотен) несколько стадий вулканической активности, а во время затухания каждой из них — химическое осаждение железистых осадков на площади в тысячи метров по простиранию. Вулканические газы и растворы приносили в море соединения Fe, S, SiO₂, CO₂; на дне его быстро накапливалось большое количество кремнисто-карбонатного материала.

Многие авторы, ссылаясь на Х. Л. Джемса (Jemes, 1954), отмечают присутствие в рудах всех четырех фаций отложений нормального шельфа: окисной, карбонатной, силикатной, сульфидной. Однако эти фации обусловлены не обычной зональностью шельфа, а тем, что осадки ложились на неровный вулканический рельеф морского дна. Высокая температура образования руды доказывается наличием в ней пирротина.

В районе Мичипикотен наблюдаются две ассоциации пород и руд. В нижней части формации, в области активного вулканизма, средние и основные эффузивы кроются мощным слоем риолит-дацитовых туфов (около 1 км). На них с резкой границей, обычно отмеченной прослоем

графитовых сланцев, залегает горизонт массивного сидерита мощностью до 105 м и длиной около 2 км. Слоистость появляется в сидерите при увеличении прослоев кремнистых пород, туфов и сульфидов. Выше лежит пиритовый слой гранулярной текстуры с магнетитом, гематитом, сидеритом и пирротинном в разных пропорциях ($Fe \approx 42\%$). Мощность слоя 3—36 м. Верхняя часть рудоносного горизонта (60—250 м) сложена слоистым белым силицитом с прослоями (около 10 см) коричневого кремнистого сидерита и черных углистых и сульфидных сланцев ($Fe < 20\%$). Разрез вулканогенной ассоциации, или, так называемой, железистой формации Элен, заканчивается вулканическими породами среднего и основного состава с небольшим количеством риолит-дацитов (мощность 700—3000 м).

Выше, в области размыва вулканических пород, руды связаны с граувакками и сланцами (на востоке) и вулканогенными конгломератами (до 1200 м на западе). Этот «осадочный комплекс Доге» имеет мощность 60—300 м; длина линз и слоев железистых пород 300 м — 1 км. Они состоят из переслаивающихся силицитов, яшм и кремнистых магнетитовых и гематитовых руд с различным количеством сидерита и пирита. Отложения этой фации переходят по простиранию в шальштейны, а кроются основными и средними вулканическими породами мощностью более 2 км. А. М. Гудвин подчеркивал глубоководность железистых пород «вулканогенной» и «осадочной» ассоциаций.

Считается, что железистые кварциты, связанные с вулканическими породами, прерывисты и маломощны. Однако это относится лишь к богатым рудам. Первичные же бедные Fe осадки развиты широко, многопластовы и иногда протягиваются до 200 км при мощности 50—200 м.

Тип Кируна (порфиرو-лептитовые формации)

Порфиро-лептитовая и лептитовая формации описаны кратко. Их характеристика дана в специальной работе о железорудных районах Северной Швеции (Формозова, 1965, 1968). Необходимо только сравнить формации типов Кируна и Киватинского. Железные руды порфиро-лептитовой формации связаны не с основными, а преимущественно с кислыми вулканическими породами. Преобладающие и характерные породы — порфиры и лептиты. Руды подстилаются сиенит-порфирами и кератофирами, а кроются кварцевыми порфирами. Кислые и средние щелочные лавы преобладают над пирокластикой. В формации Киватинского типа наблюдается обратное: ее образование сопровождалось преимущественно основным вулканизмом, часто взрывного типа с мощными агломератовыми туфами и пепловыми накоплениями и длительной фумарольной фазой. В Киватинской формации вулканические породы обычно нормальной или пониженной щелочности. В порфиро-лептитовой формации все вулканические породы щелочные и богатые К. Обе формации характеризуются малым количеством осадочных пород. В порфиро-лептитовой формации встречаются небольшие прослои известняков, яшм, хлоритовых, кремнистых и графитовых сланцев.

Взаимоотношение руд и вулканических пород в этих древних формациях различно. Образование формации Киватинского типа сопровождалось интенсивным, но крайне неравномерным прерывистым и часто гетерогенным типом вулканизма. В связи с этим рудные тела линзовидны, прерывисты и часто маломощны. Первичные минералы руд разнообразны.

В порфиро-лептитовой формации, в связи с длительными, интенсивными, но спокойными излияниями лав среднего и кислого состава богатые гематит-магнетитовые руды образуют одиночные, очень мощные, массивные, однородные, далеко протягивающиеся пластовые тела (тип Кируна). Полосчатость и слоистость встречаются реже. При рудообразо-

вании выносились огромные количества Fe, но с меньшим количеством SiO₂, который редко образовывал отдельные прослои, как в дежспилитах Киватинского типа. Характерное для последних частое чередование кремнистых и железистых прослоев, по-видимому, свойственно формациям с прерывистым вулканизмом и большой ролью пирокластики (Киватинская и Лептитовая формации).

В порфиро-лептитовой формации, развитой в Северной Швеции, вулканогенный SiO₂ распылен или равномерно рассеян в виде зерен кварца или халцедона вместе с апатитом и гриналитом. Слоистые руды, подобные Киватинским, встречаются там, где они залегают на очень богатых кварцем вулканических породах.

Лептитовый тип (туфо-сланцевые формации)

Лептитовая формация, развитая в Центральной Швеции, близка к порфиро-лептитовой и находится с ней в одном формационном ряду (Формозова, 1965). Ее более сильно метаморфизованные породы состоят из слоистых лептитов, геллефлинтов и гнейсов. Туфы в этой формации преобладают над лавами. Осадочные породы развиты более широко и переслаиваются с вулканическими породами. Железные руды лептитовой формации, характерные для Центральной Швеции, представлены типичными полосчатыми железистыми кварцитами, чаще не очень богатыми. Однако существует переходное месторождение Гренгесберг, где развиты, кроме железистых слоистых кварцитов, массивные богатые руды типа Кируна. С Лептитовой формацией связаны также железистые кварциты Норвегии, Кольского полуострова, Карелии (Горяинов, 1969; Чернов, 1970).

Лептитовая формация Центральной Швеции моложе Кольской и Петрозаводской Лептитовых формаций. Условия для формирования этого типа сохраняются от Ag до Pt.

Тип Тимискаминг (известково-кремнистые формации)

Формация этого типа переходная от Киватинской к Итабиритовой. Больше становится известняков и меньше вулканических пород. В этой формации иная пирокластика, другие формы осаждения SiO₂, иные руды, чем в формации Киватин, но непохожие на итабириты. Формация развита в Северной Америке в районе оз. Стип-Рок и Венесуэле. Для примера рассмотрим район развития этой формации в Стип-Рок (Онтарио, Канада), где метаморфизм пород сравнительно слабый.

Комплекс пород формации представлен переслаиванием базальтов, их туфов, яшм, сланцев, известняков, железных руд, граувакк и грубых кластических пород. На вулканических породах залегают толща (до 400 м) водорослевых слоистых известняков и доломитов с прослоями яшм и других кремнистых пород, туфов, сидерита с SiO₂ и реже пиритом и графитом. Согласно на карбонатных породах лежит непрерывный однообразный рудный горизонт, протягивающийся на 6,5 км, шириной до 350 м. В нижней его части наблюдаются включения CaCO₃. Этот горизонт делится на две части «марганцевой линией». Нижняя его часть беднее Fe, но содержит более 2% Mn в виде единственного минерала — пиролюзита, сконцентрированного в местах развития углистого материала и карбонатизированной пирокластики. Верхняя часть рудного горизонта мощностью 100 м содержит до 60% Fe, главным образом это гетит, а гематит и пирит развиты в верхах ее, в местах развития яшм.

Первично Fe отлагалось в виде гидроокислов (Hicks, 1950; Joliffe, 1955). Текстуры руд чаще жеодистые, колломорфные и массивные, чем слоистые. Кремнистый материал распространен неравномерно; это — рассеянные кристаллы кварца, обломки яшм, неправильные слои SiO₂.

В верхах рудного горизонта отмечается повышенное количество Al_2O_3 в виде гиббсита и каолинита, которые образуют цемент гематитовых пизолитов с повышенным содержанием TiO_2 (2%).

В прослоях туфов развиты пирит и SiO_2 . Руды кроют темно-зеленые и черные пепловые туфы, которые тесно переслаиваются со сланцами, туфами, галечниками и агломератами и, кроме того, содержат два покрова подушечных и массивных основных эффузивов. Встречаются интрузии и силы. Выше лежит толща лав и туфов мощностью 450 м.

Породы формации содержат очень много малых элементов; спектральные анализы приведены у А. В. Жолифе (Joliffe, 1955). Отличительные черты формации: впервые в РСт появляются пизолиты гематита (но еще не оолиты!); руды состоят из гетит-гематита, магнетита нет.

Итабиритовый тип (доломито-кремнистые формации)

Доломито-кремнистая формация с характерными железными и железо-марганцевыми рудами — «итабиритами» — развита очень широко. Она встречается в Pt_1 и Pt_2 многих стран: Бразилии, Индии, Южной Африки, Южной Австралии и других частей бывшего материка Гондваны.

Итабириты залегают в сильно нарушенных складчатых, частично метаморфизованных эвгеосинклинальных отложениях. Парагенез пород состоит из доломитов, яшм, основных вулканических пород, железистых кварцитов, кремнистых, тальковых и других сланцев, филлитов и конгломератов. Мощность формации до 3—4 км. Мощность итабиритов изменчива, но местами до 1200 м. В штате Минас Жераис (Бразилия) они развиты на площади более 7000 км². В Африке, в районе Постмасбурга, железо-марганцевые яшмы прослеживаются на 60 км.

Характернейшая черта формации — широкое развитие мощных доломитовых толщ, определяющих весь ее облик и переслаивающихся с итабиритами. Состав карбонатных пород меняется от почти чистых известняков до кремнистых железо-марганцевых доломитов, тесно ассоциирующих с итабиритами. Внешний вид и химический состав доломитов напоминает кремнистые карбонатные породы Атасуйского района в Казахстане, где также развиты железо-марганцевые руды, но другого возраста — D_3 . Слоистость итабиритов часто обусловлена чередованием прослоев различных окислов железа с доломитом и силицитом. В доломитах встречаются тонкие слои итабиритов, а последние содержат прослой и линзы доломитов. Постепенные переходы, иногда пальцеобразные, от итабиритов к кремнисто-доломито-железо-марганцевым итабиритам и почти чистым известнякам позволяют некоторым исследователям предполагать, что руды образовывались в результате перераспределения Fe и Mn, содержащихся в доломитах.

О. А. Дерби (Derby, 1909) особенно подчеркивал, что промышленные содержания Fe и Mn всегда связаны с доломитами. Ж. В. Дор и др. (Dogg a. the, 1956) установили, что Fe и Mn входят в решетку доломита. Большинство исследователей (Dogg, Barbosa, 1949; Guimaraes, 1951; Guild, 1953; и др.), отмечая переслаивание итабиритов с лавами и туфами, связывали их происхождение с вулканизмом, а образование марганцевых горизонтов относили за счет изменения туфовых прослоев. Выпадение первичных рудных компонентов было очень обильное, быстрое и преимущественно в виде окислов Fe и марганца, т. е. в богатой кислородом среде. Кластичность в рудах отсутствует. В Бразилии, где было наибольшее развитие доломитов и известняков, никаких следов первичных силикатов Fe и Mn или пирита не наблюдалось. Не отмечалось никаких оолитов, пизолитов или гранул. Первично богатые гематит-магнетитовые итабириты часто используются без обогащения.

В Южной Африке и Индии, где вулканизм был наиболее интенсивным, обильнее развиты графитовые и углистые сланцы, яшмы и другие кремнистые породы. В этих странах в небольшом количестве встречаются силикатные, карбонатные и сульфидные первичные минералы Fe и Mn. Среди итабиритов присутствуют отдельные горизонты, сложенные браунитом, гаусманитом, пиролюзитом, псиломеланом и другими минералами. В районах развития итабиритов имеются богатые месторождения, содержащие до 50% Mn. Благоприятен для образования минералов переход от кремнисто-карбонатных пород к железисто-кремнистым. Mn отлагался в виде окислов и карбонатов. Часто марганцевые руды приурочены к кремнисто-карбонатным брекчиям.

Таконитовый тип (кремнисто-сланцевые формации)

Таконитовый тип четко отличается от других типов формаций RSt, но в районах накопления значительного количества основных вулканических пород приобретает некоторое сходство с Киватинским типом.

Лучше всего формация представлена в США и в Канаде. В первом случае она образовалась в геосинклинали оз. Верхнего, причем центры вулканической деятельности, существовавшие во время ее формирования, располагались под водами современного озера. Железистые кварциты протягиваются на сотни миль вдоль границ геосинклинального бассейна. В районе оз. Верхнего формация объединяет породы среднего и верхнего гурона, т. е. серии Анимики, или развита только в верхнем гуроне. Мощность Таконитовой формации имеет очень широкий диапазон: от 1 км на севере (Gill, 1927; Goodwin, 1956) до 10 км южнее оз. Верхнего (James a. the, 1968). В последнем случае нижняя граница формации совпадает с границей среднего и нижнего гурона, отмеченной в ряде мест крупным несогласием. Ниже лежит безрудная карбонатная формация нижнего гурона, а выше — серия Кивино (верхний докембрий), также лишенная железистых кварцитов. Несогласие между средним и верхним гуроном местами отсутствует, а местами дискуссионно вследствие тектонических нарушений.

В разрезе Таконитовой формации ясно наблюдается многократная смена трех типов пород: вулканических, хемогенных и терригенных. Подводно-морские основные эффузивные породы (среди которых присутствуют базальты с эллипсоидальной и подушечной текстурой), туфы и агломераты мощностью до 5 км, силлы, дайки и вулканогенные филлиты сменяются железистыми породами, часто сильномагнитными (500—600 м), а выше переходят в кремнистые, хлоритовые, сидеритовые и черные графито-пиритовые сланцы, яшмы и другие силициты, туфогенные породы, граувакки, алевролиты мощностью до 3 км.

Х. Л. Джемс (James, 1954) отмечал отсутствие CaCO_3 при обилии FeCO_3 . Грубой терригенной кластики формации не содержат, а в железистых горизонтах она вообще отсутствует. Железорудных районов в штатах Мичиган, Висконсин, Миннесота (США) и провинции Онтарио (Канада) очень много. Существует много литературы по, так называемым, формациям Бивабик, Гунфлинт, Вулкан, Айронвуд, Айрон-Ривер и др. Большинство из них приурочено к среднему гурону. В верхнем гуроне некоторых районов железистых кварцитов нет, местами разрез сменяется и формация включает только породы среднего гурона, а местами и они отсутствуют по тектоническим причинам. Там же, где железистые кварциты (такониты) присутствуют в верхах формации (верхний гурон), они менее мощны, чем в среднем гуроне, менее протяженны и отличаются от таконитов среднего гурона отсутствием спекуларита, большей фосфористостью и марганцевистостью (рудоносные свиты Дирвуд в штате Миннесота — США; Биджики в Миномини, Айрон-Ривер, Флоренц в штате Висконсин — США). Во всем остальном наблюдается пол-

ное сходство. Прямая и тесная связь руд с вулканическими породами наблюдается не всегда. Местами вулканические породы подвергались сильному метаморфизму и их реликты можно видеть в филлитах и темных сланцах.

Первичные железистые отложения, как и в формации Киватинского типа, в неокисленной фазе состоят из сидерита, вулканогенного SiO_2 (до 55%), силикатов Fe (хлорита, гриналита) и рассеянного магнетита. Стилпноделан и миннесотит имеются только в метаморфизованных рудах. Вместе с сидеритом встречаются тонкие прослои кальцита. Сидериты и силициты переслаиваются с черными пиритовыми сланцами и углистым материалом. Встречаются гранулы, пизолиты, кремнистые оолиты и сферы с гематитовыми оболочками.

Железистые осадки накапливались медленно, с перерывами, и содержали мало Fe. Богатые гематитовые руды этой формации образовывались только при последующем метаморфизме, выносе SiO_2 и гидротермального обогащения. В некоторых районах отмечается повышенное содержание Mn в рудах, но оно редко более 10%. Самостоятельные марганцевые горизонты и тем более месторождения не возникали.

Различные представления о генезисе руд Таконитовой формации объясняются не только тектоническими условиями образования пород и их метаморфизмом, но и неодинаково детальной изученностью различных районов ее развития. Так, распространенное мнение о том, что в Мезаби руды не связаны с вулканическими породами, опровергается А. М. Гудвином (Goodwin, 1956), давшим подробное и обоснованное описание пород и истории развития отложений района оз. Гундлинг. Он пишет, что туфовые слои, выделенные им в этом районе, в более метаморфизованных отложениях Мезаби обычно описываются как «промежуточные сланцы», хотя «формация Бивабик» в Мезаби является юго-западным продолжением рудоносного района Гунфлинт.

Мощность формации в области Гунфлинт невелика (≈ 200 — 300 м), породы слабо дислоцированы и почти не изменены, что позволило подробно их изучить (Broderick, 1920; Gill, 1927; Tanton, 1931; Goodwin, 1956; и др.). Они отлагались в очень большой лагуне длиной не менее 170 км, частично или полностью отгороженной от моря поднятием, в пределах которого развивалась вулканическая деятельность. Вулканизм играл двойную роль: создавал циклические колебания уровня воды в бассейне седиментации в связи с прерывистыми фазами извержений; был не только источником Fe и SiO_2 , но и причиной их стадийного осаждения. Таким образом, циклы вулканизма и седиментации «шли рука об руку» (Goodwin, 1956, стр. 588). Нижняя граница формации отмечена мощным базальным конгломератом (2 м), залегающим на древнем комплексе фундамента.

Первый цикл седиментации («Нижний Гунфлинт» — Goodwin, 1956) начинается водорослевым силицитом (Algal chert) с рассеянными кремнисто-гематитовыми гранулами и небольшим количеством магнетита и пирита. Эта мелководная фация (мощностью 1—5 м) ясно органического происхождения латерально сменяется слоистой кремнисто-сидеритовой фацией с пиритом и углистым материалом мощностью около 15 м. Породы образовались в восстановительных условиях мелкой стоячей воды, но восточнее и западнее переходят в типично глубоководные такониты мощностью 45—65 м. Это волнисто-слоистые породы, состоящие из гранул или оолитов (0,3—1,5 мм в диаметре), сложенных гриналитом, гематитом и магнетитом в различных пропорциях и погруженных в кремнисто-сидеритовый цемент. В верхах таконитового горизонта количество гематита и магнетита увеличивается. В таконитах много прослоев сланцев. Во всей фации рассеяна мельчайшая пыль гематита и антраксолита. Такониты подстилаются хорошо заметным маркирующим горизонтом туфовых сланцев мощностью 2—8 м.

Второй, верхний цикл точно повторяет по составу и порядку фаций нижний осадочный, только водорослевые силициты более мощные (до 26 м) и включают потоки лавы (более 10 м) и прослой яшм с гематитовыми гранулами. Выше лежат туфовые сланцы (до 85 м), подстилающие таконитовый горизонт мощностью около 60 м, подобный лежащему ниже.

А. М. Гудвин (Goodwin, 1965) считает, что в условиях диагенеза шли три процесса: объединение Fe и SiO₂ в железисто-кремнистый гель — минерал гриналит; агрегация его в гранулы; преобразование кремнистого цемента гранул в волнисто-слоистые текстуры. Для образования подобных первичных составляющих в бассейне должна была быть высокая концентрация кремневой кислоты, кислые условия, окислительный потенциал, близкий к нейтральному, продолжительные спокойные условия (стоячие воды) и очень малое количество морских солей. Появление в кровле таконитов известняка (до 7 м) показывает внезапное изменение условий, благоприятных для осаждения Fe и SiO₂. Осаждение их прекратилось в связи с поступлением в бассейн морской воды и отложением известняков. Вероятно, активизация вулканизма изменила конфигурацию бассейна.

Таконитовая формация Лабрадорской геосинклинали формировалась в тектонической обстановке сходной с обстановкой района оз. Верхнего. Мощность геосинклинальных отложений до 9 км; мощность таконитовой формации 1—2 км. Осадки ее отлагались в западной части длинной трогообразной депрессии одновременно с интенсивной вулканической деятельностью на востоке и юге геосинклинали. В центре трога основные лавы, туфы и граувакки переслаиваются с обломочными породами, состоящими из материала, поступающего с запада; сходные породы подстилают Таконитовую формацию.

После трансгрессии моря на запад началось осаждение химических компонентов — SiO₂, силикатов, карбонатов и окислов железа, поступающих с востока. Вулканические породы встречаются и под Таконитовой формацией (в нескольких милях юго-восточнее оз. Ноб), и над ней (у оз. Эстрей), и в самой рудной серии Сокоман (они найдены в 16 км восточнее западной береговой линии бассейна). Небольшие горизонты железных руд встречены в районе оз. Мурдок среди мощной толщи (700 м) вулканических пород (Гестил и др., 1963). Многочисленные крупные интрузии обычно сходны по составу с эффузивами. В ряде мест отмечены ультраосновные интрузии.

Во всей западной части геосинклинали длиной более 1000 км и шириной около 100 км присутствует характерный, ясно маркирующий горизонт, имеющий определенную последовательность пород: кварциты → сланцы → руда → сланцы (Gross, 1968). Вместе с вулканическими породами они составляют парагенез Таконитовой формации. Первоначальная ширина бассейна ее отложения была не менее 500 м (Gross, 1968). Породы центральной части (длиной 258 км от оз. Сэвбил до оз. Берард), слабо метаморфизованные (фация зеленых сланцев) и мало деформированные, впервые были изучены Ж. М. Харрисоном (Harrison, 1952). Выделенные им в районе оз. Ноб группы пород и схема стратиграфии позднее были приняты для северной (длина 531 км) и южной (длина 200 км) частей западного пояса, сильно метаморфизованных и деформированных.

Таконитовая формация в районе Шеффервилля (Канада) объединяет несколько групп пород, выделенных Ж. М. Харрисоном (Harrison, 1952): кварциты Уишарт, сланцы Рус и такониты Сокоман. На этих породах с перерывом залегают черные сланцы и тонкозернистые граувакки «Менихек» (мощность 350 м), сходные со сланцами Рус.

Формация образовывалась в крайне неустойчивых условиях, при постоянно меняющейся глубине бассейна, имевшего пологий и неровный рельеф дна. Трансгрессии и регрессии, изменение систем течений обусловили частую смену и пестроту фаций. Переходы от глубоководных

восстановительных условий отложения осадков и руд к мелководным — окислительным происходили не менее трех раз (Gross, 1968). Нижняя часть формации в районе оз. Ноб мощностью 35—70 м сложена полевошпатовым массивным кварцитом с косою слоистостью и волноприбойными знаками. В кварцитах рассеяна мельчайшая пыль гематита. Восточнее кварциты Уишарт замещаются лавами, а выше переходят в черные железистые сильноуглистые и туфогенные сланцы Рус. Они состоят из химического и пирокластического материала и содержат хлорит, слюду, гриналит, миннесотоит и стилпномелан. В сланцах до 20% Fe, мощность их 10—100 м. Они отлагались в спокойной глубокой воде бассейна.

В основании лежащей выше железорудной группы Сокоман мощностью 200 м содержание Fe в породах резко повышается (35—40%). Внизу залегают черные силициты с силикатами, карбонатами Fe и магнетитом, образовавшиеся еще в восстановительных условиях глубокого бассейна, а выше — породы, характерные для мелководья, подвижной и богатой кислородом среды. Красные гематитовые яшмы, переслаивающиеся голубым гематитом с небольшим количеством магнетита и мартита, слагают прерывистые линзы с косою и перекрестной слоистостью и многочисленными прослоями оолитов. Г. А. Гросс (Gross, 1968) установил три цикла седиментации для руд группы Сокоман. Первый цикл характерен отложением мелких однородных оолитов или гранул гематита с цементом и прослоями тонкозернистого кремнистого материала. Во втором цикле отлагались более крупные овальные и менее однородные оолиты, перемежаясь с кремнистым осадком (яшмой). Для третьего цикла характерен грубый кластический материал с разновеликими оолитами и пизолитами. Мощность руд сильно меняется, а содержание Fe уменьшается.

Оолитовый тип (кремнисто-сланцевые формации)

Пизолиты впервые появляются в Pt₁ среди руд формации типа Тимискаминг. Они представляют собой крупные стяжения гематита в каолинитовом и диаспоровом цементе (Joliffe, 1955). Такие пизолиты приурочены к самой верхней части рудного горизонта и иногда рассматриваются как вторичные образования выветривания.

В формациях Таконитового типа встречаются настоящие оолиты, гранулы и псевдооолиты. Скопления оолитов возникали в подвижной воде и часто приурочены к зонам выклинивания железистых кварцитов в удалении от вулканических центров. В формациях указанных типов оолиты и пизолиты тесно связаны с другим типом руд и не образуют самостоятельных месторождений.

Особая, характерная формация, содержащая оолитовые руды без всякой связи с железистыми кварцитами, выделяется в самых верхах Pt₃ в Северной Австралии (Roper River, Constance Range) и в свите Претория Южной Африки (Edwards, 1958; Wagner, 1928; Schwelgart, 1965).

В этих районах оолитовые руды встречаются в виде двух-трех мало-мощных горизонтов (6—9 м), но протягивающихся на сотни километров (500 км в Африке, 100 км в Австралии). Они сопровождаются черными сланцами, зелеными песчаниками, прослоями сидеритов, кварцитами. Песчаники состоят из окатанных зерен кварца, содержат циркон, турмалин, лейкоксен и имеют сидеритовый, шамозитовый и гематитовый цемент. Карманы в руде заполнены кварцитом с редкими разбросанными рудными оолитами.

В породах и рудах наблюдаются косая слоистость типа «временных потоков», трещины усыхания, волноприбойные знаки. Внешне оолитовые руды напоминают измененные железистые кварциты. Это темные, почти черные породы, полосчатость которых обусловлена чередованием бога-

тых оолитами слоев и кварцевых слоев с редкими оолитами. В свежем расколе руда зеленая.

Подобно оолитовым рудам фанерозоя оолитовые руды докембрия состоят из гематитовых и гематит-шамозитовых оолитов в гематитовом, сидеритовом или хлоритовом цементе. В цементе много окатанных зерен кварца, чаще всего равных по величине оолитам, обломков кремней с гематитовыми обломочками и кремнистых конкреций. Прослой неоолитового сидерита, такого же состава и мощности (30—50 см), как в оолитовых рудах более молодого возраста, с редкими шамозитовыми оолитами, часто сопровождаются графитовыми сланцами. Среди оолитов встречаются пизолиты 8 мм — 1 см в диаметре с многочисленными (до 50) концентрами гематита, плоские пластинчатые оолиты и гематитовый гравий (1—2 см).

В Австралии породы формации обладают повышенным содержанием SiO_2 и везде наблюдается замещение им оолитов, цемента, прослоев сидерита. Встречается «пузырчатый» или ячеистый кварц с 80—96% SiO_2 , подобный «туфогенному кварцу» в рудах Вареша (Югославия). Прослой кремнистых пород с редкими оолитами содержат более 50% SiO_2 . В нижних частях оолитовых руд 32—40% SiO_2 . Пизолиты содержат 7% SiO_2 . Создается впечатление, как будто бы в рудах происходят процессы, обратные обогащению Fe за счет выноса SiO_2 . Окремнение приводит к образованию твердой блестящей руды с оолитами, иногда целиком состоящими из опала. Однако детали первичной структуры полностью сохраняются (Edwards, 1958).

Оолитовые руды Южной Африки, развитые на южной и восточной окраинах Бушвелдского комплекса, относятся к той же формации. В районах их развития отсутствуют и железистые кварциты, и известняки. Руды залегают несколькими горизонтами среди глинистых сланцев, песчаников и яшм, протягиваясь на 480 км. В некоторых горизонтах встречаются эффузивы. П. А. Вагнер (Wagner, 1928) считал оолитовые руды осадками дельты и эстуариев и отмечал, что не было случая исчезновения при метаморфизме оолитовой структуры и никогда неслоистые руды не превращались в слоистые или наоборот. Н. М. Страхов (1947) писал, что железистые кварциты Южной Африки относятся к глубоководной фации континентального склона, а оолитовые руды мелководные.

Сравнение парагенезов пород, с которыми связаны железистые кварциты и оолитовые руды, показывает, что они относятся к разным, но смежным формациям, переходящим друг в друга.

Оолитовый тип верхнедокембрийских формаций близок к ордовичской кремнисто-сланцевой формации с оолитовой рудой (Формозова, 1968). Руды Чехии и Уэльса формировались ближе к очагам вулканизма, а руды Тюрингии (ГДР) и Вабаны (Ньюфаунденд) — в удалении от них. В докембрийской формации руды Южной Африки близвулканические, а руды Австралии — удаленные.

Закключение.

Изучение формаций РСт, заключающих железные руды, позволяет сделать некоторые общие выводы. За время длительного образования в течение РСт (более 2,5 млрд. лет), вулканогенно-осадочные железосодержащие формации изменялись (и продолжали меняться в последующие эпохи), сохраняя, однако, многие характерные черты. Полного тождества древних и молодых формаций не наблюдается. Можно отметить следующие черты эволюции формаций в РСт.

1. От Ag к Pt_3 происходит уменьшение интенсивности вулканизма, с которым связано формирование железных руд; одновременно наблюдается тенденция к уменьшению его гетерогенности. Почти все железосодержащие формации Pt связаны с основным вулканизмом.

2. В течение РСт происходило расчленение вулканических областей, в связи с уменьшением размеров геосинклиналей и складчатостью.

3. От архейских к верхнепротерозойским рудоносным формациям, вследствие уменьшения интенсивности вулканизма, наблюдается уменьшение выноса Fe и его рассеивание (в связи с увеличением площадей осадконакопления). Однако количество SiO₂, участвующего в рудообразовании, остается по-прежнему очень большим.

4. В наиболее древних формациях железные руды связаны только с вулканическими породами, затем руды появились в вулканогенно-осадочных формациях, и, наконец, в Pt₃ формировались отдаленные от вулканических центров оолитовые руды, пространственно связанные с осадочными породами.

5. От древних формаций к формациям Pt₃ менялись текстуры руд. Это связано не только с уменьшением количества Fe, но и с изменением обстановки его осаждения, изменением батиметрии, палеогеографических и тектонических условий рудообразования.

6. Монолитность мощных руд типа Кируна, тонкая правильная слоистость итабиритов и таконитов могли быть результатом осаждения в глубоких или сравнительно глубоких спокойных бассейнах. Оолитовые руды Pt₃ отлагались в подвижной воде сравнительно мелководных бассейнов или в неустойчивых условиях с изменяющейся глубиной бассейнов.

7. Изменения минерального состава первичных железистых осадков во времени не происходило. Первичные закисные минералы, силикаты Fe, сидерит с SiO₂ образовывались и в рудах Ag Канады и Pt₃ Австралии. Оолитовые руды Австралии первично состояли из шамозит-сидеритовых и шамозит-гематитовых оолитов. Такой же первичный состав имели оолитовые руды O, массивные руды D и не связанные с вулканизмом молодые руды Колпашева (СССР) или Приаралья. Состав первичных минералов Fe зависит от физико-химических и геохимических условий среды, которые повторялись во все геологические эпохи рудообразования. В каждой из выделенных формаций встречаются или все четыре, установленные Х. Л. Джемсом для осадочных руд, фации (окисная, карбонатная, силикатная, сульфидная) или только некоторые из них, а иногда даже только одна. Однако в вулканогенно-осадочных формациях нет той закономерности в распределении этих фаций, которая наблюдается в осадочных формациях.

От РСт к Pz также намечается эволюция формаций, содержащих железные руды.

1. По сравнению с РСт в Pz бассейны образования железорудных отложений сокращаются. В позднем докембрии и Pz железные руды приурочены не только к эвгеосинклиналям, но и к миогеосинклиналям и отлагались на меньших глубинах. Осаждение руд часто связано с отгороженными бассейнами и лагунами.

2. Интенсивность вулканизма, сократившаяся в Pt₃, вновь возрастает в среднепалеозойском этапе формирования железных руд, причем железнакопление этого этапа связано с основным (Рейнские Сланцевые горы — ФРГ, Гарц — ГДР, ФРГ) и кислым вулканизмом (Алтай).

3. В Pz формации, связанные с кислыми вулканическими породами, не содержат руд типа Кируна и становятся в D частично наземными.

4. Увеличивается образование сульфидных руд Fe в связи с кислым вулканизмом.

5. Возрастает роль карбонатных железорудных формаций, причем сохраняются, как в РСт, кремнисто-карбонатные формации с основными вулканитами и мощными железо-марганцевыми рудами и близкие к ним маломарганцевые с кислыми вулканическими породами.

6. Сохраняются кремнисто-сланцевые формации с оолитовой рудой, связанные с вулканизмом основного характера.

7. В дальнейшем увеличивается роль формаций с оолитовыми рудами, причем в Мз они уже не связаны с вулканизмом.

8. Исчезают после Pt₁ руды типа Кируна а в самых верхах докембрия истинные железистые кварциты.

9. В Pz возникают не идентичные, но отдаленно сходные с железистыми кварцитами руды Алтая, Атасу (Казахстан). Формируются отдаленно-сходные с типом Киватин руды типа Лан-Диль.

10. Сокращаются общие масштабы накопления Fe. Уменьшаются мощности железных руд и их запасы по сравнению с докембрийскими (20 млрд. т в Бразилии и около 1 км мощностью руды Кируна).

ЛИТЕРАТУРА

- Горяннов М. П. Генетические соотношения пород железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова.— В сб.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, Изд-во «Наукова Думка», 1969.
- Гестил Г., Блейз Р., Ноулс Д. М., Бержерон Р. Лабрадорская геосинклиналь (пер. Маркова).— Тр. сессии XXI Междунар. геол. конгресса, вып. 1. Стратиграфия и палеонтология, М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Илларионов А. А. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА. М., «Наука», 1965.
- Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклиории.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит).— В кн.: Геология и петрология докембрия. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., 1962, вып. 5.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн.: Геология и петрология докембрия. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., 1962, вып. 5.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежского ун-та, 1966.
- Семенов Н. П. Вводная статья к сборнику Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Семенов Н. П. Железисто-кремнистые формации, их состав и положение в средней части кристаллического массива.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
- Семихатов М. А. К проблеме протерозоя.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 2.
- Страхов Н. М. Железорудные формации и их аналоги в истории Земли.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1947, вып. 73, № 22.
- Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.
- Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных железных руд.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. II. Тр. ГИН АН СССР, М., 1968, вып. 196.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии.— Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, Петрозаводск, «Карелия», 1960, вып. 5.
- Шатский Н. С. Избранные труды, т. III. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Broderick T. M. Economic geology and stratigraphy of the Gunflint iron district, Minnesota, Econ. Geol., 1920, v. 15, No. 5.
- Dorr J. V., Barbosa A. L. The geol. and ore deposits of the Itabira district. U. S. G. S. Prof. pap. and D.N.P.M. Bulletin, 1949.
- Dorr J. V., Coelho J. S., Horen A. The manganese deposits of Minas gerais, Brazil. XX geol. congr. Mexico, t. III, 1956.
- Derby O. A. The iron ores of Brasil. The Iron Ores Resources of the World. Intern. Geol. Congr. 11. Stockholm, 1909.
- Dunn J. A. The origin of iron ores Singhbhum, India. Econ. Geol., 1935, v. 30, No. 6.
- Edwards A. B. Oolitic iron formations in Northern Australia. Geol. Rundschau, 1958, B. 47, H. 2.
- Gill J. E. Gunflint iron-bearing formation: Geol. Surv. Canada, Sum. Rept, etc., 1927.
- Goodwin A. M. Facies relations in the Gunflint iron formation. Econ. Geol., 1956, v. 51, No. 6.
- Goodwin A. M. Structure, stratigraphy and origin of Iron Formations Michipicoten Area, Algoma District, Ontario, Canada. Geol. Soc. Amer. Bull., 1962, v. 73, No. 5.
- Gross G. A. Geology of iron deposits in Canada Econ. Geol. Report, v. 1, No. 22. Geol. Surv. of Canada, 1965.

- Gross G. A. Geology of Iron Deposits in Canada, v. III. Iron Ranges of the Labrador-geosyncline. Econ. Geol. Report, No. 22, Geol. Surv. of Canada, 1968.
- Gruner J. W. The origin of sedimentary Iron Formation: the Biwabik formation of the Mesabi range. Econ. geol., 1922, v. 17, No. 6.
- Guild P. W. Iron deposits of the Congonhas District Minas Gerais, Brazil. Econ. geol., 1953, v. 48, No. 8.
- Guimaraes D. Argri-Brazil e sua evalucao geologica. D. N. P. M. Div. Fom. Bol., 1951, 88.
- Harrison J. M. The Quebec-Labrador iron belt. Quebec and Newfoundland, Geol. Surv. Canada. Paper 52—20, 1952.
- Hicks H. S. Geology of the iron deposits of Steep Rock Iron Mines Limited. The Precambrian, 1950, v. 23, No. 5.
- James H. L. Sedimentary facies of the Iron Formation. Econ. Geol., 1954, v. 49, No. 3.
- James H. L., Dutton C. E., Pettijohn F. J., Wier K. L. Geology and ore deposits of the Iron-River-Crystal Falls District, Iron County Michigan. Geol. Surv. Profess. Paper 570, Washington, 1968.
- Jolliffe A. W. Geology and iron ores of Steep Rock Lake. Econ. geol., 1955, v. 50, No. 4.
- Leith C. K., Lund R., Leith A. Pre-Cambrian rocks of the Lake Superior region. Geol. Surv. Profess. Paper 184, 1935.
- Schwegelgart H. Genesis of the iron ores of the Pretoria series South Africa. Econ. geol., 1965, v. 60, No. 2.
- Tanton T. L. Fort William and Port Arthur, Thunder Bay district, Ontario, Canada. Geol. Surv. Mem. 167, 1931.
- Taylor S. A. Itabirite of Minas Gerais, Brazil. J. Sediment Petrol., 1948, v. 18, No. 1—3.
- Wagner P. A. The Iron deposits of the Union of South Africa. Geol. Surv. Mem. 26, 1928.
- Wilson M. E. Early Precambrian rocks of the Timiskaming Region, Quebec and Ontario, Canada. Bull. Geol. Soc. America, v. 67, No. 10, 1956.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
16.XII.1970

УДК 553.313 : 552.124.4 : 553.94 : 551.735 (470.5)

ШАМОЗИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАРБОНА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

В. П. ИВАНОВА, А. Е. МОГИЛЕВ

Впервые обнаруженные в угленосной толще С восточного склона Урала шамозитовые, кремнисто-шамозитовые и кальцит-кремнисто-шамозитовые конкреции были исследованы микроскопически, рентгенометрически, термографически, химически и спектроскопически. Установлено, что вещественный состав этих конкреций представлен в основном шамозитом каолинитового типа (7 А) с примесью кварца, пирита и кальцита; в конкрециях накапливаются Fe, Mn, Cu, V, Pb, Sn, Zn, Ge, Mg, Ca.

На основе анализа фациальных признаков вмещающих аргиллитов и сопоставления химических особенностей этих аргиллитов и конкреций авторы приходят к выводу, что образование изученных конкреций происходило в континентальных субгумидных осадках, претерпевших окислительную и последующую восстановительную стадии диагенеза. Шамозит образовался в восстановительную стадию в щелочной или нейтральной среде, вероятно, в условиях дефицита CO_2 и H_2S .

В глинистых породах пестроцветных терригенных комплексов, входящих в состав угленосных отложений С восточного склона Среднего Урала (Егоршинское, Полдневское, Махневское и другие месторождения), встречается своеобразные темно-серые некарбонатные конкреции. Главная их составляющая — шамозит. Поскольку вопрос о существовании шамозитовых конкреций среди угленосных отложений освещен в литературе очень слабо, наблюдаемый факт заслуживает специального рассмотрения.

Наибольшее количество шамозитовых конкреций найдено в надугленосной (бурсунской) свите Егоршинского месторождения, которая сложена континентальными терригенными отложениями (конгломераты — аргиллиты) и отличается плохой отсортированностью зерен, сильной фациальной изменчивостью, полимиктовым составом обломочного материала, слабой пестроцветностью и весьма слабой затухающей угленосностью. Генетически это субгумидный предгорный озерно-пролювиальный комплекс осадков, метаморфизованных до стадии полуантрацитов. Возраст свиты визейский, мощность 350 м. Отложения бурсунской свиты по составу, генезису и положению в разрезе угленосной формации во многом близки к отложениям верхних свит Карагандинского (шаханская свита) и Минусинского (нарылковская свита) угольных бассейнов (Коперина, 1960; Могилев, 1961).

Породами, непосредственно вмещающими шамозитовые конкреции, служат обычно зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты фаций мелких озер и почв. Для них характерны зеленовато-серая пятнистая окраска, следы истлевших и минерализованных корней, обедненность рассеянным органическим веществом, желваковые кальцитовые конкреции, отсутствие слоистости. В более редких случаях шамозитовые конкреции в небольшом количестве встречаются и среди болотных темно-серых глин

стых пород, насыщенных рассеянным органическим веществом и содержащих обугленные остатки растений. В песчано-гравийных породах рассматриваемые конкреции не встречены.

В аналогичных условиях находятся шамозитовые конкреции и в других месторождениях данной группы: Полдневском, Махневском. На Махневском месторождении совместно с конкрециями обнаружены аутигенные прожилки шамозита мощностью до 1 см.

По внешнему виду шамозитовые конкреции — резко ограниченные темно-серые овальные, изредка неправильной желваковой формы и линзовидные скрытозернистые стяжения размером 1—3 см (фиг. 1, а, б). Во многих из них заметны тончайшие септариевые прожилки и гнезда, часть которых известковая.

Обычно конкреции рассеяны, и лишь изредка наблюдаются их скопления в виде слоев мощностью 0,1—0,3 м. На Егоршинском месторождении для детального изучения были взяты три пары сопряженных образцов, конкреций и вмещающих их пород. Одна пара образцов (874/72) отобрана из сероцветных болотных аргиллитов, а две другие (874/61 и 874/68) — из зеленоцветных аргиллитов пролювиального генезиса. На Махневском месторождении изучены конкреции (обр. М-2), вмещающие аргиллит (обр. М-2а) и аутигенный прожилок шамозита (обр. М-1).

Микроскопически устанавливается неоднородность состава и структуры конкреций (фиг. 1, в—д). В основном базисе последних кроме шамозита присутствует в переменном количестве тонкорассеянный кварц, реже кальцит и глинистые минералы. В септариевых прожилках и гнездах развиваются кальцит, кварц, шамозит и пирит (см. фиг. 1, д). Кварц и кальцит в отдельных случаях входят в число ведущих конкрециеобразующих минералов (наряду с шамозитом), что дает основание предполагать существование непрерывного ряда переходных типов конкреций от шамозитовых до шамозит-кремнистых, шамозит-кремнисто-кальцитовых и кальцитовых (чисто кремнистых конкреций не встречено). В полиминеральных конкрециях карбонатная часть тяготеет к ядру, шамозитовая — к периферии стяжений. Наиболее распространены кремнисто-шамозитовые конкреции.

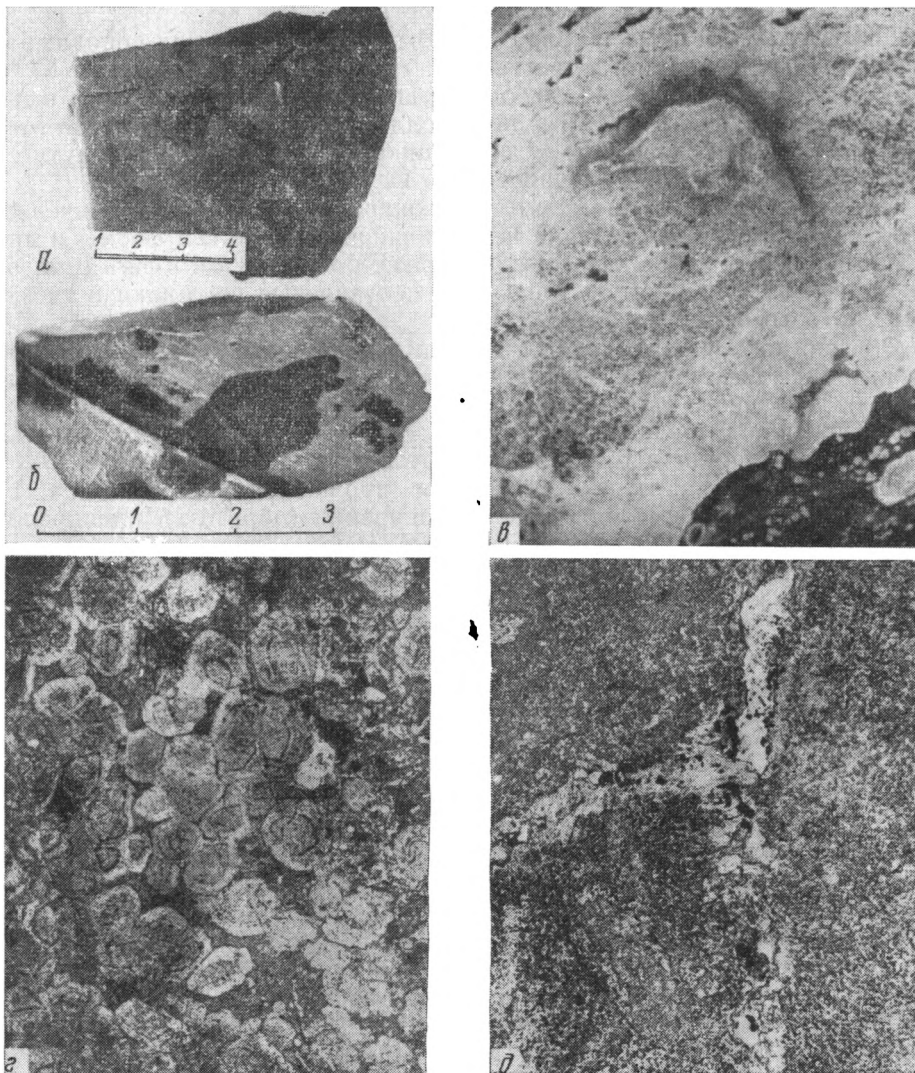
Среди разнообразных микроструктур, неустойчивых даже в пределах небольших участков конкреций (см. фиг. 1, в), наиболее характерны калломорфная неоднородная крипто-среднезернистая, оолитовая микросферолитовая, бобовая и поперечно-чешуйчатая. Наименее раскристаллизована внутренняя часть конкреций. Большинство кристаллически-зернистых структур имеет микропойкилитовый облик вследствие засоренности шамозитовых зерен рассеянным пелитоморфным кварцем; усложняет структуру и волнистое погасание шамозитовых кристаллов.

Септариевые прожилки и гнезда, присутствующие в небольшом объеме во всех конкрециях, обычно концентрируются в их ядрах, откуда к периферии тянутся лишь тонкие «проводнички».

Окраска и оптические константы шамозитов непостоянны. Наиболее распространен слабо окрашенный (зеленоватый) мелкозернистый шамозит (обр. 874/61 и др.) с $N \approx 1,640$ ($N_g \geq 1,640 \geq N_p$), двупреломлением не более 0,010, прямым погасанием, слабым плеохроизмом и хорошо видимой спайностью по удлинению (N_g). Встречаются и густо окрашенные чешуйки шамозита с $N_g \approx 1,67$ и более высоким двупреломлением, а также слабо раскристаллизованные пелитоморфные желтовато-зеленые шамозиты с $N < 1,640$ ($\approx 1,620$); последние развиты в базисе некоторых конкреций (обр. 874/68а), точное определение их оптических констант затруднительно из-за тонкой примеси кварца и глинистых минералов.

Описанные выше образцы конкреций, прожилкового шамозита и вмещающих аргиллитов изучались рентгенометрически¹.

¹ Рентгеновские анализы выполнил Ю. С. Дьяконов.



Фиг. 1. Макро- и микрофото

а — мелкая шамотитовая конкреция в зеленовато-сером аргиллите со следами истлевших минерализованных корней, Егоршинское месторождение; *б* — желваковые шамотитовые конкреции в зеленовато-сером аргиллите, угленосная толща Махневского месторождения, обр. М-2; *в* — часть кремнисто-шамотитовой конкреции с неравномерно зернистой зональной структурой, периферия из поперечно-волокнистого крупнозернистого шамотита, ядро из неравномернозернистого криптокристаллического шамотита с примесью пелитоморфного кварца, в левом верхнем углу в гнездах — пирит (темное), в правом нижнем углу — участок вмещающего аргиллита с бобовинами шамотита (светлые), $\times 20$, николи II, Егоршинское месторождение, обр. 874/61; *г* — участок шамотитовой конкреции с оолито-бобовой структурой, $\times 105$, николи II, Егоршинское месторождение; *д* — септариевые прожилки кварца (Q), шамотита (SH) и пирита (темное) среди криптозернистого кварца-шамотитового базиса конкреции, $\times 20$ николи II, Егоршинское месторождение обр. 874/61

Исследовались неориентированные агрегаты. Дифрактограммы были получены на дифрактометре УРС-50-ИМ с использованием отфильтрованного кобальтового излучения ($V=20\text{ kv}$; $I=3\text{ ma}$, скорость вращения счетчика 2 град/мин).

На фиг. 2 приводятся дифрактограммы наиболее чистого шамотита из прожилка (обр. М-1) и шамотита с примесью кварца из конкреций (образцы 874/61 и 874/68а). На дифрактограммах указаны углы отражений (θ°), положения зарегистрированных пиков (\AA) индексы hkl и при-

Минеральный состав конкреций, прожилка и вмещающих аргиллитов по данным дифрактограмм

Месторождение	Скважина	Глубина, м	Порода	Минеральный* состав**, по данным дифрактограмм	
				конкреция	вмещающая порода
Егоршинское	874	102	Темно-серый болотный аргиллит с углистыми остатками коней и овальными конкрециями размером 0,5—2 см	Обр. 874/72 Шамозит (7А)***	Обр. 874/72а Каолинит СМ (М~40%) Хлорит
		215	Зеленовато-серые пролювиальные аргиллиты с овальными и неправильной формы конкрециями размером 0,5—3 см	Обр. 874/61 Шамозит (7А)*** Следы М	Обр. 874/61а Хлорит СМ (М~30%)
		115		Обр. 874/68а Шамозит (7А)***	Обр. 874/68б Хлорит СМ (М~30—40%)
Михневское	265	280	Зеленовато-серый пролювиальный аргиллит с желваковыми конкрециями размером 0,5—1,5 см	Обр. М-2 Шамозит (7А)***	Обр. М-2а Каолинит, хлорит СМ (М~30—40%)
		270	Послойный аутигенный прожилок мощностью 1,0 см в зеленовато-сером пролювиальном аргиллите	Обр. М=1 Шамозит (7А)**** Следы М	

* Обозначения минералов: СМ (М~30—40%)—неупорядоченный, смешанно-слоистый минерал типа слюда-монтмориллонит, содержащий в структуре около 30—40% монтмориллонитовых слоев; М—глинистый минерал с $d=14,3\text{ \AA}$, вероятно, из группы монтмориллонита.

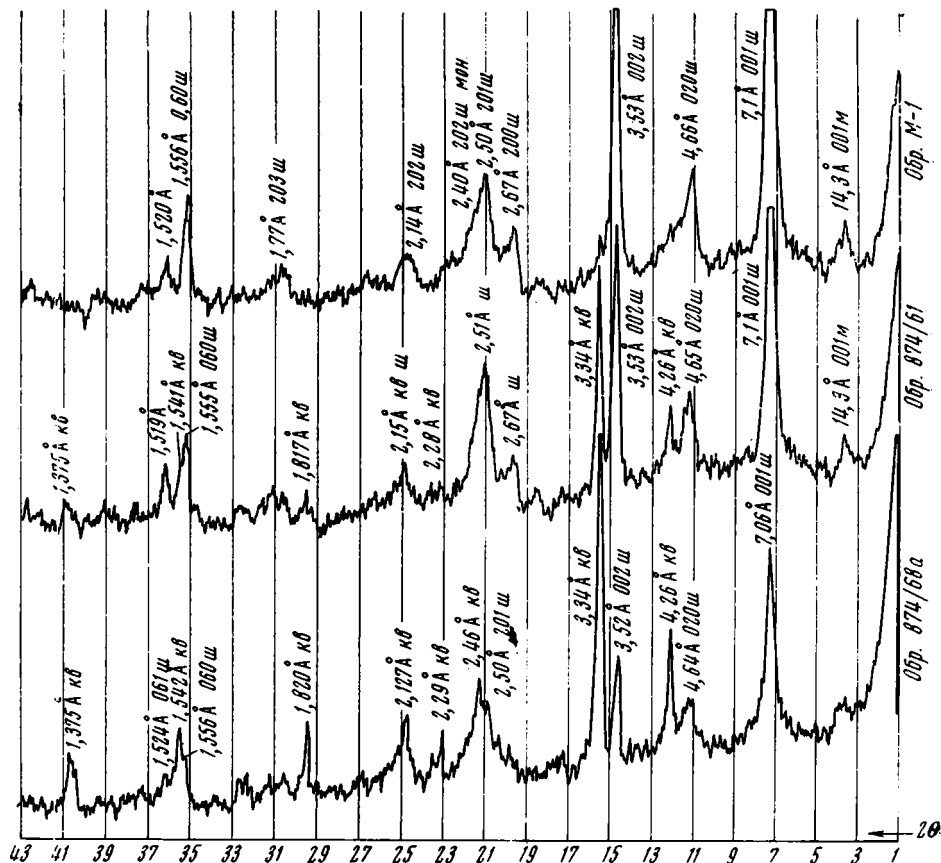
** Минералы расположены по мере уменьшения их количества в исследованном образце; во всех образцах, за исключением М-2 и М-1, присутствует примесь кварца.

*** Ортогональная модификация.

**** Ортогональная модификация со следами моноклиной модификации.

надлежность их к определенным минералам. По интенсивности базальных отражений оценивается приближенный количественный минеральный состав проб (табл. 1). Как на приведенных, так и на всех других дифрактограммах конкреций и аутигенного прожилка, зарегистрированы индексы двух базальных отражений 7,06 и 3,52 Å, характерные для шамозита ортогональной модификации. На дифрактограмме обр. М-1, кроме того, имеется отражение 2,40 Å, указывающее на следы шамозита моноклиной модификации (см. фиг. 2, см. табл. 1).

Согласно современным представлениям (Бриндли, 1965), шамозит из осадочных железорудных месторождений, близкий по химическому составу к хлоритам, отличается от железистых хлоритов — тюрингита и афросидерита; он имеет слоистую каолинитового типа структуру (7 Å), является триоктаэдрическим минералом и рассматривается в настоящее время как минерал глинистый. Хотя образец из типового месторождения Шамозон и является хлоритом ($d=14\text{ \AA}$), несколько отличающимся от обычного термограммой и рентгенограммой, другие образцы, также называемые шамозитом, встречающиеся в осадочных железистых породах, часто в ассоциации с сидеритом, тесно связаны с каолинитным структурным типом; они имеют структуру с базальным межплоскостным расстоянием 7 Å. Следовательно, название «шамозит» относится как к 7 Å-слоистым минералам, так и к 14 Å-слоистым минералам. В первом случае это глинистый минерал с каолиноподобной структурой (иногда называемый бертьерином), а во втором — минерал из группы хлорита.



Фиг. 2. Дифрактограммы прожилка шамозита (обр. М-1) и кремнисто-шамозитовых конкреций (образцы 874/61 и 874/68а)

Обозначения линий минералов: ш — шамозит, ортогональная модификация; ш мон. — шамозит, моноклиническая модификация; кв — кварц, м — монтмориллонит?

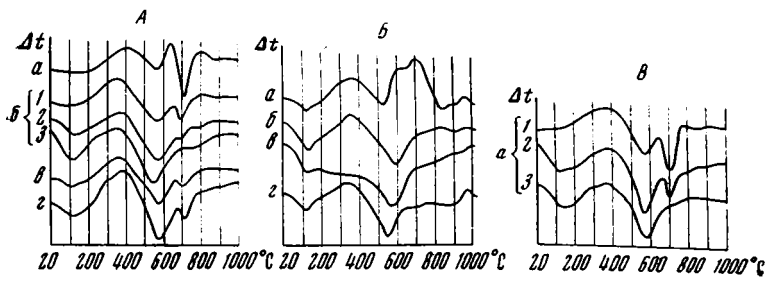
Исследованные нами конкреции и прожилки, по данным дифрактограмм, представлены железистым шамозитом каолинового типа (7 \AA).

В конкрециях из Егоршинского месторождения по дифрактограммам устанавливается также примесь кварца и незначительная примесь глинистого минерала с отражением $14,3 \text{ \AA}$ (вероятно, из группы монтмориллонита); образцы из Махневского месторождения (конкреции и прожилки) относительно более «чистые»; по их дифрактограммам устанавливаются лишь шамозит и незначительная примесь минерала с $d=14,3 \text{ \AA}$ (см. фиг. 2).

Для всех приведенных в табл. 1 образцов были получены термограммы с помощью прибора УТА-1. Скорость нагревания 60° в минуту. Навеска $0,08 \text{ г}$. Термопары хромель-алюмелевые. Инертное вещество $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$.

На термограммах шамозитов (фиг. 3) регистрируются три эндотермических эффекта²: первый, низкотемпературный, соответствует удалению адсорбционной воды; второй протекает в широком интервале $400\text{--}650^\circ$, третий — в узком интервале $650\text{--}750^\circ$. Два последних различных

² Наличие экзотермического эффекта ($600\text{--}700^\circ$) на термограммах образцов 874/72 (конкреция) и 874/72а (вмещающий болотный аргиллит) связано с окислением и выгоранием рассеянного органического вещества. После обработки образцов перекисью водорода (на водяной бане) этот эффект резко уменьшается.

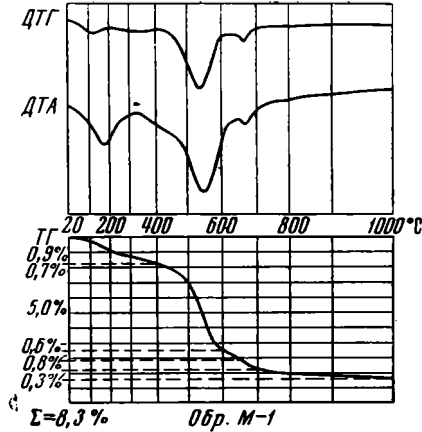


Фиг. 3

Фиг. 3. Термограммы шамозитовых конкреций, прожилка и вмещающих пород

А — шамозитовые конкреции: а — обр. 874/72 (грубо измельчен), б — обр. 874/61 (1 — грубо измельчен, 2 — растерт, 3 — сильно растерт), в — обр. 874/68а (растерт), г — обр. М-2 (растерт); Б — породы, вмещающие конкреции: а — обр. 874/72а, б — обр. 874/61а, в — обр. 874/68б, г — обр. М-2а; В — аутигенный прожилок шамозита: а — обр. М-1 (1 — грубо измельчен, 2 — растерт, 3 — сильно растерт)

Фиг. 4. Дериватограмма растертого шамозита из аутигенного прожилка, обр. М-1



Фиг. 4

по конфигурации эндотермических эффекта соответствуют удалению двух порций конституционной воды (одновременно с переходом закисного Fe в окисное), что подтверждается и дериватограммой образца прожилкового шамозита М-1 (фиг. 4), на которой зарегистрированы все три описанных выше эндотермических эффекта; согласно кривой изменения веса ТГ, от 80 до 200° происходит дегидратация минерала (1,6%), от 400 до 600° удаляется первая порция конституционной воды (5%) и от 600 до 700° — вторая ее порция (1,5%). Суммарная потеря веса (8,3%) меньше истинной в связи с окислением закисного Fe, входящего в состав шамозита.

Соотношения интенсивностей (амплитуд) двух последних эффектов непостоянны и зависят от степени дисперсности вещества (см. фиг. 3, А, б, В). При грубом измельчении третий эффект преобладает над вторым, затем по мере измельчения минерала он постепенно уменьшается и после длительного растирания исчезает совсем. В подобных случаях на термограмме фиксируются лишь низкотемпературный эффект и размытый второй эндотермический эффект от 400 до 700°. С целью выяснения природы наблюдаемого явления для двух проб шамозита обр. М-1 («нормально» растертой и подвергнутой длительному растиранию), на термограммах которых соответственно зарегистрированы три или два эндотермических эффекта (см. фиг. 3, В), были получены дифрактограммы; согласно последним, растирание данного минерала сопровождается лишь уменьшением степени упорядоченности кристаллической структуры и частичной ее деструкцией.

Шамозитовые конкреции резко обособляются по минеральному составу от вмещающих их пород — аргиллитов; последние характеризуются, по данным дифрактограмм (см. табл. 1) и термограмм (см. фиг. 3, Б),

Таблица 2

Результаты химических анализов шамозитовых конкреций и вмещающих аргиллитов надугленосной свиты Егоршинского месторождения.
Коэффициенты относительных концентраций элементов

№ образца	Порода	Тип анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ} *	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	∑	S _{общ} *	H ₂ O	CO ₂	H.о	
874/61	Конкреция	3%-ной HCl	6,0	—	13,8	3,0**	20,0**	25,2	0,15	0,56	4,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	36,6
		Валовый	40,7	0,4	17,7	4,0	22,4	28,9**	0,15	0,8	4,6	0,56	0,25	0,13	8,1	99,6	0,27	0,8	0,35	—	
	Аргиллит	»	49,5	1,0	21,8	3,6	9,5	14,1**	0,1	0,8	2,9	2,5	0,55	—	7,3	99,5	0,06	1,8	0,7	—	
	Коэффициенты концентраций		0,8	0,4	0,8	1,1	2,4	2,1	1,5	1,4	1,6	0,22	0,45	—	—	—	4,5	—	—	—	
874/68	Конкреция	3%-ной HCl	8,2	—	11,1	1,5**	17,0**	21,5	0,25	1,26	4,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	44,7
		Валовый	48,0	0,4	14,5	3,8	18,6	24,4**	0,25	1,4	4,8	0,4	0,1	0,04	8,3	100,5	0,01	0,7	1,5	—	
	Аргиллит	»	59,0	0,9	19,4	2,1	6,0	8,7**	0,06	0,8	3,2	1,6	0,44	—	6,7	100,1	0,07	1,6	Следы	—	
	Коэффициенты концентраций		0,8	0,45	0,75	1,8	3,1	2,8	4,2	1,7	1,5	0,25	0,23	—	—	—	0,15	—	—	—	

* В пересчете на Fe₂O₃ и SO₃.

** Расчетные данные.

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Северо-Западного геологического управления.

Минеральный состав кремнисто-шамозитовых конкреций Егоршинского месторождения, %

Минерал	№ образца		Минерал	№ образца	
	874/61	874/68а		874/61	874/68а
Шамозит	60	51	Пирит	0,2	0,01
Кварц	21	33	Фосфаты	0,3	0,1
Карбонаты	0,8	3,4	Глинистые и прочие минералы	18	12,5

Таблица 4

Коэффициенты концентрации рассеянных элементов в шамозитовых конкрециях с Урала*

Элемент	Коэффициент концентрации	Элемент	Коэффициент концентрации	Элемент	Коэффициент концентрации
Ni	1,2	Be	1,1	Ga	0,6
Co	1,4	Cu	≥1,5	Ba	0,5
V	2,0	Pb	(6)	Sc	0,7
Cr	0,4	Zn	2	Ge	>1
Zr	0,2	Sn	2,1	Sr	<1

* По данным 8 пар спектральных анализов.

присутствием неупорядоченного смешанно-слоистого минерала типа гидрослюда — монтмориллонит (с содержанием в структуре около 30—40% монтмориллонита), каолинита (образцы 874/72а и М-2), хлорита и небольшой примеси терригенных кварца и полевого шпата; в пролювиальных аргиллитах Егоршинского месторождения (образцы 874/61а и 874/68б) каолинит не обнаруживается.

Существенно различается и валовый химический состав шамозитовых конкреций и вмещающих их пород (табл. 2). Химическим путем изучены две пары образцов конкреций и вмещающих аргиллитов Егоршинского месторождения (образцы 874/61 и 874/68). Для конкреций получены валовые химические анализы и анализы соляно-кислых вытяжек (в 3% HCl), для вмещающих аргиллитов — только валовые химические анализы. Результаты анализов показывают, что большая часть вещества конкреций (55—63%) растворима в HCl. При этом в раствор почти полностью переходят окислы железа, марганца, магния, кальция и алюминия; SiO₂ переходит в раствор в небольшом количестве. Следует отметить, что вследствие быстрой коагуляции SiO₂, точное его количество, освобождающееся при растворении шамозита, определить не удалось: полученные данные (6,0 и 8,2%) значительно занижены. Сравнивая значения содержаний нерастворимого остатка, полученные прямым определением (36,6 и 44,7%) и рассчитанные как разность между валовыми и растворенными в HCl суммарными концентрациями (около 43 и 46%, соответственно), можно более точно оценить количество растворимой SiO₂, входящей в состав шамозита. В обр. 874/61 оно составит 12,4%, в обр. 874/68 — около 9,5%. Если вычесть это содержание из общего количества SiO₂ в конкреции, то окажется, что в нерастворимом остатке содержание SiO₂ очень высокое (80—85%), что связано с присутствием в конкреции свободного SiO₂.

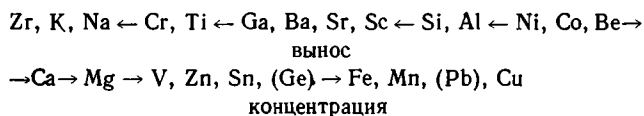
Сопряженные пересчеты валовых химических анализов и анализов солянокислых вытяжек позволяют установить приближенный количественный минеральный состав исследуемых конкреций (табл. 3).

Таким образом, данные пересчета анализов согласуются с данными микроскопии и рентгенокопии, подтверждая присутствие в шамозитовых

конкрециях Егоршинского месторождения кварца как второго ведущего конкрециобразующего компонента.

При сопоставлении данных валовых химических анализов пар конкреций и вмещающих пород выясняется, что в конкрециях по сравнению с породами резко увеличивается (в 1,5—2,5 раза) содержание Mg, Fe, Mn и лишь несколько уменьшается количество Al_2O_3 и Na. Из малых элементов концентрируются V, Cu, Pb, Zn, Sn, Ge, выносятся Ti, Zr, Sr, Ga, Ba, Sr, Sc (табл. 4).

Ряд концентраций элементов для шамозитовых конкреций, основанный на величинах коэффициентов относительной концентрации (см. табл. 2 и 4), имеет следующий вид:



Характерно, что шамозитовые конкреции обогащены многими микроэлементами. Эта особенность существенно отличает данные конкреции от карбонатных, в которых микроэлементы, за редкими исключениями, не накапливаются (Страхов, 1960).

Таким образом, описанные конкреции резко обособляются по вещественному составу от вмещающих пород и других типов конкреций, встречающихся в угленосных формациях.

Для выяснения условий образования шамозитовых конкреций необходимо учесть следующие особенности вмещающих пород.

1. Безугольные пестроцветные комплексы, к которым приурочены шамозитовые конкреции, в целом гораздо менее обогащены растительной органикой, чем угленосная свита. Это обусловило незначительную концентрацию CO_2 в их поровых водах.

2. Присутствие кальцитовых конкреций в субаэральных отложениях данного комплекса, нередко совместно с конкрециями шамозита, указывает на несколько сухой климат (субгумидный).

3. Во многих горизонтах, включая горизонты с конкрециями, присутствуют следы корней, реже аллохтонных остатков растений, обычно нацело истлевших и минерализованных (хлорит, смешанно-слоистые глинистые минералы, кальцит)³. Даже в сероцветных озерно-болотных отложениях органическое вещество сохранилось лишь в виде тонких пленок (кутикула?) и бесструктурного аттрита на месте частично минерализованных обрывков растений. Из этого следует, что причиной обедненности рассматриваемых отложений органическим веществом (по сравнению с угленосной свитой) является не столько меньшее поступление растительных остатков в осадок (как следствие сухого климата), сколько их последующее более интенсивное разложение (как результат окислительных условий седиментогенеза).

4. Шамозитовые конкреции встречаются только в зеленоцветных и сероцветных породах; в красноцветных они отсутствуют. По данным валовых химических анализов (табл. 5), $Fe_2O_3 : FeO$ в породах, вмещающих шамозитовые конкреции, значительно ниже, чем в красноцветных аргиллитах из того же горизонта (0,37 против 0,81), но оно выше, чем в аргиллитах из угленосной свиты (0,20), вмещающих сидеритовые конкреции. В самих шамозитовых конкрециях это отношение ниже, чем в ассоциирующих с ними кальцитовых конкрециях и вмещающих породах, но выше, чем в конкрециях сидерита. На этом основании можно предполагать, что формирование шамозитовых конкреций происходило в восстановительных условиях, промежуточных между условиями формирования кальцитовых и сидеритовых стяжений.

³ Установлено рентгеновским анализом.

Оценить более определенно степень восстановленности среды формирования шамозитовых конкреций по данным табл. 5 нельзя, так как Fe_2O_3 ; FeO не является точным показателем окислительно-восстановительных условий (Сташук, 1968).

5. Приуроченность в смешанных по составу конкрециях кальцита к центральной их части, шамозита — к периферии, а пирита,— главным образом, к септариевым прожилкам и гнездам. (совместно с последую-

Таблица 5

$Fe_2O_3:FeO$ в различных типах конкреций и вмещающих пород Егоршинского месторождения

Свита	Тип конкреций	Окраска вмещающих пород	$Fe_2O_3:FeO^*$	
			в конкрециях	во вмещающих аргиллитах
Надугленосная	Кальцитовые	Зеленовато-серая	$\frac{2,0}{5,6}=0,36$	$\frac{2,4}{6,3}=0,38$
	Шамозитовые	Зеленовато-серая, темно-серая	$\frac{3,9}{20,5}=0,19$	$\frac{2,9}{7,8}=0,37$
	То же	Красно-бурая	—	$\frac{5,1}{6,3}=0,81$
Угленосная	Сидеритовые	Темно-серая, черная	$\frac{4,8}{34,4}=0,14$	$\frac{0,85}{4,2}=0,2$

* Среднее из 2—5 анализов.

щими генерациями шамозита, кварца и кальцита), а также наиболее распространенный характер структурных взаимоотношений этих минералов (в целом весьма различный), позволяют наметить следующий ряд стадийности появления первых генераций минералов: кальцит, кварц → шамозит → пирит.

В целом с учетом последующих генераций тех же минералов намечается следующий ряд (подчеркнуты главные генерации): Кальцит I, кварц → шамозит I, кварц II, редко пирит I → шамозит II, кварц III, пирит II, кальцит II.

Предполагая, что кальцитовые ядра конкреций одновременны по образованию собственно кальцитовым желвакам, лишенным шамозитовой оболочки, и учитывая разницу в $Fe_2O_3:FeO$ в кальцитовых и шамозитовых конкрециях, а также появление пирита только на конечной стадии формирования конкреций, можно считать, что по мере формирования конкреций происходило постепенное понижение Eh .

Из перечисленных пунктов следует, что образование шамозитовых конкреций шло в осадках, претерпевших окислительную и последующую восстановительную стадии диагенеза; окислительная стадия была энергетически активной (субаэральная среда или субаквальные проточные условия осушавшихся водоемов и болот), что обеспечило интенсивное окисление органического вещества и переход его в химически инертные формы.

Восстановительная стадия диагенеза проходила, по-видимому, в несколько этапов. В начальный этап еще продолжалось разложение оставшейся реакционноспособной части органики с образованием CO_2 и частичным восстановлением полуторных окислов. Образование CO_2 способствовало формированию кальцитовых конкреций. Часть же отложений, почти лишенная к этому этапу реакционноспособной органики, осталась неизменной, преобразовавшись в красноцветные прослои. Харак-

терно, что такие прослои лишены кальцитовых конкреций (в отличие от субаридных красноцветов).

Для следующего этапа логично предположить ослабление процессов образования CO_2 вследствие полного перехода органики в инертные формы. Поскольку в условиях создавшегося дефицита CO_2 и H_2S образование пирита и сидерита исключается (Стажук, 1968), то при соответствующих высоких концентрациях закиси Fe в условиях низкого Eh и щелочного или нейтрального pH вполне естественно ожидать образования железистых минералов типа шамозита. Значение $\text{pH} \geq 6-7$ подтверждается некоторой подвижностью SiO_2 . Если наиболее низкое $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в шамозитовых конкрециях действительно отвечает более низкому Eh среды их образования (сравнительно с вмещающей породой), то можно предполагать, что центрами шамозитовых стяжений послужили именно участки с пониженным окислительно-восстановительным потенциалом, и в том числе ранее образованные кремнево-кальцитовые конкреции (как частный случай).

В заключительный этап формирования конкреций (образование и заполнение септ) повышенная минерализация трещинных вод привела к увеличению концентраций H_2S и CO_2 в растворе, что и обусловило образование пирита и кальцита. Однако и на этом этапе преобразования пород, т. е. уже на стадии эпигенеза, условия для зарождения шамозита локально сохранились, о чем свидетельствуют прожилки шамозита в конкрециях, а иногда и вмещающих породах (обр. М-1).

Описанные шамозитовые конкреции, по-видимому, не являются местной особенностью и распространены среди угленосных отложений более широко. Так, в низах воркутской серии Печорского угольного бассейна А. В. Македонов (1957) описал конкреции предположительно железисто-хлоритового состава с примесью аутигенного SiO_2 . Химический состав этих конкреций сходен с химическим составом шамозитов. Обращает на себя внимание то, что и в этом случае конкреции шамозита залегают среди зеленоцветных пород в безугольной слабо насыщенной органикой части угленосной формации. Это подтверждает возможность образования данного типа конкреций только в условиях определенного дефицита CO_2 .

Описанный случай образования шамозитовых конкреций дополняет ранее известные представления об условиях образования осадочного шамозита и его конкреционных стяжений. Существует два генетических типа осадочного шамозита. Первый, прибрежно-морской широко распространенный в природе и нередко дающий промышленные скопления, общеизвестен (Страхов, 1960, т. II). Конкреционные стяжения шамозита данного типа недавно описаны Г. Атанасовым (1961). В угленосных формациях к этому типу принадлежат шамозитовые (?) конкреции воркутской свиты, отмеченные выше, а также пластовые прибрежно-морские шамозиты ленской угленосной формации (Дубарь, 1959). Второй, континентальный тип менее распространен и не сопровождается, по-видимому, большими скоплениями этого минерала. Примером второго типа наряду с шамозитом из кор выветривания (Додатко, Романенко, 1969) могут служить конкреции шамозита, описанные в данной статье.

ЛИТЕРАТУРА

- Атанасов Г. Лепхлоритови конкреции в юрата. Списание на Българского геологическо дружество. София, год XXII, кн. I, 1961.
- Бриндли Г. В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Додатко А. Д., Романенко Г. И. Вторичная минерализация в коре выветривания ультраосновных пород Приднестровья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4.

- Дубарь Г. П. О находке шамозитовых пород оолитового строения в Ленском бассейне.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 3.
- Коперина В. В. Фации сухих равнин в кузнецкой свите Кузбасса.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 4.
- Македонов А. В. Корреляция разрезов с помощью конкреций (на опыте Воркутского месторождения).— В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. II. Изд-во АН СССР, М., 1957.
- Могилев А. Е. Геотектонические и палеогеографические условия накопления карбоновой угленосной толщи Егоршинско-Каменской структуры на Урале.— В сб.: Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1961.
- Стащук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., «Недра», 1968.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1960.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
29.VI.1970

УДК 552.124.4(477.6)

**ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ИЗМЕНЕНИЯ УГЛЕННОСТИ СВИТЫ C_2^7
В ДОНЕЦКОМ БАСЕЙНЕ**

М. Т. КУЧЕРЕНКО, Б. П. РУДОМЕТОВ

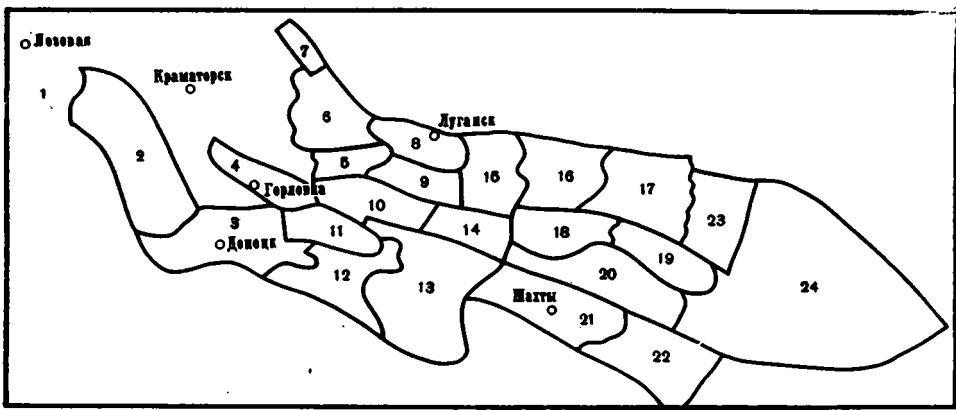
Площади с высокими показателями угленосности приурочены к западной половине открытой части Донбасса и совпадают с площадями примерно равного распространения в разрезе свиты отложений континентальных, переходных и морских групп фаций. Зависимости показателей угленосности от мощности свиты и мощности отдельных угольных пластов от мощности более дробных интервалов описываются уравнением параболы второго порядка. Связь между показателями угленосности и мощностью свиты и мощности угольного пласта с мощностью интервала существенна, и уравнение параболы второго порядка правильно ее отражает. Изменение угленосности на площади бассейна определено геотектоническими и палеогеографическими условиями, существовавшими во время накопления отложений свиты.

В разрезе C_2 Донбасса наиболее угленосны свиты C_2^5 и C_2^6 московского яруса. Закономерности изменения угленосности этих свит освещены в работах А. З. Широкова (1938, 1941, 1947), Ю. А. Жемчужникова и др. (1960) и др. Высокой угленосностью характеризуется также свита C_2^7 , однако до настоящего времени она изучена недостаточно. Неясны также причины изменения угленосности отложений C_2 на площади Донбасса.

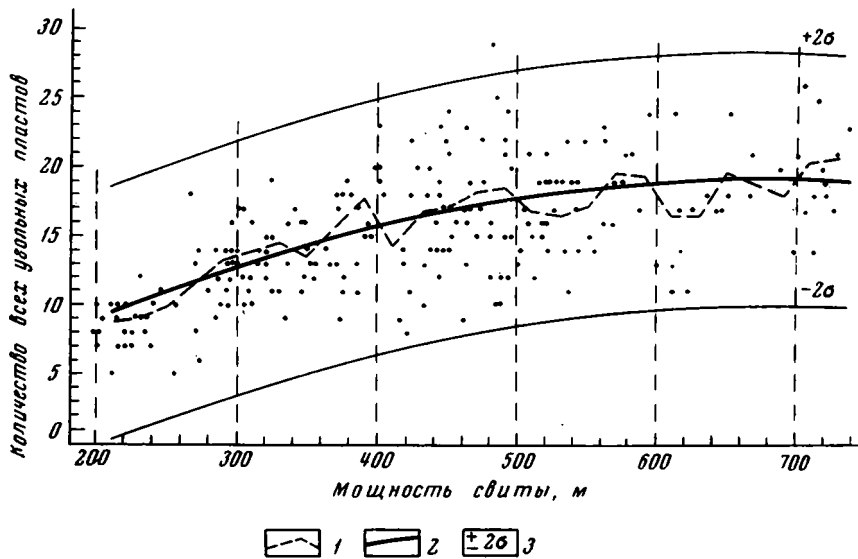
Наши исследования показывают, что угленосность свиты C_2^7 на большей части бассейна довольно высокая и немного уступает угленосности свиты C_2^6 . В разрезе свиты C_2^7 установлено 3—42 угольных пласта и прослоя суммарной мощностью 1,60—10,25 м. Рабочей мощности достигают 1—14 пластов общей мощностью 0,45—8,40 м. Коэффициент общей угленосности свиты 0,3—2,5, рабочей — 0,1—2,0. Удельная общая углечастота (количество пластов на 100 м мощности отложений) 2—5,4; удельная рабочая углечастота 0,2—2,5.

Показатели угленосности на площади бассейна изменяются довольно неравномерно. Неравномерность проявляется в местном уменьшении показателей угленосности на фоне постепенного увеличения или уменьшения их в определенном направлении. Это связано с повсеместным распространением угольных пластов в результате замещения их углесто-глинистыми породами, местными и региональными выклиниваниями, размывами и замещениями песчаными и алевритовыми породами аллювиального и подводно-дельтового генезиса, реже морскими карбонатными, песчаными и глинистыми породами.

Большое количество угольных пластов и их большая суммарная мощность установлены на участках Красноармейского и Центрального районов, прилегающих к погруженной части Кальмиус-Торецкой котловины, в Донецко-Макеевском и Чистяково-Снежнянском районах (фиг. 1). На юго-востоке бассейна, в Шахтинско-Несветаевском районе, количество угольных пластов наибольшее, а суммарная мощность их сокращается. Последнее связано с уточнением каждого из угольных пластов, что



Фиг. 1. Схема расположения геолого-промышленных районов Донбасса
 1— Софиевско-Лозовская площадь; 2— Красноармейский; 3— Донецко-Макеевский; 4— Центральный; 5— Селезневский; 6— Алмазно-Марьевский; 7— Лисичанский; 8— Луганский; 9— Ореховский; 10— Боково-Хрустальский; 11— Чистяково-Снежнянский; 12— Амвросиевский; 13— Миусский; 14— Должанско-Ровенский; 15— Краснодонский; 16— Каменско-Гундоровский; 17— Белокалитвенский; 18— Гуково-Зверевский; 19— Краснодонский; 20— Сулино-Садкинский; 21— Шахтинско-Несветаевский; 22— Задонский; 23— Тацинский; 24— Цимлянский



Фиг. 2. График зависимости количества всех угольных пластов от мощности свиты
 1 — кривая изменения среднеарифметических значений количества всех угольных пластов; 2 — геостатистическая кривая изменения количества всех угольных пластов; 3 — величина двойной среднеквадратичной ошибки

объясняется неблагоприятными геотектоническими условиями для торфонакопления, при которых прирост органического вещества в торфяниках прерывался в результате интенсивного опускания области осадконакопления.

Высокие коэффициенты общей угленосности также характерны для западной половины бассейна, включающей Красноармейский, Донецко-Макеевский Центральный, Алмазно-Марьевский и Лисичанский районы. Западнее, севернее и восточнее коэффициент общей угленосности уменьшается и достигает минимальных значений на востоке бассейна в Тацинском и Цимлянском районах.

Наибольшее количество рабочих угольных пластов, их суммарная мощность и коэффициент рабочей угленосности характерны для Красно-

армейского, Донецко-Макеевского и Центрального районов. Западнее, севернее и восточнее значения этих показателей угленосности уменьшаются, достигая минимальных величин на северо-востоке бассейна и на западе, в Днепровско-Донецкой впадине.

Направления увеличения количества угольных пластов и их суммарной мощности совпадают с направлением увеличения мощности отложений до определенных величин. В Донбассе эта закономерность была отмечена А. З. Широковым (1938, 1947). В пределах западной части Донбасса (Софиевско-Лозовская площадь, Красноармейский, Донецко-Макеевский, Чистяково-Снежнянский, Центральный, Селезневский, Боково-Хрустальский, Алмазно-Марьевский и Лисичанский районы) нами сделана попытка оценить зависимость количества и суммарной мощности угольных пластов от мощности свиты путем обработки полученных данных методами математической статистики. С этой целью произведено 234 замера количества и суммарной мощности угольных пластов и мощности отложений свиты C_2^7 .

На фиг. 2 нанесены все значения количества угольных пластов и мощности свиты и средние арифметические значения количества угольных пластов в интервалах мощности свиты 200—220; 220—240 м и т. д. По характеру изменения кривых среднеарифметических значений видно, что количество угольных пластов в направлении увеличения мощности отложений первоначально увеличивается, а затем уменьшается, и связь между этими величинами может быть описана уравнением параболы второго порядка $y = a + bx + cx^2$, где a , b , c — постоянные коэффициенты, y — частные средние значения (в данном случае количества угольных пластов), соответствующие различным заданным значениям x (мощности свиты).

Определение значений a , b , c производилось по методу наименьших квадратов (Романовский, 1947): $a = -1,368$; $b = 6,096 \cdot 10^{-2}$; $c = -0,45 \cdot 10^{-4}$.

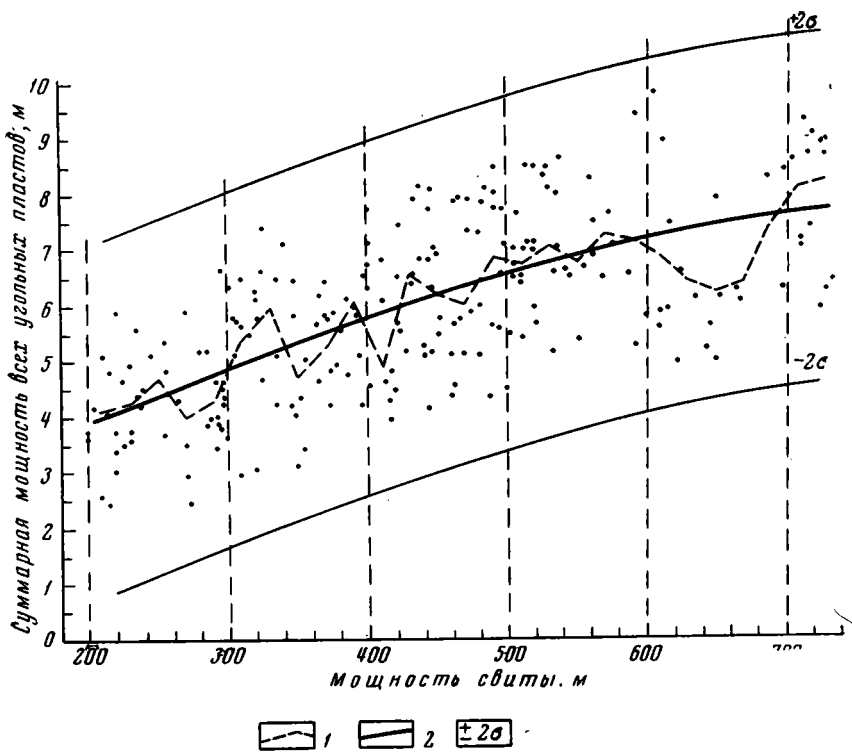
Градиент изменения количества угольных пластов уменьшается с увеличением мощности отложений свиты. Так, при увеличении мощности отложений от 210 до 230 м количество пластов увеличивается на 0,823; от 230 до 250 м — на 0,787; от 250 до 270 м — на 0,751 и т. д., т. е. через каждые 20 м нарастания мощности отложений градиент изменений количества пластов уменьшается на 0,036. При мощности отложений свиты 670 м количество угольных пластов максимально.

Мера силы нелинейной корреляционной связи между двумя величинами — корреляционное отношение η_{ν} и параболический коэффициент регрессии R . В рассматриваемом случае $\eta_{\nu} = 0,69$, а $R = 0,64^1$. Значения этих величин показывают, что связь между количеством угольных пластов и мощностью отложений существенна, а расхождения между η_{ν} и R несущественны, т. е. уравнение параболы второго порядка правильно отражает эту связь.

Такой же характер зависимости и между суммарной мощностью отложений свиты (фиг. 3). Отличие заключается в том, что в приведенном выше уравнении коэффициенты имеют иные значения: $a = -1,403$; $b = 1,358 \cdot 10^{-2}$; $c = -0,642 \cdot 10^{-5}$; $\eta_{\nu} = 0,75$; $R = 0,68$, т. е. зависимость между суммарной мощностью угольных пластов и мощностью свиты также существенная.

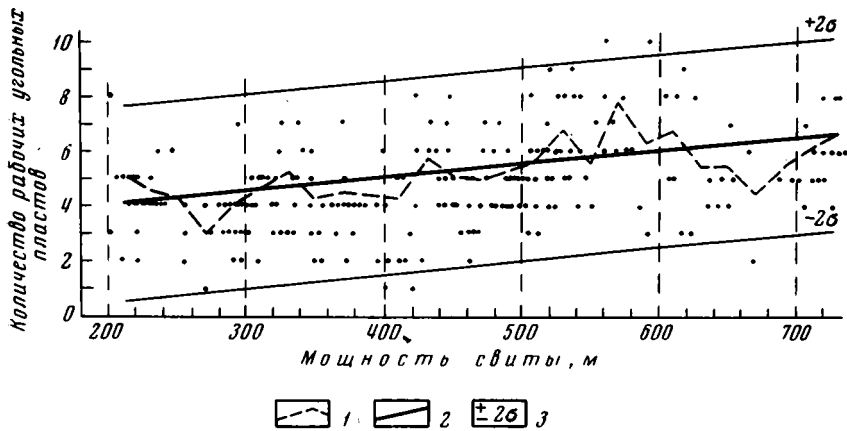
На площади детальных исследований изменение количества и суммарной мощности рабочих угольных пластов с изменением мощности отложений свиты происходит почти по прямой линии (фиг. 4, 5). При этом градиент изменения величин этих показателей с увеличением мощности свиты уменьшается незначительно. В первом случае корреляционное отношение $\eta_{\nu} = 0,55$, во втором — $\eta_{\nu} = 0,56$.

¹ Расчеты, связанные с вычислением постоянных коэффициентов, значений η_{ν} , R , произведены на ЭВМ «Минск-22» по программе, составленной Н. Б. Рудометовой.



Фиг. 3. График зависимости суммарной мощности всех угольных пластов от мощности свиты

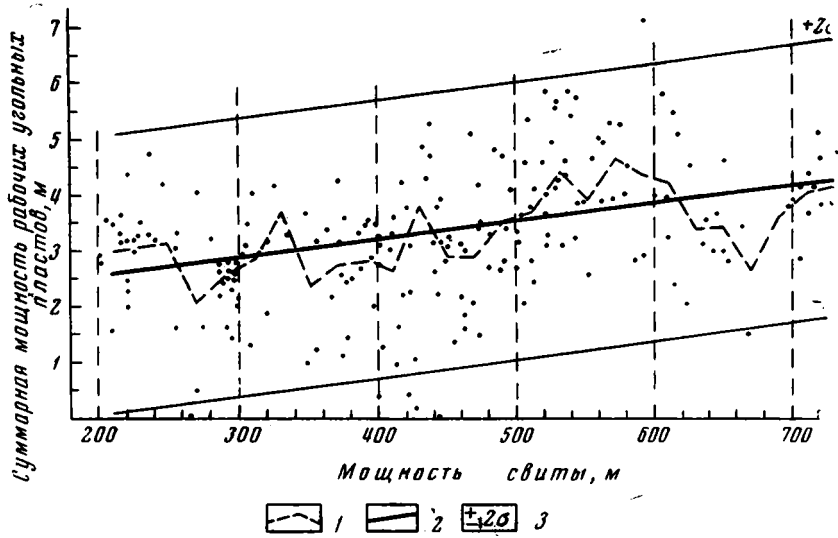
1 — кривая изменения среднеарифметических значений суммарной мощности всех угольных пластов; 2 — теоретическая кривая изменения суммарной мощности всех угольных пластов; 3 — величина двойной среднеквадратичной ошибки



Фиг. 4. График зависимости количества рабочих угольных пластов от мощности свиты

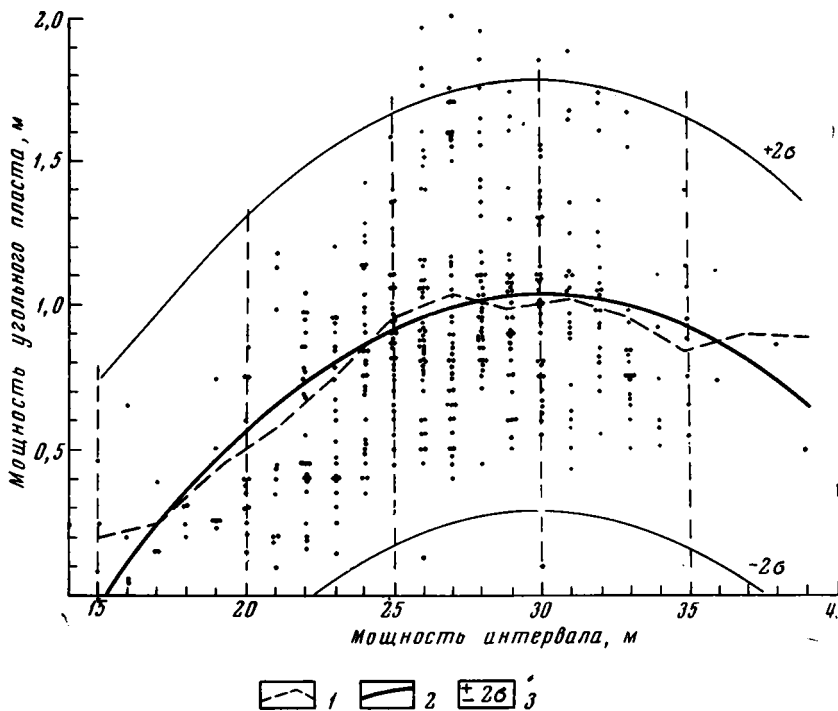
1 — кривая изменения среднеарифметических значений количества рабочих угольных пластов; 2 — теоретическая кривая изменения количества рабочих угольных пластов; 3 — величина двойной среднеквадратичной ошибки

Эти данные также показывают, что зависимость между суммарной мощностью угленосных отложений, количеством рабочих угольных пластов и их суммарной мощностью весьма существенна. Установлено также, что количество и мощность угольных пластов зависят не только от мощности отложений, но и от количества элементарных циклов осадко-



Фиг. 5. График зависимости суммарной мощности рабочих угольных пластов от мощности свиты

1 — кривая изменения среднеарифметических значений суммарной мощности рабочих угольных пластов; 2 — теоретическая кривая изменения суммарной мощности рабочих угольных пластов; 3 — величина двойной среднеквадратичной ошибки



Фиг. 6. График зависимости мощности угольного пласта m_3 от мощности интервала $m_3 - m_4$

1 — кривая изменения среднеарифметических значений мощности пласта; 2 — теоретическая кривая изменения мощности пласта; 3 — величина двойной среднеквадратичной ошибки

накопления. Поэтому основной причиной изменения количества угольных пластов и суммарной их мощности следует считать изменение интенсивности погружения области осадконакопления и частоты колебательных движений. Но эта зависимость не прямолинейная: количество и суммарная мощность угольных пластов по мере увеличения интенсивности погружения области осадконакопления первоначально возрастают, достигая максимума, а при дальнейшем увеличении интенсивности погружения уменьшаются. В свите C_2^7 уменьшение количества всех угольных пластов и прослоев в направлении увеличения мощности отложений наблюдается юго-восточнее Шахтинско-Несветаевского района, а суммарной их мощности, количества и суммарной мощности рабочих угольных пластов — юго-восточнее Центрального района.

Существование зависимости между суммарной мощностью угольных пластов и мощностью отложений свиты позволяет предположить наличие такой зависимости мощности каждого угольного пласта в отдельности от мощности вмещающих его отложений. Нами было показано (Кучеренко и др., 1967), что мощность угольных пластов Донбасса находится в зависимости от мощности вмещающих их циклов. Проведенные дополнительные исследования по сопоставлению мощности угольного пласта m_3 с мощностью интервала $m_3—m_4$ (469 замеров в Красноармейском, Донецко-Макеевском, Чистяково-Снежнянском, Центральном, Селезневском, Алмазно-Марьевском и Лисичанском районах) показали (фиг. 6), что и эта зависимость описывается тем же уравнением параболы второго порядка. При этом коэффициенты уравнения имеют значения: $a = -3,315$; $b = 0,291$; $c = -0,486 \cdot 10^{-2}$; $\eta_y = 0,56$; $R = 0,54$. Градиент изменения мощности угольного пласта $m_3 = 0,019$ м на 2 м мощности интервала $m_3—m_4$. При мощности интервала 29 м мощность пласта максимальна. Дальнейшее увеличение мощности интервала сопровождается уменьшением мощности угольного пласта.

Ведущим фактором, определяющим мощность каждого угольного пласта, было соотношение между интенсивностью прогибания ложа торфяника и приростом органики.

При медленном опускании области торфонакопления, не поспевающим за приростом органики, последняя полностью или частично окислялась. С увеличением интенсивности опускания органическая масса могла накапливаться в торфянике в большем количестве, и когда интенсивность опускания соответствовала приросту органической массы, создавались оптимальные условия для увеличения мощности торфяника. При дальнейшем увеличении интенсивности прогибания ложа торфяника накопление органического вещества не успевало компенсировать величину прогибания и вскоре полностью прекращалось.

Зависимость мощности угольных пластов от мощности циклов отмечали также Ю. А. Жемчужников и В. С. Яблоков (1952) для ерунаковской подсвиты Кузбасса, М. И. Ритенберг (1960, 1962, 1965) для Донбасса, Н. В. Иванов (1963) для Ленского бассейна, Г. А. Иванов (1967) для Печорского бассейна, что позволяет предполагать универсальный характер этой зависимости.

Построение кривых зависимостей показателей угленосности от мощности свиты, а мощности отдельных угольных пластов от мощности вмещающих их интервалов дает возможность учитывать изменения этих показателей на неразведанных участках и глубоких горизонтах в зависимости от характера изменения мощности отложений.

Следует отметить, что на мощность угольных пластов оказывали влияние палеогеографические особенности области торфонакопления и другие факторы.

Высокие значения таких показателей угленосности свиты, как коэффициент угленосности и удельная углечастота, наблюдаются в Красноармейском и Донецко-Макеевском районах, а также на небольших площа-

дах Центрального и Алмазно-Марьевского районов. Эти площади совпадают с площадями примерно равного распространения в разрезе свиты отложений континентальных, переходных и морских групп фаций. Восточнее и северо-восточнее уменьшение рассматриваемых показателей угленосности совпадает с направлением увеличения количества морских отложений.

Западнее Красноармейского района, в Днепровско-Донецкой впадине, коэффициент угленосности свиты также уменьшается. Это явление сопровождается возрастанием на этой площади в разрезе свиты количества аллювиальных и подводно-дельтовых песчаных отложений, с которыми связаны размывы угольных пластов. В Днепровско-Донецкой впадине увеличивается также количество пестроцветных пород в разрезе свиты.

Таким образом, изменение угленосности на площади бассейна определено геотектоническими и палеогеографическими условиями, существовавшими на площади бассейна во время накопления отложений рассматриваемой свиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. О сопоставлении разрезов ерунаковской подсвиты Кузнецкого бассейна.— В сб.: Памяти акад. П. И. Степанова, Изд-во АН СССР, 1952.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Тр. ГИН АН СССР, М., 1960, вып. 15 (2).
- Иванов Г. А. Угленосные формации, Л., «Наука», 1967.
- Иванов Н. В. О связи угленосности с особенностями фациально-геотектонических ритмов осадконакопления. Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 5.
- Кучеренко М. Т., Пожидаев С. Д., Рудометов Б. П. О зависимости между мощностями циклов и угольных пластов в карбоне Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 4.
- Ритенберг М. И. Распределение мощностей угольных пластов в угленосной толще.— Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 3.
- Ритенберг М. И. О распределении мощности угольных пластов и вмещающих пород в угленосной толще. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8.
- Ритенберг М. И. О распределении мощностей пластов угля на площади — на примере Донбасса.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 3.
- Романовский В. И. Применения математической статистики в опытном деле, М.—Л., ОГИЗ, 1947.
- Широков А. З. О закономерностях в распределении угольной фации среди отложений Донецкой геосинклинали. Сов. геология, 1938, т. 2, № 6.
- Широков А. З. Геологическая закономерность распределения угольных пластов в Донецком бассейне.— В сб.: Большой Донбасс, М.—Л., Гостгеоиздат, 1941.
- Широков А. З. Угленакопление в геосинклиналях и на платформах. Тр. ИГН АН СССР, сер. угольн., 1947, вып. 90, № 2.

Институт минеральных ресурсов
Днепропетровск

Дата поступления
16.I.1970

УДК 553.66 : 551.247.1 (477.4)

ГЕНЕЗИС САМОРОДНОЙ СЕРЫ В КЕПРОКЕ РОМНЕНСКОГО СОЛЯНОГО КУПОЛА

*М. В. ИВАНОВ, А. Ю. ЛЕЙН, В. А. ГРИНЕНКО,
Э. М. ГАЛИМОВ, Ю. И. ВЕТРОВ*

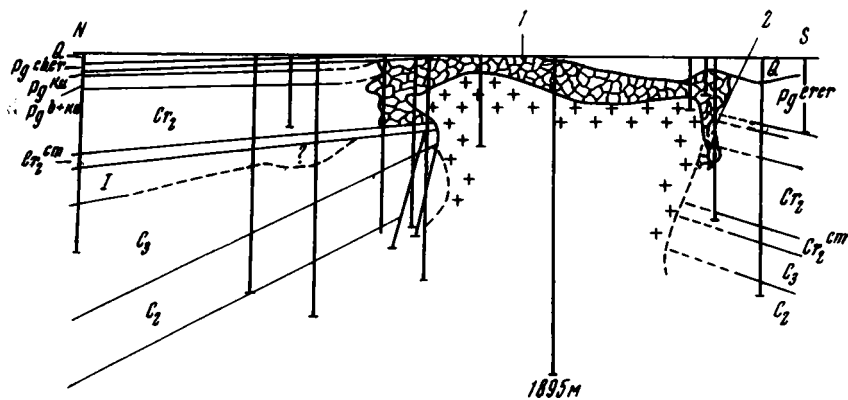
В статье описывается геологическое строение и история развития Ромненского соляного купола, характеризуются литолого-петрографические особенности сероносных пород, анализируются данные по составу микрофлоры и изотопному составу серы и углерода, предлагается наиболее вероятная схема образования самородной серы.

Месторождения самородной серы в кэпроках соляных куполов побережья Мексиканского залива изучены довольно подробно (Рассел, 1958; Леворсен, 1958; Feely, Kulp, 1957). В нашей стране крупные месторождения подобного типа не обнаружены, хотя в геологической литературе имеются довольно многочисленные упоминания о находках серы в каменных солях куполов и в покрывающих их породах.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) описан ряд серопроявлений, связанных с соляными структурами (Коган, Андреева, 1963; Алексенко, 1967; Кореневский, 1968). В результате поисково-разведочных работ, выполненных геологами Кременчугской ГРЭ, самородная сера была обнаружена в Ромненском, Ефремовском и некоторых других соляных куполах ДДВ (Ветров и др., 1968).

Наиболее детально исследован Ромненский купол, поэтому задача нашей работы — изучение генезиса самородной серы и парагенных ей минералов на примере этого купола. Минералогические и химические анализы выполнены в Государственном институте горнохимического сырья. Изотопный состав углерода исследован в Московском институте нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина, изотопный состав серы — в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР им. В. И. Вернадского. Микробиологические анализы выполнены в Институте микробиологии АН СССР. Методики этих исследований описаны ранее (Галимов, 1968; Устинов, Гриненко, 1965; Иванов, 1964).

Геологическое строение и история развития Ромненского купола. Строение Ромненского соляного купола (фиг. 1) исследовано довольно подробно (Шатский, 1931; Косыгин, 1946; 1950; Косыгин, Бланк, 1958), а геологическая история его формирования детально описана Ю. А. Косыгиным (1946, 1950). Соленосная толща, слагающая соляные купола ДДВ, сформировалась в девоне, а в докаменноугольное время и в карбоне была перекрыта мощными терригенными и карбонатными отложениями. В перми на месте Ромненского купола образовалась антиклинальная складка широтного простирания, свод которой был размыт в нижнемеловую эпоху. С начала верхнего мела до палеогена включительно соляное ядро выходило на поверхность. При этом каменная соль растворялась, а заключенные в ней гипсы, глинистые, карбонатные породы и



Фиг. 1. Схематический геологический разрез Ромненского соляного купола (Косыгин, 1946)

1 — надсолевая брекчия или остаточный кэпрок; 2 — боковая брекчия

обломки диабазов интенсивно размывались и переотлагались вокруг соляного штока, формируя боковую брекчию Ромненского соляного купола.

В неогеновом и четвертичном периодах рост соляного купола замедлился, а общее воздымание всей территории и понижение регионального базиса эрозии привели к накоплению мощной толщи надсолевой брекчии выщелачивания или остаточного кэпрока (Косыгин, 1946). В кэпроке аккумуляровались глинисто-карбонатные и сульфатные породы, присутствовавшие в толще солей, а также минералы, распыленные в виде примесей в галите.

Неоднородность вещественного состава и удельного веса пород кэпрока привела к проявлению вторичного соляного тектогенеза (Косыгин, 1946), выразившегося в образовании соляного карниза и соляного ребра на северном крыле купола (см. фиг. 1), где объемный вес пород кэпрока меньше. Поскольку соляное ребро проявляется в рельефе, а мощность четвертичных отложений над ним сокращается, Ю. А. Косыгин (1946) считает, что вторичный соляной тектогенез — явление практически современное.

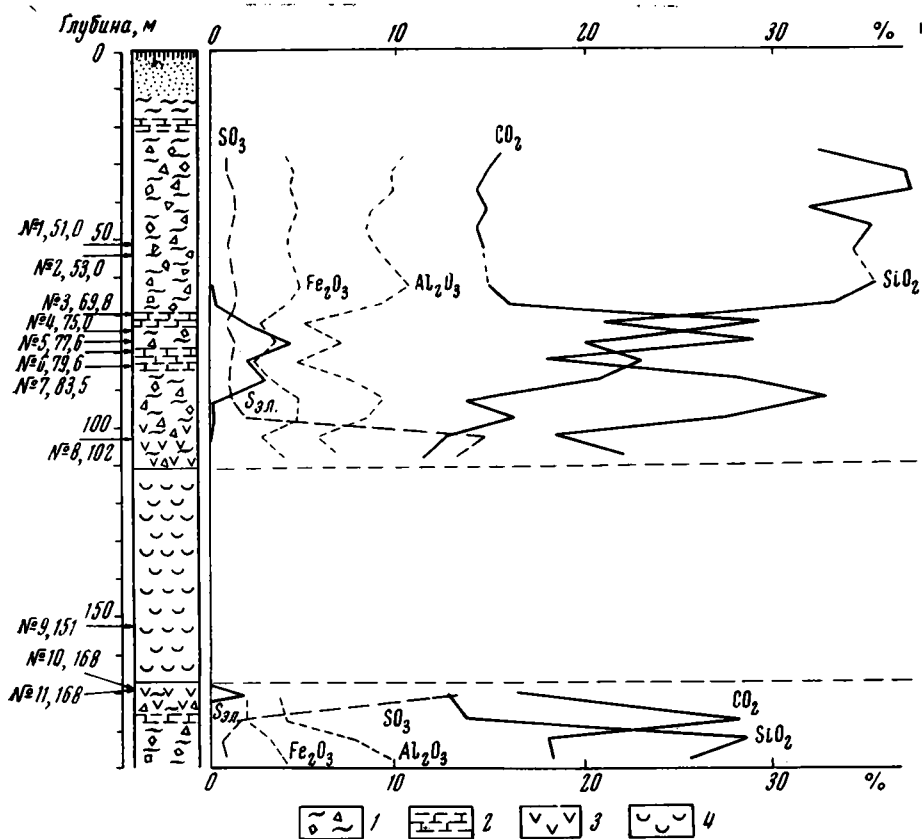
Таблица 1

Минеральный состав нерастворимого остатка соли (обр. 9)

Аутигенные минералы	%	Аллогенные минералы	%
Ангидрит	45	Кварц	3
Сидерит	24	Гидролюда	9
Доломит	6	Рудные	1
Кальцит	1	Сфен	1
Пирит	4	Прочие	3
Барито-целестин	3		

Необходимо отметить, что при буровых работах 1936—1937 гг. на северном крыле и боковой брекчии под соляным карнизом были обнаружены нефтеносные породы и жидкая нефть (Шапека, 1939).

Характеристика пород Ромненского купола. При документации керна скважин обнаружено, что в состав соляного штока входит 89% каменной соли, 6% карбонатно-глинистых пород, 4% известняков и доломитов, 0,6% ангидрита и 0,4% других пород. В образцах каменной соли содержание галита 66—95%. Форма и размеры зерен галита весьма разнообразны, без четких кристаллографических очертаний. Перистая структура,



Фиг. 2. Геолого-геохимический разрез пород Ромненского соляного купола, вскрытых скв. 6002

1— карбонатно-глинистые породы с обломками известняков и гипсо-ангидритов; 2— обломки известняка; 3— огипсованные породы; 4— каменная соль соляного карниза. Кривые изменения химического состава пород даны для 5-метровых интервалов керна. Слева от колонки— номер и глубина отбора образцов для минералогических, изотопных и микробиологических анализов

характерная для седиментационного галита, не обнаруживается, порода полностью перекристаллизована.

Входящие в состав каменной соли нерастворимые в воде минеральные компоненты образуют маломощные прослойки либо бесформенные облакоподобные скопления, которые вместе с газовой-жидкими включениями и примазками битумов как бы «плавают» в зернах соли. Средний химический состав минеральных примесей следующий (%): SiO₂—25,2; Al₂O₃—6,2; Fe₂O₃—4,8; MgO—3,8; CaO—26,4; SO₃—6,3. Минеральный состав одной из проб слабозагрязненной соли приведен в табл. 1.

Аутигенные минералы — кварц, сидерит и гипс — имеют вид хорошо сформированных кристаллов размером 0,01—0,1 мм; по-видимому, они образовались во время осадконакопления одновременно с галитом. Основная часть терригенных минералов — обломки кварца, чешуйки мусковита и глинистые минералы гидрослюдистого состава, что подтверждается термогравиметрическим анализом пелитовой фракции. Важно отметить, что в каменной соли встречаются иногда мелкие кристаллики лимонно-желтой самородной серы.

Представление о вещественном составе пород кэпрока дает сводный геолого-геохимический разрез по скв. 6002, расположенной на северном крыле Ромненского купола (фиг. 2). Надсолевой кэпрок представлен до-

вольно однородной серой и темно-серой, интенсивно пиритизированной карбонатно-глинистой породой, участками обогащенной обломками известняка и огипсованной в нижней своей части, на границе с соляным карнизом. Выше залегают четвертичные пески и глины мощностью 12 м.

Незначительная примесь самородной серы встречается практически по всему разрезу с глубины 18,5 м; а в интервале 68—89 м ее содержание

Таблица 2

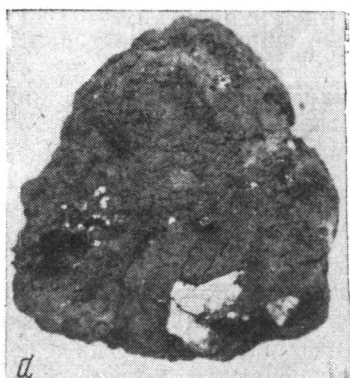
Химический и минеральный состав серосодержащих пород кэпрока

Компоненты	Карбонатно-глинистые породы		Известняки			Гипсы	
	Номера образцов						
	4	5	3	6	7	10	11
S _{эл}	2,19	4,18	2,53	1,34	0,50	10,07	11,56
CaO	31,08	14,73	49,42	49,56	49,14	32,10	23,24
MgO	1,30	2,35	1,40	0,80	0,80	1,09	3,30
Fe ₂ O ₃	3,31	7,10	0,77	0,60	0,44	—	1,43
Al ₂ O ₃	5,60	9,15	1,34	0,37	0,24	—	2,96
SiO ₂	22,49	38,15	3,85	3,22	8,24	2,41	12,91
SO ₃	1,90	2,93	0,62	0,40	0,26	41,97	23,55
CO ₂	23,31	9,71	40,48	41,40	39,52	4,20	7,32
S _{сульфиды}	1,43	2,09	0,14	0,25	0,04	—	—
H ₂ O	4,42	9,19	—	—	—	10,40	10,62
Сумма	96,93	99,58	100,60	97,64	99,18	99,17	96,89
Сера	2	4	2	1	0,5	10	12
Кальцит	47	22	85	91	90	—	3
Доломит	6	+	4	1	+	3	15
Гипс	4	6	+	0,5	+	81	48
Ангидрит	+	+	+	+	+	3	3
Барито-целестин	1	+	1,5	1	+	+	2
Кварц	18	26	2	3	7	2	10
Гидрослюда	14	35	2	+	2	+	6
Пирит	3	4	2,5	0,5	+	+	+
Прочие	5	3	1	2	0,5	1	1

Примечание. + — присутствие минерала; — — анализ не проводился.

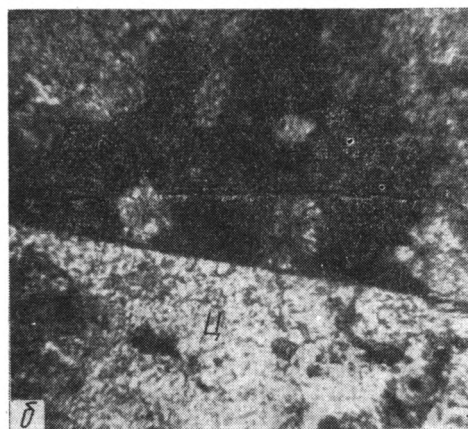
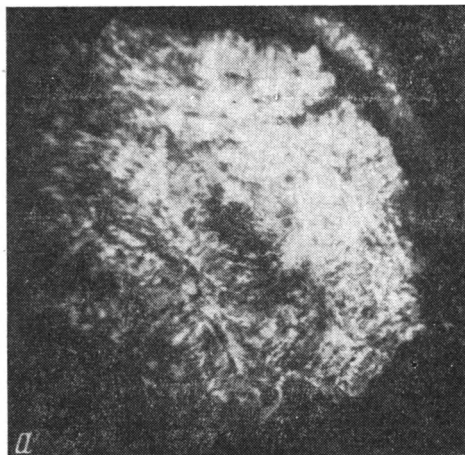
возрастает, достигая в отдельных интервалах опробования 7,6%. Участки кэпрока, обогащенные обломками известняка, содержат серы меньше, чем карбонатно-глинистые породы (см. фиг. 2). В подсолевой брекчии заметное количество серы обнаружено лишь в образцах гипса, непосредственно контактирующего с каменной солью. Кроме скв. 6002 самородная сера в кэпроке была зафиксирована в керне скважин 6001, 6012, 6017 (Ветров и др., 1968).

Вещественный состав сероносных пород приведен в табл. 2, из которой видно, что самородная сера локализуется в породах различного литологического состава. В карбонатно-глинистых породах она концентрируется в виде отдельных светло-желтых и лимонно-желтых скоплений размерами до первых сантиметров (фиг. 3, а). Эти скопления обычно имеют четкие границы, отделяющие их от вмещающей породы, и состоят из агрегатов порошокватой серы. Основная масса породы сложена пелитовым карбонатно-глинистым материалом, причем по термическим свойствам глинистый материал близок к гидрослюдам, выделенным из соли. В иммерсионных препаратах глинистые частицы представлены желтовато-бурыми, голубовато-зелеными и бесцветными пластинками с агрегатно-чешуйчатым строением. Нередко они содержат органическое вещество, а также тонко распыленный кальцит и пирит.



Фиг. 3. Скопления самородной серы (светлое) и кристаллы гипса в породах кэпрока (штуфы, 0,5 нат. вел.)

а — сера в карбонатно-глинистой породе; *б* — кристалл вторичного гипса (г) в притизированной глинисто-карбонатной породе; *в* — сера в известняке



Фиг. 4. Новообразованные минералы в серицитных породах кэпрока (шлифы)

а — тонковолокнистый кварц, николи+, $\times 180$; *б* — агрегаты зерен серы (темное), заполняющие пустоты в крупнокристаллическом известняке по границе с кристаллом целестина (ц), николи ||, $\times 160$; *в* — кристаллы доломита, прорастающие кристаллы гипса, николи ||, $\times 160$

В карбонатно-глинистую массу вкраплены другие минералы, часть которых — обломки терригенного кварца, полевых шпатов и ангидрида — унаследованы из нерастворимого остатка соли.

Другую группу составляют эпигенетические минералы: крупные кристаллы гипса (фиг. 3, б) и веретенообразные кристаллы кальцита размерами 0,01—0,5 мм. В иммерсионных препаратах кристаллы кальцита прозрачные, бесцветные, часто с примазками пелитового материала, с битумами и пленками серы или с округлыми бляшками эпигенетического

пирита размерами 0,01—0,1 мм. Кроме того, в карбонатно-глинистых породах обнаружены ярко-белые и голубоватые фарфоровидные включения минералов кремнезема (фиг. 4, а).

Встречающиеся в составе кэпрока обломки темно-серых или коричневато-серых известняков в основном представлены крупнозернистыми, полностью перекристаллизованными разностями с аллотриоморфной неравномерно зернистой структурой и размерами кристаллов кальцита 0,1—3 мм. В неперекристаллизованных участках, представленных пелитоморфным кальцитом с размерами зерен 0,001—0,01 мм, имеется примесь терригенного материала: обломочный кварц, полевые шпаты, мусковит и другие аксессуарные минералы. С другой стороны, крупные кристаллы кальцита, как правило, не содержат минеральных примесей, кроме кристаллов пирита размером в несколько микрон. Иногда в перекристаллизованных разностях известняков встречаются также крупные идиоформные кристаллы барито-целестина.

Агрегаты лимонно-желтой самородной серы в известняках (фиг. 3, в) образуют четко ограниченные включения округлой и неправильной формы; кроме того, коричневато-бурые скопления тонкоагрегатной серы заполняют трещины, каверны и другие полости в перекристаллизованных известняках (фиг. 4, б).

Наконец, в подсолевой брекчии самородная сера встречена в коричневато-серой разнозернистой породе, состоящей из глинисто-карбонатно-гипсовой основной массы и молочно-белых кристаллов гипса размерами 2—5 мм и более. Состав глинистого материала, располагающегося между порфириобластами гипса, гидрослюдистый. Точно так же в межкристаллических полостях по трещинам и пустоткам располагается в породе и большинство новообразованных минералов: округлые включения минералов кремнезема, бурые агрегатные скопления и дипирамидальные кристаллы серы, кристаллы пирита, кальцита и барито-целестина.

Лишь мельчайшие кристаллики доломита (фиг. 4, в) и некоторая часть кальцита и пирита встречаются непосредственно в кристаллах гипса и могут быть признаны за однородные с ним минеральные образования. Основная же часть эпигенетических минералов заполняла пустотки и трещины уже после формирования и раскристаллизации гипса. Это замечание в полной мере относится к самородной сере, имеющей в гипсах явно наложенный характер.

Результаты анализов микрофлоры и изотопного состава серы и углерода. Для выяснения характера современных геохимических и микробиологических процессов в породах кэпрока было исследовано распространение сульфатредуцирующих и тионовых бактерий в 10 образцах пород из скважин 6002 и 6016. Активные сульфатредуцирующие бактерии в количестве 10—100 клеток на 1 г породы были обнаружены в сероносных известняках (образцы 6,7 — см. фиг. 2) и карбонатно-глинистой сероносной породе с глубины 77,6 м.

Единичные клетки тионовых бактерий *Thiobacillus thioparus* были найдены лишь в одном образце гипса из подсолевой брекчии. Основываясь на микробиологических данных, можно утверждать, что в настоящее время в кэпроке Ромненского купола господствует восстановительная обстановка, происходит микробиологическая редукция сульфатов, а образование серы из сероводорода подавлено. Эти выводы хорошо согласуются с широким распространением в породах кэпрока сероводорода и сульфидов и подтверждаются, как мы увидим ниже, данными по изотопному составу сульфидов.

Сульфаты кэпрока (табл. 3, образцы 8,22) и подсолевой брекчии (образцы 10, 11) обогащены изотопом S^{34} по сравнению с сульфатами солей на 0,7—1,3% (табл. 3). Учитывая, что проанализированные сульфаты взяты из сероносных и пиритизированных пород, а микробиологические анализы показали присутствие в кэпроке сульфатредуцирующих

Изотопный состав серы сульфатов Ромненского соляного купола

№ образца	Порода	δS^{34} , %
Сульфаты из толщи солей		
9	Растворимые сульфаты, осажденные $BaCl_2$, из толщи каменной соли, глубина 151,7 м, скв. 6002 Гипсоносная порода из толщи каменной соли, купол Песочки, глубина 635 м, скв. 559	+2,12
31		+2,40
Сульфаты надсолевой брекчии		
21	Перекристаллизованный гипс из закарстованной зоны, глубина 54 м, скв. 6016 Темно-серая глинисто-карбонатная брекчия с пиритом и кристаллами гипса, глубина 102,7 м, скв. 6002 Перекристаллизованный гипс из темно-серой глинисто-карбонатной брекчии с пиритом, глубина 126,5 м, скв. 6016	+1,73
8		+3,50
22		+3,20
Сульфаты подсолевой брекчии		
10	Серосодержащий глинистый гипс, глубина 168,0 м, скв. 6002 Серосодержащий глинистый доломитизированный гипс, глубина 168,0 м, скв. 6002	+3,90
11		+2,98

Примечание. Обр. 31 из скв. 559, купол Песочки.

Таблица 4

Изотопный состав элементарной и сульфидной серы, δS^{34} , %

№ образца	Порода	S^0	S^{2+}
1	Карбонатно-глинистая с пиритом	—	+2,32
3	Сероносный известняк	-0,57	—
4	Карбонатно-глинистая с самородной серой и пиритом	-0,67	-0,08
5	То же	-0,86	+0,73
6	Сероносный известняк	-0,79	—
7	То же	-0,94	—
22	Темно-серая сильно сульфидизированная карбонатно-глинистая	—	+1,48
10	Сероносный гипс из подсолевой брекчии	-0,35	—
11	Сероносный доломитизированный гипс из подсолевой брекчии	-0,35	—

Примечание. Обр. 22 отобран из скв. 6016 с глубины 126,7 м, остальные—из скв. 6002 (см. фиг. 2 и табл. 2)

бактерий, можно сделать вывод, что утяжеление серы остаточных сульфатов — результат их микробиологического восстановления.

Этот вывод подкрепляется данными по изотопному составу элементарной серы кэпрока, приведенными в табл. 4. Все образцы самородной серы имеют отрицательные величины δS^{34} , отличающиеся на 3,2—4,5% от сульфатов кэпрока и на 2,5—3,0% от сульфатов солей. Наличие в одних и тех же образцах сероносных пород изотопной легкой серы и утяжеленного сульфата служит веским доказательством того, что оба процесса серообразования — восстановление сульфата до H_2S и окисление H_2S до серы — происходили в самом кэпроке. Кроме того, если бы сероводород поступал в кэпрок из какого-то единого внешнего источника, величины δS^{34} отдельных проб элементарной серы были бы более однородными.

Изотопный состав углерода карбонатных пород Ромненского купола

№ образца	Породы	δC^{13} , ‰
Карбонаты неосерненных пород		
9	Нерастворимый в воде остаток каменной соли, скв. 6002, глубина 151,7 м	-1,16
32	Тонкослойный ангидрито-доломит из толщи соли, глубина 635 м	-0,94
33	Сульфидизированный глинистый сланец из толщи каменной соли, глубина 1312 м	-0,44
2	Плитчатый глинистый известняк из верхней части кэпрока, скв. 6002, глубина 53 м	-0,93
21	Глинисто-карбонатная порода из верхней части кэпрока, скв. 6016, глубина 54 м	-1,03
14	Белый кальцит, цементирующий обломки диабазов, скв. 6002, глубина 383 м	-0,73
Карбонаты сероносных и сульфидизированных пород кэпрока		
3	Сероносный известняк, скв. 6002, глубина 69,8 м	-1,93
6	Сероносный известняк, скв. 6002, глубина 79,6 м	-1,91
4	Сероносная глинисто-карбонатная порода с пиритом, скв. 6002, глубина 75 м	-1,75
5	Глинисто-карбонатная порода фракция $>0,5$ см с самородной серой и пиритом, скв. 6002, глубина 77,6 м	-1,61
6	Темно-серая глинисто-карбонатная порода с пиритом и битумами, скв. 6016, глубина 126,7 м фракция $<0,1$ мм	-1,66
	фракция $>0,5$ см фракция $<0,1$ мм	-1,47
		-1,41

Примечание. Образцы 32,33 из скв. 559, купол Песочки.

Изотопный состав серы сульфидов (см. табл. 4) резко отличается от величины δS^{34} элементарной серы. Это верно даже для обр. 5, в котором сера и сульфиды были изучены в одной и той же навеске породы. Отсюда следует, что самородная сера и основная масса сульфидов кэпрока — разновозрастные образования, хотя значительный разброс величин δS^{34} сульфидов заставляет полагать, что и они образовались из сероводорода, продуцировавшегося непосредственно в кэпроке.

Сопоставление величин δS^{34} самородной серы и сульфидов позволяет утверждать, что сульфиды — сравнительно более поздние образования. По-видимому, сероводород, осаждавший эти сульфиды, образовался из сульфатов, которые уже «утяжелены» за счет первого этапа микробиологической сульфатредукции, приведшего к концентрации изотопа S^{32} в элементарной сере, а изотопа S^{34} — в остаточных сульфатах.

Для объяснения механизма формирования «тяжелых» по изотопному составу сульфидов часто прибегают к другому объяснению, рассматривая такие сульфиды, как продукт полного или почти полного восстановления сульфатов в горной породе или подземной воде.

Из данных табл. 2 видно, что для Ромненского купола это объяснение мало пригодно, так как в породах кэпрока обнаружено достаточное количество сульфатной серы.

Аномальная величина δS^{34} сульфата из обр. 21 (см. табл. 3) объясняется, видимо, тем, что этот образец взят из закарстованной зоны кэпрока, где сульфиды и сера окислялись, а вторичный легкий сульфат, примешавшись к остаточному сульфату кэпрока, значительно изменил величину δS^{34} суммарного сульфата.

По изотопному составу углерода карбонатов (табл. 5), проанализированные породы можно разделить на две группы: неосерненные породы разного состава и происхождения с величинами δC^{13} от — 0,44 до — 1,16 ‰.

и сероносные и сульфидизированные породы кэпрока (δC^{13} от $-1,41$ до $-1,93\%$).

В первую группу входит различный карбонатный материал, обнаруженный в солях в виде прослоек (образцы 32, 33) либо в виде примеси к галиту (обр. 9). Углерод этих карбонатов несколько облегчен по сравнению с углеродом нормальных осадочных известняков, но величины δC^{13} не выходят за пределы, характерные для эвапоритов.

Такой же изотопный состав имеют карбонаты обломка плитчатого известняка (обр. 2) и глинисто-карбонатных пород (обр. 21) из неосерненной части кэпрока, а также карбонаты кальцитового цемента гидротермально-измененных пород, вскрытых скв. 6002 в боковой брекчии Ромненского купола на глубине 292 м и прослеженных до забоя на глубине 385 м.

Сероносные и сульфидизированные породы кэпрока заметно обогащены легким углеродом C^{12} . По-видимому, в состав этих карбонатов входит некоторая часть легкой углекислоты, образовавшейся при анаэробном микробиологическом разложении нефти, в которой величина δC^{13} обычно варьирует в пределах от $-2,5$ до $-3,5\%$ (Галимов, 1968). Таким образом, изотопный состав углерода сероносных и сульфидизированных пород кэпрока, как и данные по изотопному составу серы, говорит в пользу микробиологического происхождения сероводорода и серы непосредственно в самих породах кэпрока.

В образцах 5, 22 был проанализирован изотопный состав углерода разных гранулометрических фракций глинисто-карбонатных пород: $>0,5$ см, в которую входят обломки и карбонатные стяжения, и $<0,1$ мм, состоящей из кальцитизированных глинистых частичек.

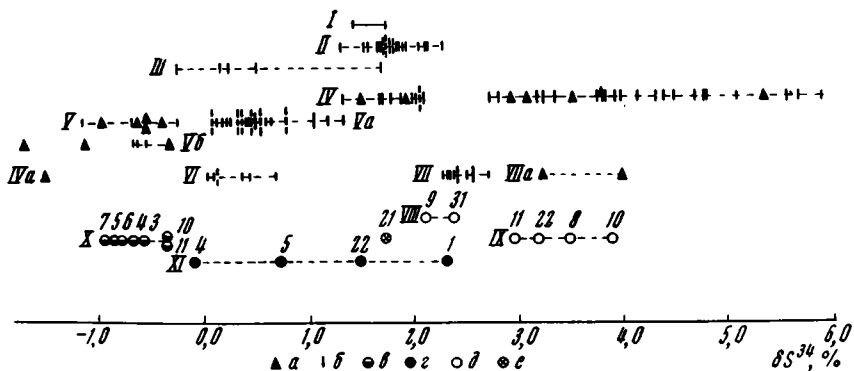
Изотопный состав карбонатов разных фракций оказался, практически, одинаковым (см. табл. 5). Это свидетельствует о том, что в процессе серообразования и формирования эпигенетических минералов первичные карбонаты кэпрока прошли через стадию растворения в растворах с изотопно-легкой углекислотой с последующим выпадением в осадок, существенно отличающийся по величине δC^{13} от исходных карбонатов солей. Об этом же, кстати, говорит кристаллически зернистая структура известняков кэпрока, обнаруженная при их петрографическом изучении.

Генезис серы кэпрока Ромненского купола. Локальное расположение серы в породах кэпрока, форма выделений серы и минералого-петрографический анализ сероносных пород показывают, что самородная сера и парагенные ей кальцит, пирит и гипс являются вторичными, эпигенетическими минералами по отношению к глинистым частицам и пелитоморфным известнякам, унаследованным из соляного штока и составляющим первичный минеральный каркас кэпрока.

До проведения наших исследований источником серы считали глубинный сероводород (Алексенко, 1967; Ветров и др., 1968). В качестве доказательства обычно указывали на наличие небольшой примеси сероводорода в газах некоторых нефтяных и газовых месторождений ДДВ.

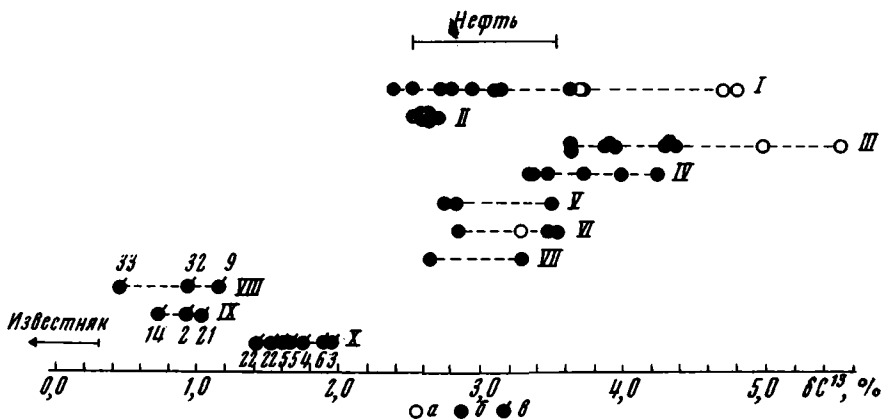
Однако приведенные выше данные изотопного анализа углерода и серы не согласуются с такой точкой зрения. Значительные вариации величин δS^{34} элементарной серы и величин δS^{34} кальцита даже у соседних образцов и наличие изотопно облегченных карбонатов и серы наряду с изотопно утяжеленными сульфатами в одних и тех же образцах свидетельствуют о том, что процесс восстановления сульфатов до сероводорода происходил непосредственно в породах кэпрока.

Таким образом, генезис сероводорода, вторичного кальцита в самородной сере в кэпроке Ромненского купола, по-видимому, очень схож с генезисом этих минералов в кэпроках соляных куполов побережья Мексиканского залива (Леворсен, 1958; Рассел, 1958; Feely, Kulr, 1957; Jen-



Фиг. 5. Изотопный состав серы (величина δS^{34} , %) различных серных соединений соляных куполов и их кэпроков

I—VII—данные по соляным куполам Мексиканского побережья (Thode et al., 1954; Feely, Kulr, 1957): I—сульфаты соляных штоков; II—сульфаты и III—самородная сера ангидритового кэпрока; IV—сульфаты, V, Va—самородная сера и Vb—сульфиды кальцитового кэпрока; VI, VIIa—сероводород и VII, VIIa—сульфаты пластовых вод; VIII—XI—данные по Ромненскому куполу: VIII—сульфаты соляной толщи; IX—сульфаты, X—самородная сера и XI—сульфиды кэпрока. Цифры у значков—номера образцов; a—данные по куполу Мос-Блаф; б—данные по другим куполам США; в—самородная сера; г—сульфиды; д—сульфаты кэпрока; е—вторичные сульфаты



Фиг. 6. Изотопный состав углерода (величина δC^{13} , ‰) нефти, битумов и кальцита куполов побережья Мексиканского залива (I—VII) и Ромненского купола (VIII—X):

I—кальцит кэпрока различных куполов; II—нефть купола Боулинг; III—сероносные и IV—несероносные известняки купола Спинделтоп; V—битумы купола Спинделтоп; VI—кальцит и VII—битумы купола Мос-Блаф; VIII—кальцит из соли Ромненского купола; IX—кальцит несероносных и X—сероносных и сульфидизированных пород. a—данные Thode et al., 1954. б—данные Feely, Kulr, 1957; в—наши данные (цифрами обозначены номера образцов)

sep, 1968). Однако процессы серообразования на Ромненском куполе имели и своеобразные черты, обусловленные особенностями геологического строения этого района.

Известно, что многие соляные купола США и Мексики содержат весьма существенные запасы самородной серы. Так, из кэпрока одного только купола Спиндлтоп было добыто около 1 млн. т самородной серы (Feely, Kulr, 1957). На Ромненском же куполе обнаружено лишь довольно бедное непромышленное осернение.

Основная предпосылка, неблагоприятная для формирования на Ромненском куполе руд с высоким серосодержанием,—вещественный состав нерастворимого остатка солей. Если соли побережья Мексиканского залива содержат ангидрит в качестве основной минеральной примеси (Goldman, 1952; Леворсен, 1958), то в нерастворимом остатке солей

Ромненского купола среднее содержание SO_3 всего 6,3%. Следовательно, даже при условиях, максимально благоприятных для серообразования, из этого сульфата в кэпроке может образоваться в среднем 2,5% самородной серы при расчете на вес пород кэпрока. Правда, в толще солей встречаются прослойки и даже более или менее мощные горизонты ангидрита. Однако его количество также невелико — около 5% суммы пород, встречающихся в виде прослоек в солях.

Таким образом, сопоставление вещественного состава нерастворимого остатка солей двух солянокупольных провинций показывает, что бедное осернение пород кэпрока Ромненского купола в какой-то мере предопределено неблагоприятным составом примесей к солям, т. е. того вещества, из которого, собственно, и формируются породы кэпрока.

Далее анализ распределения сульфатов в толще кэпрока (см. фиг. 2) показывает, что условия для ключевой реакции серообразования — микробиологической редукции сульфатов — в кэпроке были далеко не оптимальными, так как количество остаточных сульфатов в нижней части кэпрока относительно велико.

Сопоставление величин δS^{34} самородной серы Ромненского купола и промышленных залежей серы соляных куполов США (фиг. 5, *Va* и *X*) — прямое доказательство медленного и неполного восстановления сульфатов в Ромнах, так как известно, что наиболее изотопно легкие сероводород и сера образуются при замедленном процессе микробиологической редукции сульфатов (Harrison, Thode, 1958; Kaplan, Rittenberg, 1964). Следовательно, вторая причина отсутствия промышленного осернения в породах кэпрока Ромненского купола — сравнительно неблагоприятные условия для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий.

Об этом же свидетельствуют данные по изотопному составу углерода (см. табл. 5, фиг. 6), из которых видно, что в составе кальцита сероносных пород Ромненского кэпрока содержится значительно больше изотопа C^{13} , чем в рудах месторождений США и даже больше, чем в нефти (см. фиг. 6).

Незначительную обогащенность кальцита легким изотопом можно рассмотреть как дополнительное доказательство слабой генерации в породах кэпрока изотопно-легкой углекислоты вследствие небольших масштабов сульфатредукции.

Можно полагать, что существует и еще одна причина, также не благоприятствовавшая процессу серообразования. В породах кэпрока Ромненского купола широко распространены сульфиды, составляющие основную форму восстановленных соединений серы и образовавшиеся, как это было показано нашими исследованиями, в основном после самородной серы. Из этого следует, что условия для процесса образования сероводорода в кэпроке существовали в течение более длительного времени, чем геохимическая обстановка, благоприятная для течения второй реакции серообразования — окисления сероводорода до серы. Более того, микробиологический анализ пород показал, что процессы сульфатредукции происходят и в настоящий момент геологической истории пород кэпрока, процессы же серообразования прекратились.

Растворенный кислород, необходимый для окисления сероводорода до серы, мог поступать в породы кэпрока только с инфильтрационными водами, растворявшими соляной шток в течение неоген-четвертичного времени (Косыгин, 1946). Вполне естественно, что по мере накопления мощной толщи пород кэпрока происходило ее постепенное уплотнение под влиянием собственной тяжести и в результате процессов вторичного соляного тектогенеза.

Процесс уплотнения и спрессовывания существенно глинистых пород кэпрока все более и более затруднял проникновение кислородсодержащих вод в кэпрок, результатом чего явилось создание в породах резко

восстановительной обстановки, в которой процесс серообразования прекратился, а редукция сульфатов, сопровождаемая накоплением пирита, продолжалась.

Таковы, на наш взгляд, некоторые особенности Ромненского купола, объясняющие отсутствие в его кэпроке значительных скоплений самородной серы. И если сравнительно неблагоприятные условия для процессов образования и окисления сероводорода могут быть особенностью именно Ромненского купола, то неблагоприятный для процессов серообразования вещественный состав нерастворимого остатка девонских солей вряд ли может иметь локальное значение. Отсюда следует, что при дальнейших поисково-разведочных работах на серу в ДДВ необходимо тщательно анализировать материалы химического и минералогического изучения каменной соли, чтобы поиски серы в первую очередь вести на тех куполах, где при прочих благоприятных условиях в состав солей входит больше сульфатных и меньше карбонатных и особенно глинистых минералов.

В заключение интересно отметить, что пределы величин δS^{34} самородной серы куполов Ромненского купола и Мос-Блаф практически совпадают (см. фиг. 5). Из описаний образцов серы купола Мос-Блаф (Feely, Kuip, 1957) можно заключить, что осернение в кэпроке этого купола, как и в Ромнах, незначительное.

Выводы. 1. Самородная сера и большая часть кальцита, гипса и пирита в пределах кэпрока Ромненского купола — эпигенетические минералы.

2. Результаты изучения вещественного состава пород кэпрока и изотопного состава углерода карбонатов, а также самородной серы и остаточных сульфатов позволяют утверждать, что оба процесса серообразования — восстановление сульфатов до сероводорода и его окисление до серы — происходят на месте задегания сероносных пород, т. е. непосредственно в кэпроке.

3. Данные по изотопному составу сульфидов и результаты микробиологических исследований показывают, что в настоящее время процесс серообразования в кэпроке Ромненского купола не происходит, хотя редукция сульфатов продолжается.

4. Сравнительно низкое содержание серы в породах кэпрока объясняется главным образом неблагоприятным вещественным составом нерастворимого остатка солей Ромненского купола, характеризующегося большим количеством глинистых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. М., «Недра», 1967.
- Ветров Ю. И., Кириченко Н. Г., Строев В. М., Ванденко В. И. Проявления самородной серы в Днепровско-Донецкой впадине. — Тр. Геол. ин-та, Казань, 1968, вып. 20.
- Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968.
- Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. М., «Наука», 1964.
- Коган В. Д., Андреева В. И. Возраст диапировых структур восточной части Днепровского грабена. — Геол. нефти и газа, 1963, № 4.
- Кореньевский С. М. 1968. Самородная сера в галогенных формациях и в кэпроках соляно-купольных структур Прикаспийской синеклизы и Днепровско-Донецкой впадины. — Тр. Геол. ин-та, Казань, 1968, вып. 20.
- Косыгин Ю. А. Тектоника соляных поднятий Днепровско-Донецкой впадины. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1946, т. 21, вып. 3.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М., Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю. А., Бланк М. И. Типы соляных структур Днепровско-Донецкой впадины. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 6.
- Леворсен А. И. Геология нефти. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Рассел У. Л. Основы нефтяной геологии. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Устинов В. И., Гриненко В. М. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М., «Наука», 1965.

- Ша ме ка И. Т. О нефтеносности Ромненского соляного купола и прилегающих к нему районов.— Тр. нефт. конфер. Изд-во АН УССР, Киев, 1939.
- Ш а т с к и й Н. С. К вопросу о происхождении ромненских гипсов и пород Исачковского Холма на Украине.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1931, т. 9.
- Feely H. W. A., Kulp J. L. Origin of Gulf coast salt dome sulphur deposits. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, v. 41, No. 8, 1802—1853.
- Goldman M. I. Deformation, metamorphism and mineralisation in gypsum-anhydrit cap-rock. Mem. Geol. Soc. America, 1952, v. 50.
- Harrison A. G., Thode H. G. Mechanism of the bacterial reduction of sulphate from isotope fractionation studies. Trans. Faraday Soc., 1958, 54, No. 1.
- Iensen M. L. R. Isotopic geology and the origin of Gulf Coast and Sicilian sulphur deposits. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1968, No. 88, 525—536.
- Kaplan I. R., Rittenberg S. C. Microbiological fractionation of sulphur isotopes. J. Gen. Microbiol., 1964, 34, 195—212.
- Thode H. G., Wanless K. K., Wallouch R. The origin of native sulphur deposits from isotopic fractionation studies. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1954, v. 5, 286—298.

Институт биохимии и физиологии
микроорганизмов АН СССР
Москва

Дата поступления
19.XII.1969

Институт геохимии и аналитической химии
им. В. И. Вернадского АН СССР
Институт нефтехимической и газовой
промышленности им. И. М. Губкина
Кременчугская геологоразведочная
экспедиция

ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ СРЕДНЕВОЛЖСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Я. К. ПИСАРЧИК

На примере данных о изотопическом составе серы в средневожских месторождениях обсуждаются возможности интерпретации фактического материала.

Изучение закономерностей изменения изотопного состава S и углерода в рудах и вмещающих их породах ряда крупнейших экзогенных серных месторождений (в США, Сицилии, Прикарпатье, Средней Азии — Гаурдак и Шор-су) однозначно подтвердило эпигенетическое образование этих месторождений (Thode a. al., 1954; Feely, Kulp, 1957; Виноградов и др., 1961 и др.; Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., 1967 и др.) Их возникновение связано с анаэробным бактериальным восстановлением порообразующих сульфатов (сульфат-иона растворов) до H₂S за счет энергии одновременно окисляющегося до CO₂ органического вещества (битума, нефти) и последующего окисления H₂S до элементарной S, которая отложилась вместе с вторичным CaCO₃ в виде метасоматических (по исходным сульфатам) серно-кальцитовых руд (Thode a. al., 1954; Feely, Kulp, 1957; Юшкин, 1966, 1968 и др.).

К тому генетическому типу, что и все перечисленные выше месторождения, относятся и месторождения S Среднего Поволжья (Юшкин, 1966, 1968). Эпигенетическое образование их, по геологическим данным, не вызывает сомнений (Отрешко, 1960 и др.).

Впервые изотопный состав S Средневожских серных месторождений был изучен Р. Г. Панкиной (1966). Основываясь на полученных ею близких средних величинах S³²/S³⁴ самородной S и гипсов, она пришла к выводу, что фракционирования изотопов S (т. е. характерного для эпигенетических месторождений обогащения самородной S легким изотопом S³²) здесь не устанавливается. При этом она заключила, что «образование серы в Средневожских месторождениях не могло происходить (разрядка здесь и ниже моя — Я. П.) за счет вторичных процессов бактериального восстановления гипсов в породах» (Панкина, 1966, стр. 152). Таким образом, «полученные результаты позволяют высказать предположение о сингенетичности самородной серы Средневожских месторождений осадкам пермского моря» (там же). Следовательно, генетические выводы Р. Г. Панкиной оказались в противоречии с комплексом геологических данных о генезисе этих месторождений и одновременно с показателями по изотопному составу S других месторождений того же генетического типа, что и Средневожские.

В 1968 г. геолог А. И. Отрешко опубликовал критическую заметку о статье Р. Г. Панкиной. В заметке указывается ошибочность ее генетических выводов, и предлагается схема геологической интерпретации полученных ею данных по изотопному составу S, имеющая целью устранить отмеченные выше противоречия.

Казалось бы, что на этом вопрос можно считать исчерпанным, тем более, что в 1969 г. опубликована статья Г. П. Мамчура по изотопному составу углерода Средневолжских месторождений S, однозначно показывающая эпигенетическое их образование. Однако рассмотрение предложенной А. И. Отрешко схемы интерпретации показывает, что изображенные в ней закономерности изменения изотопного состава S резко отличаются от тех, какие неизменно обнаруживаются на всех уже упомянутых месторождениях этого же генетического типа. Если обычно имеется «облегчение» изотопного состава S в восстановленных соединениях H₂S и образующейся из них самородной S по сравнению с S исходного сульфата, то в схеме, предложенной А. И. Отрешко, фиксируется обратное: δS^{34} «исходного» гипса составляет +0,45%, самородной S начальных этапов серообразования +0,62%, а конечных +0,95%.

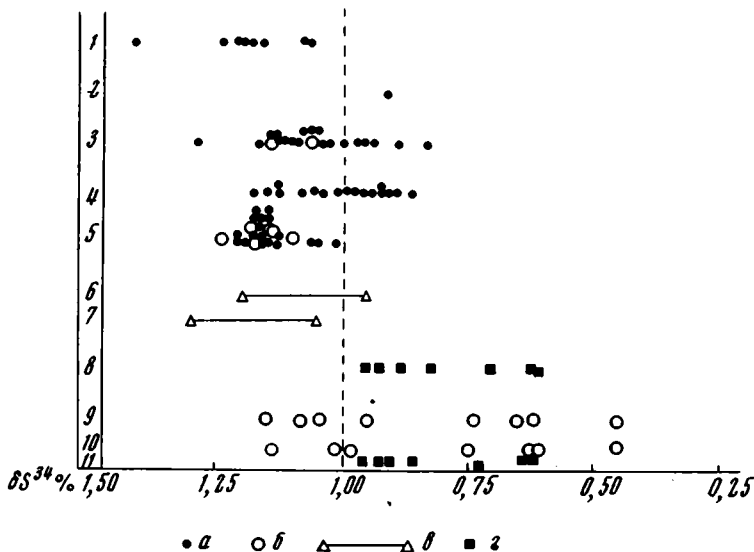
Обращает на себя внимание все большее утяжеление изотопного состава S гипса и самородной S в каждом из последующих этапов рудообразования. Такое последовательное утяжеление, судя по экспериментальным данным (Jones, Starkey, 1957; Еременко, Мехтиева, 1961 и др.), принципиально возможно лишь при наличии ограниченного количества сульфатов в сфере деятельности сульфатредуцирующих бактерий. Для пермских сульфатоносных формаций Среднего Поволжья допущение о недостатке сульфатного вещества весьма маловероятно. Поэтому последовательное утяжеление S гипса и самородной S вряд ли было в действительности.

Отметим также, что наиболее утяжеленными в схеме А. И. Отрешко оказываются гипсы, возникающие уже при разрушении залежей S, т. е. вторичные гипсы зоны окисления (δS^{34} от +0,95 до +1,15%). В то же время известно, что при окислении восстановленных соединений S изотопный состав S возникающих при этом вторичных сульфатов (прежде всего гипса) остается неизменным, или же она дополнительно несколько обогащается легким изотопом S³², но не утяжеляется (Jones, Starkey, 1957; Kaplan, Rittenberg, 1964 и др.; Виноградов, Степанов, 1964; Мурзаев, 1965; Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., 1967 и др.). Построения А. И. Отрешко находятся в противоречии с этим положением.

Не менее необычен в его таблице изотопный состав «исходного» гипса ($\delta S^{34} = +0,45\%$), а также гипса начального этапа его превращений ($\delta S^{34} = +0,65$ и +0,62%) и даже начала основного этапа формирования залежей S ($\delta S^{34} = +0,74\%$). Такие значения δS^{34} совершенно несвойственны S седиментационных сульфатов перми. Известно, что изотопный состав S седиментационных сульфатов в эвапоритах различного возраста непостоянен (Тод, Монстер, 1964; Nielsen, Ricke, 1964; Holser, Kaplan, 1966 и др.). При этом наиболее «легкой» S характеризуются сульфаты именно перми. Однако и для них δS^{34} в среднем равно +1,06%. При этом колебания значений δS^{34} для верхнепермских эвапоритов Техаса, Нью-Мексико и Западной Европы составляют, по Г. Тоду и Д. Монстеру (1964), от +0,96 до +1,2%.

Мы нанесли на фигуру все известные нам литературные данные об изотопном составе пермских сульфатов из разных районов мира, в том числе многочисленные данные, содержащиеся в работах Г. Нильсена и В. Рике (Nielsen, Ricke, 1964), В. Т. Хользера и И. Р. Каплана (Holser, Kaplan, 1966) о величинах δS^{34} сульфатов Са в образцах из четырех подразделений (циклов) цехштейна восточных районов Западной Европы. При рассмотрении этих показателей обращает на себя внимание то, что лишь в отдельных образцах сульфатов Са цехштейна δS^{34} имеет место значение ниже +0,95% (как предел +0,83%).

Важно, что ни в одном случае, даже с учетом отмеченного разброса отдельных величин, δS^{34} ангидрита и гипса из пермских отложений разных районов мира не снижается до тех значений, которые характеризуют



Вариации изотопного состава S пермских эвапоритов разных районов мира и изотопный состав S гипсов и самородной S Средневожских месторождений *a* — ангидрит; *b* — гипс; *c* — пределы значений для группы образцов эвапоритов; *z* — самородная S; 1 — ангидриты кепрока соляных поднятий, сложенных нерасчлененным цехштейном (Nielsen, Rieke, 1964); 2—5—ангидрит и гипс цехштейна ГДР и ФРГ (Nielsen, Rick, 1964; Holser Kaplan, 1966); 2 — цехштейн 4 (Aller Cycle), 3 — цехштейн 3 (Leine Cycle), 4 — цехштейн 2 (Stassfurt Cycle), 5 — цехштейн 1 (Werra Cycle); 6—7 — пермские эвапориты разных регионов (Тол, Монстер, 1964); 6 — верхняя пермь Техаса, Нью-Мексико и Западной Европы, 7 — средняя пермь Техаса и Нью-Мексико; 8—9 — Средневожские месторождения S (Панкина, 1966); 10—11 — оттуда же (Отрешко, 1968)

изотопный состав S «исходных» (по А. И. Отрешко) пермских сульфатов Среднего Поволжья.

Таким образом, данные об изотопном составе S седиментационных сульфатов Са перми не позволяют считать гипс со значением $\delta S^{34} = +0,45\%$ исходным при процессе серообразования. В то же время эти данные показывают, что гипсы, отнесенные А. И. Отрешко к новообразованиям, возникающим при разрушении серных залежей (таблица), полностью соответствуют по значению δS^{34} седиментационным сульфатам Са пермских бассейнов.

Изменение изотопного состава S в гипсах и элементарном нахождении в связи с этапами формирования и преобразования рудных залежей, по А. И. Отрешко (1968)

Этапы образования и превращения	Гипсы, образец	δS^{34} , %	Самородная S, образец	δS^{34} , %
Исходные гипсы	Гипс мелкокристаллический	+0,45	Нет	
Начальный этап превращения гипсов и образования самородной S	Гипс мучнистый, пропитанный битумом	+0,65	S скрытокристаллическая	+0,62
	Гипс «марьино стекло»	+0,62	«Пропластики» S	+0,635
Основной этап формирования сероносных залежей	Гипс	+0,74	S в гнездах	+0,71
	»	+1,04	Псевдоморфозы S по гипсу	+0,83
	»		S крупнокристаллическая	+0,92
Этап разрушения сероносных залежей и дальнейших превращений и новообразований	Гипс мучнистый разрушенный	+0,95	Кристаллы S	+0,95
	Гипс волокнистый	+1,08	S порошкообразная	+0,885
	Гипс мелкокристаллический (?)	+1,15		

Рассмотренные моменты заставляют считать, что в предложенную А. И. Отрешко схему интерпретации (см. таблицу) вкрались неточности в трактовке генезиса анализировавшихся пород, в частности гипсов, что привело к ряду несоответствий тем закономерностям изменения изотопного состава S, которые присущи эпигенетическим серным месторождениям рассматриваемого типа. Приведенная в его таблице весьма лаконичная характеристика изучавшихся образцов не противоречит такому заключению. Среди гипсов, отнесенных А. И. Отрешко к исходным или гипсам начальных этапов серообразования, фигурируют такие же названия, как и у гипсов, считающихся возникшими при разрушении серных залежей (например, «гипс мелкокристаллический», «гипс мучнистый»).

Вернемся теперь к исходным материалам Р. Г. Панкиной (1966) и ее выводу о том, что фракционирования изотопов S на Средневожских месторождениях не происходило.

На фигуре, в нижней ее части, дано графическое изображение всех значений δS^{34} гипса и самородной S, содержащихся в работе Р. Г. Панкиной и таблице А. И. Отрешко. Выясняется, что все исследованные образцы гипса подразделяются на две группы. Первая из них (левая на фигуре) включает образцы со значениями δS^{34} гипса от +0,95 до +1,15%, т. е. S здесь, как правило, более «тяжелая» по изотопному составу, чем самородная S (δS^{34} от +0,62 до +0,95%). В то же время δS^{34} гипса этой группы анализов полностью соответствует тем значениям δS^{34} , которые характерны для пермских сульфатов цехштейна, в особенности его средних подразделений. Следовательно, по геохимическим показателям гипсы именно данной группы являются исходными. Характерно, что по сравнению с δS^{34} этой группы самородная S Средневожских месторождений имеет, как правило, несколько более низкие значения, т. е. обнаруживается «облегчение» изотопного состава самородной S, что указывает на фракционирование при ее образовании.

Вторая группа образцов из Среднего Поволжья (правая на фигуре) характеризуется значениями δS^{34} от +0,45 до +0,74%, т. е. таким же изотопным составом, как наиболее «легкие» разности самородной S, или еще более «легким» (δS^{34} +0,45%). Гипсы с таким изотопным составом следует считать возникшими путем окисления самородной S (см. выше).

Надо отметить, что в статье Р. Г. Панкиной приведены уже упоминавшиеся данные Г. Тода и Д. Монстера (1964) об изотопном составе верхнепермских эвапоритов Техаса, Нью-Мексико и Западной Европы (колебания δS^{34} от +0,96 до +1,2%). При этом она отмечает, что изотопный состав S изученных гипсов из казанских отложений Средневожских месторождений «колеблется в тех же пределах» (Панкина, 1966, стр. 153). Однако, как видно на фигуре, среди изученных ею гипсов «в тех же пределах», т. е. от +0,96 до +1,2%, колеблются значения δS^{34} гипсов лишь первой группы (δS^{34} от +0,95 до 1,15%). В гипсах же второй группы значения δS^{34} находятся за этими пределами и характеризуют более легкий изотопный состав S сульфатов: δS^{34} от +0,74 до +0,45%. Такие значения δS^{34} являются, как было показано выше, запрещенными для седиментационных сульфатов данного фациального типа любого возраста и даже пермских. Наличие подобных гипсов свидетельствует об их вторичном образовании при участии процессов фракционирования.

Нам представляется, что все изложенное позволяет с достаточной уверенностью говорить о следующем.

1. Гипсы первой группы, имеющие значения δS^{34} от +1,15 до 0,95%, характеризуют изотопный состав S пермского седиментационного сульфата (как известно, гидратация ангидрита до гипса обычно не сопровождается фракционированием изотопов S).

2. Самородная S Средневожских месторождений, имеющая в изученных Р. Г. Панкиной образцах значения δS^{34} от +0,95 до +0,62% (т. е. более легкий изотопный состав, чем S исходного гипса), возникла обыч-

ным для эпигенетических месторождений S рассматриваемого типа путем, в связи с бактериальной сульфатредукцией, сопровождавшейся фракционированием изотопов S.

3. Гипсы второй группы, имеющие значения δS^{34} от +0,74 до +0,45%, являются вторичными сульфатами — продуктами окисления серной залежи (может быть, при участии бактерий) и соответственно характеризуются таким же изотопным составом, как у самородной S или еще более «легким». Последнее является, возможно, косвенным указанием на присутствие на Средневожских месторождениях самородной S с меньшими значениями δS^{34} , чем для изученных образцов.

С изложенными выводами согласуются, как нам представляется, все фактические материалы по изотопному составу S и гипсов из Средневожских месторождений. Выявляющиеся при этом закономерности изменения изотопного состава S вполне идентичны тем, которые присущи другим эпигенетическим серным месторождениям, и подтверждают геологические данные о несомненно эпигенетическом образовании Средневожских месторождений. Одновременно в предлагаемой трактовке устраняются те несоответствия, которые содержатся, с одной стороны, в выводах Р. Г. Панкиной (1966) и, с другой — в построениях А. И. Отрешко (1968).

В рассмотренных данных по Среднему Поволжью обращает на себя внимание то, что для изучавшихся серных месторождений (Водино; Алексеевское) выявляется относительно слабая степень разделения изотопов S при редукции сульфатов. Основным фактором, определяющим величину коэффициента разделения изотопов S, является скорость редукции и концентрация сульфатов в сфере деятельности бактерий (Feely, Kulp, 1957; Виноградов и др., 1961; Мурзаев, 1965 и др.). А. П. Виноградов с соавторами (1961) считают, что при очень быстро протекающей бактериальной сульфатредукции разделения изотопов может вообще не происходить. Можно полагать, что именно небольшое обогащение легким изотопом S^{32} самородной S, а также наличие среди исследованного материала гипсов разного происхождения явились основной причиной ошибочных генетических выводов Р. Г. Панкиной.

Следует указать, что для ряда уже изученных методом изотопного анализа эпигенетических месторождений S обнаружено следующее: коэффициент разделения изотопов S весьма непостоянен даже в пределах одного месторождения, причем самородная S оказывается обогащенной легким изотопом S^{32} от ничтожных величин до нескольких процентов. Возможно, что в процессе дальнейших геохимических исследований Средневожских месторождений выявится большая степень фракционирования изотопов S, чем это фиксируется по рассмотренным весьма малочисленным определениям Р. Г. Панкиной, а также будут установлены и «остаточные» гипсы, обогащенные в процессе сульфатредукции тяжелым изотопом S^{34} . Такая возможность косвенно подтверждается упоминаемыми в работах Р. Г. Панкиной (1966) и Р. Г. Панкиной, В. Л. Мехтневой (1964) и др. данными об очень различных значениях δS^{34} H_2S и сульфат-иона пластовых вод из нижнепермских и частью карбоновых отложений Среднего Поволжья.

Изложенное показывает, что весьма точный метод изотопного анализа требует при его применении тщательной и осторожной интерпретации. При этом совершенно обязательна увязка со всем комплексом геологических показателей, а также строгий учет уже выявленных на других объектах геохимических закономерностей. Этот высокоточный метод может быть особо эффективным, если исследования производятся на материале достаточно изученном литологически (включая твердо установленные данные о степени преобразованности анализируемых пород, стадиях минералообразования и т. д.), хорошо осмысленном и продуманно и целеустремленно.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Происхождение Прикарпатских серных месторождений по изотопному составу S^{32}/S^{34} и C^{12}/C^{13} . Геохимия, 1961, № 10.
- Виноградов В. И., Степанов В. И. О фракционировании изотопов серы в зоне окисления. Геохимия, 1964, № 1.
- Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. Закономерности распределения изотопов серы и их использование в геохимических исследованиях. Геохимия, 1967, № 5.
- Еременко Н. А., Мехтиева В. Л. Роль микроорганизмов в процессе фракционирования стабильных изотопов серы. Геохимия, 1961, № 2.
- Мамчур Г. П. Об изотопном составе углерода кальцита парагенной серы. Геохимия, 1969, № 7.
- Мурзаев П. М. Стабильные изотопы — возможные поисковые признаки. Обзор. ОНТИ ВИЭМС, М., 1965, вып. 35, № 2.
- Отрешко А. И. Геология и условные образования серных месторождений Средневожского бассейна. Тр. ГИГХС, 1960, вып. 6.
- Отрешко А. И. О геологической интерпретации анализов изотопного состава серы Средневожских месторождений (по поводу статьи Р. Г. Панкиной «Изотопный состав серы Средневожских месторождений в связи с ее генезисом»). Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1.
- Панкина Р. Г. Изотопный состав серы Средневожских серных месторождений в связи с ее генезисом. Сов. геология, 1966, № 8.
- Панкина Р. Г., Мехтиева В. Л. Изотопный состав серы, сероводорода, попутных газов бобриковского горизонта Волго-Уральской области.— Геохимия, 1964, № 9.
- Тод Г., Монстер Д. Распространенность изотопов серы в эвапоритах и древних океанах. В сб.: Химия земной коры, т. II, М., «Наука», 1964.
- Юшкин Н. П. Генетическая классификация месторождений самородной серы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 2.
- Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях, Л., «Наука», 1968.
- Feely H. W., Kulp J. L. The origin of Gulf Coast salt-dome sulphur deposits.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, 41, No. 8.
- Holser W. T., Kaplan I. R. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. Chemical Geology, 1, 1966.
- Jones G. E., Starkey R. L. Fractionation of stable isotopes of sulphur by microorganisms and their role in deposition of native sulphur. Appl. Microbiol., 1957, v. 5, No. 2.
- Kaplan I. R., Rittenberg S. C. The microbiological fractionation of sulphur isotopes.— J. Gen. Microbiol., 1964, v. 34, 1951.
- Nielsen H., Ricke W. Schwefel-Isotopenverhältnisse von Evaporiten aus Deutschland. Ein Beitrag zur Kenntnis von δS^{34} im Meerwasser-Sulfat. Sedimentica et cosmochim. Acta, 1964, v. 28, No. 5.
- Thobe H. G., Wanless K. K., Wallouch R. The origin of native sulfur deposits from isotope fractionation studies.— Geochim. et cosmochim. Acta, 1954, 5, No. 6.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
7.V.1969

УДК 551.3 : 551.73 (479)

О ЛИТОЛОГИИ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ПАЛЕОЗОЯ И ТРИАСА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА КАВКАЗА

Э. Н. ЯНОВ, Ю. М. ЛОГИНОВ

Дана схема стратиграфии и конкретных формаций отложений Pz_2 — Pz_3 и Т Передового хребта Кавказа. Предложена классификация гравийно-песчано-алевритовых пород по минеральному составу обломочных зерен и охарактеризованы изменения во времени минерального состава терригенных пород Передового хребта. Изучены изменения распределения многих химических элементов по стратиграфическому разрезу и типам пород. Последние отражают состав пород и степень расчлененности рельефа питающих провинций, палеогеографические изменения и необратимую эволюцию состава терригенных пород в истории Земли. Выявлены ряды подвижности химических элементов, обусловленные их геохимическими особенностями и преобладающими формами миграции, менявшимися во времени.

Осадочные и вулканогенные образования Pz_2 — Pz_3 и Т Передового хребта отвечают полному геосинклинальному циклу. Они неплохо изучены в стратиграфическом отношении. Карачаровскую серию (артыкчатская, чемарткольская и картджуртская свиты) одни геологи (Кизевальтер, 1963, 1965) относят к S_1 , другие (Кропачев, Круть, 1963; Круть и др., 1963; Снежно и др., 1965; Янов, Маймин, 1968; Греков и др., 1968), на наш взгляд, более обоснованно, — к D_2 — D_3 . Недавно для Передового хребта Кавказа намечены также конкретные формации Pz_2 (Круть, 1965; Греков, 1967), Pz_3 и Т (Белов, Кизевальтер, 1962).

Схема стратиграфии и формаций отложений Pz_2 — Pz_3 и Т Передового хребта Кавказа, составленная по материалам перечисленных выше исследований и данным тематических маршрутных работ, проведенных в 1965—1967 гг. Э. Н. Яновым, приведены в табл. 1.

Ю. М. Логинов исследовал шлифы пород из коллекции Э. Н. Янова. Кроме того, в шлихо-минералогической лаборатории был определен минеральный состав тяжелой фракции песчано-алевритовых пород.

В лаборатории спектрального анализа ВСЕГЕИ сделаны 392 количественных спектральных анализа, в литологической лаборатории ВСЕГЕИ — 300 определений карбонатности и 12 термообъемных определений количественного соотношения карбонатных минералов по методу Берга.

Типы пород. Конгломераты распространены практически по всему разрезу, но преобладают лишь в составе киньрадской свиты верхов P_1 ; мощные (до 30—100 м) пачки конгломератов имеются в разрезе лабинской молассоидной формации S_2 — S_3 ; в составе худесской, картджуртской, дженаитской и аксютской формаций встречаются отдельные пласты и изредка мощные пачки конгломератов, а в разрезе Т — лишь отдельные пласты и линзы конгломератов. Для формаций S_2 характерно распространение среди грубообломочных пород так называемых паттумов, в которых обломочный материал разных гранулометрических классов перемешан в примерно равной пропорции.

Встречаются конгломераты мелкогалечные и крупногалечные до валунных, иногда с многометровыми глыбами эффузивов или известняков. Сортировка галек и валунов по размеру несовершенная или отсутствует, гальки преимущественно плохо окатанные (за исключением конгломератов Т). Петрографический состав галек и валунов разнообразный: интрузивные породы основного состава (в конгломератах D и C); гранитоиды (в отложениях P); порфириды (в конгломератах D, C, P); в отложениях D, C, P и T₁ встречаются обломки кислых эффузивов и кремней; в отложениях всех возрастов распространены обломки метаморфических сланцев, кварцитов и известняков, а с фамена — и кварца; C₂ в конгломератах получают распространение обломки терригенных пород местного происхождения. Наиболее обеднен состав обломочного материала конгломератов T₃: кварциты, кварц, метаморфические сланцы, известняки.

Обломочный материал конгломератов происходит за счет размыва метаморфических толщ P_{Ст} и P_{z1}, интрузий геосинклинали Главного хребта Кавказа, вулканогенных образований D Передового хребта, отчасти осадочных пород (в том числе известняков) местного происхождения.

Заполнитель конгломератов обычно гравийно-песчаный или песчано-глинистый из обломков пород, плохо окатанных зерен кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза. Цемент — кремнисто-карбонатный поровый или базальный.

Песчано-алевритовые породы с подчиненными им гравелитами — главные члены худесской, картджуртской, аксаутской, тебердинской формаций и весьма распространены в дженаитской и лабинской формациях.

Поскольку минеральный состав гравийных, песчаных и алевритовых пород в пределах одной формации в общем идентичен, мы охарактеризуем эти гранулометрические классы пород совместно. При этом мы принимаем классификацию данных пород, приведенную на фиг. 1, I и в табл. 2 по минеральному составу обломочных зерен. Литические породы подразделяются более подробно по петрографическому составу обломков пород.

Алевролиты и песчаники худесской граувакковой формации D₂ и картджуртской флишоидной формации D₃ кварцево-литические и литические — граувакковые с обильными обломками базальтовых порфиритов, реже кислых эффузивов глинистых сланцев, алевролитов, иногда кремней, кварцитов и метаморфизованных песчанников. В картджуртской формации, в отличие от худесской, часто встречаются туфопесчаники, и по простиранию она замещается семиродниковской существенно пирокластической свитой урупской кварцкратофир-спилит-диабазовой формации. Для терригенных пород характерен цемент заполнения глинистый серицитизированный, реже карбонатный базальный. В худесской формации обломочные породы метаморфизованы сильнее (в филлитовой фации) и в них наблюдаются корродированные зерна кварца и полевых шпатов, цемент разведания и крустификационный.

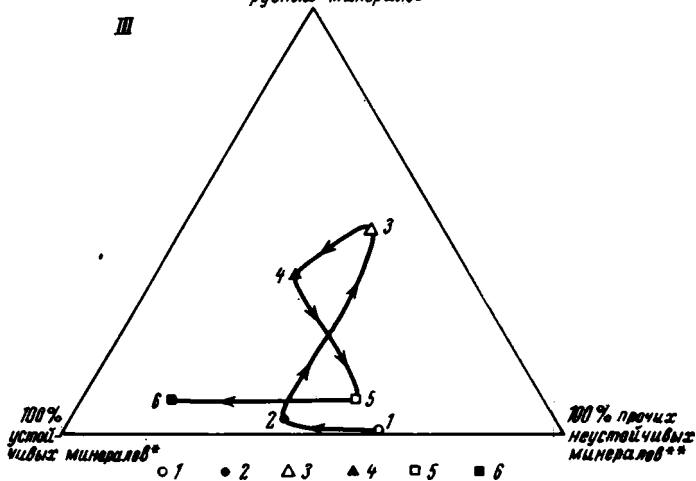
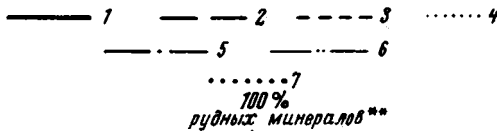
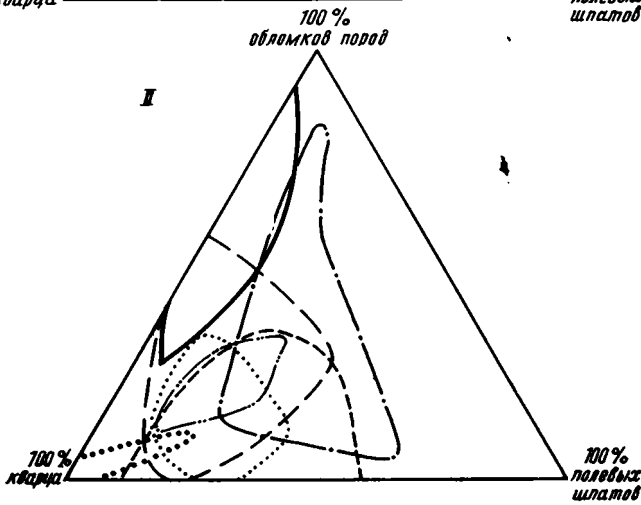
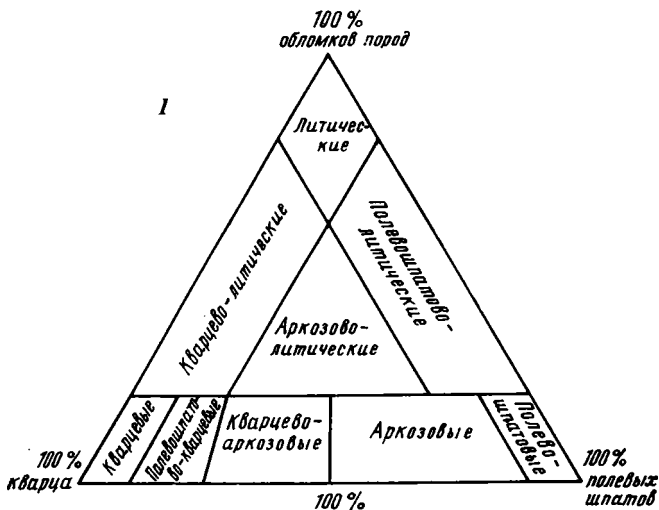
Терригенные породы лабинской молассоидной формации C₃ кварцево-литические и аркозово-литические, реже полевошпатово-кварцевые и кварцево-аркозовые с обломками кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, эффузивов среднего состава и кварцитов. По сравнению с породами D в них уменьшается содержание обломков пород и увеличивается количество полевых шпатов. Цемент глинистый, глинисто-кремнистый, серицито-кремнистый, кремнисто-железистый, кремнисто-карбонатный; по типу — соприкосновения, поровый, базальный и заполнения. Из минералов тяжелой фракции (табл. 3) характерны алмадин, рутил, минералы группы эпидота, лейкоксен, халькозин.

Алевролиты, песчаники и гравелиты аксаутской формации низов P₁ кварцево-аркозовые, полевошпатово-кварцевые, аркозовые и аркозово-

Схема стратиграфии и формаций Передового хребта Кавказа

Отдел	Свита, ярус, толща		Формация, подформация	Характеристика формации
T ₃	Норийский ярус		Шапкинская красноцветная морская известняковая	Пестроцветные брекчиевидные известняки, прослойки песчаников и конгломератов, остатки кораллов и пелеципод. Мощность до 500 м
	Перерыв в осадконакоплении			
T ₂	Карнийский ярус		Тхачская сероцветная морская алеврито-песчаная	Сероцветные алевролиты, аргиллиты, песчаники и известняки со сферосидеритами, прослойки конгломератов. Мощность до 300 м
	Сахрайская			
	Толща аргиллитов		Бамбакская мергельно-известняковая	Сероцветные слоистые известняки и мергели с аммонитами, пелециподами и др. Мощность до 500 м
	Ачешбокская			
Малого Тхача				
T ₁	Ятыргвартинская	Гидамотарская	Алеврито-песчаная межгорная	Красноцветные песчаники, алевриты, прослойки гравелитов и конгломератов. Мощность до 3000 м
	Базальная	Эпчикская		
Перерыв в осадконакоплении				
P ₂	Морская	Гималдыкская	Малолабинская известково-глинисто-битуминозная	Сероцветные аргиллиты и слоистые битуминозные известняки с кораллами и др. Мощность 100—300 м

P ₁	Киньрчадская		Медвежьинская молассоидная, красноцветная полимиктовая подформация	Красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты, подчиненные пласты порфириров. Мощность до 2500 м
	Перерыв в осадконакоплении			
	Аксаутская		Аксаутская красноцветная алевроито-песчаная межгорная	Красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой конгломератов, линзы доломитов. Мощность до 1200 м
C ₃	Карджелмасская		Лабинская молассоидная, угленосная подформация	Сероцветные песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты с растительными остатками, прослоями угля, кремней, туфов, подчиненные пласты кварцевых порфириров. Мощность до 1300 м
	Гремучинская			
C ₂	Малоурупская			
	Толстобугорская			
Перерыв в осадконакоплении				
C ₁	Марухская		Дженаитская карбонатно-глинисто-песчаная	Сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты с мощными пачками известняков с брахиоподами с фораминиферами. Мощность до 2000 м
D ₃	Пастуховская			
	Семпродниковская	Картджуртская (кубиянкольская)	Картджуртская флишоидная	Флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов, линзы конгломератов, известняков. Мощность до 1300—2000 м
			Тоханская кремнисто-сланцевая	Кремнистые сланцы, песчаники. Мощность до 1500 м
	Сосновская	Чемарткольская (кызылкольская)	Урупская кварцкратофир-спилит-диабазовая	Лавы кислого, среднего и основного состава, их туфы, линзы яшм и кремнистых сланцев. Мощность до 2500—3200 м
D ₂	Бахмутская (андрюкская)	Артыкчатская	Худесская граувакковая	Сероцветные углистые аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников, редко с пачками конгломератов, туфов, линзами известняков. Мощность до 1500—2300 м



Фиг. 1. Состав гравелито-песчано-алевритовых пород Pz и T Передового хребта Кавказа

I. Принятая авторами классификация гравелито-песчано-алевритовых пород по минеральному составу обломочных зерен.

II. Поля гравелито-песчано-алевритовых пород Передового хребта Кавказа: 1—D, 2—C₂—C₃, 3—низов P₁, 4—верхов P₁, 5—P₂, 6—T₁, 7—T₃.

III. Изменения соотношения основных терригенных компонентов тяжелой фракции пород Передового хребта Кавказа (средние значения): 1—C₂—C₃, 2—низы P₁, 3—верхи P₁, 4—P₂, 5—T₁, 6—T₃. * Рутил + анатаз + турмалин + циркон + альмандин + хромит + хромпикотит; ** магнетит + мартит + ильменит; *** группа эпидота + сфен + лейкоксен + апатит

Классификация гравелито-песчано-алевритовых пород по минеральному составу (%) обломочных зерен

Породы	Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород
Кварцевые	70—100	0—10	0—20
Полевошпатово-кварцевые	60—90	10—25	0—20
Кварцево-аркозовые	40—75	25—50	0—20
Аркозовые	10—50	40—90	0—20
Полевошпатовые	0—10	70—100	0—20
Кварцево-литические	20—80	0—20	20—80
Аркозово-литические	20—60	20—60	20—60
Полевошпатово-литические	0—20	20—80	20—80
Литические	0—20	0—20	60—100

литические (фиг. 1, II) с обломками кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, реже — эффузивов среднего состава и кварцитов. По сравнению с однотипными породами лабинской формации C_2 — C_3 в них увеличивается содержание полевых шпатов и несколько уменьшается количество обломков пород. Цемент слюдисто-кремнистый, кремнисто-железистый, слюдисто-железистый, кремнисто-карбонатный и т. д.; по типу — соприкосновения, поровый, базальный и реже заполнения. Из минералов тяжелой фракции характерны гематит, рутил, сфен.

Псаммиты кинрычадской свиты верхов P_1 медвежьинской молассоидной формации полевошпатово-кварцевые, кварцево-аркозовые, реже кварцево-литические с обломками кремнисто-глинистых и известково-глинистых сланцев, алевролитов, порфиритов, реже — кислых лав и кварцитов. По сравнению с низами разреза P_1 в них увеличивается содержание обломков пород и уменьшается — полевых шпатов. Цемент глинистый ожелезненный, кремнисто-глинистый серицитизированный, кремнисто-карбонатный, карбонатный, по типу — соприкосновения и поровый, реже базальный. Из минералов тяжелой фракции характерны гематит, лимонит, магнетит, ильменит, минералы группы эпидота.

В породах гималдыкской свиты P_2 медвежьинской молассоидной формации вновь увеличивается содержание обломков пород и особенно полевых шпатов, уменьшается количество кварца. По составу они чаще всего аркозово-литические, реже кварцево-аркозовые и аркозовые, иногда кварцево-литические и литические (см. фиг. 1, II), часто с весьма обильными (до 80%) обломками кислых и средних эффузивов, обломками кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, редко кварцитов. Цемент кремнисто-глинистый серицитизированный, кремнисто-карбонатный и кремнистый; по типу — преимущественно поровый, реже соприкосновения и базальный. Из минералов тяжелой фракции характерны гематит, ильменит, мартит, альмандин.

Песчаники, гравелиты и алевролиты тебердинской формации T_1 кварцево-аркозовые, полевошпатово-кварцевые, кварцево-литические и аркозово-литические с обломками кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов. По сравнению с породами гималдыкской свиты медвежьинской формации в них уменьшается содержание обломков пород и особенно полевых шпатов, увеличивается — кварца. Цемент кремнистый, кремнисто-слюдистый и карбонатный ожелезненный; по типу — поровый, соприкосновения и редко заполнения. Из минералов тяжелой фракции характерны гематит, магнетит, лейкоксен, рутил, циркон.

В терригенных породах шапкинской формации T_3 вновь резко увеличивается содержание кварца, уменьшается — полевых шпатов и обломков пород. По составу они кварцево-полевошпатовые и кварцевые с редкими обломками кремнисто-глинистых сланцев и кварцитов. Цемент кар-

Минеральный состав тяжелой фракции песчаников и алевролитов P₂ и T Передового хребта Кавказа, средние %

Возраст пород	Магнетит	Ильменит	Мартит	Пиррогин	Пирит	Халькопирит	Халькозин	Гематит	Лимонит	Сидерит	Альмадин	Циркон	Турмалин	Рутил	Группа эпидота	Сфен	Лейкоксен	Хромпикотит	Хромит	Анаказ	Фосфат	Апатит	Барит	Слюда + хлорит	Прочие минералы и обломки пород
T ₃ , норийский ярус (2 образца)	4,7	Ед. з.	0,3	—	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	42	Ед. з.	—	Ед. з.	3,2	0,8	6,6	Ед. з.	—	10	Ед. з.	30,3	1,7	—	Ед. з.	—	0,2	0,2
T ₁ (?), эпчикская свита (7 образцов)	3,4	0,2	0,7	—	0,3	0,1	0,1	45,5	0,5	—	0,2	2,7	1,3	13,4	—	0,1	25,8	—	0,7	0,4	—	0,8	—	2,0	1,8
P ₂ (?), гималдыкская свита (8 образцов)	0,8	1,1	1,9	—	—	0,1	—	72,7	2,0	—	1,7	0,2	0,5	0,4	0,3	—	1,8	0,1	0,6	—	—	0,7	—	11,0	4,1
Верхи P ₁ , киньрадская свита (5 образцов)	2,6	2,3	0,4	—	15,5	—	1,0	25,1	36,7	3,9	Ед. з.	0,1	0,1	0,8	3,0	—	0,4	—	0,7	—	—	0,6	—	4,0	2,8
Низы P ₁ , аксаутская свита (9 образцов)	0,4	—	0,6	—	8,6	0,2	0,1	45,8	0,2	—	0,1	1,3	0,7	11,0	0,2	6,9	0,6	0,4	1,1	—	—	3,6	2,6	9,9	5,7
C ₂ —C ₃ (9 образцов)	0,2	—	—	1,0	0,8	0,3	7,4	0,1	3,8	—	14,0	1,1	1,4	6,1	11,5	0,1	20,0	—	0,2	1,3	5,1	2,4	0,4	20,5	2,3

бонатный и кремнистый; по типу — базальный, поровый и соприкосновенный. Из минералов тяжелой фракции характерны гематит, магнетит, хромит, лейкоксен, рутил и циркон.

В целом, обломочные зерна гравелитов, песчаников и алевролитов Pz_2 — Pz_3 и Т плохо окатанные, лишь в песчаниках T_3 округленность обломков до 3 баллов по 5-бальной шкале А. В. Хабакова.

Аналогично изменениям минерального состава легкой фракции меняются и соотношения основных терригенных компонентов тяжелой фракции пород Pz_3 и Т (фиг. 1, III). В тяжелой фракции пород лабинской формации C_2 — C_3 среди терригенных компонентов преобладают неустойчивые нерудные минералы (группы эпидота, лейкоксен, апатит). В составе терригенных компонентов тяжелой фракции пород аксаутской формации низов P_1 увеличивается количество устойчивых минералов (рутил и др.), а медвежьинской формации Р — рудных минералов. В породах тебердинской формации T_1 относительное содержание рудных минералов резко сокращается. Наконец, тяжелая фракция пород шапкинской формации T_3 обогащена устойчивыми минералами (хромит и др.).

Изменения легкой и тяжелой фракции терригенных пород отражают изменения глубины денудационного среза и степени расчлененности рельефа областей питания, остававшихся более или менее постоянными в Pz и Т (Главный хребет Кавказа и Бичесынское поднятие). Орогенные этапы (C_2 — C_3 и конца P_1) и смена их этапами относительного тектонического покоя и пенеппенизации областей сноса (начало P_1 , Т), проявившиеся в чередовании молассондных и более тонкообломочных терригенных формаций, отражаются и в минеральном составе обломочных пород. В частности, показательны изменения «коэффициента устойчивости», предложенного А. П. Сиговым (1956) (отношение содержания устойчивых к химическому выветриванию и механическому раздроблению терригенных минералов к неустойчивым в тяжелой фракции): C_2 — C_3 (орогенный этап) — 0,61; низы P_1 (этап пенеппенизации) — 1,2; верхи P_1 (орогенный этап) — 0,18; P_2 и T_1 (начало пенеппенизации областей сноса) — соответственно 0,53 и 0,60; T_3 (этап пенеппенизации) — 2,8 (приведены средние значения). При этом к устойчивым минералам отнесены: рутил, анатаз, турмалин, циркон, альмандин, хромит, хромпикотит, а к неустойчивым — минералы группы эпидота, сфен, лейкоксен, апатит и рудные: магнетит, мартит, ильменит.

Карбонатность терригенных пород возрастает снизу вверх по всей толще Pz_3 : в песчаниках C_3 — 12,2%, низов P_1 — 13,2%, верхов P_1 — 15,3%, P_2 — 15,9%, T_1 — 17,8% (средние данные по 20—40 анализам песчаников для каждой толщи). Аналогичные изменения карбонатности отмечаются и для других типов терригенных пород.

Глинистые породы распространены меньше (больше всего их в составе худесской граувакковой формации D_2) и изучены слабо. Часто они превращены в филлиты. Аргиллиты состоят из углисто-глинистого вещества, обычно серицитизированного и хлоритизированного, иногда с мусковитом, рассеянными алевритовыми зернами кварца и полевых шпатов; наблюдается аутигенный пирит, иногда гидроокислы Fe.

Карбонатные породы господствуют в составе шапкинской и бамбакской формаций Т, слагают мощные пачки в дженаитской формации фамена — C_1 и малолабинской формации P_2 и лишь отдельные линзы в худесской и картджуртской формациях D, аксаутской формации P_1 .

Характерны серые микрозернистые известняки, горизонтальнослоистые и неслоистые, плитчатые и редко массивные, обычно органогенные в малолабинской формации P_2 , образующие мелкие рифы высотой до десятков метров. Постоянна, но незначительна, примесь угловатых алевритовых зерен кварца, реже полевых шпатов и кремней (в среднем нерастворимый остаток по 50 анализам известняков ятыргвартинской свиты

T₁ 3,1%). В верхней части разреза в бамбакской формации T₁—T₂ найден известняк с большим содержанием нерастворимого остатка 22,2% и примесью доломита 14,2%. В аксаутской формации P₁ встречаются редкие маломощные линзы доломита с незначительной (3,1%) примесью кальцита.

Известняки шапкинской формации T₃ фиолетовые и серые брекчиевидные, с остатками одиночных кораллов, обломками серого известняка, коричневатого-красных алевролитов, серого песчаника и кварца. Известняки состоят из кальцита без примеси доломита, окрашены гидроокислами Fe, содержат примесь угловатых алевритовых зерен кварца и остатки фораминифер, известковых водорослей и др.

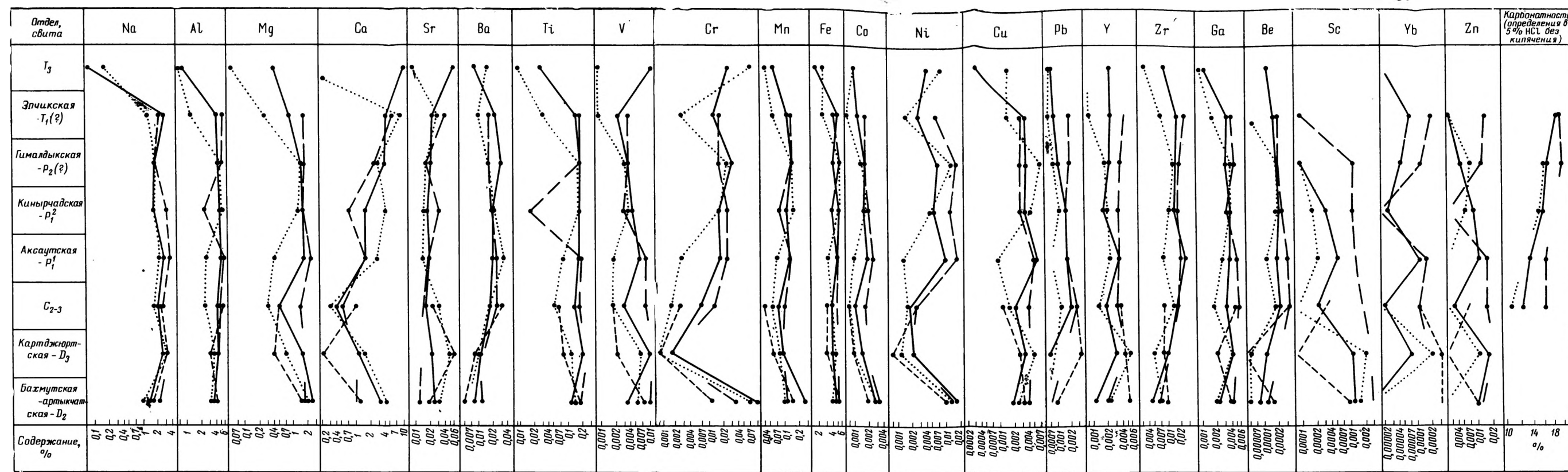
В лабинской, худесской и медвежьинской формациях и подформациях встречаются вулканогенные породы.

Химический состав пород. Отбор проб производился послойно по одной из каждой литологической разности пород; в целом из разреза каждой свиты (формации) отбиралось до 50 образцов (обычно через 1—3 м). На р. Аксаут были изучены разрезы C₃ (у с. Красный Карачай); аксаутской свиты низов P₁ (урочище Большой Карчамаз) и P₂ (балка Медвежья); разрез киньрадской свиты верхов P₁ охарактеризован на р. Большая Лаба, ятыргвартинской свиты T₁ — на р. Малая Лаба, а эпчикской свиты T₁ — на перевале Эпчик. Меньшим количеством образцов охарактеризованы норийские отложения на горе Шапка, отложения картджуртской свиты в верховьях р. Кубань и бахмутской свиты.

Геосинклинальные морские отложения худесской граувакковой формации D₂, начинающей формационный ряд Передового хребта, отличаются (фигуры 2, 3) высоким содержанием Cr, Ni, Co, Sc, Mn. При этом содержание Cr в песчаниках (0,1%) в 17 раз превышает кларковые значения (Green, 1953), а Ni (0,018%) даже в 90 раз. Концентрация Cr в аргиллитах (0,012%), хотя и превосходит содержание этого элемента в аргиллитах других толщ Передового хребта, но ниже кларковой. Содержание же в аргиллитах Ni, Co, хотя и ниже, чем в песчаниках, но превосходит кларковые значения соответственно в 4,2 и 2,5 раза. В псефитовых и псаммитовых породах повышено также содержание Ca, Mg, причем Ca : Mg ≈ 1. Понижены содержания в породах D₂ Na, Ba, Cu, Pb, Y, Zr, Be, Yb. Соответственно для терригенных пород характерны высокие значения Ca : Na, Ca : Sr, Mn : Cu, Ti : Zr, V : Zr, Ni : Co, V : Ni, Sr : Ba и низкие — Fe : Mn, Ti : Cr, Cu : Ni, V : Ni, V : Cr, Zr : Ni, Zr : Cr (фиг. 4). Такой характер химизма осадочных пород граувакковой формации может свидетельствовать об интенсивном размыве в областях питания магматических пород основного состава.

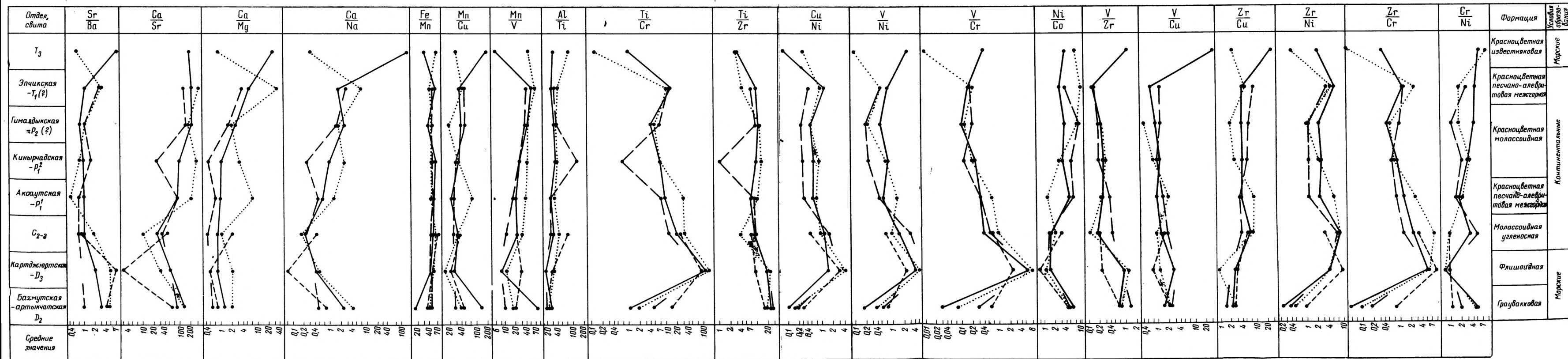
Распределение элементов по типам пород (фиг. 5) пестрое (Страхов, 1962): максимумы концентрации Mn, Ni, Cr — в песчаниках, Cu, Co, Sc, Ga, Ba, Na — в алевролитах, Fe, Al, Pb — в аргиллитах, Sr — в гравелитах и известняках, Y — в гравелитах и аргиллитах. Пестрое распределение элементов объясняется большой интенсивностью тектонических движений в геосинклинали Передового хребта и смежных с ней геоантиклиналях, обусловившей полимиктовый состав обломочного материала, плохую его сортировку и быстрое захоронение.

В отложениях картджуртской флишoidalной формации D₃ очень резко сокращается содержание Cr, Ni, в меньшей степени Mn, Co, Ca, Mg. Содержание Cr в песчаниках картджуртской свиты ниже кларкового (0,0017%). Увеличиваются концентрации Na, Al, Ba, Cu, Pb, Y, Zr, Yb. При этом содержание Y в песчаниках (0,0029%), хотя и меньшее, чем в гравелитах той же свиты (0,0055%), в 18 раз превышает кларковое. По сравнению с отложениями худесской формации D₂ уменьшаются значения Sr : Ba, Ca : Sr, Ca : Mg, Ca : Na, Mn : Cu, Mn : V, Ti : Zr, Ni : Co и увеличиваются — Ti : Cr, V : Cr, V : Ni, Cu : Ni, Zr : Ni, Zr : Cr. Так как

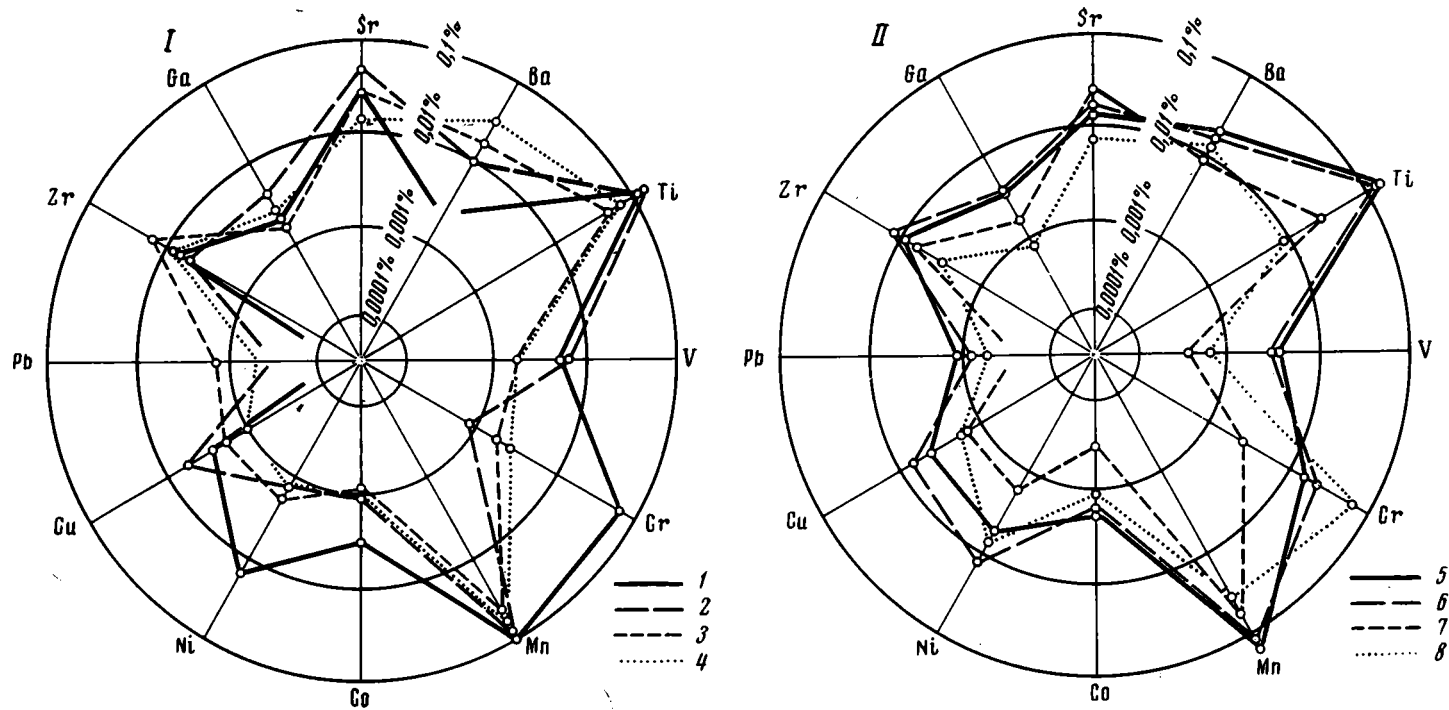


..... 1 ————— 2 ———— 3 ———— 4

Фиг. 2. Средние содержания элементов по типам пород в разрезе P₂—P₃ и T Передового хребта Кавказа
1 — гравелиты и заполнитель конгломератов; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты и кремнистые сланцы

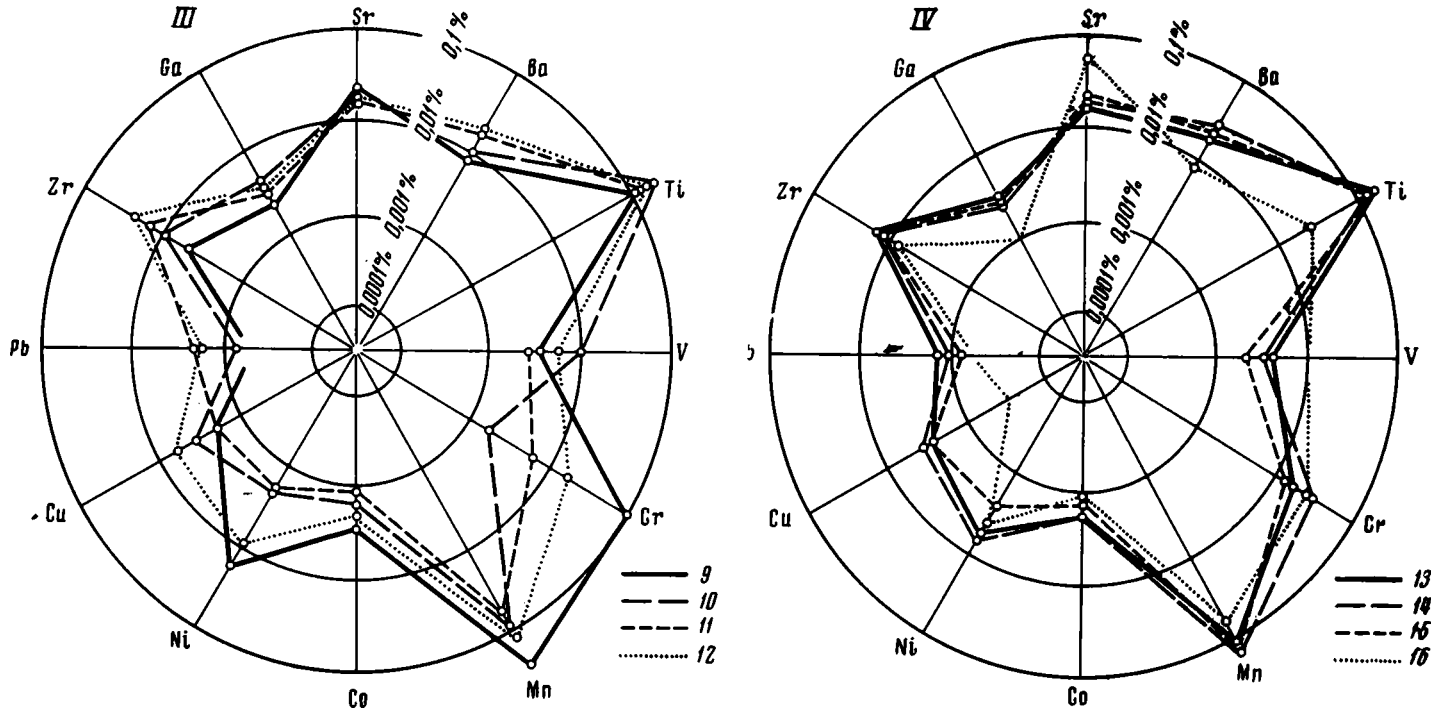


Фиг. 4. Изменения отношений пар элементов по разрезу P₂—P₃ и T Передового хребта Кавказа (по данным приближенно-количественного спектрального анализа)
Условные обозначения см. на фиг. 2

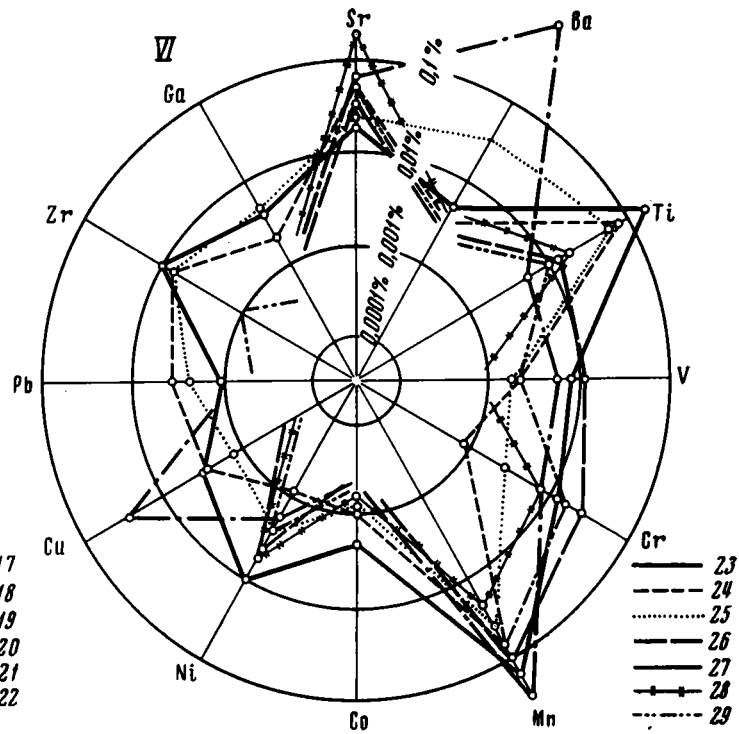
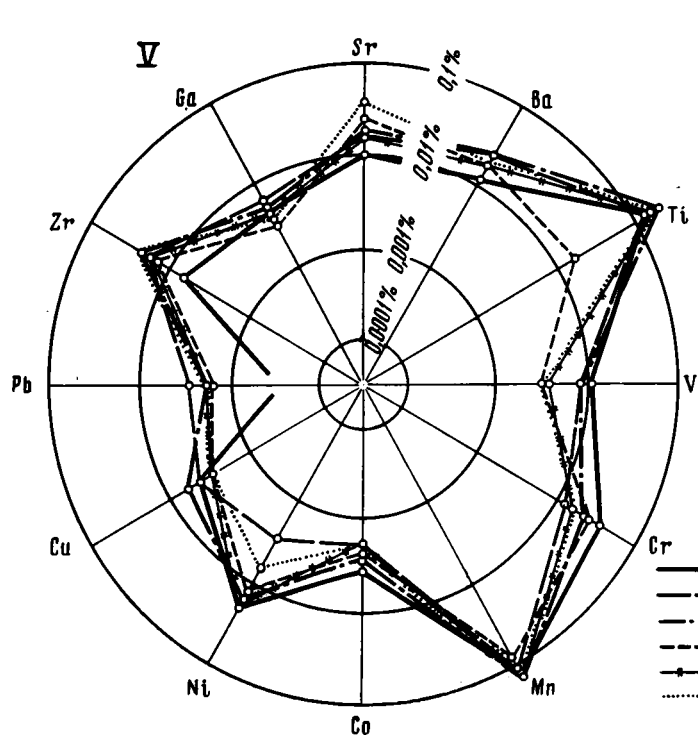


Фиг. 3. Средние содержания элементов по данным приближенно-количественного спектрального анализа в породах Передового хребта Кавказа.

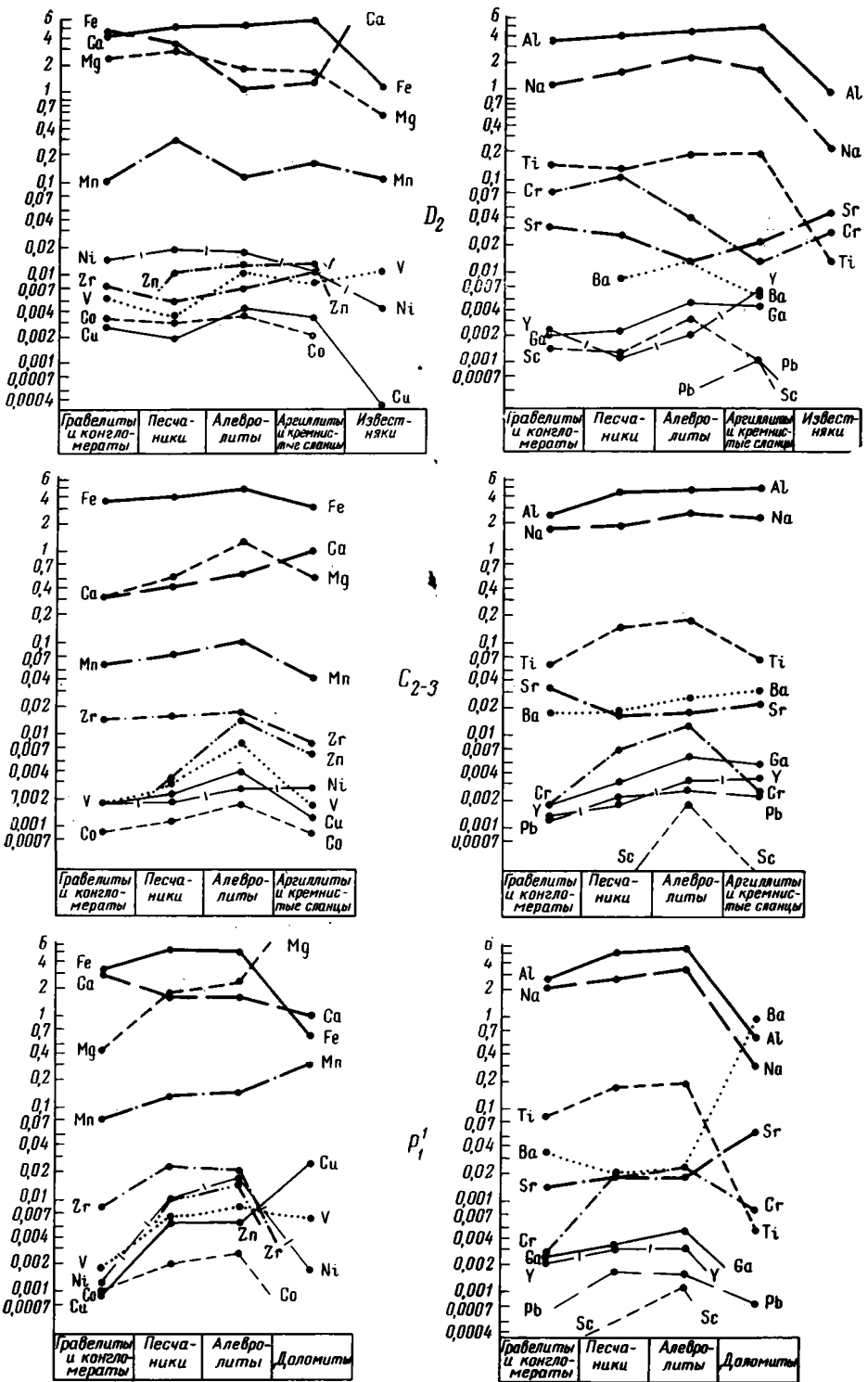
Гравелиты и заполнитель конгломератов: 1—1—D₂, 2—D₃, 3—C₂—C₃, 4—низы P₁; 11—5—верхи P₁, 6—P₂, 7—T₁ (эпчинская свита), 8—T₃. Песчаники: 111—9—D₂, 10—D₃, 11—C₂—C₃, 12—низы P₁; 1V—13—верхи P₁, 14—P₂, 15—T₁ (эпчинская свита), 16—T₃. Алевриты: V—17—D₃, 18—C₂—C₃, 19—низы P₁, 20—верхи P₁, 21—P₂, 22—T₁ (эпчинская свита). Аргиллиты и кремнистые сланцы: VI—23—D₂, 24—D₃, 25—C₂—C₃. Известняки и доломиты: VI—26—D₂, 27—низы P₁, 28—T₁ (ятыргвартинская свита), 29—T₃



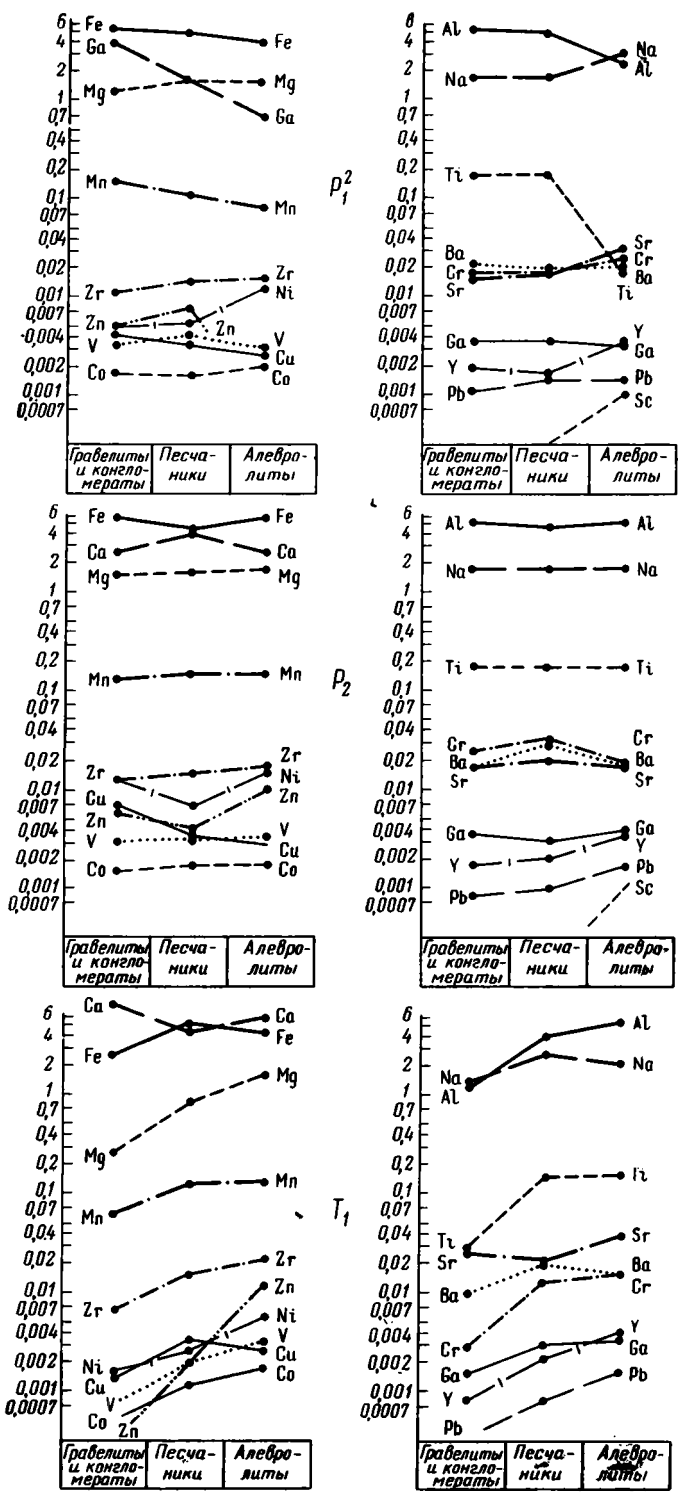
Фиг. 3 (III и IV)



Фиг. 3 (V и VI)



Фиг. 5. Распределение элементов по типам пород P₂—P₃ и T Передового хребта Кавказа



Фиг. 5 (продолжение)

источники сноса обломочного материала в D_3 остались примерно те же, что и в D_2 , можно предположить, что в пределах геантиклинали Главного хребта денудацией шире были вскрыты массивы гранитоидов.

Распределение элементов по типам терригенных пород пестрое: максимумы концентрации Fe, Ca, Cu, Sc в гравелитах и конгломератах, Zn, V, Zr, Ni, Co, Ti, Cr, Ga, Ba — в песчаниках, Pb — в аргиллитах, Sr, Y — в гравелитах и аргиллитах. Причины пестрого распределения элементов те же, что и для D_2 .

Лабинская молассоидная угленосная формация C_2-C_3 начинает часть формационного ряда, отвечающую переходному (эпигеосинклинальному орогенному) периоду развития герцинид Северного Кавказа, и сформировалась непосредственно после замыкания геосинклинали Передового хребта. В породах этой формации, накопившихся в континентальных условиях в зоне гумидного климата, вновь повышаются содержания Sr, Ni, но содержания Co, Mn продолжают уменьшаться, как и содержания Ca, Mg. Несколько уменьшаются также содержания Sr, V, Cu, Y, Ga, Sc, Yb, Zn. Увеличиваются концентрации Ba, Pb, Zr, Be. При этом содержания Ca, Mg в терригенных породах достигают минимума для P_2 и Т Передового хребта. Уменьшаются также значения Sr : Ba (чего и следовало ожидать для континентальной толщи), Ca : Sr, Ca : Na, Ti : Cr, Ti : Zr, Cu : Ni, V : Ni, V : Cr, V : Zr, Zr : Cr, возрастают Mn : Cu, Mn : V, Al : Ti, Ni : Co, Zr : Cu, Zr : Ni, Cr : Ni (см. фиг. 4).

Распределение элементов по типам пород (см. фиг. 5) упорядоченное и вполне характерное для модификации сглаженного распределения (Страхов, 1962). Хотя лабинская молассоидная формация и накопилась в орогенный этап развития, когда в областях сноса сформировался расчлененный рельеф, все же в условиях гумидного климата широко проявилось химическое выветривание, что обусловило упорядоченность распределения элементов.

В породах аксаутской красноцветной алевроито-песчаной межгорной формации низов P_1 вновь возрастает содержание Sr, Ni, причем содержание Ni в песчаниках (0,01%) превышает кларковое в 50 раз, а содержание Sr в доломитах (0,008%) — в 40 раз. Увеличиваются также содержания Ca, Mg (в терригенных породах), Sr, Ti, Mn, Fe, Co, Cu, Y, Zr, Ga, Sc, Yb, Zn. Несколько уменьшается содержание Pb. Очень высокие концентрации Ba (1%, в 80 раз выше кларка) и отчасти Cu (0,027%, в 13 раз выше кларка) отмечаются в доломитах. Соответственно, по сравнению с породами лабинской формации, увеличиваются Ca : Sr, Ca : Mg, Ca : Na, Mn : V, Ni : Co, V : Zr, уменьшаются Ti : Cr, Cu : Ni, V : Ni, V : Cr, Zr : Ni, Zr : Cr, Cr : Ni. Такие изменения содержания элементов могут быть связаны с увеличением роли в источниках питания магматических пород основного состава.

Распределение элементов по типам пород (см. фиг. 5) в целом упорядоченное, но для отдельных элементов (Ba, Pb) отклоняется от упорядоченного. Хотя породы аксаутской формации и накапливались в условиях резкой аридизации климата, пенепленизация областей снова способствовала сохранению упорядоченности распределения элементов.

В низах разреза медвежьинской молассоидной красноцветной формации — в киньрадской свите уменьшается содержание Na, Mg, V, Co, Cu, Pb, Sc, Yb, Zn. Несколько увеличиваются Sr : Ba, Ca : Na, Mn : Cu, Mn : V, Al : Ti, Cr : Ni, уменьшаются Ti : Cr, V : Cr, Zr : Cr. В лежащей выше гималдыкской свите P_2 увеличивается содержание Ca (в терригенных породах), Mn, Ni, Zn, Yb, уменьшается содержание Pb, V, Sc. Возрастают Ca : Sr, Ca : Mg, Ca : Na, Mn : Cu, Mn : V, Ni : Co, уменьшаются Al : Ti, Ti : Cr, Cu : Ni, V : Ni, V : Cr, Cr : Zr, V : Cu.

Распределение элементов по типам пород (см. фиг. 5) пестрое, как и следовало ожидать в соответствии с условиями образования молассоид-

ной формации, накопившейся на межгорной аллювиальной равнине, окруженной высокими горами.

Эпчикская свита тебердинской красноцветной алеврито-песчаной межгорной формации по характеру распределения химических элементов близка к гималдыкской свите медвежьинской молассоидной формации. В терригенных породах эпчикской свиты несколько уменьшается содержание Mg и увеличивается — Ca, растут концентрации Sr, Yb, уменьшаются — Ba, V, Cr, Mn, Ni, Sc. Соответственно возрастают Sr : Ba, Ca : Mg, Mn : V, Ti : Cr, Cu : Ni, V : Ni, Zr : Ni, Zr : Cr, уменьшаются — Ti : Zr, V : Zr, V : Cu.

Распределение элементов по типам пород эпчикской свиты (см. фиг. 5) вновь становится упорядоченным, но для некоторых элементов (Fe, Cu, Ba, Sr, Na) оно пестрое. Это связано с пенеппенизацией областей сноса в начале нового этапа относительного тектонического покоя, хотя условия осадконакопления были еще аридными.

Известняки ятыргвартинской свиты бамбакской мергельно-известняковой формации T содержат сравнительно ограниченный набор элементов. Концентрации V, Pb, Ga, Na в них близки к кларковым, содержания Cr повышены, а Ba, Mn понижены; особенность этих известняков высокое (0,008%, в 40 раз больше кларкового) содержание Cr и низкое (0,0002%, в 10 раз ниже кларкового) содержание Cu (см. фиг. 3).

В песчаниках шапкинской формации T₃ по сравнению с породами тебердинской формации T₁ уменьшаются концентрации Na, Al, Mg, Ba, Ti, Mn, Fe, Co, Cu, Pb, Zr, Ga, Be, Yb (Sc, Zr вообще не установлены), увеличиваются содержания Ca, Sr, V, Cr, Ni. Соответственно возрастают значения Sr : Ba, Ca : Mg, Ca : Na, Mn : Cu, V : Ni, V : Cr, V : Zr, V : Cu, Zr : Cu и уменьшаются — Mn : V, Ti : Cr, Ti : Zr, Cu : Ni, Zr : Ni, Zr : Cr. Известняки шапкинской формации отличаются высоким содержанием Cr (0,015%, в 75 раз больше кларкового) и низким — Ba, Cu.

Распределение элементов в породах шапкинской формации, ввиду ограниченного набора пород (гравелиты, песчаники, известняки) близко к упорядоченному со слабым пелагическим сдвигом (Страхов, 1962). Это соответствует их накоплению в морских условиях в этап относительного тектонического покоя и пенеппенизации областей сноса.

Соотношения и ряды подвижности химических элементов. Рассмотрение кривых изменения во времени средних содержаний элементов (см. фиг. 2) и отношений пар элементов (см. фиг. 4) показывает, что в составе терригенных пород Pz и T Передового хребта отражаются как местные изменения состава пород областей питания (вызывающие колебания концентраций Cr, Ni, Zr и др.), или палеогеографические изменения (наиболее четко отражающиеся в величинах V : Zr, V : Cu, а для глинистых и карбонатных пород и Sr : Ba), так и необратимая эволюция состава терригенных пород в истории Земли. Последний фактор проявился, например, в закономерном увеличении во времени величин Ca : Mg в песчаных и алевритовых породах, хотя и с небольшими периодическими колебаниями. Аналогичные изменения Ca : Mg прослежены для глин (Виноградов, Ронов, 1956) и песчаников (Ронов и др., 1963) Русской платформы.

Распределение химических элементов в осадочных породах, как и состав терригенных минералов тяжелой и легкой фракций, отчетливо отражает чередование орогенных этапов и этапов относительного тектонического покоя и пенеппенизации областей сноса. Как указывалось выше, последним обуславливается характер распределения элементов по типам пород.

Закономерности распределения элементов по типам пород можно попытаться выразить количественно. А. Э. Конторович (Литолого-формационный..., 1962) предложил «коэффициент упорядоченности распределения химических элементов» (отношение числа элементов с упорядочен-

ным типом распределения к общему их числу). Высокие значения этого коэффициента для пород Передового хребта Кавказа соответствуют этапам тектонического покоя, пониженные — орогенным этапам: C_2-C_3 — 0,78, низы P_1 — 0,85, верхи P_1 — 0,46, P_2 — 0,42, T_1 — 0,67.

Может быть предложен также «коэффициент концентрации элементов» — сумма отношений содержания каждого элемента в наиболее грубообломочной, деленная на общее число элементов. Средние значения этого коэффициента для пород Передового хребта Кавказа C_2-C_3 — 2,50, низы P_1 — 3,34, верхи — P_1 — 1,10, P_2 — 1,13, T_1 — 2,90. Орогенным этапам (C_2-C_3 и особенно конец P_1-P_2) соответствуют пониженные значения коэффициента, этапам относительного тектонического покоя (начало P_1 и T) — высокие его значения.

Учитывая характер распределения химических элементов по типам пород (тип и контрастность распределения), можно вывести ряды подвижности элементов при осадочной дифференциации, отражающие геохимические особенности элементов и формы миграции их — преимущественно в виде взвесей или растворов. Так как относительная роль растворов, тонкодисперсных и крупнокластических частиц в миграции даже одного и того же элемента менялась во времени в зависимости от изменений физико-географической обстановки, ряды подвижности элементов для каждой формации индивидуальны.

Ряд подвижности элементов при накоплении худесской граувакковой формации D_2 имеет следующий вид:

I. $Sr \rightarrow Ni \rightarrow Mn \rightarrow Co \rightarrow Ba \rightarrow Cu \rightarrow Ga \rightarrow Ti \rightarrow Zr \rightarrow Y \rightarrow Pb \rightarrow V \rightarrow Sr$.

Этот ряд существенно отличается от рядов подвижности элементов по Б. Б. Полюнову (1934) и Н. М. Страхову (1968): необычно низкая подвижность Ni, Co отчасти Mn, повышенная — Ti, V, Zr, Ga.

При накоплении картджуртской флишоидной формации D_3 размещение элементов в ряду подвижности изменилось:

II. $Cu \rightarrow Y \rightarrow |Ga, Ti| \rightarrow Mn \rightarrow Ni \rightarrow Ba \rightarrow |V, Sr, Co| \rightarrow Zr \rightarrow Sr \rightarrow Pb$.

При этом Zr, Cr, Ni, Mn, Co, Ba, Pb приобретает более высокую подвижность, чем в D_2 (для Sr, Zr подвижность аномально высокая), а Cu, Ga, Ti, V характеризуются меньшей подвижностью, что для Cu вообще нехарактерно.

Породы лабинской молассоидной формации C_2-C_3 накапливались в гумидных условиях, благоприятных для развития химического выветривания, но области сноса в это время были интенсивно расчленены, что привело к некоторой аномальности ряда подвижности элементов:

III. $Sr \rightarrow Zr \rightarrow Mn \rightarrow Ti \rightarrow |Co, Cu| \rightarrow Cr \rightarrow |Pb, V| \rightarrow Ga \rightarrow Ni \rightarrow Ba$.

Необычна малая подвижность Sr, мигрировавшего преимущественно в составе крупнокластической фракции, а также высокая подвижность Ga, V. По сравнению с D_3 увеличилась подвижность Cu, Y, Ga, Ni, Ba и уменьшилась — Co, Zr, Sr, Pb.

При накоплении аксаутской формации низов P_1 аридизация климата подавляла химическое выветривание в областях питания, но пеплефикация последних, напротив, способствовала проявлению химического выветривания, что обусловило ассоциацию Mn с Cu, Ba, Sr и положение их в правой части ряда подвижности:

IV. $Zr \rightarrow Pb \rightarrow Y \rightarrow Ti \rightarrow |Co, Ga| \rightarrow Ni \rightarrow Cr \rightarrow V \rightarrow Mn \rightarrow Sr \rightarrow Cu \rightarrow Ba$.

По сравнению с лабинской формацией падает подвижность Pb, что нехарактерно для этого подвижного элемента, и Ga, Ni, Y; возрастает Sr, Mn, Cu.

Ряд подвижности элементов киньрадской свиты верхов P_1 (медвежьинской молассоидной формации) вновь обычен для условий слабого химического выветривания:

V. $Mn \rightarrow Cu \rightarrow Ti \rightarrow Ga \rightarrow V \rightarrow Ba \rightarrow |Pb, Co| \rightarrow Zr \rightarrow Cr \rightarrow Sr \rightarrow Y \rightarrow Ni$.

Характерна связь Mn, Cu с Ti, V и положение их в левой части ряда подвижности; аномально высока подвижность Sr. По сравнению с началом P₁ повышается подвижность Zr, Pb, Y, Co, Ni, Sr, падает — Mn, Cu, Ga, Y, Ba.

При накоплении гималдыкской свиты P₂ (медвежьинской молассоидной формации) ряд подвижности элементов существенно изменился:

VI. Cu→Sr→|Sr, Ba|→Ti→Mn→Ga→Co→Ni→V→Zr→Y→Pb.

При этом вновь возросла подвижность Pb, Mn, Ti, V, Ga, причем подвижность V, Zr аномально высока; снизилась — Sr, Ni, Sr, Ba. Подвижность Sr, Ba, Cu необычно низкая.

Ряд подвижности элементов при накоплении эпчикской свиты тебердинской формации T₁ также отличается аномально низкой (для континентальных отложений) подвижностью Ba, Cu, возрастает подвижность Sr, Cr, Ni:

VII. Ba→Cu→Mn→Ti→Sr→Ga→Zr→Cr→Co→Y→V→Ni→Pb.

Наконец, при накоплении отложений шапкинской формации T₃ (несомненно, в условиях интенсивного химического выветривания) ряд подвижности элементов все же своеобразен: Mn в ассоциации с Ti, V, что характерно для слабого химического выветривания, но вся эта группа отличается аномально высокой подвижностью; напротив, подвижность Cu, Ni, Co низка:

VIII. Cu→Sr→Ba→Ni→Co→Ga→Zr→Y→Ti→V→Sr→Mn.

Анализ рядов подвижности элементов при накоплении отложений Pz₂—Pz₃ и T Передового хребта Кавказа показывает, что Sr, Co, Ni, с одной стороны, Ti, V — с другой, испытывают однотипные изменения подвижности по разрезу, но изменения подвижности Sr, Co, Ni диаметрально противоположны изменениям подвижности Ti, V. Такими же «антагонистами» являются Cu, Pb.

Подвижность Sr, Ni, Ti, V, Ga, Y, отчасти Co обратно пропорциональна средним концентрациям тех же элементов в соответствующих толщах, а Sr — прямо пропорциональна его среднему содержанию. Это может быть объяснено тем, что при массовом поступлении Sr, Ni, Ti, V, Ga, Y в осадок преобладающая часть этих элементов приносится в составе грубокластической фракции, а при малом привносе данных элементов в их миграции возрастает роль пелитовой фракции и растворов. Напротив, такой подвижный элемент, как Sr, независимо от интенсивности его привноса, чаще мигрирует преимущественно в составе пелитовой фракции и растворов.

Связь подвижности элементов с физико-географическими условиями накопления осадков не вполне строгая, однако некоторые закономерности выявляются. В морских условиях менее подвижен Ni, Ba, а более подвижен Sr, Ti. Однако при накоплении некоторых аридных континентальных толщ подвижность Ba столь же низка, а подвижность Sr так же высока, как и в морских условиях. Ga наиболее подвижен в континентальных областях с гумидным климатом. Ti и отчасти Ba отличаются пониженной подвижностью в континентальных аридных условиях при расчлененном рельефе областей питания. В континентальных условиях в орогенные этапы наблюдается также минимальная подвижность Mn и максимальная подвижность Y. Совокупное влияние рельефа и климата, способствовавших развитию химического выветривания в областях питания, проявляется в приуроченности максимальной подвижности Ba (конечно, в континентальных условиях) к C₂—C₃ и началу P₁, а также в минимальной подвижности Zr в это же время и в T.

В целом ряды подвижности элементов Передового хребта Кавказа отличаются от рядов подвижности элементов, охарактеризованных Н. М. Страховым (1968), тем, что и в континентальных и в морских условиях здесь повышена подвижность V, отчасти Sr, Zr и понижена подвижность Cu и часто Mn.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов А. А., Кизевальтер Д. С. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа Центральной части Северного Кавказа (средний карбон — нижний триас).— В сб. Геология Центрального и Западного Кавказа, т. 3, М., Гостоптехиздат, 1962.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. Геохимия, 1956, № 2.
- Греков И. И. По поводу статьи И. В. Крутя «О среднепалеозойских вулканогенно-осадочных формациях Передового хребта Большого Кавказа».— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 6.
- Греков И. И., Момот С. П. и др. О находке позднедевонской флоры в карачаевской серии (Северный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 3.
- Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 1.
- Кизевальтер Д. С. О возрасте карачаевской серии (Северный Кавказ).— Советская геология, 1965, № 8.
- Кропачев С. М., Круть И. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 1.
- Круть И. В. О среднепалеозойских вулканогенно-осадочных формациях Передового хребта Большого Кавказа.
- Круть И. В., Яковлев Л. И. и др. Стратиграфическое положение и строение карачаевской серии Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1963, № 10.
- Литолого-формационный анализ осадочных толщ. Новосибирск, 1962.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания.— М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В сб.: Химия земной коры, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Сигов А. П. К вопросу применения промышленного прогноза по терригенным компонентам.— Разведка и охрана недр, 1956, № 10.
- Свежко Е. А., Греков И. И., Миклухо-Маклай А. Д. О возрасте карачаевской серии Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Янов Э. Н., Маймин Ю. С. О возрасте карачаевской серии Северного Кавказа. Сов. геология, 1968, № 2.
- Green I. Geochemical table of the elements for 1953.— Bull. Geol. Soc. America, v. 64, No. 9, 1953.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
14.III.1969

УДК 552.14 : 551.762(470.6)

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ААЛЕНСКИХ ПОРОД В СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Г. В. КАРПОВА, Э. В. ТИМОФЕЕВА

Диagenетические изменения ааленских отложений предопределяются в основном законами терригенной седиментации. Постдиagenетические преобразования контролируются вещественным составом пород и носят главным образом минералогический характер. Существенных различий между седиментационно-диagenетическими и катагенетическими минеральными парагенезами терригенных платформенных и геосинклинальных отложений не устанавливается. Значительным своеобразием отличается лишь аутигенный парагенез вулканогенных отложений.

Ааленские отложения J_2 Северного Кавказа — интересный объект для сравнительной оценки интенсивности и направленности постседиментационных изменений осадочных пород в разных структурных зонах морского бассейна, резко различающихся по характеру седиментации и глубине погружения осадков в послеааленское время. Нами изучено три структурно-фациальных комплекса — фосфатно-железистый платформенный (Лабино-Малкинская зона), терригенный флишоидный Северной краевой зоны геосинклинали Большого Кавказа (Дагестан, реки Терек, Пшеха) и вулканогенно-терригенный (серии Гойтх) внутренней зоны геосинклинали северо-западного Кавказа (Тимофеева, 1966, 1969).

Состав пород и глинистых минералов. Фосфатно-железистый платформенный комплекс. В условиях мелководного эпиконтинентального морского бассейна субплатформенной Лабино-Малакинской зоны накапливались преимущественно алеврито-глинистые осадки с прослоями фосфатно-железистых и детритусовых отложений. Породы представлены фосфатно-железистыми алеврито-пелитолитами с маломощными прослоями карбонатно-детритусовых и карбонатно-хлоритовых, гетит-гидрогетитовых железных оолитовых руд. Песчаники присутствуют спорадически в виде единичных маломощных горизонтов прибрежно-морского либо дельтового генезиса (J_2 , р. Мара).

Глинистые породы по степени уплотненности занимают промежуточное положение между ариллитами и сланцеватыми глинами (объемный вес 2,2—2,4). Окраска их серая или зеленовато-серая, содержание $C_{орг}$ 0,5—1%. Характерно постоянное присутствие тонкорассеянных гидрокислов Fe и железистых лептохлоритов типа шамозита ($N_g = 1,648$; $N_g - N_p = 0,01 - 0,02$; с 7 А структурой каолинового типа).

Силикатная часть тонкодисперсных фракций сложена в основном каолинитом и гидрослюдистым минералом (табл. 1). В ней каолинита 10—20% во фракции 0,05—0,001 и 20—50% во фракции $< 0,001$ мм (табл. 2). Электронномикроскопическое изучение показало отсутствие явных следов коррозии псевдогексагональных кристаллов каолинита.

Гидрослюда диоктаэдрического типа $d_{060} = 1,500 - 1,504$ Å (табл. 3) — основной минерал глинистых пород, обладает агрегатностью и несовер-

Таблица 1

Характеристика аутигенного минералообразования в глинистых породах аалена Северного Кавказа

Комплекс и мощности, м	Силикаты		Диagenетический карбонатно-фосфатный парагенез	Ассоциации	Характер питающего материала	Мощность выше лежащих отложений, км
	унаследованные	новообразованные				
Фосфатно-железистый, платформенный, 30—100	Гидролюда 2М Каолинит	Шамозит Гидролюда 1М (1Md)	Кальцит Апатит Сидероплезит	Каолинит-гидролюдистая Гидролюдистая	Осадочные, метаморфические, гранитоидные породы и коры выветривания латеритного типа фундамента Скифской платформы	1—2
Терригенный, краевой зоны геосинклинали, 4000	Гидролюда 2М Каолинит Хлорит	Гидролюда 1М (1Md)	Сидероплезит Магнесиодерит Анкерит	Гидролюдистая	Осадочные, метаморфические, гранитоидные породы, в меньшей степени коры выветривания	1,2—3,5
Вулканогенно-терригенный, геосинклиальный, 2000—3000	Гидролюда 2М Каолинит Хлорит	Гидролюда 1М Каолинит Хлорит Смешанно-сходная фаза Монтмориллонит-слюда	Кальцит Магнесиодерит Манганокальцит	Гидролюдистая Гидролюдисто-каолинитовая Монтмориллонит-гидролюдистая Гидролюдисто-хлорит-каолинитовая	Осадочные, метаморфические и магматические породы и коры выветривания фундамента Скифской и Русской платформы, вулканогенный, в том числе пирокластический материал	4—4,5

Таблица 2

Содержание (%) каолинита в ааленских отложениях Северного Кавказа
(по данным рентгеновского и термовесового анализа) по фракциям, *мм*

Комплекс	Фация	Порода	Число образцов	0,01—0,001	<0,001
Платформенный фосфатно-железистый	Дельтовые	Песчаники	6	20—50	20—80
	Морские	Аргиллиты Алевролиты	17	10—20	20—50
Терригенный краевой зоны геосинклинали, флишовой	Дельтовые	Аргиллиты	4	0—10	0—20
	Прибрежно-морские	Песчаники	2	0—10	0—20
	Морские	Аргиллиты	5	0—10	0—10
Вулканогенно-терригенный, геосинклиальный	Морские	Песчаники	13	10—40	10—60
		Аргиллиты	8	0—20	0—50

Таблица 3

Результаты рентгеновского анализа фракций 0,001 *мм* гидрослюдистого состава из аргиллитов морского генезиса

<i>nkl</i>	1		2		3		4	
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
002	10ш	10,5	10	10,1	10	10,0	10	10,0
004	1	5,1	3	5,0	3	5,0	4	5,0
110	3	4,50	3	4,48	5	4,50	5	4,50
111	—	—	1	4,42	2	4,44	3	4,45
111	—	—	1	4,27	1	4,30	1	4,30
022	—	—	1	4,12	1	4,15	1	4,15
112	—	—	1	3,95	1	3,93	1	3,95
113	—	—	1	3,87	2	3,89	3	3,89
023	1	3,75	2	3,76	3	3,75	3	3,75
114	—	—	1	3,52	2	3,50	3	3,50
024, 006	5	3,34	7	3,34	7	3,35	8	3,35
114	1	3,22	3	3,20	3	3,18	4	3,20
025	—	—	1	3,04	1	3,06	3	3,05
115	1	2,86	2	2,84	2	2,86	2	2,86
131	1	2,59	2	2,59	3	2,59	3	2,59
202	3	2,56	5	2,57	5	2,56	7	2,56
008	2	2,50	3	2,50	5	2,50	5	2,50
133	—	—	1	2,38	1	2,38	2	2,38
0010	2	2,00	3	2,00	5	2,00	5	2,00
060	5	1,504	6	1,500	6	1,500	7	1,50

1 — обр. 357С-1, аргиллит, фосфатно-железистый комплекс; 2 — обр. 1956, аргиллит, сидеритосный комплекс; 3 — обр. 295а-3, аргиллит, серия Гойтх; 4 — обр. 2246, сланец, сел. Казбеги.

шенной огранкой частиц, во фракции 0,02—0,001 *мм* принадлежит поли-
типу 2 М. Низкая степень кристалличности гидрослюды во фракции
<0,001 *мм* не позволяет установить характер ее политипной модифика-
ции.

Незначительная интенсивность рефлекса 004 по сравнению с 002 сви-
детельствует о повышенной железистости гидрослюды. Степень гидрата-
ции обычно невысокая, однако в ряде образцов отмечены и неупорядо-

ченные смешанно-слоистые фазы ($d_{002}=10,5-11,0 \text{ \AA}$ с гликолем до 13 \AA). В виде незначительной примеси присутствует 14 \AA хлорит; разбухающие фазы типа монтмориллонита ($d_{001}=17 \text{ \AA}$ с гликолем) представляют большую редкость.

Хлориты, в том числе 7 \AA железистые разности, установлены в стяжениях. В коллоидной и субколлоидной фракциях и в рассеянном состоянии отсутствуют.

Алевро-песчаники олигомиктовые. Обломочная их часть представлена угловатыми и полуокатанными зернами кварца, чешуйками измененных железистых слюд, единичными обломками эффузивного материала обычно кислого состава, обломками кремнистых пород, разрушенных полевых шпатов и белых слюд. Весь биотит изменен, обесцвечен, хлоритизирован или каолинизирован. Цемент порово-базального или базального типа, карбонатный или глинистый, каолинито-гидрослюдистый. Широко распространен кальцитовый цемент коррозионного типа. В песчаниках морского генезиса наблюдается образование глауконита в цементе. В песчаниках из краевых участков Лабино-Малкинской зоны локально развиты кварцевые цементы — регенерационные и мозаичные.

Каолинито-гидрослюдистая масса цемента частично перекристаллизована, причем только на контактах с обломочными зернами в порах, наблюдаются выделения крупночешуйчатого каолинита.

Каолинит триклинный, упорядоченный, на электронномикроскопических снимках фиксируется не только в виде псевдогексагональных пластинок, но и аутигенных пакетов, сросшихся по оси С. Каолинита в цементах песчаников и алевролитов, как правило, больше, чем в аргиллитах. Крупночешуйчатый каолинит корродирует только регенерационные каемки.

Гидрослюда цемента принадлежит к диоктаэдрическому типу ($d_{060}=1,504 \text{ \AA}$) $2M_1$, но в большинстве случаев политип установить невозможно вследствие низкой степени кристалличности ее во фракциях $<0,005 \text{ мм}$.

Терригенный комплекс краевой зоны геосинклинали Ааленские отложения в Северной геосинклинали зоны Большого Кавказа — глинистые и песчано-алеврито-глинистые, преимущественно флишоидные, накапливались в морских условиях. Только в восточной части краевой зоны (Дагестан) можно было проследить постепенную смену в северном направлении морских сидеритонесущих флишоидных отложений лагунно-дельтовыми песчано-алеврито-глинистыми, угленосными.

Глинистые породы — аргиллиты темно-серые плотные. Объемный вес их 2,50—2,57. Господствующий минерал аргиллитов — гидрослюда с примесью хлорита, гидромусковита, галлуазита, каолинита и разбухающих фаз монтмориллонитового типа. Характерно постоянное присутствие переходных фаз гидробиотитового и вермикулитового типа, уменьшение количества каолинита по сравнению с платформенным комплексом.

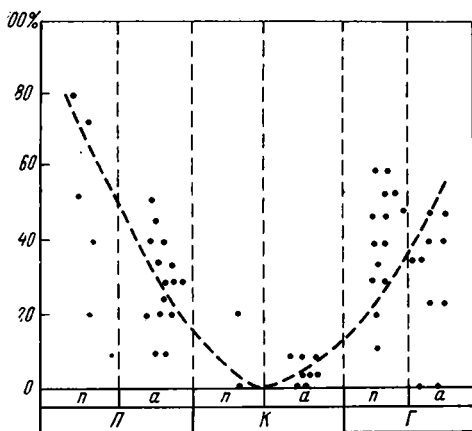
В аргиллитах морского генезиса каолинит отсутствует или редок. Количество его (по 9 образцам) не более 10 во фракциях 0,001 и 0,01—0,001 мм (см. табл. 2, фиг. 1).

Роль каолинита невелика и для угленосных отложений, в том числе околугольных пород. Последнее обстоятельство, по-видимому, связано с относительной эфемерностью во времени болотных обстановок и, в связи с этим, слабым развитием диагенетического преобразования терригенных гидрослюдов. В пользу этого свидетельствует присутствие упомянутых выше переходных фаз.

Гидрослюда аргиллитов, морских и континентальных, диоктаэдрического типа, как правило, отличается низкой термоустойчивостью (температура диссоциации 500—520°) и большими величинами межплоскостных расстояний, соответствующих рефлексу 060 (до $d=1,5 \text{ \AA}$), что говорит о близости ее к аутигенной гидрослуде глауконитового типа (фиг. 2,

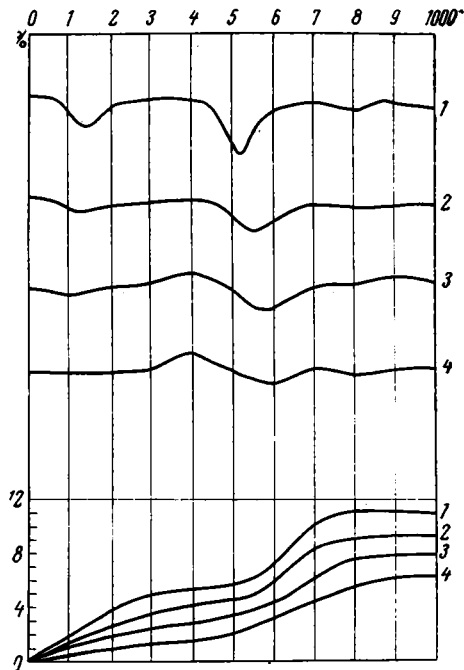
см. табл. 3). Чрезвычайно низкая степень кристалличности этой гидрослюда не позволяет пока подтвердить ее аутигенность кристалломорфологической характеристикой.

Таким образом, основные минеральные ассоциации глинистых пород, как и в предыдущем комплексе — гидрослюдистая и каолинито-гидрослюдистая, но появляется возможность выделения двух гидрослюдистых ассоциаций ($2M_I$ и $2M_I + 1M?$).



Фиг. 1

Фиг. 1. Содержание каолинита в бассейновых породах различных комплексов
Комплексы: П — платформенный, К — краевой зоны геосинклинали, Г — геосинклинальный; п — песчаники, а — аргиллиты



Фиг. 2

Фиг. 2. Кривые нагревания и потери веса гидрослюдистых фракций (<0,001 мм) из различных комплексов

1 — обр. 3576-1, аргиллит, фосфатно-железистый платформенный комплекс; 2 — обр. 1956, аргиллит, терригенный краевой зоны, геосинклинальный; 3 — обр. 295а-3, аргиллит, вулканогенно-терригенный комплекс; 4 — обр. 284 б, аспидный сланец района Казбеги

Песчаники и алевролиты в основном олигомиктового типа. Главная роль принадлежит обломочному кварцу, второстепенная — железистым и белым слюдам, калиевым полевым шпатам и кислым плагиоклазам, обломкам осадочных и вулканогенных пород. Пластинки биотита изменены, при каолинизации по ним развиваются крупночешуйчатые агрегаты каолинита с нарушением первичной спайности; при гидрослюдизации и происходит замещение пластинок агрегатной гидрослюдой глауконитового типа. Цемент порово-базальный, реже порово-регенерационный, сложен тонкочешуйчатой гидрослюдой с примесью кальцита, анкерита, сидерита, кварца, каолинита и пирита.

Гидрослюда цемента образует тонкие пленки (0,005—0,01 мм) обростания вокруг обломочных зерен. Двупреломление у нее около 0,01—0,02. Гидрослюдистый минерал цемента, как и в аргиллитах, принадлежит в основном к политупу 2M. В ряде случаев гидрослюдистые фракции характеризуются дифракционным спектром, допускающим присутствие смеси 2M, 1M (табл. 4). 14 Å хлоритовая фаза присутствует обычно в

**Результаты рентгеновского анализа глинистого вещества (фракции, *м.м.*)
цемента песчаников**

Фосфатный комплекс		Терригенный комплекс				Серия Гойтх									
<0,001, обр. 232а		<0,001, обр. 219и-3		0,01—0,001, обр. 301		0,01—0,001, обр. 524б		<0,001		<0,001, обр. 519а-4					
										естественный		прокаленный		с гликолем	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	10,1	1	14,0	3	14,0	1	14,0	2	14,0	3	14,0	5	14,0	5	14,0
10	7,16	10	10,5	1	10,4	3	10,0	10	7,0	2	12,3	—	—	—	—
2	4,95	7	10,0	8	7,17	5	7,1	2	4,75	5	10,5	10	10,0	5	10,0
1	4,46	1	5,11	1	4,50	1	5,0	8	3,50	5	7,0	5	7,0	5	7,0
3	4,40	3	4,47	1	4,41	2	4,75	5	3,34	1	5,0	2	5,0	1	5,0
3	4,19	1	3,50	3	4,29	1	4,24	3	2,85	2	4,74	3	4,70	2	4,74
4	4,14	3	3,35	5	3,58	5	3,51	1	2,54	5	3,50	7	3,50	5	3,50
10	3,58	2	3,21	4	3,54	5	3,34	1	2,44	5	3,33	7	3,33	5	3,33
3	3,35	1	3,07	6	3,35	1	3,18	1	2,40	2	3,27	5	2,80	3	2,80
1	3,15	3	2,99	2	2,82	1	3,04	2	2,33	1	3,12	6	2,52	5	2,50
1	3,07	1	2,93	2	2,54	2	2,82	2	2,25	2	2,99	5	2,00	3	2,00
2	2,76	1	2,82	1	2,45	1	2,70	3	2,00	3	2,80	—	—	—	—
2	2,69	2	2,69	1	2,37	1	2,59	2	1,840	2	2,67	—	—	—	—
2	2,58	5	2,58	1	2,34	3	2,56	3	1,580	4	2,56	—	—	—	—
3	2,52	2	2,38	2	2,82	5	1,991	3	1,553	5	2,50	3	1,537	—	—
2	2,49	1	2,14	2	2,01	1	1,973	6	1,539	1	2,27	2	1,528	—	—
3	2,37	6ш	1,994	3	1,990	3	1,544	1	1,440	3	2,00	—	—	—	—
5	2,34	2	1,640	3	1,816	2	1,536	2	1,400	1	1,877	—	—	—	—
3	2,28	2	1,512	3	1,693	5	1,499	—	—	2	1,665	—	—	—	—
2	2,18	6	1,500	2	1,651	1	1,465	—	—	2	1,588	—	—	—	—
5	1,994	—	—	2	1,570	—	—	—	—	3	1,537	3	1,510	—	—
3	1,489	—	—	3	1,539	—	—	—	—	2	1,512	6	1,500	—	—
				5	1,500					5	1,500				

Каолинит + гетит + гидрослюда Гидрослюда 2M₁ + 1M + 14А фаза Каолинит + кварц + хлорит Хлорит + кварц + гидрослюда + каолинит Хлорит + кварц Гидрослюда 2M₁ + 1M (?) + ве-микулит + хлорит

гидрослюдистых фракциях и скорее всего связана с новообразованиями гидрослюдистых и хлоритовых фаз при разрушении железистых слюд.

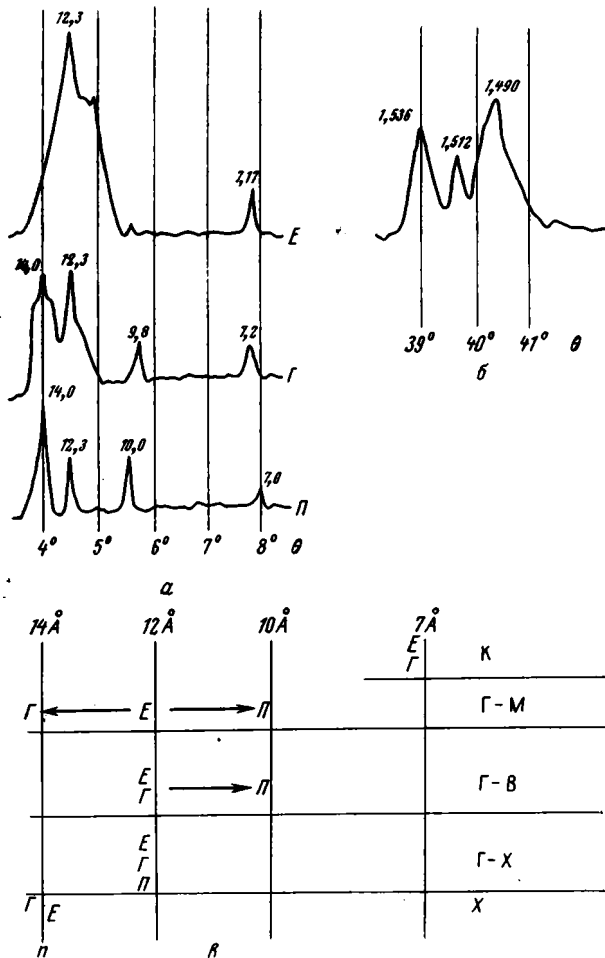
Вулканогенно-терригенный комплекс (серии Гойтх) внутренней зоны геосинклинали. Серия Гойтх образована сложным чередованием глинистых пород и флишеидных терригенных песчано-алеврито-глинистых или туфогенных пачек. Прослои лав, туфобрекчий и туфов основного и кислого состава составляют около 1/4 мощности этой серии Гойтх. Образование мощных флишевых отложений серии Гойтх происходило в узком геосинклинальном трого с размывом местных островов — кордильер и сопровождалось подводными извержениями.

Глинистые породы представлены плотными темно-серыми микрослоистыми аргиллитами, в районах тектонически активных приобретает отчетливые признаки сланцеватости. Объемный вес их 2,4—2,6. Основной глинистый минерал аргиллитов, как и в предыдущих комплексах, — диоктаэдрическая маложелезистая гидрослюда ($d_{060} = 1,500 \text{ \AA}$). Рентгеновским методом фиксируются примеси 14 Å триоктаэдрического хлорита, гидратированных фаз типа хлорит-вермикулит и глауконитоподобной гидрослюда ($d_{060} = 1,512—1,519 \text{ \AA}$). Разбухающие фазы типа монтмориллонита ($d_{001} = 17 \text{ \AA}$ с гликолем) отсутствуют.

Аргиллиты из относительно тонких пачек флишевого переслаивания с туфопесчаниками содержат значительную примесь каолинита, до 20%

Фиг. 3. Рентгеновская характеристика прослоев «кила» в серии Гойтх

α — элементы дифрактограмм естественного (E), прогретого (П) и обработанного гликолем (Г) образца в области базальных рефлексов первых порядков у глинистых минералов, УРС-50-И, Fe-излучение; β — элемент дифрактограммы обр. 519а-4 в области рефлексов 060; θ — схема изменения межплоскостных расстояний глинистыми минералами «кила», каолинитом (К), триоктаэдрическим хлоритом, смешаннослойными фазами гидрослюда — монтмориллонит (Г-М), гидрослюда — хлорит (Г-Х), гидрослюда — вермикулит (Г-В) (вермикулит в понимании Ж. Милло, 1968)



во фракции 0,01—0,001, до 50% во фракции $<0,001$ мм (см. табл. 2). Среди аргиллитов гидрослюдистого состава встречаются сравнительно маломощные (0,5—2 м) прослой глинистой породы первоначально пеплового состава, похожей на кил.

Основной минерал этих пород — 12 Å смешаннослойная неупорядоченная фаза гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. Доказательство смешаннослойной ее природы — поведение образца при различных обработках (фиг. 3), а диоктаэдрический характер подтверждается величиной межплоскостного расстояния с $d_{060} = 1,490$ Å, соответствующего рефлексу 060. Наряду с обильной примесью кварца в породе присутствует триоктаэдрический хлорит ($d_{060} = 1,536$ Å), каолинит, смешаннослойные фазы с незначительным разбуханием и кальцит (возможно, манганокальцит — $d_{104} = 2,93$ Å). Эту фазу, вероятно, можно рассматривать как результат постдиagenетической трансформации монтмориллонита. Как известно, преобразование вулканических пеплов в бассейновых условиях приводит к формированию монтмориллонита смешаннослойных фаз (Милло, 1968).

Вулканогенно-терригенные обломочные породы серии Гойтх принадлежат к различным типам — от алевролитов до гравийных конгломератов при разнообразных соотношениях осадочного и вулканического материала. Обломочная часть кроме угловатого и полукатанного кварца кремнистых пород, слюд и полевых шпатов сложена обломками эффу-

живного материала спилитового, порфиритового, фельзитового и липаритового состава. Полевые шпаты представлены щелочными разностями, пертитами, плагиоклазами кислого и основного состава. Степень изменения обломочных минералов различна. Наряду со свежим чуть деформированным биотитом встречаются пластинки биотита обесцвеченные и переполненные новообразованиями сфена, циркона и рутила. В ряде случаев агрегизация биотита приводит к формированию порового гидрослюдистого крупночешуйчатого цемента. Полевые шпаты интенсивно корродированы и замещены кальцитом, хлоритом или каолинитом. Состав цементов гидрослюдистый, кварцевый, кальцитовый и каолиновый порово-базального типа.

В случае гидрослюдистого тонкочешуйчатого цемента полевые шпаты, как и обломки пород, не несут каких-либо видимых следов растворения, а само гидрослюдистое цементирующее вещество лишено заметных следов перекристаллизации, исключение составляют контакты с обломочными зернами. Типичная обломочная структура сохраняется и в случае базального мозаичного кварцевого цемента. Только при каолинизации обломочный материал пород столь интенсивно преобразован, что первичные контуры зерен распознаются по кристаллам новообразованного сфена, тонким пленкам хлорита и т. п. Взаимоотношение новообразованных минералов чрезвычайно сложное. В ряде случаев каолинит заполняет поры и образует пленочные цементы после выделения вторичного кварца, который в других случаях заполняет трещины в каолинизированных зернах. Хлорит приурочен главным образом к обломкам основных пород, замещая их или образуя крустификационные цементы, реже хлорит заполняет трещины. Каолинит цемента совершенный, триклинной структуры, в отличие от каолинита описанных комплексов обладает повышенной термоустойчивостью (экзотермический эффект при $650\text{--}680^\circ\text{C}$), но дикцит в изученных образцах не установлен.

Гидрослюда принадлежит в основном к маложелезистому диоктаэдрическому ($d_{060}=1,500\text{--}1,504\text{ \AA}$) политипу $2M_1$ с незначительным количеством адсорбционной воды (см. фиг. 2, табл. 3). Однако часто на рентгенограммах фиксируются дополнительные рефлексы трехслойных фаз иного типа, связанные, вероятно, с преобразованием биотита. Это гидратированные фазы с $d_{060}=1,537\text{--}1,528\text{ \AA}$ и гидрослюда глауконитового типа с $d_{060}=1,512\text{--}1,520\text{ \AA}$. Аутигенный хлорит магнезиально-железистый, триоктаэдрический, моноклинный, 14 \AA с $d_{060}=1,536\text{--}1,539\text{ \AA}$. В ряде случаев присутствуют хлориты повышенной железистости ($d_{060}=1,544\text{--}1,550\text{ \AA}$).

Кроме силикатов постоянной составляющей всех цементов и основной массы аргиллитов являются кварц, кальцит, пирит, реже анкерит. Всегда присутствует органическое вещество невысокой степени углефикации, сгорающее в интервале $300\text{--}400^\circ$. В цементах песчаников обычна примесь аутигенного альбита ($d(hkl)=6,4; 6,0; 4,0; 3,20; 3,18\text{ \AA}$), генезис которого может быть связан и с доседиментационным изменением вулканогенного материала. Некоторые образцы содержат рассеянную фосфатную фазу ($d(hkl)=8; 12; 2,82; 2,28\text{ \AA}$).

Интенсивность постседиментационных изменений. Одна из особенностей постседиментационных изменений ааленских отложений — сравнительно невысокая степень структурно-минералогического преобразования, которая носит несколько различный характер в глинистых и песчаных породах и по-разному проявляется в зависимости от структурно-фациальной зональности.

Глинистые породы. Изменение глинистых пород, в частности преобразование обломочных глинистых минералов, в значительной степени проявилось лишь в отложениях вулканогенно-терригенной серии Гойтх. В отложениях платформенного комплекса преобразование, по сути, не

затронуло обломочную силикатную часть осадка и выразилось в формировании оолитовых стяжений диагенетического 7 Å железистого хлорита. Диагенетическая гидрослюдизация в отложениях платформенного комплекса не проявилась. Аутигенная гидрослюда 1M (1Md) установлена в аргиллитах морского генезиса краевой зоны геосинклинали.

Наиболее разнообразными по характеру и наиболее интенсивными были диагенетические преобразования силикатного материала в осадках внутренней зоны геосинклинали с проявлениями вулканизма. Стабильные условия слабощелочной среды диагенеза привели к формированию монтмориллонита по пеплам пелитовых осадков геосинклинального трога, преобразование же разнообразного вулканогенного материала в морских условиях при отсутствии стабильности среды приводило к формированию гидрослюды 1M и, в ряде случаев, каолинита.

С постседиментационными, диагенетическими преобразованиями глинистых пород местами связано и формирование каолинита. Распространение каолинита в глинистых породах характеризуется постоянным его присутствием в разнофациальных отложениях платформенного комплекса и локальным — в отложениях двух других комплексов (см. фиг. 1, см. табл. 2). Любопытно резкое снижение количеств каолинита в глинистых породах краевой зоны геосинклинали Большого Кавказа, что, вероятно, связано не столько с уменьшением терригенного каолинита, сколько с малой интенсивностью аутигенной каолинизации даже в подугольных слоях в силу незначительной длительности стадии диагенеза.

В то же время в глинистых прослоях серии Гойтх, приуроченных к дробному переслаиванию с туфопесчаниками, количество каолинита резко возрастает. Каолинизация пеплового материала объясняется часто кислым выщелачиванием в седиментационно-диагенетическую стадию (Милло, 1968), однако, по-видимому, локально подобные условия могут сохраниться и в катагенезе (Коссовская, Дриц, 1970).

К постдиагенетическим преобразованиям можно отнести трансформацию пеплового монтмориллонита серии Гойтх в диоктаэдрические смешаннослойные образования типа монтмориллонит — слюда.

В целом и катагенетическое преобразование глинистых пород не отличается высокой интенсивностью.

При анализе глинистых фракций преимущественно гидрослюдистого состава в ряду платформа — геосинклиналь устанавливается постепенное уменьшение количеств низкотемпературной воды (см. фиг. 2) и повышение термоустойчивости, а также повышение степени кристалличности, что проявляется в характере рентгеновского спектра (см. табл. 3). Можно рассматривать это явление как катагенетическую трансформацию гидрослюды политипа 2M₁. Этот процесс трансформации достигает стадии мусковита (серицита) только в аспидных сланцах (см. фиг. 2, см. табл. 3, обр. 4). Известно, что эта трансформация диоктаэдрической гидрослюды характерна именно для постдиагенетического изменения терригенных пород (Карпова, 1970). Преобразования катагенеза приводят к некоторому изменению физико-механических качеств глинистых пород (потеря пластичности, снижение общей пористости).

Объемные веса глинистых пород изменяются от 2,2—2,4 в платформенных сланцевых глинах до 2,4—2,6 в геосинклинальных аргиллитах. Глинистые породы преобразуются в сланцеватые аргиллиты и аспидные сланцы (с объемным весом 2,7) в интенсивно дислоцированных участках геосинклинальной зоны (Главный Кавказский хребет, район Казбеги). Гидрослюда в этих породах преобразована в мусковит (серицит).

Катагенетическое образование 14Å хлорита и каолинита, контролируемое специфическим составом вулканогенно-терригенного комплекса, становится гораздо более наглядным на примере пород алевро-песчаной размерности.

Песчано-алевритовые породы.

Свидетельство сравнительно невысокой степени структурных изменений алевро-песчано-алевритовых пород всех трех комплексов — сохранение типичных осадочных структур, несмотря на преобразование обломочных компонентов и формирование минеральных новообразований; причина — обилие тонкодисперсного терригенного глинистого материала, цементирующего обломки алевритовой и песчаной размерности.

Невысокая степень постдиагенетических изменений подтверждается также данными определения пористости. Пористость песчаников и алевролитов платформенного комплекса 15—40%, песчаников краевой зоны геосинклинали 8—25%, пород серии Гойтх — 3—20%. Такой разброс в значениях пористости внутри структурно-фациального комплекса связан с различиями в минеральном характере цементации, обычно резкое снижение пористости вызывается локальным окремнением, карбонатизацией и пр.

Сравнительная характеристика изменения обломочных зерен всех трех комплексов несколько затруднена разнородностью обломочного материала. Однако воспользоваться изменением биотита, кварца и полевых шпатов, безусловно, можно.

В алевро-песчаных отложениях платформенного комплекса морского и континентального генезиса биотит каолинизирован. В породах краевой зоны геосинклинали встречаются пластинки биотита различной стадии и различного характера изменения. Наряду с обесцвеченными пластинками биотита распространен биотит каолинизированный и гидратированный. Последний связан с новообразованной гидрослюдой глауконитового типа. Подобный характер изменения свойствен и песчаным отложениям серии Гойтх при увеличении количества неизмененного биотита.

Степень измененности полевых шпатов определяется главным образом не их различной устойчивостью в процессе постседиментационного изменения, а первичным характером терригенного материала. Так, в песчаниках серии Гойтх не претерпели изменения даже неустойчивые средние и основные плагиоклазы наряду с кислыми и калиевыми полевыми шпатами.

Изменение кварца носит различный характер. Регенерационные каемки на обломочных зернах отмечены лишь в олигомиктовых песчаниках русловых и дельтовых фаций первых двух комплексов. Наиболее сильно растворены кварцевые зерна в породах серии Гойтх, но без регенерации.

Аутигенез в цементах песчано-алевритовых пород определяется составом обломочной части. Состав аутигенных минералов цемента аналогичен аутигенным минералам глинистых пород, но количественная характеристика его иная. Достоверно аутигенный каолинит установлен в морских алеврито-песчаных отложениях вулканогенно-осадочной серии Гойтх, обогащенных пирокластикой. Каолинит замещает обломочный материал, заполняет поры, а иногда образует участки базальной цементации. Его генезис можно связать с синтезом в кислой среде из растворов в позднем диагенезе — начальном катагенезе.

Формирование новообразованных гидрослюдистых фаз типа глауконита 1М развито очень слабо в породах всех трех комплексов. Наиболее достоверно они фиксируются наряду с переходными фазами гидробиотитового и вермикулитового типов в цементах серии Гойтх. Переменный состав синтетической гидрослюды вполне согласуется с теми сложными минеральными парагенезами, которые устойчивы в условиях постдиагенетических изменений вулканогенно-осадочных пород (Логвиненко, 1968).

С характером обломочного вещества связана и возможность генерации разбухающих минеральных фаз монтмориллонитового типа, которые устанавливаются в виде примеси в цементах серии Гойтх. Отличительная черта цемента — сохранность монтмориллонита, который в глинистых

породах трансформирован в смешаннослойную фазу с меньшей способностью к разбуханию.

Для образования аутигенных хлоритов в цементах пород платформенного комплекса было мало неустойчивого обломочного материала.

14А хлориты в терригенных отложениях краевой зоны геосинклинали устанавливаются также в виде незначительной примеси. Достоверно определить их генетический тип затруднительно. Можно только предположить, что наряду с терригенными чешуйками хлорита могут присутствовать хлоритовые фазы, образованные за счет деградации биотита и сопутствующие глаукониту 1М.

Действительно, синтетическими аутигенными минералами являются 14А триоктаэдрические хлориты, связанные с преобразованием эффузивного материала серии Гойтх. Они образуют пленочные и крустификационные цементы, замещают обломки и заполняют трещины. Подобная моноклинная форма триоктаэдрических хлоритов устойчива в довольно большом диапазоне постседиментационных и регионально-метаморфических изменений. Для серии Гойтх характерна непостоянная железистость этих хлоритов, однако какого-либо направленного изменения химического состава по разрезу установить не удалось.

Выводы. 1. Постседиментационные изменения терригенных песчано-алевритовых ааленских отложений Северного Кавказа определяются главным образом вещественным составом пород и носят в основном минералогический, а не структурный характер.

2. Для постседиментационных изменений глинистых пород в целом характерна невысокая интенсивность диагенетической трансформации.

3. Существенных различий между седиментационно-диагенетическими и катагенетическими минеральными парагенезами терригенных платформенных и геосинклинальных отложений не установлено. Значительным своеобразием отличается лишь аутигенный минеральный парагенез вулканогенно-осадочных отложений.

4. Породы платформенного комплекса и породы краевой зоны геосинклинали находятся на стадии начального катагенеза.

5. Исчезновение разбухающих монтмориллонитовых фаз, степень изменения органического вещества, неразмокаемость аргиллитов свидетельствует о том, что породы вулканогенно-осадочной серии достигли стадии глубинного катагенеза. Обилие смешаннослойных образований и реликты монтмориллонита свидетельствуют о незавершенности стадии глубинно-катагенетических преобразований.

ЛИТЕРАТУРА

- Карпова Г. В. Глинистые минеральные постседиментационные ряды в терригенных породах.— *Sedimentology*, т. 13, 1970.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. О зависимости парагенезов глинистых минералов от условий осадконакопления.— *Материалы VIII Всесоюзного пленума по исследованиям глин*. Баку, 1970.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород, М., «Наука», 1968.
- Милло Ж. Геология глин, М., «Недра», 1968.
- Тимофеева З. В. Геохимия железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ). Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Тимофеева З. В. Геохимия железа, фосфора и марганца в ааленском бассейне Северного Кавказа. В сб.: *Геохимия осадочных пород и руд*, М., «Наука», 1969.

Государственный университет
Харьков
ГЕОХИ
Москва

Дата поступления
15.X.1970

УДК 552.14 : 551.763(571.1)

**ВЛИЯНИЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА ЭПИГЕНЕЗ
ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
НЕОКОМА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

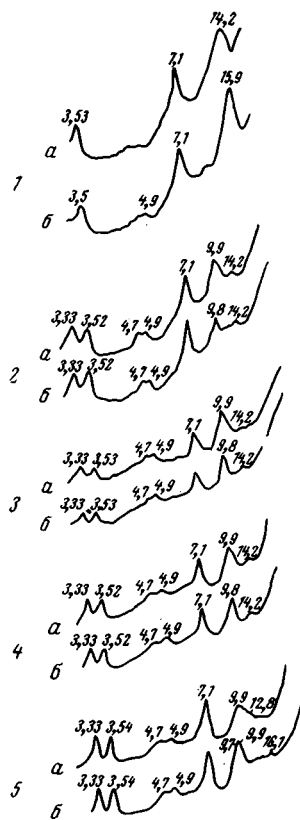
Р. С. САХИБГАРЕЕВ, К. Х. ГАЛИКЕЕВ

В глинистых породах неокома центральной части Западно-Сибирской низменности на одних и тех же глубинах наблюдается различие количества разбухающих слоев в структуре смешаннослойных образований (ряда монтмориллонит — гидрослюда) и деградированных гидрослюдов между месторождениями в пределах свода (Нижевартовский) и между сводами (Нижевартовский и Сургутский). Различие это в пределах месторождений обусловлено наличием разрывных дислокаций, что доказывается изучением количественного распределения аутигенного полевошпатового цемента в пределах залежи, пластовой температуры и начального пластового давления. Меньшая степень эпигенетических изменений глинистых пород неокома Сургутского свода по сравнению с коррелирующимися с ними отложениями Нижевартовского свода определяется некоторой удаленностью их от фундамента.

Постановка вопроса. В глинистых породах неокома центральной части Западно-Сибирской низменности, отобранных с одних и тех же глубин, наблюдается резкое различие количества разбухающих слоев в структуре смешаннослойных образований ряда монтмориллонит — гидрослюда и деградированных диоктаэдрических гидрослюдов как между месторождениями одного свода (Нижевартовский), так и между сводами (Нижевартовский и Сургутский). Эти породы, испытывая более или менее близкие геостатические нагрузки при прочих сходных условиях (возраст, физико-химический режим осадконакопления, однотипность, минерализация пластовых вод), должны были бы обладать близкими значениями количества разбухающих слоев в структуре указанных выше минералов. Можно предположить, что указанное различие вызвано неодинаковым тектоническим режимом, в частности наличием разрывных дислокаций.

Однако специфика геологического строения осадочного чехла Западно-Сибирской плиты такова, что разрывные дислокации, если и существуют, то обладают весьма незначительной амплитудой смещения и зачастую не поддаются картированию. В связи с этим изучение особенностей эпигенетических изменений глинистых минералов в тесном сочетании с закартированными разрывными нарушениями представляет несомненный интерес. Выяснив особенности эпигенетических изменений глинистых минералов в зонах воздействия разрывных дислокаций, можно решать и обратную задачу, т. е. по глинистым минералам судить об интенсивности тектонических нарушений. Необходимость такого изучения эпигенетических изменений подчеркивается еще и тем, что в настоящее время все больше и больше исследователей придают существенное значение разрывным нарушениям при формировании и переформировании нефтяных залежей. С другой стороны, исследованиями эпигенетических изменений в таком плане вносятся значительные коррективы в теорию эпигенеза

Фиг. 1. Дифрактограммы глин (фракция $< 0,001$ м.м)
 1—скв. 48, обр. 25, 1674,9—1676,9 м; 2—скв. 41, обр. 17, 2163,3—2170,3 м (Соснинско-Советское месторождение, соответственно покрывки пластов А₁ и Б₁); 3—скв. 132, обр. 13, 1721,7—1725,9 м; 4—скв. 132, обр. 28, 2125,9—2129,9 м (Мегионское месторождение, соответственно покрывки пластов А₂ и Б₂); 5—скв. 234, обр. 50, 2232,0—2237,5 м (Усть-Балыкское месторождение, покрывка пласта Б₁₀); а — воздушно-сухой образец; б — образец, насыщенный этиленгликолем



глинистых минералов, разработанную А. Г. Коссовской, С. Д. Шутовым, В. А. Дрицем (Коссовская, 1962; Коссовская и др., 1963) вообще и Г. Н. Перозио (1960) для Западно-Сибирской низменности в частности.

Минеральный состав и эпигенетические изменения глин месторождений Нижневартовского свода. Минеральный состав и эпигенетические изменения глин продуктивных отложений Нижневартовского свода изучались на Соснинско-Советском, Самотлорском, Мегионском и Ватинском месторождениях. Как известно, они имеют большой этаж нефтеносности (на глубинах 1600—2400 м) и расположены близко друг к другу (до 30 км). Геологическое строение этих месторождений характеризуется большим сходством. Между тем глинистые породы, перекрывающие пласты А₁—А₉ Соснинско-Советского и Самотлорского месторождений, с одной стороны, Мегионского и Ватинского, с другой, резко отличаются по соотношению разбухающих слоев в решетке смешаннослойных образований ряда монтмориллонит — гидрослюда.

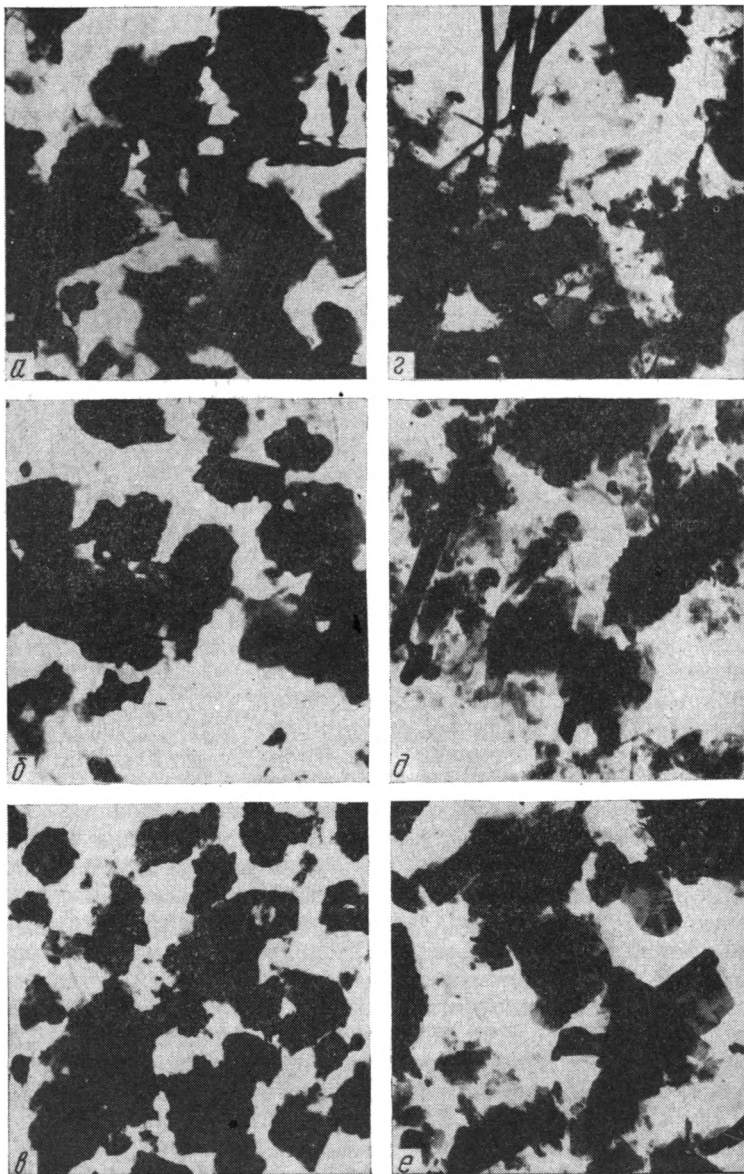
В пределах Соснинско-Советского и Самотлорского месторождений глинистые породы, перекрывающие пласты А₁—А₉, в основном представлены смешаннослойными образованиями, состоящими из гидрослюдистых и монтмориллонитовых слоев. На рентгенограммах они имеют отчетливое первое базальное отражение в области 14,2 Å, которое при насыщении этиленгликолем достигает 15,9 Å (фиг. 1, 1, а, б). Количество разбухающих слоев по графикам миграции пиков (Мак-Юан и др., 1965) 50—60%. Обработка 1 N холодным раствором КОН (15 час.) по методу Ч. Е. Уивера (1962) не приводит к контракции решетки до 10 Å. Монтмориллонитовые слои сохраняют способность к разбуханию при последующем насыщении этиленгликолем.

На электронограммах смешаннослойные образования проявляются как диоктаэдрическая гидрослюда-1M с весьма несовершенной структурой. На электронно-микроскопических снимках они представлены относительно крупными агрегатами с завихрениями и шиповидными выступами (фиг. 2, а).

В виде примеси в составе этих глинистых пород присутствуют железистый хлорит, каолинит, спорадически — гидрослюда 2M₁.

В глинистых породах покрывшек лежащих ниже пластов, начиная с пластов А₈—А₉, происходит резкая смена количества и качества разбухающих слоев в решетке смешаннослойных образований.

Первое базальное отражение последних в воздушно-сухом состоянии на рентгенограммах, в отличие от описанных выше глин, смещается в область 9,9—10,2 Å. Форма его несколько асимметрична (слабая размытость в сторону малых углов). После насыщения этиленгликолем межплоскостное расстояние этого пика становится равным 9,8 Å (фиг. 1, 2, а, б). Подобное поведение образцов при насыщении этиленгликолем говорит о су-



Фиг. 2. Электронно-микроскопические снимки глинистого материала продуктивных отложений, фракция $< 0,001$ м

a—скв. 2, обр. 14, 1752,7—1756,7 м (Самотлорское месторождение, покрывка пласта A_3); *б*—скв. 48, обр. 51, 2130,0—2135,5 м (Соснинско-Советское месторождение, покрывка пласта B_2); *в*—скв. 514, обр. 63, 1693,3—1697,8 м (Мегионское месторождение, покрывка пласта A_1); *г*—скв. 525, обр. 85, 2169,0—2174,1 м (Мегионское месторождение, водонасыщенный песчаник, пласт B_3); *д*—скв. 512, обр. 54, 2137,7—2142,7 м (Мегионское месторождение, нефтенасыщенный песчаник из зоны разломов, пласт B_3); *е*—скв. 717, обр. 97, 2155,0—2158,8 м (Мегионское месторождение, нефтенасыщенный песчаник из приконтурной зоны, пласт B_3). $\times 10\ 000$

ществовании в структуре этого минерала 20—30% разбухающих слоев. Последние в результате обработки КОН почти полностью стабилизируются до 10 Å и не реагируют на этиленгликоль. Из этого следует, что данные образования в отличие от залегающих выше глинистых пород соответствуют деградированным гидрослюдам (в понимании Ч. Е. Уивера).

По электронографическим исследованиям, они (деградированные гидрослюды) в основном соответствуют модификации 1М, но с более совер-

шенной структурой. На электронно-микроскопических снимках эти гидрослюды представлены изометрично-пластинчатыми частицами с весьма четкими линиями ограничения (фиг. 2, б).

Итак, на Соснинско-Советском и Самотлорском месторождениях наблюдается четко выраженное различие минерального состава глинистых пород покрышек пластов A_1 — A_9 по сравнению со сходными породами покрышек лежащих ниже пластов. Однако на Мегионском и Ватинском месторождениях из-за относительно большого эпигенетического изменения не наблюдается различия в количестве разбухающих слоев. Рентгенодифракционная картина этих глин в воздушно-сухом состоянии и после насыщения этиленгликолем в целом сходна по всему исследуемому разрезу неокома (пласты A_1 — B_8). Различие, как и на Соснинско-Советском и Самотлорском месторождениях, начиная примерно с покрышки пласта A_9 , проявляется лишь после обработки КОН, т. е. глинистые породы покрышек, лежащих выше пластов, в основном представлены смешаннослойными образованиями ряда монтмориллонит — гидрослюда, лежащих ниже — деградированными гидрослюдами. Разбухающих слоев в обоих случаях около 20—30%.

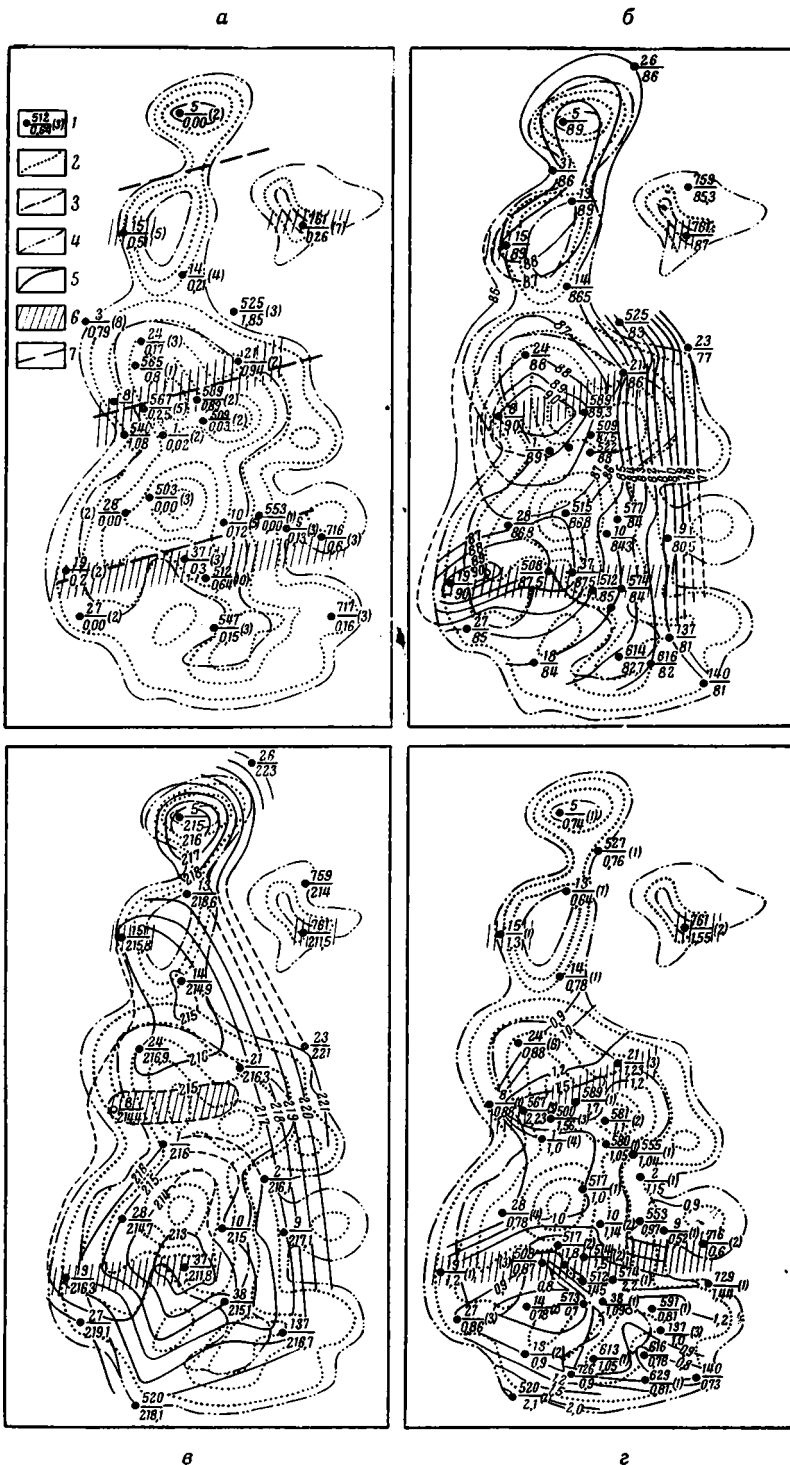
На рентгенограммах первое базальное отражение этих минералов имеет слабоасимметричный профиль. Межплоскостное расстояние его максимума соответствует 9,9—10,3 Å. После насыщения этиленгликолем он смещается в область 9,8 Å (фиг. 1, 3, а, б; 4, а, б).

Нетрудно видеть, что рентгенографические картины этих глин (покрышки пластов A_1 — A_9) и глинистых пород покрышек пластов A_{10} — B_8 Советско-Соснинского и Самотлорского месторождений в целом сходны. Такое же сходство наблюдается и по морфологии частиц на электронно-микроскопических снимках (фиг. 2, в).

Из этих данных становится вполне очевидным относительно большее эпигенетическое изменение глинистых пород покрышек пластов A_1 — A_9 Мегионского и Ватинского месторождений, что выражается в уменьшении количества разбухающих монтмориллонитовых слоев в структуре смешаннослойных образований на 30—40%. Вызвано это главным образом более интенсивным проявлением разрывных дислокаций непосредственно в самих нефтемещающих отложениях. Доказательством тому служит характер распределения аутигенных минералов в пределах пласта B_8 Мегионского месторождения нефти.

О выделении тектонических нарушений с небольшой амплитудой смещения или зон дробления в нефтемещающих породах. Известно, что одним из основных методов выявления разрывных нарушений со значительной амплитудой смещения являются геологические построения (карты, профили, разрезы). Между тем в погребенных отложениях зачастую отмечаются тектонические нарушения с небольшой амплитудой смещения, порой проявляющиеся лишь в виде зон дробления. В этом случае геологические построения для их выделения по существу оказываются бессильными или, во всяком случае, мало убедительными. Нередко в связи с этим возникают противоречивые суждения о наличии или отсутствии разрывных нарушений. В частности, в продуктивном пласте B_8 Мегионского месторождения В. П. Маркевич (1966) выделил три разлома (фиг. 3, а) с небольшой амплитудой смещения, тогда как другие исследователи их наличие отрицают. Поэтому полученные нами данные о количественном распределении аутигенных полевых шпатов в пределах этой залежи представляют определенный теоретический и методический интерес.

Пласт B_8 Мегионского месторождения по возрасту соответствует валанжину и вскрыт на глубинах 2150—2170 м. Представлен средне-мелкозернистыми и мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями крупнозернистых алевролитов. Основные породообразующие минералы (по подсчетам в 150 шлифах) — полевые шпаты (54—60%) и кварц (14—



Фиг. 3. Карты разломов в пласте B_8 Мегийонского месторождения нефти
 а — распределение полевошпатового цемента, б — изотермы, в — изобары начального пластового давления, г — содержание асфальтенов в нефтях; 1 — скважина, в числителе — номер, в знаменателе — результаты определений соответственно процентного содержания, температуры, давления, в скобках — количество определений; 2 — изолинии по кровле пласта B_8 ; контуры нефтеносности: 3 — внутренний, 4 — внешний; 5 — линии изотерм, изобар и равных значений асфальтенов; 6 — зоны аномальных значений; 7 — разломы, по В. П. Маркевичу

20%). В более переменных количествах присутствуют слюды, главным образом биотит. Обломки пород составляют 17—24%.

Тип цемента пленочный, крустификационный, поровый, контактовый и регенерационный. Глинистый цемент (0,8—5%) в основном состоит из железистого хлорита, в виде примеси присутствует диоктаэдрическая гидрослюда (модификации 1М, 2М₁), каолинит и смешаннослойный минерал с неупорядоченным чередованием слоев гидрослюды и монтмориллонита. Регенерационный цемент представлен кварцем и полевыми шпатами (альбит). Последний, как правило, образуется в поровых пространствах и проявляется в виде прерывистых регенерационных каемок.

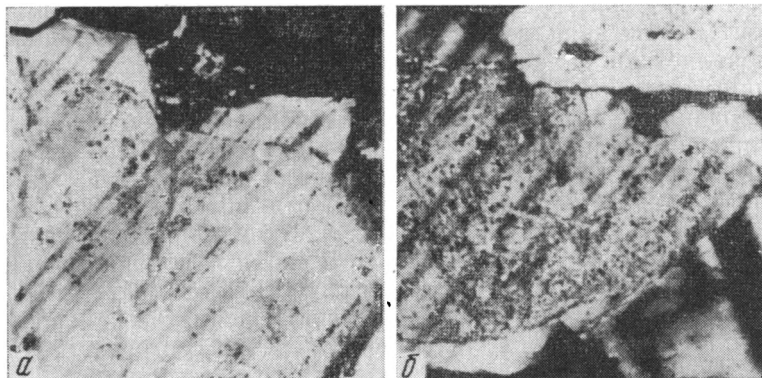
Толщина новообразованных прерывистых каемок альбита, количество регенерированных зерен обломочных плагиоклазов и общее содержание полевошпатового (альбитового) цемента в нефтенасыщенных песчаниках, находящихся вблизи контура нефтеносности, значительно меньше по сравнению с однотипными водонасыщенными породами. Так, в нефтенасыщенных песчаниках приконтурных участков полевошпатового цемента не более 0,16% (скважины 547, 548). В сходных водонасыщенных песчаниках (близкие значения гранулометрических коэффициентов, количества и качества глинистого цемента) роль полевошпатовых новообразований резко увеличивается и количество их нередко достигает 2% и более (скважины 525, 25, 540).

Из этих данных следует, что с приходом в пласты нефти образование аутигенных полевых шпатов, как и ряда других минералов (Чепиков и др., 1959; Перозо, 1960; Прозорович, Валюженич, 1966), прекратилось или резко затормозилось. В связи с этим логично было бы предположить, что в сводовых и присводовых частях описываемой залежи различие по степени аутигенного минералообразования должно было бы проявиться еще резче (Прозорович, Валюженич, 1966), поскольку нефть в первую очередь заполняет более приподнятые участки пласта. Однако в действительности этого явления мы не наблюдаем. Напротив, в пределах нефтенасыщенной части пласта отчетливо проявляются три зоны повышенных значений количества полевошпатового цемента, которые по существу не контролируются структурой (см. фиг. 3, а). Вместе с тем его количество, как бы велико оно ни было, в целом остается меньшим по сравнению с водонасыщенными однотипными породами.

Расположение этих зон на площади залежи и еще более их направление в целом соответствуют таковым у разломов, выделенных по геологическим построениям В. П. Маркевичем (см. фиг. 3, а), за исключением северного разлома. Однако он допускает (Маркевич, 1966), что с появлением дополнительного фактического материала положение этих разломов будет уточнено. Подобная связь аномальных значений полевошпатового цемента с разломами предполагает «оживление» их после формирования нефтяной залежи и проникновение по ним воды из лежащих ниже отложений. Если это так, то в зонах, охваченных воздействием разрывных нарушений, должны быть отклонения в термодинамических параметрах пласта (давление, температура) и физико-химических свойствах нефтей. В этой связи нами были изучены особенности распределения пластовой температуры, начального пластового давления и содержания асфальтенов в нефтях и плотности нефтей в пределах залежи пласта Б₈ Мегионского месторождения, что отражено на соответствующих картах.

На картах изотерм (фиг. 3, б) отчетливо проявляются три зоны повышенных значений пластовой температуры, в целом нарушающие общий термический режим пластово-сводовых залежей (постепенное увеличение температуры от крыльев к своду структур). При этом аномально высокие значения пластовой температуры повторяют зоны повышенных значений полевошпатового цемента и вместе с тем ранее выделенные В. П. Маркевичем разломы. Следует отметить, что с удалением от аномальных зон пластовая температура постепенно снижается (см. фиг. 3, б).

Эти зоны прослеживаются и на карте изобар начального пластового давления (фиг. 3, в). Они характеризуются относительно меньшими значениями начального пластового давления, также нарушающими общую закономерную картину увеличения его от свода к водо-нефтяному контакту. Достаточно сказать, что давления в приконтурных участках структуры, попадающих в зону разрывных нарушений, по своим значениям



Фиг. 4. Аутигенная пленка гидрослюда вокруг новообразований полевых шпатов
Мегнионское месторождение, пласт Б₈ скв. 525, обр. 86, 2169,0—2174,0 м, никели +, ×200

близки к давлениям присводовых участков, находящихся на значительном удалении от нарушений.

Это указывает на активизацию разломов после формирования нефтяной залежи и на возможную гидродинамическую связь в этот период с лежащими выше нефтеносными пластами группы А (глубина их залегания 1600—1800 м). При этом в пласт Б₈ в зонах разрывных нарушений по флюидопроводящим трещинам из лежащих ниже отложений поступала вода (возможно, с углеводородами). Очевидно, аутигенное минералообразование, прекратившееся с приходом нефти, возобновилось, обеспечив образование зон с аномально высокими значениями полевошпатового цемента. Об этом же говорит наличие в цементе водонасыщенных (за контуром нефтеносности) и нефтенасыщенных песчаников зон тектонических нарушений, в отличие от нефтенасыщенных аналогичных пород приконтурных участков, удлиненнопластинчатой аутигенной гидрослюда (фиг. 2, г, д, е). Электронографическая картина ее соответствует политипной модификации 1М.

В шлифах она отмечается в виде чистой (без примеси органического вещества) пленки толщиной до 0,001 мм, расположенной вокруг новообразованных участков регенерированных зерен полевых шпатов в крупных порах, или окаймляет стенки последних (фиг. 4, а, б). Это обстоятельство указывает на то, что удлиненнопластинчатая гидрослюда 1М образовалась путем синтеза из пластовых вод, содержащих растворенный SiO₂ и Al, и отлагалась по стенкам крупных пор, сохранившихся к этому времени. Такая трактовка ее генезиса согласуется с представлениями Ж. Милло (1968) об особенностях насыщенности природных растворов SiO₂ по отношению к аморфным и кристаллическим его формам. При этом кристаллизация гидрослюда произошла после образования полевошпатового цемента.

Поступление воды в пласт Б₈ подтверждается повышенной плотностью нефтей и большим содержанием в них асфальтенов в зонах разрывных нарушений, превышающим содержание асфальтенов в нефтях при-

контурных участков (фиг. 5, а). Кроме того, из скважин, расположенных в этих зонах (скважина 37, 508, 509, 569, 587, 589), в течение первых 5—8 месяцев эксплуатации добывалась нефть с весьма повышенным содержанием воды (0,2—2%); в дальнейшем содержание воды снижалось вплоть до полного исчезновения.

Таким образом, из этих данных следует, что разрывные дислокации с небольшой амплитудой смещения или зоны дробления в пределах нефтяных залежей можно устанавливать как по аутигенным минералам, так и по физико-химическим свойствам нефтей и термодинамическим параметрам пластов. Однако в силу ограниченного отбора керн площадное изучение количественных соотношений аутигенных минералов не всегда представляется возможным. В таком случае о существовании разрывных дислокаций в пределах залежей можно с уверенностью судить по физико-химическим свойствам нефтей или термодинамическим параметрам пластов. Это и было сделано нами для пласта Б₈ Соснинско-Советского месторождения, поскольку, как было видно выше, именно здесь глинистые породы характеризуются меньшими эпигенетическими изменениями.

На карте изотерм не наблюдается каких-либо отклонений от закономерного распределения этих параметров в пределах пластово-сводовых залежей. Здесь пластовая температура постепенно уменьшается от свода к крыльям структуры (фиг. 5, б). В пласте Б₈ Соснинско-Советского месторождения пластовая температура (67—74°) ниже, чем в одноименном пласте Мегионского месторождения (77—90°С). Отсутствие отклонений в значениях термодинамических параметров и в целом более низкая пластовая температура в пласте Б₈ Соснинско-Советского месторождения свидетельствуют об отсутствии разрывных дислокаций в пределах этой залежи. Об этом же говорит закономерное распределение плотности нефтей и содержания в них асфальтенов, что выражается в постепенном увеличении их значений от свода к водо-нефтяному контакту (фиг. 5, в, г).

Как видно, эти месторождения существенно различаются по наличию разрывных дислокаций в пределах продуктивного пласта Б₈. Если на Мегионском месторождении они отчетливо картируются по аутигенным минералам, термодинамическим параметрам пласта и физико-химическим свойствам нефтей, то аналогичное изучение пласта Б₈ Соснинско-Советского месторождения указывает на их отсутствие, во всяком случае в пределах нефтенасыщенной части.

К вопросу о выделении эпигенетических зон в глинистых породах. В свете изложенного вполне очевидно различие интенсивности эпигенетических изменений глинистых пород, залегающих над пластом Б₈ Мегионского и Соснинско-Советского месторождений. Уменьшение относительного количества разбухающих монтмориллонитовых слоев на 30—40% в структуре смешаннослойных образований ряда монтмориллонит—гидрослюда глинистых пород покрышек пластов А₁—А₉ Мегионского месторождения обусловлено наличием разрывных дислокаций. Воздействие этих разломов отчетливо наблюдается до глубины 1500 м, тогда как на Соснинско-Советском месторождении на глубинах до 1900 м смешаннослойные образования характеризуются относительно большим содержанием разбухающих слоев.

В подобных случаях к суждению об эпигенетической зональности изменения глинистых минералов необходимо подходить с очень большой осторожностью. Следует дифференцировать изменения, носящие региональный и чисто локальный характер. Последние (локальные), будучи обусловленными местными разрывными нарушениями, могут существенно исказить общую картину эпигенетических изменений и тем самым на небольшой территории границы тех или иных зон могут резко меняться. В частности, если чисто условно за критерий более глубоких изменений принимать наличие смешаннослойных образований ряда монтмориллонит—гидрослюда, содержащих до 30% разбухающих слоев, то границы

между начальным эпигенезом и началом глубинного эпигенеза (переходная стадия к глубинному) в пределах 30 км (на площади) варьирует на 400—500 м.

Что касается деградированных гидрослюд (покрышки пластов А₁₀—Б₈), то они более чувствительны к факторам эпигенетических изменений. Даже понижения температуры в пласте Б₈ Соснинско-Советского по сравнению с одноименным пластом Мегионского месторождения, как будет видно ниже, обуславливают восстановление основной части разбухающих слоев до гидрослюдистых, и поэтому содержание первых обычно не более 20—30%.

Эта форма деградированной гидрослюды (20—30% разбухающих слоев), по А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову (устное сообщение, 1969 г.), и смешаннослойных образований ряда монтмориллонит—гидрослюда весьма устойчива. Доказательством тому для деградированных гидрослюд служит одинаковое содержание разбухающих слоев в структуре подобных гидрослюд глинистых пород покрышки пласта Б₈ Мегионского и Соснинско-Советского месторождений, характеризующихся различными термодинамическими условиями эпигенетических изменений.

Большая чувствительность деградированных гидрослюд к факторам эпигенеза более четко проявляется при сравнительном изучении однотипных пород на смежных сводах, залегающих на одних и тех же глубинах.

Покрышка пласта Б₈ Нижневартовского свода (Мегионское, Соснинско-Советское месторождения) по глубинам залегания близка к покрышкам пласта Б₁—Б₂₋₃ Сургутского свода (Усть-Балыкское, Западно-Сургутское месторождения). В возрастном отношении пласту Б₈ соответствует пласт Б₁₀ (глубина 2300—2400 м).

Глинистые породы покрышек пластов Б₁, Б₂₋₃, Б₁₀ в основном представлены в различной степени деградированными гидрослюдами, т. е. переменным содержанием в их структуре монтмориллонитоподобных слоев (20—100%). Преобладают частицы с содержанием 30—40% таких слоев. Об этом можно судить по рентгенограммам воздушно-сухих и насыщенных этиленгликолем образцов. На рентгенограммах воздушно-сухих образцов деградированная гидрослюда имеет первое базальное отражение, равное 9,9—11,0 Å (фиг. 1, 5, а). Этот пик обладает резко выраженной асимметрией профиля (медленный пологий спад интенсивности в сторону малых углов и более резкий—в сторону больших). При этом от максимума в сторону малых углов распространяется почти горизонтальное плато до значения 12,8 Å. После насыщения этиленгликолем возникает слабый фон (в направлении малых углов) с максимумом 16—17 Å, тогда как основной пик смещается в область 9,7—9,8 Å (фиг. 1, 5, б). Обработка КОН приводит к контракции решетки до 10 Å.

Как видно, деградированные гидрослюды глинистых покрышек пластов Б₁—Б₁₀ Сургутского свода, в отличие от аналогичных пород коррелирующихся с ними пластов Нижневартовского свода, характеризуются относительно большим содержанием разбухающих слоев и соответственно меньшей степенью эпигенетических изменений, хотя и последние в целом залегают на больших глубинах. Казалось бы, что эти породы Сургутского свода вследствие большего геостатического давления должны были обладать признаками и относительно большей степенью эпигенетических изменений.

Между тем, несмотря на большие глубины (до 2400 м), пласт Б₁₀ на Сургутском своде (в пределах исследуемых месторождений) отличается значительно меньшими значениями пластовой температуры. Достаточно сказать, что пластовая температура пласта Б₁₀ Сургутского свода не более 72°, тогда как температура пласта Б₈ на глубине 2100—2150 м Нижневартовского свода характеризуется относительно боль-

шими значениями (77—90°С для Мегионского и 69—74°С для Соснинско-Советского месторождений) (см. фиг. 3, б; 5, б).

Уменьшение температуры нефтewмещающих пластов Сургутского свода, залегающих на относительно больших глубинах по сравнению с коррелирующимися с ними пластами Нижневартовского свода, на наш взгляд, тоже определяется тектоническим фактором; большей удаленностью их фундамента. По В. П. Маркевичу (1966), фундамент Западно-Сибирской низменности имеет блоковое строение с весьма неравномерным смещением блоков на тех или иных ее участках. При этом в центральной части низменности один из наиболее приподнятых блоков находится в районе Мегионского месторождения. По его мнению, именно этот блок и обусловил образование Нижневартовского свода. На наш взгляд, только этим обусловлены сравнительно повышенный температурный режим и соответственно более интенсивные эпигенетические изменения разбухающих глинистых минералов отложений неокома Нижневартовского свода по сравнению с однотиповыми отложениями Сургутского свода.

И. И. Аммосов и В. И. Горшков (1966), изучавшие отражательную способность витринита, также указывают на несколько большую метаморфизацию угольного вещества и соответственно большую литификацию пород неокома Нижневартовского свода в отличие от Сургутского. Причем эта разница более ощутима при сравнении пород J.

Эти данные указывают не только на объективность наших исследований, но имеют более общее значение. Общеизвестно, что витринит угольных включений — самый чуткий индикатор эпигенетических изменений (температура, давление), тогда как чуткость глинистых минералов нередко вызывает сомнение. Сходимость результатов исследования витринита со степенью эпигенетических изменений разбухающих глинистых минералов заставляет пересмотреть эти представления. Очевидно, что и витринит и смешаннослойные глинистые минералы одинаково отчетливо реагируют на региональный температурный фон в пределах свода, обусловленного геологическим строением и близостью фундамента, и на наложенные термодинамические процессы, связанные с разрывными дислокациями.

Заключение. Изучение минерального состава глинистых пород продуктивных отложений Нижневартовского свода указывает на резкое уменьшение количества разбухающих слоев в структуре смешаннослойных образований ряда монтмориллонит — гидрослюда (покрышки пластов А₁—А₉) в зонах разрывных нарушений. Это подтверждается исследованием глинистых минералов в тесной связи с установленными разрывными нарушениями по геологическим построениям (Маркевич, 1966) и аутигенным минералам (полевые шпаты, гидрослюда IM), термодинамическим параметрам пласта и физико-химическим свойствам нефтей. По соотношению разбухающих слоев мы с уверенностью можем судить о наличии разрывных дислокаций в продуктивном пласте Б₈ Мегионского и Ватинского месторождения. В пределах последнего существование их указывалось раньше (Полушкин и др., 1967), но из-за незначительной амплитуды смещения эти разломы почти не проявляются при геологических построениях.

На Самотлорском месторождении количество разбухающих слоев в структуре смешаннослойных образований глинистых пород покрышек пластов А₁—А₉ соответствует однотипным породам Соснинско-Советского месторождения. Следовательно, разрывные дислокации в пласте Б₈ Самотлорского месторождения, как и на Соснинско-Советском, должны отсутствовать. Это подтверждается предварительным изучением распределения аутигенных полевых шпатов в пределах залежи пласта Б₈. Содержание их весьма незначительно, и в отличие от Мегионского месторождения не наблюдаются какие-либо аномальные зоны.

На Нижневартовском своде в отличие от Сургутского по соотношению разбухающих слоев в структуре деградированных гидрослюд устанавливается большая степень эпигенетических изменений глинистых отложений неоккома, в целом залегающих на относительно меньших глубинах. Обусловлено это близостью их к фундаменту в пределах Нижневартовского свода и соответственно большей пластовой температурой в коррелирующихся нефтемещающих пластах. Отсюда следует, что при эпигенетических изменениях температурный фактор в отличие от давления является наиболее определяющим.

ЛИТЕРАТУРА

- Аммосов М. М., Горшков В. И. Катагенез пород и нефтеносность Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 1.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 63.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Маркевич В. П. История геологического развития и нефтеносность Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1966.
- Мак-Юан Л. М. К., Руиз Амиль А., Браун Г. Смешаннослойные глинистые минералы. В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Милло Ж. Геология глин. М., «Недра», 1968.
- Перозио Г. Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 5.
- Полушкин А. С., Санин В. П., Горшунов Е. Г., Конюхов В. И. К методике разведки тектонически экранированных залежей нефти в пределах Нижневартовского свода.— Геология нефти и газа, 1967, № 10.
- Прозорович Г. Э., Валюженич З. Л. Регенерация кварца и пелитизация полевых шпатов в нефтеносных и водоносных песчаниках Усть-Балыкского месторождения нефти (Западная Сибирь).— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 4.
- Унвер Ч. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала.— В сб.: Вопросы минералогии глин. М., Изд. иностр. лит., 1962.
- Ципиков К. Р., Ермолова Е. И., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5.

Научно-исследовательский
проектный институт нефтяной
и газовой промышленности
Тюмень

Дата поступления
11.VIII.1969

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.123

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ГРАНУЛОМЕТРИИ В ГЕОЛОГИИ

В. А. ГРОССГЕЙМ, Г. Ф. РОЖКОВ

Гранулометрией в геологии принято называть определение в горной породе содержания частиц или зерен различной крупности. Это производится при помощи гранулометрического структурного (механического) анализа. Гранулометрический состав — одна из важнейших характеристик обломочных пород. Его изучение проводится с различными целями, главные из которых классификация обломочных горных пород; оценка песков, гравелитов и других горных пород как полезного ископаемого и основания под строительство; оценка горных пород как коллекторов нефти, газа, воды, россыпных минералов; промежуточная операция с целью выделения соответствующей размерной фракции для минералогического анализа; оценка генезиса осадка для целей динамической палеогеографии.

Для достижения каждой из этих целей необходим грамотный точный гранулометрический анализ породы. В этом отношении многое достигнуто, однако говорить, что сделано все возможное, еще рано.

Мы ограничим свою задачу рассмотрением гранулометрии песчано-алевритовых пород, так как наиболее широко они распространены и изучаются для различных целей.

Недостаточное распространение гранулометрического ситового анализа связано в значительной степени с тем, что в природе широко развиты крепкоцементированные породы, методы дезинтеграции которых к настоящему времени почти не разработаны.

Механическая дезинтеграция пород, применяемая в большинстве лабораторий, не может нас удовлетворить, так как при дроблении и растирании зерна разрушаются и первоначальный гранулометрический состав породы искажается. Несколько лучше обстоит дело с химической дезинтеграцией (применение кислотной обработки цементированных пород), хотя и здесь в результате растворения зерен ряда минералов происходит изменение первоначального гранулометрического и минералогического состава пород. Кроме того, сильнодействующие реактивы вызывают необходимость применения дорогостоящих мер по технике безопасности.

С нашей точки зрения, наиболее рациональный метод дезинтеграции пород перед анализом — обработка их ультразвуком. Хотя автор этого метода М. Я. Кац (Шутов, Кац, Баранов, 1962), применив лишь эффект кавитации, не добился решения вопроса, использование резонансных колебаний, очевидно, даст возможность получить нужное количество дезинтеграции без разрушения зерен. При этом, надо надеяться, что,

выработав режимы озвучивания для разных типов крепких пород, удастся дезинтегрировать большую их часть. Ультразвук используется для очистки зерен рыхлых пород от глинистых частиц и дезагрегации плотных пород (Kravitz, 1966; Savage, 1969).

Дезинтегрированная порода должна быть отмыта от глинистых частиц. Механическая отмывка резиновыми пестиками не удовлетворяет требованиям, так как в процессе очистки зерен происходит их истирание, нарушающее структуру породы. Ручная отмывка резиновым пестиком, хотя и дает наиболее удовлетворительные результаты, требует много труда и времени. Этот недостаток может быть устранен применением ультразвука.

Почти повсеместно принято производить отмучивание полученной рыхлой навески в банках с использованием закона Стокса. Однако ни один из известных сейчас способов отмучивания не дает полной реализации этого закона, и всегда после отмучивания остается некоторое количество частиц меньших размеров, чем заданные режимом. Это не имеет большого значения, так как эти частицы отсеиваются на ситах. Хуже, когда в результате неточно проведенного отмучивания удаляются сравнительно крупные частицы. Главнейший недостаток применяемого способа отмучивания — его очень большая трудоемкость. Поэтому наиболее рациональным по точности и скорости нам представляется метод мокрого просеивания на специально приспособленных ротапах (например, электромагнитная машина для лабораторного просеивания «Пульверизетте—3, тип 3010» фирмы Фрич, ФРГ).

Ситовой анализ требует высокого качества сеток. Капроновые сетки легко очищаются от навески, зато в них быстро теряется стандартность размеров ячеек. Гораздо дольше сохраняют заданные размеры сетки, плетенные из металлических нитей (никель, бронза, латунь и нержавеющей сталь). Общий недостаток плетеных сит — ограничение минимального размера ячеек 25 μ . Тонкие сетки выпускаются фирмой Фрич. Лучшее других цельнометаллические сетки из никеля, изготавлиющиеся электролитическим способом. Минимальные размеры ячеек в них 8 μ . Размеры и форма всех ячеек исключительно стабильны (Igani, Callis, 1963). В США такие сетки выпускает фирма Buckbee Mears Company. Следует производство этих сеток организовать и в СССР не только для использования в качестве растров, но и для ситового анализа. Наши расчеты показывают, что это экономически целесообразно.

Шести фракционный анализ малоинформативен. По нему можно определять лишь средний размер зерен и приближенно сортировку. Дробный ситовой анализ (набор сит должен иметь коэффициент геометрической прогрессии 1,25—1,27) позволяет оценивать, кроме того, коэффициенты симметрии, эксцесса, а также рассчитывать ряд модулей. Преимущество дробного ситового анализа перед шести фракционным так велики, что его введение во всех лабораториях должно быть рекомендовано самым настоятельным образом. Наша промышленность выпускает наборы из 19 сит для дробного анализа (Завод алмазных инструментов, Кабардино-Балкарская АССР, Терский район, пос. Терск). Введение дробного ситового анализа должно сопровождаться внедрением в практику быстродействующих весов типа ВТК-20, выпускаемых Ленинградским заводом «Госметр». Современные ротапы, работающие на принципе ударно-вращательных движений, должны быть заменены машинами для лабораторного просеивания, работа которых основана на электромагнитных вибрациях. Они более экономичны, дают более точные результаты, имеют малые габариты и работают без шума. Пример такой установки — «Пульверизетте-3» фирмы Фрич.

Для изучения гранулометрического состава плотных пород определяют размеры зерен в шлифах под микроскопом. Этот метод еще далек от совершенства, он очень трудоемкий, утомительный и малопроизводи-

гельный. Имеются полуавтоматические приборы, которые измеряют размеры зерен и в результате сканирования оценивают гранулометрический состав породы по шлифу (АМА, TGZ-3 фирмы Карл Цейс, Oberkochen). Над усовершенствованием и приспособлением этих приборов для производства гранулометрических анализов по шлифам надо еще работать.

Техникой замеров не исчерпываются все трудности, связанные с оценкой гранулометрического состава по шлифам. Нерешенной проблемой остается восстановление истинных размеров зерен по измерениям их в случайных срезах. Все предложенные методы пересчета исходят из предположения, что зерна имеют шарообразную форму, в то время как на самом деле они аппроксимируются трехосными эллипсоидами. Во ВНИГРИ ведутся специальные исследования для разработки методов, позволяющих по шлифам получать результаты, сопоставимые с данными ситовых анализов.

Это обстоятельство наталкивает на мысль о важности изучения не только размеров, но и формы зерен. Ситовой анализ не дает возможности оценить распределение размеров по одной из трех осей эллипсоида, что является одним из его принципиальных недостатков. Этот недостаток может быть устранен только путем непосредственного измерения осей зерен под микроскопом или на специальном приборе типа TGZ-3. Из этого вытекает принципиально новый подход к изучению гранулометрического состава пород, реализация которого только начинается. Изучение формы зерен может иметь и самостоятельное значение, являясь промежуточным звеном между гранулометрией и типоморфией минералов. В настоящее время разрабатываются новые конструкции вибросепараторов, на которых можно будет производить количественные морфометрические анализы.

Но ни объемная, ни ситовая гранулометрия не исчерпывают всей проблемы. Т. Хеч (Hatch, 1933) предложил производить пересчет весовых содержаний на число зерен в весовых фракциях. Л. Б. Рухин (1947) развил эту идею и показал, что гранулометрический анализ может быть самостоятельным методом исследования песчано-алевритовых пород при фациальных и палеогеографических исследованиях. Позже А. В. Маршнер (Marschner, 1953) на своем материале также показал законность и большую информативность пересчета веса на число зерен. Наконец, это еще раз подтвердил Г. Ф. Рожков (1968). При пересчете роль мелкозернистых фракций влияет в большей степени, чем при использовании весовых характеристик, на величину вычисляемых параметров, описывающих и оценивающих гранулометрический состав породы. Этот метод отражения структуры породы имеет значение для построения генетических диаграмм и палеодинамических реконструкций. Надо иметь в виду и то, что гранулометрия счетом отражает структурные соотношения, наблюдаемые в шлифах. Может быть, имеет смысл и для рыхлых пород производить гранулометрический анализ непосредственным счетом количества зерен разной размерности. Диспергированные порошки могут быть легко обчислены на приборе типа ОТМ (количественный телевизионный микроскоп, Англия), для работы на приборе типа TGZ-3 можно обойтись и без диспергации.

Естественно, что сложные расчеты, связанные с дробными гранулометрическими анализами, возможны только в применении быстродействующих электронно-вычислительных машин. Гранулометрические параметры могут быть рассчитаны двумя способами: методом статистических моментов и методом кумулятивных кривых. Для пересчета весовых содержаний на число зерен в размерных фракциях и оценки гранулометрических параметров этих распределений удобнее использовать метод статистических моментов.

В результате статистической обработки (по весу и счету) получают следующие параметры, характеризующие гранулометрию породы:

средний размер зерен, коэффициенты сортировки, вариации и относительной энтропии, асимметрию, эксцесс и величину гетерогенности осадка. Методы и программы для расчета этих параметров разработаны.

Наибольшей детальности гранулометрического анализа требует решение палеогеографических вопросов. Однако интерпретация получаемых результатов анализа еще недостаточно разработана, так как создание физических моделей и процессов, формирующих гранулометрический состав осадков, очень сложно даже для современных условий осадконакопления.

Вопросы генезиса осадков по гранулометрическому составу в настоящее время решаются двумя способами — использованием генетических диаграмм и картированием гранулометрических параметров.

В первом случае могут быть использованы отдельные анализы, и ответы будут касаться совершенно конкретной породы в реальной точке. Предполагается, что каждая обстановка осадконакопления характеризуется только ей присущей динамикой процесса седиментации, отражающейся на размерности зерен, слагающих осадок, соотношении величины различных гранулометрических параметров.

Генетические диаграммы представляют собой графическую парную корреляцию двух выбранных разными авторами по разному гранулометрических параметров. Л. Б. Рухин (1947) сопоставлял, например, средний размер с коэффициентом сортировки по счету, Р. Пассега (Passega, 1957) — медианный размер зерен с максимальным, Г. Ф. Рожков (1968) — асимметрию и эксцесс по счету и т. д.

Опыт применения этих диаграмм, несмотря на разумные принципы заложенные в их основу, не дал, однако, бесспорных и однозначных решений. Дело в том, что эти диаграммы не учитывали наследственности, заложенной в гранулометрическом составе исходной породы, в результате размыва которой сформировался изучаемый осадок. Например, некоторые современные каракумские пески попадали в поле речных образований. Оказалось, что эти пески возникли из древнего аллювия р. Амударьи. Материал не был достаточно переработан ветром, и наследственные черты сохранились и проявились очень отчетливо. Этот и многие другие примеры показывают, что выяснение генезиса осадков не такой уж простой вопрос, как это кажется с первого взгляда. Нужно провести еще целую серию исследований для того, чтобы научиться разделять сингенетические и наследственные черты гранулометрии осадка. По-видимому, главную роль в переработке гранулометрического состава осадка имеет разность энергетических уровней процессов, которые сформировали изучаемую породу и ее предшественницу, слагавшую область размыва. Если динамика среды накопления осадков, в которых образовалась изучаемая порода, была выше, то она и проявится в гранулометрическом составе, если же ниже, то наследственные черты будут приобретены. Имеет значение и длительность переработки в каждой из энергетических зон бассейна осадконакопления, и суммарный эффект действия сил от момента разрушения исходной породы до окончательного формирования осадка.

Надо учесть, что осадок может быть гетерогенным при сложном строении питающей провинции, которая состоит из пород различного происхождения. В таких случаях в бассейн осадконакопления поступает песчано-алевритовый материал, представляющий собой смесь разных генетических типов структур. Даже при сравнительной простоте строения области размыва, при разрушении только одной породы надо иметь в виду, что многократные переотложения могли создать гетерогенную структуру осадка, не поддающуюся однозначной генетической расшифровке.

Нам кажется, что для решения проблемы наследственности в гранулометрии нужно изучить системы область питания — область осадкона-

копления разных типов, и в первую очередь с учетом современных областей накопления осадков. В анализе собранных таким образом данных следует вводить количественные оценки энергии процессов формирования осадков. Для проведения этих необходимых исследований к результатам использования генетических диаграмм следует относиться с осторожностью.

Другой метод использования гранулометрии пород — картирование гранулометрических параметров. В общем случае цель такого картирования — выявление условий накопления осадков в разных частях ископаемых бассейнов. В современных бассейнах с этих позиций изучение распределения гранулометрических параметров должно проводиться для познания их генетической сущности. Картируются средние диаметры зерен, модальные и медианные, сортировка, содержание различных фракций, появление наиболее грубых фракций, асимметрия и эксцесс эмпирического полигона распределения, коэффициенты энтропии, вариации и т. д. Анализ этих карт, составляемых по весовым содержаниям и счету, позволяет выявлять фациальные области и судить о характере и форме песчаных тел, а также рельефе дна в ископаемых бассейнах. Как правило, гранулометрический уровень осадков снижается от береговой линии к центральным частям бассейнов. Направление перемещения осадков по дну фиксируется по уменьшению содержания крупных размерных фракций, среднего диаметра зерен, постепенному исчезновению крупных фракций из анализа и т. д. При этом тектонический режим бассейна седиментации и областей размыва существенно влияет на распределение гранулометрических параметров (гетерогенность, асимметрия, эксцесс и т. д.).

Поскольку палеогеографические построения делаются не для одного какого-либо момента времени (чем они принципиально отличаются от аналогичных построений по современным бассейнам), а для отрезков времени более или менее длительных (часть века, век, часть эпохи, т. е. миллионы лет), постольку они отражают какую-то усредненную картину условий накопления осадков. Поэтому наиболее труден при картировании гранулометрических параметров вопрос о представительности данных для характеристики разреза, сложенного во многих случаях не одной породой, а чередованием различных пород. Даже если иметь в виду только терригенные толщи, то и тогда вопрос о рациональном отборе образцов в поле (т. е. опробование) очень важен и заслуживает самого большого внимания. По-видимому, следует стараться характеризовать разрезы образцами от подошвы до кровли изучаемого интервала, но в первую очередь отбирать образцы наиболее грубых пород. Особенно это касается ритмически-слоистых серий, которые можно охарактеризовать образцами из базальных частей гранулометрических ритмов или циклов. Впрочем, по этому вопросу нет единого мнения.

Чтобы получить представление о форме и генезисе песчаных геологических тел, служащих коллекторами для флюидов и россыпей и являющихся объектами специального изучения, нужно научиться интерполировать и экстраполировать их характеристики. А для этого должны быть проведены исследования конкретных типов песчаных тел (пляжи, бары, отмели, пески, отложенные донными течениями, и т. д.) с целью выяснения разницы в гранулометрии осадков в их различных частях. Надо надеяться, что при этом можно будет установить признаки приближения к краям песчаных тел, т. е. зонам выклинивания коллекторов, что будет иметь большое практическое значение.

По-видимому, для оценки пород как полезного ископаемого возможно обходиться менее сложными вариантами гранулометрического анализа, хотя и здесь применение дробных анализов может уточнить кондиции (например, для формовочных песков).

До сих пор отсутствует универсальная классификация обломочных пород, основанная на объективных критериях. Уже сейчас можно сказать, что границы крупных подразделений могут быть обоснованы наличием зон дефицита частиц соответствующей размерности. Однако внутри них нужно найти другие признаки, которые позволят детализировать классификацию. И тут роль дробного гранулометрического анализа трудно переоценить. Лишь накопление и осмысливание большого нового фактического материала по дробным гранулометрическим анализам позволит решить этот вопрос однозначно.

Таким образом, хотя в области изучения гранулометрии пород сделано много, остается еще ряд нерешенных или плохо разработанных вопросов, над которыми надо работать.

ЛИТЕРАТУРА

- Рожков Г. Ф. К вопросу о гранулометрическом анализе ситом.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии. 1968, т. XI, III (6).
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во ЛГУ, 1947.
- Шутов В. Д., Кац М. Я., Баранов В. В. Использование ультразвука при минералогических исследованиях.— В сб.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Hatch T. Determination of «Average Particulate Size» from the screen analysis of nonuniform particulate substances.— J. Franklin. Inst., 1933, v. 215, p. 27—37.
- Irani R. R., Callis C. G. Partical Size: Measurement, Interpretation and Application. John Wiley and sons Inc. New York.— London, 1963.
- Kravitz I. H. Using and ultrasonic disruptor as an aid to wet sieving.— J. Sediment. Petrol., 1966, v. 36, No. 3.
- Marschner A. W. A method for the size analysis of sand on a number frequency basis.— J. Sediment. Petrol., 1953, v. 23, No. 1, p. 49—59.
- Passaga R. Texture as characteristic of clastic deposition.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, v. 41, No. 9.
- Savage E. L. Ultrasonic disaggregation of sandstones and siltstones.— J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, No. 1.

Зсесоюзный нефтяной научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Дата поступления
18.V.1970

УДК 552.313 : 552.5

КЛАССИФИКАЦИЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Е. Ф. МАЛЕЕВ

Горные породы, состоящие из окатанных и отсортированных обломков вулканического происхождения, были выделены в группу вулканотерригенных пород (Быковская и др., 1959; Влодавец и др., 1962). В зависимости от размеров обломков породы получили названия вулканомиктовых песчаников, вулканомиктовых гравелитов и т. д. Предполагалось, что они образовались за счет разрушения вулканогенных горных пород (туфы, лавы) и не синхронны проявлению вулканизма¹.

Впоследствии было доказано (Малеев, 1965), что основная масса вулканотерригенных пород формируется не за счет вулканических, а путем

¹ Под периодом проявления вулканизма подразумевается отрезок времени, в течение которого действует вулкан (группа вулканов). Во время извержений и в параклизмальные периоды происходит непрерывный снос вулканокластического материала и переработка его временными потоками.

обработки и сортировки пирокластического материала. Вокруг современных стратовулканов образуются кольца (пояса) вулканотерригенных пород шириной 10—15 км и мощностью сотни метров. Формирование их происходит из пирокластического материала, синхронного проявлению вулканизма. При этом примешивается некоторое количество обломков пород за счет разрушения вулканических построек.

После того как было установлено существование переработанных вулканогенных горных пород различного генезиса, появилась необходимость в их разграничении и выделении двух групп. За переработанными вулканогенными породами, не синхронными проявлению вулканизма, оставлено название вулканотерригенных пород (вулканомиктовые песчаники, вулканомиктовые гравелиты и т. д.), а синхронные вулканизму получили название тефроидов (Дзоенидзе, 1969). Накопление тефроидов происходит в условиях проявления геосинклинального вулканизма, главным образом в заключительный его этап: во время формирования островных дуг и в период развития орогенного и платформенного вулканизма. Преобладают среди тефроидных пород тефроидные песчаники, прежде именовавшиеся граувакками.

Таким образом, широко развитые на земном шаре и формирующиеся в настоящее время тефроиды синхронны вулканизму и четко отличаются от аналогичных образований, формирующихся после прекращения вулканической деятельности за счет разрушения вулканических построек, сложенных литифицированными горными породами. Главное отличие тефроидов от вулканотерригенных пород заключается в том, что в процессе разрушения вулканогенных горных пород образуется значительное количество глинистого материала вследствие того, что разрушается витрокластическая их часть, образуются пласты и линзы глин, богатые водными алюмосиликатами, главным образом бейделлитом и монтмориллонитом. Тефроидные породы, синхронные вулканизму, как правило, не содержат глинистых прослоев. В них тефроидные песчаники обычно переслаиваются с алевитовыми.

Второе отличие — состав обломков. Обломки тефроидных пород, синхронных извержению, состоят из окатанной и отсортированной пирокластики. Она представлена главным образом пеплом и лапиллями. В них вследствие быстрого охлаждения основная масса обладает витрофиновой структурой, а в более крупных обломках — гиалопилитовой, с очень мелкими микролитами плагиоклаза. В процессе формирования вулканотерригенных пород за счет литифицированных вулканитов витрокластический обломочный материал разлагается, а обломки образуются из наиболее устойчивых пород, в которых основная масса эффузивов более раскристаллизована. При этом нужно учитывать возможность разрушения вулканических построек, сложенных еще не литифицированными вулканитами. В этом случае возможен перенос и обработка пирокластического материала.

При изучении вулканических формаций возникает необходимость в анализе фаций, для чего надо различать вулканогенно-осадочные породы, синхронные вулканизму и не синхронные.

Более детальные исследования тефроидных образований показали, что к ним примыкают еще две группы вулканогенно-осадочных пород: тефроидные с примесью пирокластического материала и тефроидные с примесью терригенного материала. Расчленение их также имеет большое значение, в особенности в процессе реконструкции вулканических построек. Примесь пирокластического материала в отдельных пластах не только подтверждает синхронность формирования пород и проявления вулканизма, но и указывает также на конкретные параксизмальные извержения, так как толща вулканотерригенных пород формируется и в межпараксизмальные периоды за счет постоянного перемещения пирокластики со склонов вулканических построек к подножию. С другой сто-

роны, примесь осадочного материала указывает на ряд фациальных особенностей накопления осадков в наиболее удаленных зонах. Причем примесь может быть терригенной водного происхождения и эолового, органогенной и хемогенной.

Тефроидные породы с примесью пирокластического материала можно именовать «пирокласто-тефроидными», а отдельные разновидности пород—«пирокласто-тефроидный песчаник», «пирокласто-тефроидный конгломерат» и т. д. Тефроидные породы с примесью терригенного материала соответственно будут выделены в группу «терригенно-тефроидных пород», а отдельные разновидности получают наименование «терригенно-тефроидный конгломерат», «терригенно-тефроидный песчаник» и т. д. или «кремнисто-тефроидный конгломерат», «известково-тефроидный песчаник».

Выделенные две группы тефроидных пород пользуются большим распространением среди современных осадков и древних вулканических формаций. В пределах Курильской островной дуги у подножия множества вулканов происходит формирование тефроидного материала. На отдельных участках к нему примешивается терригенный материал, а в период извержений—пирокластический. Причем крупность материала может быть самой различной. У берега очень часто накапливается грубообломочный материал и к нему примешивается песок от разрушения осадочных толщ. Так, на Горячем Пляже, возле г. Южно-Курильска, на о. Кунашире, обнажаются терригенно-тефроидные конгломераты, терригенно-тефроидные гравелиты и терригенно-тефроидные песчаники, а в толще Q, вскрытой скважинами,—осадочно-тефроидные аргиллиты, в которых осадочный материал представлен панцирями диатомовых водорослей.

Вулканогенно-осадочные формации Камчатки нижнемелового, верхнемелового и миоценового возраста также содержат в значительном количестве пирокласто-тефроидные и терригенно-тефроидные породы. Они относятся к геосинклинальным образованиям и начальной стадии формирования островных дуг. Последние хорошо обнажены и изучены нами на о. Карагинском. Среди образований начальной геосинклинальной стадии преобладают пирокласто-тефроидные и терригенно-тефроидные песчаники. В меньшей мере присутствуют гравелиты и алевролиты. Образование островных дуг в значительной мере содержат терригенно-тефроидные конгломераты и более грубые образования, вплоть до валунных и блоковых. К тефроидному материалу примешивается терригенный, хемогенный в виде SiO_2 и, возможно, органогенно-карбонатный.

В пределах удаленных зон современных стратовулканов, например, вокруг Ключевской и Авачинской групп вулканов в формирующихся в настоящее время разрезах тефроидных пород среди вулканомиктовых песчаников и гравелитов можно наблюдать прослой, обогащенные ювенильным пепловым материалом, вероятно, автохтонного происхождения. Таким образом, отмеченные пирокласто-тефрогенные гравелиты и пирокласто-тефрогенные песчаники фиксируют параксизмальные извержения стратовулканов.

Среди изучавшихся нами тефрогенных отложений Сибирской платформы очень часто встречаются терригенно-тефроидные песчаники и гравелиты и пирокласто-тефроидные песчаники и гравелиты. Таким образом, пирокласто-тефроидные и терригенно-тефрогенные породы распространены в геосинклинальных фракциях, на разных стадиях развития островных дуг, в орогенических и платформенных областях.

Во время формирования вулканогенно-осадочных пород не синхронных вулканизму (вулканомиктовый конгломерат, вулканомиктовый песчаник) к вулканическому материалу примешивается также терригенный осадочный материал, хемогенные образования и органические остатки и таким образом возникает серия еще более сложных пород, которые

Некоторые типы вулканогенно-осадочных пород

Размер обломков, мм	Синхронные вулканизму				Несинхронные вулканизму
	Тефронды. Обработанный и отсортированный пирокластический материал (тефра)	Пирокласто-тефрондные. Обработанная и отсортированная тефра с примесью пирокластического материала (примеси <50%)	Терригенно-тефрондные. Обработанная и отсортированная тефра с примесью терригенного материала (примеси <50%)	Вулканокласто-осадочные. Осадочный материал с примесью вулканокластического (примеси <50%)	Вулканотерригенные. Осадочные породы из переложного вулканического материала и других примесей
>200	Валунный (глыбовый) тефرويد	Валунный (глыбовый) пирокласто-тефрондный конгломерат	Валунный (глыбовый) терригенно-тефрондный конгломерат	Валунный туфоконгломерат (глыбовая брекчия с туфовым материалом)	Валунный (глыбовый) вулканомиктовый конгломерат (брекчия)
				Туфоконгломерат	Вулканомиктовый конгломерат
30—200	Агломератовый тефرويد	Пирокласто-тефрондный конгломерат	Терригенно-тефрондный конгломерат	Туфогравелит	Вулканомиктовый гравелит
10—30	Лапиллевый тефرويد				
2—10	Гравийный тефرويد	Пирокласто-тефрондный гравелит	Терригенно-тефрондный гравелит	Туфопесчаник	Вулканомиктовый песчаник
0,1—2	Псаммитовый тефرويد	Пирокласто-тефрондный песчаник	Терригенно-тефрондный песчаник	Туфоалеврит	Вулканомиктовый алевролит
0,01—0,1	Алевритовый тефرويد	Пирокласто-тефрондный алевролит	Терригенно-тефрондный алевролит	Туфоаргиллит	Вулканомиктовый аргиллит
<0,01	Пелитовый тефرويد	Пирокласто-тефрондный аргиллит	Терригенно-тефрондный аргиллит		

только после детальных изучений найдут свое место в классификации. Наряду с литофицированными породами, помещенными в таблице, в природе существуют несцементированные их аналоги. Естественно, конгломератам будут соответствовать галечники, песчаникам — пески и т. д. Они не введены в таблицу для ее упрощения.

В последних двух столбцах таблицы представлены вулканогенно-осадочные образования, нашедшие свое место в классификации Межведомственной комиссии (Влодавец и др., 1962), и здесь помещенные только для согласованности размерности и терминологии. Следует отметить, что такие термины, как «туфопесчаник» и «туфоконгломерат», некоторые авторы приняли неправильно и применяли для обычных псаммитовых и агломератовых туфов. Некоторые исследователи вместо термина «туфопесчаники» пользуются термином «туфогенный песчаник». Можно было бы оставить и этот термин как синоним, но против него высказывались обоснованные возражения (Криштофович, 1935; Шаталов, 1937; Малеев, 1958) в связи с тем, что прилагательное «туфогенный» говорит о вулканическом происхождении, в то время как в этот термин вкладывают понятие осадочной породы с примесью пирокластического материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Быковский Е. М., Гапеева Г. М., Горецкая Е. Н., Лурье М. Л., Сергеев В. М., Тащинина М. В. К вопросу о классификации и терминологии пирокластических и осадочно-пирокластических пород.— В кн. Проблемы вулканизма, Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
- Влодавец В. И., Малеев Е. Ф., Петров В. П., Гапеева Г. М., Фролова Т. И., Миллер Е. С., Дзоценидзе Г. С., Ширинян К. Г., Кваша Л. Г. Классификация вулканогенных обломочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Наука», 1969.
- Криштофович А. Н. О геологической терминологии.— В сб.: Проблемы советской геологии, М., 1935, № 6.
- Малеев Е. Ф. Еще о классификации пирокластических пород.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1958, Сер. II, ч. 87, вып. 1.
- Малеев Е. Ф. Условия накопления вулканогенно-терригенного материала.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые, М., «Наука», 1965.
- Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород.— Материалы по изучению Охотско-Колымского края, 1937, Сер. I, вып. 2.

Институт вулканологии
Петропавловск-Камчатский

Дата поступления
20.III.1970

УДК 549.762.13/14 (477.62)

НАТРОЯРОЗИТ В ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИНАХ АРТЕМОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДОНБАСС)

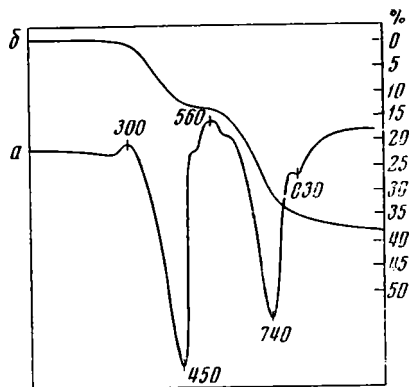
И. Г. ПРОХОРОВ

Минералы группы ярозита довольно широко распространены в природе и образуются в зоне окисления железосульфидных месторождений и в виде псевдоморфоз по конкрециям пирита и марказита в осадочных породах. При этом наиболее часто образуется калиевый ярозит, а натроярозит — относительно редкий минерал, поэтому установленный нами натроярозит в огнеупорных глинах Артемовского месторождения, несомненно, представляет научный интерес.

Глины Артемовского месторождения имеют кварц-гидрослюдисто-каолиновый состав и залегают в виде крупной линзы среди песков

полтавской свиты Ng (нижний—средний миоцен). В верхней части глинистой толщи в светло-серой песчаной глине довольно часты охристо-желтые включения изометрической и неправильной формы, размером до 2 см. Материал этих включений—жирная на ощупь тонкокристаллическая масса ярозита, внешне напоминающая глинистое вещество.

Под микроскопом натроярозит имеет тонкочешуйчатое строение, он желтого цвета с зеленоватым оттенком и плеохроирует в желтых тонах (от бледно-желтого по *Ne* до соломенно-желтого по *No*); оптически одноосный, отрицательный, $Nm=1,829 \pm 0,002$; $Np=1,745 \pm 0,002$; $Nm-Np=0,084$.



Дифференциальная кривая нагревания (а) и сопряженная с ней кривая изменения веса (б) натроярозита Артемовского месторождения

Дифференциальная кривая нагревания (фигура) исследованных нами натроярозитов в основном соответствует эталонной. На ней видны два интенсивных эндотермических эффекта с максимумами при 450 и 740° и один эндотермический эффект слабой интенсивности при 830°, а также два экзотермических эффекта при 300 и 560°. Первый эндотермический эффект (при 450°) соответствует дегидратации минерала, в результате чего натроярозит полностью теряет конституционную воду. На кривой изменения веса отмечается его уменьшение на 11—12%. Экзотермический эффект при 560° имеется на кривых нагревания всех исследо-

ванных нами образцов, но выражен не отчетливо и связан (Цветков, Вальяшихина, 1955) с реакцией разложения натроярозита на Fe_2O_3 и $Na_2SO_4 \cdot Fe_2(SO_4)_3$. Второй интенсивный эндотермический эффект соответствует диссоциации серноокислого Fe с удалением SO_3 и потерей веса на 24—25% (см. фигуру).

На дифференциальных кривых нагревания исследованных нами проб натроярозита имеются дополнительные экзотермический (при 300°) и эндотермический (при 830°) эффекты, отсутствующие на эталонных кривых нагревания натроярозитов (Цветков, Вальяшихина, 1955). Природа этих эффектов не выяснена.

Химический состав одной из исследованных нами проб характеризуется следующим содержанием главных окислов, %: Na_2O —4,12; K_2O —1,54; Fe_2O_3 —29,61; Al_2O_3 —15,73; SO_3 —28,19; H_2O —12,12; FeO —0,27; SiO_2 —7,42; TiO_2 —0,28; P_2O_5 —0,15; CaO —0,27; MgO —0,19; сумма—99,89. $Na_2O : K_2O = 4,06$. Проба загрязнена глинистым материалом, поэтому ее химический состав отклоняется от теоретического состава натроярозита (Fe_2O_3 —49,42; Na_2O —6,39; SO_3 —33,04; H_2O —11,21%).

В пробе содержится 15,73% Al_2O_3 и 7,42% SiO_2 . Если предположить, что в глинистом материале, загрязняющем пробу, $SiO_2 : Al_2O_3$ такое же, как и в основной массе глин Артемовского месторождения (2,2—3,0), то в пробе имеется не менее 7% избыточного Al_2O_3 . Так как «свободных» окислов Al термическим и рентгеновским анализами в исследованных пробах не установлено, то не исключена возможность замещения алюминием эквивалентного количества Fe в натроярозите с образованием молекул алунита (натроалунита). Вследствие совпадения основных термических эффектов натроярозита и алунита последний термическим анализом не установлен.

Спектральным анализом в натроярозите обнаружены, %: Mn, Sn, Ga, V, Cu (по 0,001—0,003); Ba (0,01), Sr (0,04); Pb (0,03). Последний, по-

видимому, изоморфно замещает Na в кристаллической решетке натроярозита.

Для рентгеновского анализа материал отбирался особенно тщательно. Сравнение полученной нами рентгенометрической характеристики натроярозита Артемовского месторождения с литературными данными для натроярозитов показало их близкое сходство по интенсивности отражений и значениям межплоскостных расстояний (таблица). Несколько большая интенсивность некоторых линий по сравнению с эталонными данными объясняется незначительной примесью алунита (натроалунита).

Рентгенометрическая характеристика натроярозитов

№ линий	Обр. 87 *		Натроярозит (Козалева и др., 1961)		№ линий	Обр. 87 *		Натроярозит (Ковалева и др., 1961)	
	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>		$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
1	5	5,57	7	5,5	16	8	1,970	6	1,976
2	6	5,04	5	4,98	17	6	1,899	7	1,898
3	3	(3,47)	4	(3,46)	18	8	1,843	8	1,842
4	4	(3,37)	4	(3,37)	19	3	1,736	5	1,735
5	7	3,12	6	3,11	20	1	1,687	3	(1,683)
6	9	3,05	8	3,05	21	2	1,650	3	1,646
7	3	2,96	3	2,94	22	5	(1,618)	5	(1,619)
8	8	2,77	9	2,77	23	—	—	1	1,609
9	4	2,52	4	2,52	24	4	1,570	4	1,566
10	3	(2,45)	5	(2,45)	25	3	1,556	1	1,554
11	2	2,29	1	2,31	26	6	1,528	6	1,525
12	10	2,22	10	2,22	27	—	—	1	(1,502)
13	1	(2,18)	2	(2,18)	28	1	1,482	1	1,482
14	2	(2,10)	3	(2,09)	29	10	1,473	10	1,468
15	2	(2,02)	3	(2,03)					

* Условия съемки: $D = 114,6$ мм; $d = 0,3$ мм; Со-излучение без фильтра; 40 кВ; 12 ма.

Минералы группы ярозита установлены нами также в огнеупорных глинах Часовъярского и Новорайского месторождений Ng, причем приурочены они обычно к верхней части глинистой толщи.

Для выяснения условий образования натроярозита мы особое внимание обращали на наличие в глинах сульфидов (как вероятных источников сульфатного Fe) и характер их окисления.

Установлено, что микровключения пирита в виде округлых, в той или иной степени окисленных зерен до 0,05 мм встречаются в небольшом количестве (0,05—1,0%) во всех изученных нами месторождениях огнеупорных глин Донбасса. Распределены они неравномерно по глинистой толще. Наибольшая концентрация окисленных зерен пирита приурочена к верхней части продуктивного слоя глины, тогда как в нижней части пирит обычно «свежий».

В глинах Артемовского месторождения довольно часты скопления пирита в виде конкреций и псевдоморфоз по растительным остаткам. Поверхность конкреций мелкобугристая или ровная, форма преимущественно шаровидная, реже эллипсоидальная, неправильная. Размеры их 3 мм — 2 см. Пиритовый состав конкреций и замещенных пиритом растительных остатков однозначно определяется рентгенометрически. В верхней части глинистой толщи конкреции пирита замещены натроярозитом.

Образование ярозита происходит в кислой среде и рассматривается как промежуточная фаза процесса окисления сульфидов Fe при переходе их в гидроокислы. Механизм этого перехода довольно подробно освещен в литературе.

Образование натроярозита в огнеупорных глинах Донбасса произошло при окислении пирита, за счет которого могли возникнуть холодные сернокислые растворы. При взаимодействии их с вмещающими породами частично разлагались глинистые минералы (главным образом, гидрослюда), в раствор поступали Na и K, которые использовались на образование сульфатов Na и K. При взаимодействии сульфатов щелочных металлов с сульфатом Fe^{+3} мог образоваться натроярозит.

ЛИТЕРАТУРА

- Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. Эталонные рентгеновские константы для главнейших минералов окисленной зоны полиметаллических месторождений. Тр. ВСЕГЕИ, 1961, вып. 45.
Цветков А. И., Вальяшина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов, II. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Трест «Артемгеология»
Артемовск

Дата поступления.
23.XII.1969

УДК 552.52з

ОБ ИДЕНТИФИКАЦИИ МОНТМОРИЛЛОНИТОВЫХ МИНЕРАЛОВ

В. И. МУРАВЬЕВ

Всестороннему изучению смектитов исследователи уделяют значительное внимание. Весьма важен вопрос о нахождении рациональных методов идентификации различных представителей этой группы минералов и выявлении их специфики. Среди работ, посвященных данному вопросу, следует отметить интересное методическое исследование Грин-Келли (Green-Kelly, 1953), предложившего широко используемую в настоящее время методику распознавания минералов монтмориллоновой группы. Этот метод предусматривает предельное насыщение исследуемого образца литием и последующее прокалывание его до 250—300°. Приготовленные таким образом образцы монтмориллонита практически не разбухают при насыщении их глицерином, давая на дифрактограммах базальные отражения d_{001} в области 9,5—9,8 Å. Аналогичная обработка бейделитовых образцов не приводит их к необратимому сжатию; последующая обработка глицерином вызывает набухание образцов и появление первого базального рефлекса d_{001} в области 17—18 Å и $d_{002} = 9,2—9,3$ Å.

Для объяснения столь различной реакции монтмориллонита и бейделита на литий была предложена гипотеза, предполагающая различную сорбцию иона лития этими минералами. В соответствии с распределением катионов в структуре монтмориллоновых минералов и сосредоточением заряда в тетраэдрическом или октаэдрическом слое, ионы лития либо остаются в межслоевом промежутке (в случае бейделита) и сохраняют свойства обменных катионов, либо фиксируются в вакантных позициях октаэдрического слоя (у монтмориллонитов), теряя способность к обмену. Контрастность получаемых при этом дифракционных картин позволяет, используя этот метод, не только расчленять монтмориллоновые минералы, но и устанавливать их одновременное присутствие в образцах. Однако точную проверку правильности полученных рентгеновским методом результатов можно проводить лишь при работе с чистыми (эталонными) пробами, не содержащими примеси других

глинистых минералов. В этих случаях химическое исследование образцов и расчет их структурных формул позволяет прямым образом устанавливать наиболее вероятное распределение заряда в структуре минерала и подтверждать таким образом правильность интерпретации дифрактометрических данных. В подавляющем же большинстве случаев при работе с естественными смесями глинистых минералов однозначная интерпретация химического состава образцов оказывается невозможной. Изменения количества Al, приходящегося на долю монтмориллонитовых минералов в смеси на 3—4 относительных процента, может полностью исказить расчетную структурную формулу этих минералов. Более того, при расчете состава смеси исследователь вынужден заранее и на веру принимать результаты литиевого теста и по нему корректировать распределение Al между глинистыми минералами, содержащимися в смеси.

Столь большое значение пробы на Li, естественно, заставляет относиться к ней с предельной осторожностью и по возможности устанавливать ограничения метода и пределы его уверенного применения.

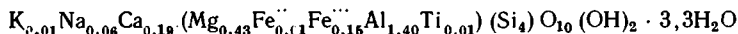
Среди исследованных нами мономинеральных образцов бентонитов были встречены два образца, давшие четкую «бейделитовую» картину после литиевой обработки. Химический состав их приведен в таблице.

Химический состав фракций <0,001 мм бентонитов

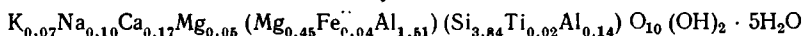
№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	Прочие	Сумма
11	44,23	0,14	12,79	2,27	0,13	2,94	2,09	0,39	0,10	5,17	9,05	20,86*	100,27
217	44,75	0,37	16,36	4,43	0,56	3,90	1,82	0,62	0,64	7,38	13,80	5,40	100,05

* В том числе аморфного кремнезема 20,76%.

Обр. 11 — бентонит из месторождения Келяты (Рг, Туркмения); обр. 217 — песчанистый бентонит нижнего триаса (нефтяное месторождение Кенкияк, Казахстан). При просмотре химического состава образцов обращает на себя внимание весьма высокое содержание аморфного кремнезема в келятинском бентоните. Обычное, «фоновое» содержание аморфного кремнезема в других исследованных бентонитах 2—7%. Исключение их из валового количества SiO₂ позволяло рассчитывать достаточно правдоподобные структурные формулы, а литиевая обработка образцов по методике Грин-Келли приводила к необратимому сжатию структуры минерала. Расчетная структурная формула обр. 11—



указывает на сосредоточение заряда в октаэдрическом слое. Структурная формула обр. 217—



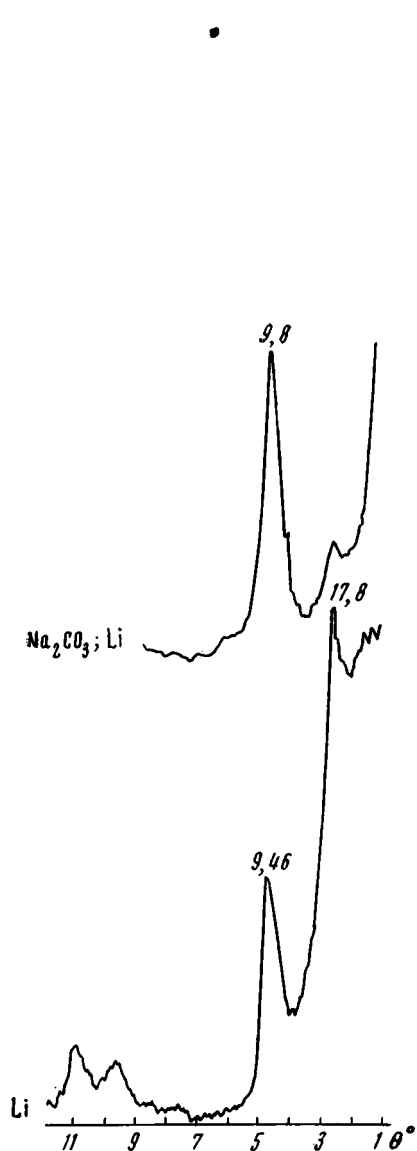
также свидетельствует о сосредоточении основного заряда в октаэдрах. Аморфного кремнезема в обр. 217 не более 2%, но сам образец пигментирован гидроокислами железа. Присутствие в обоих образцах монтмориллонита примеси аморфного коллоидного вещества (SiO₂ и Fe₂O₃·nH₂O) позволило сделать предположение, что именно оно блокирует активные центры структуры минерала и не позволяет ионам лития занять те позиции, в которых он терял бы способность к обмену.

Если это предположение справедливо, то, убрав из образцов примеси аморфного вещества, мы должны были бы получить обычные монтмориллониты, прочно фиксирующие ион лития и не разбухающие в глицерине.

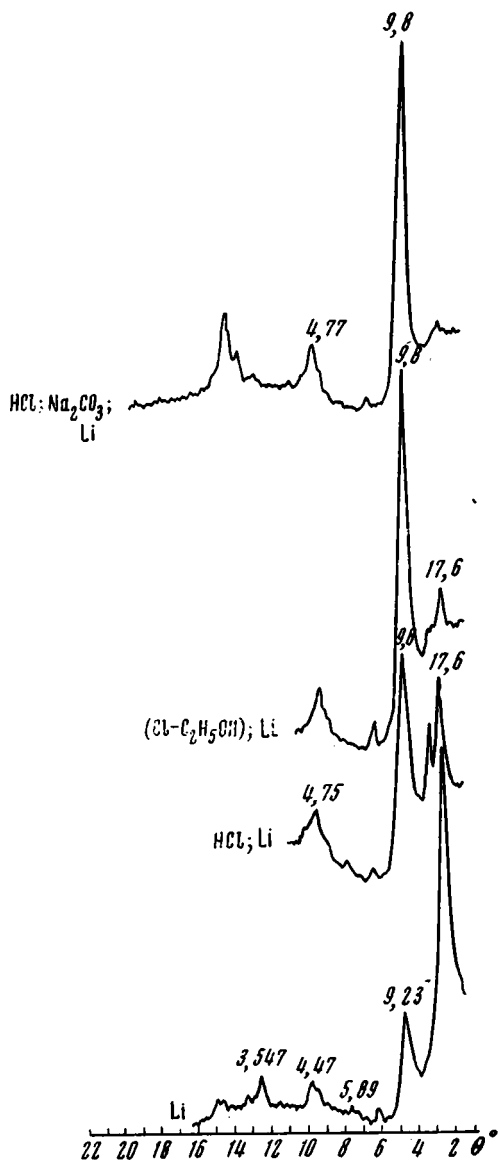
Очистка бентонита обр. 11 от избытков аморфного кремнезема была проведена двукратной промывкой образца на фильтре 10%-ным раст-

вором Na_2CO_3 при $t=90-95^\circ$ с последующей промывкой дистиллированной водой и отжатием избытков влаги в centrifуге.

Обр. 217 был разделен на две порции, одна из которых была очищена от гидроксидов железа хлорированным спиртом, а вторая кипячением



Фиг. 1. Дифрактограммы обр. 217



Фиг. 2. Дифрактограммы обр. 11

в 5%-ной HCl с последующей промывкой водой и затем горячим 10%-ным раствором Na_2CO_3 .

Двукратная содовая вытяжка удалила из обр. 11 18,3% SiO_2 , т. е. почти все количество аморфного кремнезема, определенного при химическом анализе пробы. Приготовленный таким образом образец был насыщен литием и прогрет до 250° . Дифрактограммы этого образца приведены на фиг. 2. Из сравнения дифрактограмм видно, что после удаления аморфного кремнезема, насыщение литием приводит к появлению интенсивного пика 9,8 Å и почти полному редуцированию пика 17,6 Å;

близкая к целочисленной серия отражений более дальних порядков прослеживается лишь от рефлекса 9,8 Å.

Обр. 217 при обработке хлорированным спиртом не удалось обесцветить полностью, он сохранил слабый желтый оттенок, а химический анализ его показал присутствие 1,5% Fe_2O_3 . После насыщения литием этот образец также обнаружил главный рефлекс 9,8 Å и резкое уменьшение пика 17,6 Å (фиг. 1). Кипячением в 5%-ной HCl удалось полностью его обесцветить, но при столь жесткой обработке частично разрушается, по-видимому, и сам минерал. Во всяком случае, ряд исследователей (Берлин, 1957; Залманзон, Шишова, 1950) отмечают частичное растворение монтмориллонитов при их солянокислой обработке, в особенности при повышенных температурах. По данным И. Н. Антипова-Каратаева и Г. М. Кадер (1956), воздействие кислот на слоистые силикаты приводит не только к частичному их растворению, но и к образованию на частицах так называемых «защитных пленок», которые при $pH \approx 1$ состоят, практически, из чистого кремнезема. Поэтому вполне естественно, что такая обработка не дала желаемого результата, а привела лишь к замене железистой пленки на частицах монтмориллонита пленкой из SiO_2 . На дифрактограмме образца, насыщенного литием, после солянокислой обработки появляются рефлексы 17,6 и 9,8 Å. Кроме того, обнаруживается новая фаза 14 Å неясной природы (см. фиг. 1). Для освобождения от кремневой пленки обр. 217 после обработки его HCl однократно промывали 10%-ным раствором Na_2CO_3 . Приготовленный таким образом образец после насыщения его литием дал четкий рефлекс 9,8 Å, сопровождаемый близкой к целочисленной серией отражений.

Анализ полученных результатов позволяет заключить, что присутствие коллоидного материала в природных образцах монтмориллонита может существенно влиять на характер его сорбционных свойств. При этом широко используемые тесты для идентификации монтмориллонитовых минералов, в частности их литиевая обработка, оказываются не правомочными и не позволяют дать правильного заключения об их природе.

Очевидно, примененные нами приемы для снятия защитных пленок сами по себе также могли оказывать серьезное воздействие на минералы. В особенности это относится к обработке горячей HCl. Однако если рассматривать устойчивость различных слоев структуры монтмориллонита к воздействию HCl, то можно ожидать частичное селективное разрушение в первую очередь октаэдрического слоя и вынос из него некоторых количеств магния, железа и алюминия. Устойчивость же алюминия в тетраэдрическом слое значительно выше. Это обстоятельство в большой мере гарантирует нас от возможности искусственного перевода бейделитоподобной структуры в структуру монтмориллонитоподобную и позволяет считать, что примененные нами приемы обработки материала сохранили его в достаточной степени пригодным для литиевого теста.

ЛИТЕРАТУРА

- Берлин Т. С. Влияние некоторых реагентов на глины различного минерального состава. Новая серия, Тр. ВСЕГЕИ, Материалы по литологии. 1957, вып. 2.
Залманзон Э. С., Шишова Е. С. К методике выделения коллоидных фракций из карбонатных глин и илов.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1950, № 2.
Антипов-Каратаев И. Н., Кадер Г. М. К вопросу о генезисе глинистых минералов при выветривании первичных минералов.— В сб.: Физико-химические свойства почв и методы исследований. Тр. Почвенного ин-та АН СССР, М., 1956, т. II.
Green-Kelly R. Identification of montmorillonoides. J. Soil Sci., 1953, 4, p. 233—237.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
15.1.1970

СТАДИЙНОСТЬ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КВАРЦА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

В. К. ПРОШЛЯКОВ, Т. И. ГАЛЬЯНОВА

Кварц — один из наиболее распространенных минералов осадочных обломочных образований. В связи с этим его вторичные преобразования существенным образом отражаются на структурно-текстурных особенностях пород, их прочности, фильтрационных и многих других свойствах.

Постдиагенетические изменения кварца в основном проявляются в коррозии обломочных зерен, образовании структур растворения (конформных, инкорпорационных, стилолитовых) и регенерации. Важно знать, в каких условиях и прежде всего на какой глубине происходят эти преобразования, с тем чтобы учесть их влияние при различных геологических исследованиях и буровых работах.

Выявление условий, в которых осуществляются вторичные изменения, часто связано с большими трудностями, обусловленными многократными восходящими и нисходящими тектоническими движениями, особенно большой амплитуды, сопровождаемыми существенными колебаниями термодинамической и геохимической обстановок. Возможны случаи, когда вторичные изменения пород, находящихся на поверхности, произошли в те времена, когда осадочные толщи находились на глубине нескольких тысяч метров, например — эпигенетические изменения обнаженных терригенных пород мезозойского и палеозойского возраста в Западном Верхоянье, описанные А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1956).

В связи с этим весьма удобным для исследования представляются мезозойские отложения Прикаспийской впадины, так как они имеют большую мощность (до 4000 м), а в самой впадине в постпалеозойское время происходят преимущественно нисходящие движения. Подошва мезозойских отложений в центральной части впадины располагается на глубине 5000—5500 м. В связи с этими особенностями есть основания считать, что породы, слагающие межкупольные зоны (между соляными куполами), к моменту извлечения их из скважин находились в обстановке максимального погружения. Следовательно, изучая породы сверху вниз по разрезу, не опасаясь влияния регрессивного эпигенеза, можно установить, с какими глубинными зонами связаны те или иные постдиагенетические преобразования кварца, и примерно оценить, в каких термодинамических условиях они могли происходить.

Нами изучено свыше 1000 образцов терригенных пород мезозойских отложений. Прикаспийской впадины с различными соотношениями обломочного (песчано-алевритового) и цементирующего (глинисто-карбонатного) материала. В этих породах кварц составляет до 90% обломочной части.

Микроскопическое изучение пород показало, что интенсивность эпигенетических изменений теснейшим образом связана с литологическим составом пород и глубиной залегания. Первые изменения зерен кварца выражаются в их коррозии, которая уже на глубине около 200 м проявляется в пористых, проницаемых песчаных и алевритовых породах с низким содержанием цемента. При содержании глинистого материала более 50%, а карбонатного более 70% коррозия до глубины 1000—1500 м практически не наблюдается. Породы с таким высоким содержанием этих компонентов отличаются крайне низкой проницаемостью — менее 1 мд (при этом не учитываются трещиноватые породы). Эти обстоятельства свидетельствуют о том, что растворение кварца происходит

при активном участии фильтрующихся подземных вод и содержащихся в них газов, в частности углекислоты.

С увеличением глубины залегания пород до 1100—1300 м на явления коррозии накладываются процессы конформации и инкорпорации. Прежде всего они начинают проявляться в обломочных породах с низким содержанием цемента; при увеличении его количества верхняя граница появления структур растворения понижается (фигура), а при наличии более 54% цементирующей части (независимо от состава) в образцах с самых различных глубин структуры растворения на кварцевых зернах не обнаружены.

Согласно расчетам, на глубине 1100—1200 м литостатическое давление составляет 180—200 ат, а гидростатическое (с учетом температуры, давления, минерализации и газонасыщенности вод) — до 130 ат (Васильев, 1968). Температура на отмеченных глубинах 30—40°. Эти термодинамические показатели, с некоторой долей приближения, в природных условиях, очевидно, являются критическими, сверх которых в благоприятной геологической обстановке, в соответствии с известным принципом Рикке, начинается образование структур растворения. Это явление сопровождается увеличением контакта между обломочными частицами, и при отсутствии дальнейшего погружения пород, а тем более после их воздымания, процесс может приостановиться (именно поэтому в обнажениях встречаются породы со слабым развитием структур растворения). Новое погружение осадочных толщ должно сопровождаться интенсификацией образования конформных, инкорпорационных и других структур растворения. Этот процесс в породах, лишенных цемента, при все возрастающем давлении, по-видимому, может продолжаться до того момента, пока не наступит стадия регенерации. При высоком содержании глинисто-карбонатного материала обломочные зерна разделяются как бы подушкой, которая воспринимает на себя часть нагрузки осадочной толщи, вследствие чего давление на контактах зерен не достигает критических значений и образования структур растворения не происходит.

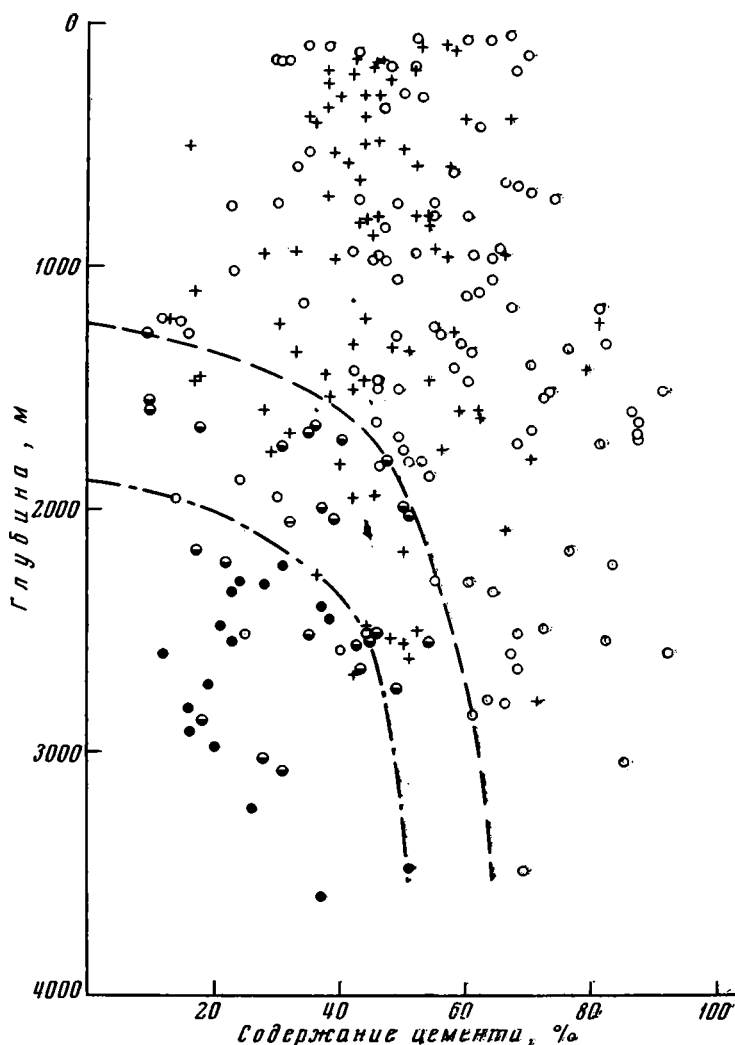
Регенерация обломочных зерен кварца происходит на еще больших глубинах, чем конформация (см. фигуру). Как и другие эпигенетические изменения, регенерация раньше и интенсивнее проявляется в породах с небольшим количеством цемента. Первые ее признаки фиксируются на глубине около 2000 м. С увеличением глубины залегания явления регенерации обнаруживаются в терригенных породах со все большим содержанием цемента. Когда цементирующего материала свыше 50—60%, описываемое явление обнаруживается довольно редко, при этом лишь в образцах, отобранных на значительных глубинах. В случае глубокого развития структур растворения в обломочных породах и исчезновения путей активной миграции подземных вод явлений регенерации кварцевых зерен может и не быть.

Таким образом, в определенной физико-химической обстановке растворение кварца сменяется его новообразованиями. Сопоставление фактических данных показывает, что температура верхней части зоны регенерации 50—60°, а литостатическое давление более 380 ат.

На глубине около 4000—4200 м регенерация кварца сменяется новым этапом коррозии. Это обстоятельство не находится в противоречии с находками регенерированных зерен кварца в породах, залегающих на больших глубинах (Аралсорская скв. СГ-1, глубина 4500—5000 м). В этом случае песчано-глинистые отложения обладают крайне низкими фильтрационными свойствами, поэтому наличие регенерации кварцевых зерен мы рассматриваем как остаточные образования.

При микроскопическом исследовании песчано-алевритовых пород, извлеченных с глубины более 4000 м, отчетливо видны следы коррозии кварца в виде «разъеденных» регенерационных каемок и обломочных зерен.

Подобные явления отмечала Л. И. Филиппова (1967) в девонских отложениях Тимано-Печерской впадины. Эти обстоятельства позволяют считать, что в условиях высоких температур (более 100°) и давлений



Особенности преобразования обломочных зерен кварца в связи с изменением глубины залегания и состава терригенных пород

○ — неизменные зерна кварца; + — корродированные зерна кварца; ⊖ — корродированные зерна кварца и наличие конформных структур; ● — корродированные зерна кварца и наличие конформных и регенерационных структур; пунктирная кривая — верхняя граница зоны развития конформных структур; штрих-пунктирная кривая — верхняя граница зоны развития регенерационных структур

(литостатические свыше 800 ат) кварц становится неустойчивым. Экспериментальные исследования подтверждают это положение; в частности, показано (Киссин, Пахомов, 1967), что при температурах 100—150° растворимость кварца резко возрастает. Этому, по-видимому, способствует растворенная углекислота, а также каталитическое влияние глин (Heald, 1956).

Таким образом, в мезозойском разрезе Прикаспийской впадины наблюдаются четыре этапа вторичного изменения обломочного кварца: коррозии; образования структур растворения; регенерации; повторной коррозии. С увеличением глубины залегания обломочных пород эти эта-

пы последовательно сменяют друг друга, причем формы проявления постдиагенетических преобразований кварца постепенно усложняются в результате наложения более поздних этапов на более ранние.

ЛИТЕРАТУРА

- В а с и л ь е в Ю. М. Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в ее недрах.—Тр. МИНХ и ГП, «Недра», 1968, вып. 77.
- К и с с и н И. Г., П а х о м о в С. И. О влиянии высоких температур на формирование химического состава подземных вод.—«Геохимия», 1967, № 3.
- К о с с о в с к а я А. Г., Ш у т о в В. Д. Характер распределения минеральных новообразований в разрезе отложений Западного Верхоянья.—Тр. ГИН АН СССР, М., 1956, вып. 5.
- Ф и л и п п о в а Л. И. Влияние процессов эпигенеза на коллекторские свойства песчаников среднего девона.—Нефтегазовая геология и геофизика, 1967, № 7.
- H e a l d M. T. Cementation of simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma. Arcansas and Missouri Journ. Geol. vol. 64, No. 1, 1956.

МИНХ и ГП
Москва

Дата поступления
3.IV.1970

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.8 : 551.43

О ТЕОРИИ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

(по поводу статьи Ю. А. Воронина, Э. А. Еганова «Вопросы теории формационного анализа». Труды ИГ и Г СО АН СССР, вып. 83, 1969 г., стр. 123—145)

А. Е. МИРОШНИКОВ

В рецензируемой статье дана характеристика современного состояния теории формационного анализа, обсуждаются существующие затруднения в отношении углубления учения о формациях, предлагается определенный подход к совершенствованию формационного анализа. Работа содержит обширный материал по критическому рассмотрению основ учения о геологических формациях и методах формационного анализа и с этой точки зрения представляет для геологов несомненный интерес.

Вместе с тем в ней содержится ряд необоснованных и противоречивых, на наш взгляд, положений, на которых мы хотели бы остановиться.

Под формационным анализом в статье понимается упорядочение геологических сведений, при котором учитывается двойная роль формаций, когда в одних случаях выделение формаций выступает как конечная цель исследования, в других — как средство сравнительного изучения частей земной коры и прогнозирования полезных ископаемых. При критическом же рассмотрении современного состояния теории формационного анализа основное внимание уделяется только действиям геологов по выделению формаций, как конечной цели исследования, чем искусственно ограничивается и обедняется учение о формациях.

В своих обоснованиях неудовлетворительности современного состояния формационного анализа, которое характеризуется развитием его «вширь, без должного углубления», авторы ссылаются на наличие множества определений понятия формации. Однако, как нам представляется, это не может служить основанием для такой неоправданно пессимистической оценки состояния учения о формациях. Поскольку понятие о формациях существует давно, естественно, что оно со временем подвергалось уточнениям, и если бы Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов подошли к этому множеству определений с исторических позиций, то увидели бы элементы определенного углубления учения о формациях и вообще, и у отдельных конкретных исследователей.

Так, обосновывая ошибочность выделения формаций по критерию «естественности», авторы ссылаются на самое первое определение формации у Н. С. Шатского, относящееся к 1945 г., когда он говорил о формациях как «естественно выделяемых» комплексах горных пород. И, конечно, можно полностью согласиться с их доводами о том, что никакие природные объекты сами по себе не могут «естественно выделяться» и в этом смысле обязательны действия исследователя по их выделению.

В своих же последующих определениях Н. С. Шатский (1955, 1960) говорит уже не о «естественно выделяемых», а о «естественных комплексах пород» в том смысле, что это природная группировка, т. е. встречающаяся в природе, а не чисто умозрительная или формальная комбинация типов пород, точно так же, как минералы являются не просто всеми существующими сочетаниями или комбинациями атомов химических элементов, которые можно получить приемами комбинаторной математики или в результате химических реакций в лабораториях, а только теми группировками атомов элементов, которые реализуются в земной коре. И в этом случае, конечно же, наша задача заключается не в том, чтобы «разгадать» этот естественный, природный, вариант группирования, а в том, чтобы его подметить.

Таким образом, мы не видим в таком понимании формаций противоречий, которые требовали бы пересмотра определения формаций, данного в последних работах Н. С. Шатского (1960) и Н. П. Хераскова (1963).

В работе Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова проявлено стремление углубить учение о формациях. Возможно ли это? По-видимому, возможно. Формации — природные

объекты, о которых наши знания, особенно с 40-х годов XX в., все более углубляются. Поэтому разумно допустить возможность еще большего расширения наших знаний о формациях по мере продолжения их изучения, однако соответствующая программа исследований требует компетентности исследователей.

По авторам же, развитие формационного анализа возможно лишь при условии удовлетворения его требования однозначности и стандартности. И в этом выдвинутом условии при его реализации в обсуждаемой работе сразу проявляются два противоречия.

Рассмотрим первое противоречие. Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов считают, что сейчас формационный анализ не удовлетворяет требованиям однозначности и стандартности, потому что само определение понятия формации несовершенно и якобы не соответствует основным положениям формальной логики. Эти требования приводятся авторами по Г. Клаусу (1960) и заключаются в том, что корректно (разрядка наша — А. М.) ввести любое понятие можно только тремя способами: экспликацией — пояснением на примерах, анализом частных случаев; логическим выводом из заранее фиксированного набора исходных понятий; операционально. Все предыдущие понятия о формациях введены, как это подчеркивается в статье, экспликацией, т. е. одним из оговоренных формальной логикой способов, а значит корректно. В чем эти понятия не удовлетворяют формальной логике, читателю так и не ясно, а авторы считают достаточным лишь упомянуть, что первый способ в этом случае «заведомо не пригоден», не объясняя, почему.

Второе противоречие заключается в том, что, вводя требование однозначности и стандартности для формационного анализа и считая, что оно будет выполнено при использовании «единого подхода», а не «единой классификации» при выделении объектов, авторы далее, группируя встречающиеся сейчас в формационном анализе случаи организации сложных геологических тел и правильно подчеркивая, что идея собственно формационного подразделения заключается в объединении пород в формации при их тесной, парагенетической (разрядка наша — А. М.) связи, отказываются от реализации этого «единого подхода».

Кроме того, Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов считают, что сейчас формационный анализ не удовлетворяет требованиям однозначности и стандартности не только вследствие формального несовершенства определений, но и из-за ошибочности основных отправных положений теории. В чем же они видят эту ошибочность? В представлениях о существовании естественных, природных, закономерных сочетаний горных пород, т. е. их парагенезисов, как универсально применимых геологических объектов.

Понятие о парагенезисе возникло в минералогии и было сформулировано в 1849 г. Ф. Брейтгауптом, затем наиболее полно было изложено В. И. Вернадским и сейчас применяется к химическим элементам, минералам и горным породам. Следуя Ф. Брейтгаупту, понятие и термин «парагенезис» следует понимать как форму проявления природных процессов, приводящих к образованию закономерных сочетаний минералов и горных пород.

Следует ли считать формации материей, организованной на более высоком структурном уровне, чем порода? Да, именно так рассматривал формации Н. С. Шатский (1955), который считал минералы парагенезисами элементов, горные породы — парагенезисами минералов, формации — парагенезисами пород. И в этом отношении формация как система обладает необходимым общим свойством, измеряемым на уровне упорядоченного совместного нахождения ее членов.

Считая такие подходы к выделению формаций плодотворными, авторы вместе с тем замечают, что они не указывают способа выделения формаций. Посмотрим, так ли это?

Как не раз подчеркивал Н. С. Шатский, представление о формациях как о парагенезе пород раскрывает по существу и способ их выделения. Но все получаемые сейчас таким образом «формации» представляют «закономерные сочетания горных пород» различных уровней. И все это происходит, по словам авторов, потому, что в формационном анализе нет той твердо установленной единицы, от которой можно двигаться по таксономической шкале.

Однако нам представляется, что такая единица — элементарная ячейка — есть; это — понятие об элементарном парагенезе пород (парагенерации), которое заложил Н. С. Шатский (1960), ввела И. В. Хворова (1961; 1963) и развивают сейчас В. И. Драгунов (1968), А. И. Айнемер (1968) и др.

Не видя такой единицы, Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов остановились на целенаправленном выделении тел, которое до этого создало имеющиеся нагромождения «естественных ассоциаций» различных уровней закономерности. Чтобы впредь избежать такого нагромождения, в работе предлагается поставить дополнительные условия в отношении способа целевого выделения формации. В частности, третье условие к конструированию формаций этим способом — использование аналогий между конструированием формации и конструированием вещества из молекул (атомов), а также пород из минералов. А ведь незадолго перед этим авторы, хотя и считали такой подход плодотворным, не видели возможности указать на интересующие нас способы выделения формаций. Далее же они показывают, что такой способ все-таки есть. Кроме того, в качестве дополнительного требования к этому способу выделения формаций авторы считают необходимым иметь возможность выделять формацию как элементар-

ное и как сложное тело. Это условие реализовали в формационном анализе задолго до Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова, Н. С. Шатский (1945, 1955, 1960), В. И. Попов (1959, 1964), Н. Б. Вассоевич (1948), В. П. Казаринов (1958), Л. Б. Рухин (1961), В. Е. Хаин (1964), Н. П. Херасков (1963), показывая при описании формаций их внутреннее строение и отношение к себе подобным по классу единицам, которое выражалось их положением в ряду формаций для разных частей геологического пространства, где выделялись малые и большие ряды формаций («лестничные марши», по ироническому замечанию авторов).

Таким образом, изложенная в работе трактовка теории формационного анализа, как это замечают и авторы, не противоречит существующим подходам, но и не содержит новых положений, которые могли бы углубить учение о формациях. Более того, отказ авторов от реализации идеи собственно формационных подразделений (выделения парагенезов пород) только закрепляет современное многообразное подходов при выделении формаций, которое определяется различием конкретных целей, преследуемых с помощью формационного анализа.

Что касается конкретных предложений по формальному представлению формаций, то для применения математических методов и ЭВМ в целях решения задач сопоставления сложных геологических тел необходимо уметь описывать сложные геологические тела аналитическим (математическим) языком (способом). В этом отношении статья указывает на один из возможных путей аналитического описания формаций как сложных геологических тел; по другим работам Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова (1968_{1,2}), как правило, почти любое традиционное геологическое описание объекта можно привести к его полному аналитическому описанию.

В заключение остановимся на одной из крайностей при трактовке философских вопросов, содержащихся в работе. Авторы показывают, что возможен и дедуктивный путь изучения формаций, хотя в этом никто и не сомневается, но пытаются доказать, что это единственный путь углубления учения о формациях. Они заявляют, что, решая частные задачи, нельзя создать теории. Однако решение общих задач — не единственный путь создания теорий. Только использование обоих путей приводит к успеху.

ЛИТЕРАТУРА

- Айнемер А. И. Элементарные породные ассоциации (парагенерации) как однородные геологические совокупности и моделирование процессов их образования.— В сб.: Геологические формации. Материалы к совещанию 21—24 мая 1968 года, вып. 1, Изд-во ОНТИ ВСЕГЕИ, Л., 1968.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения, Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Универсальная схема аналитического описания сложных геологических тел.— Тр. СНИИГГИМС, Изд-во ОНТИ СНИИГГИМС, Новосибирск, 1968, вып. 79.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. О процедурах сопоставления сложных геологических тел на основе их аналитического описания.— Тр. СНИИГГИМС, Изд-во ОНТИ СНИИГГИМС, Новосибирск, 1968, вып. 79.
- Драгунов В. И. Основные понятия учения о геологических формациях.— В сб.: Геологические формации. Материалы к совещанию 21—24 мая 1968 года. Вып. 1, Л., Изд-во ОНТИ ВСЕГЕИ, 1968.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Клаус Г. Введение в формальную логику, М., ИЛ, 1960.
- Попов В. И. Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Самарканд, Изд-во УзбГУ, 1959.
- Попов В. И. Формационные ряды и их связь с глубинным строением земной коры. Тр. Проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд ТашГУ, Ташкент, Изд-во ТашГУ, 1964, вып. 256.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 37.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Тр. ГИН АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 81.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 91.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во МОИП, 1945, вып. 2/6.
- Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формации. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5.

ХРОНИКА

УДК 552.14 : 552.12.4

ПЕРВЫЙ СЕМИНАР ПО ИЗУЧЕНИЮ КОНКРЕЦИИ И КОНКРЕЦИОННОМУ АНАЛИЗУ

А. В. МАКЕДОНОВ, П. В. ЗАРИЦКИЙ

Семинар по проблеме «Конкреции и конкреционный анализ», организованный Комиссией по осадочным породам при ОГГГ АН СССР и отделом литологии ВСЕГЕИ Министерства геологии СССР, проходил в Ленинграде 23—26 ноября 1970 г. Подготовка и проведение семинара выполнены Оргкомитетом в составе председателя Г. И. Бушинского (ГИН АН СССР), заместителей председателя: П. В. Зарицкого (Харьковский университет), Н. В. Логвиненко (Ленинградский университет), А. В. Македонова (ВСЕГЕИ), члена оргкомитета В. Л. Либровича и ученого секретаря Л. Л. Сальниковой (ВСЕГЕИ).

К началу семинара были опубликованы тезисы 63 докладов и сообщений, а Все-союзная геологическая библиотека с участием Оргкомитета организовала выставку важнейшей литературы по конкрециям и конкреционному анализу.

В задачу семинара входило обобщение и обсуждение накопившегося опыта по изучению и применению конкреций и выяснение путей их дальнейшего исследования. Главное внимание было уделено конкрециям в осадочных породах, в особенности анализу их значения как особой формы литогенеза, специфического признака определенных фаций и формаций, индикатора полезных ископаемых, коррелятивного признака осадочных толщ и полезного ископаемого (конкреционные руды Al, Mn, Fe, P и др.). Было уделено внимание конкрециям и в современных осадках и почвах, корях выветривания, вулканогенно-осадочных и метаморфических породах.

В работе семинара приняло участие 110 геологов, географов, почвоведов, океанологов, химиков и микробиологов. На семинаре выявились три основных направления докладов: теоретическое — доклады по общим вопросам изучения конкреций, их классификации, научному и практическому значению и применению; региональное — доклады и сообщения о результатах изучения конкреций в осадочных толщах разных регионов; методическое — доклады и сообщения о методике изучения конкреций и применении конкреционного анализа. Всего было заслушано и обсуждено 54 доклада. Преобладали региональные доклады, что позволило получить представление о накопившемся фактическом материале по распространению и изучению конкреций.

Изучение конкреций имеет многолетнюю историю. Особенно широко оно развернулось в последние два-три десятилетия. Ведущая роль в этих исследованиях принадлежит советским геологам. К настоящему времени опубликовано уже много тысяч работ, специально посвященных конкрециям или содержащих существенные сведения о них. Появились первые работы монографического характера по крупным группам конкреций.

Среди отдельных групп конкреций наиболее детально изучены карбонатные, фосфатные, окисно-железистые, марганцовистые, кремнистые и сульфидные конкреции. Впервые осуществлено изучение всего комплекса конкреций в угленосных и некоторых других осадочных толщах по единой методике.

Сравнительное изучение конкреций и вмещающих их пород позволило выяснить в общих чертах особенности и масштабы перераспределения вещества в ходе диатогенеза и конкрециеобразования, геохимическую подвижность различных химических элементов, включая многие малые и редкие элементы. Установлены связи различных конкреций и их комплексов с типами пород, фациями, ландшафтно-климатическими и геотектоническими обстановками, формациями. Все это позволило использовать конкреции как своеобразный и чуткий литолого-химический индикатор обстановки образования вмещающих толщ и связанных с ними полезных ископаемых. На многих примерах подтверждена установленная ранее связь некоторых конкреций с опре-

деленными литостратиграфическими горизонтами, что позволяет использовать конкреции и особенно конкреционные комплексы для детальной и надежной стратиграфии и корреляции разрезов вмещающих толщ. Изучены многие конкреции, заключающие в себе промышленные концентрации Mn, Fe, P, Al, Cu, S, Sr, Co и др.

Предложен, в основном разработан и начал применяться на практике конкреционный анализ. Он представляет собой особый метод изучения конкреций и использования их в качестве коррелятивного и геолого-поискового признака на некоторые полезные ископаемые, а также в качестве индикаторов стадий литогенеза и фаций.

Общим вопросам изучения конкреций были посвящены доклады А. В. Македонова (ВСЕГЕИ), П. В. Зарицкого (Харьковский университет), Г. И. Бушинского (ГИН АН СССР).

А. В. Македонов изложил «Историю и современное состояние изучения конкреций и их геологическое значение и принципы классификации». К настоящему времени установлено около 200 минералов, образующих конкреции. Многие минералы в конкрециях представляют важные полезные ископаемые — руды Fe, Mn, P, Al, Sr, Ba, U, TR, Pb, Zn, S и др. Конкреции — это чуткий и надежный геохимический индикатор условий диагенеза и осадконакопления, фаций и формаций.

П. В. Зарицкий рассмотрел «Химико-минеральный состав конкреций и связь их с составом и условиями образования вмещающих осадочных пород». В образовании конкреций участвуют почти все типы и классы минералов: самородные элементы, окислы и гидроокислы, сульфиды, силикаты, сульфаты, фосфаты, карбонаты, галониды и др. Химико-минеральные типы конкреций образуют закономерные минералогопарагенетические ассоциации с вмещающими их породами, а сообщества конкреций, или конкреционные комплексы, — с формациями осадочных пород.

Г. И. Бушинский прочитал доклад на тему «Конкреции, диагенез и рудообразование». Большая часть конкреций образовалась в процессе диагенеза, на разных его стадиях. Для каждой стадии характерны свои конкреции. По ним можно определить стадии диагенеза и их физико-химические особенности. Кремнистые и кальцитовые органические остатки хорошо сохраняются в фосфоритовых, некоторых сульфидных и карбонатных конкрециях и белой корочке кремневых конкреций. Раннедиагенетические конкреции — фосфоритовые, гетитовые и шамозитовые, образованные на мелководье, подвергались перемыванию при взмучивании осадка. В результате тонкие нерудные примеси уносились в более глубокие части водоема, а желваки, оолиты и зерна накапливались на месте, образуя пласты фосфоритов и железных руд.

В значительной группе докладов и сообщений освещались особенности состава и закономерности распределения конкреций по различным формациям (В. В. Лавров, Г. Н. Бровков и А. Е. Могилев, А. И. Забияка, Э. Н. Преображенская, В. М. Богомазов и А. А. Кординов, С. С. Савкевич, Е. Ф. Шнюкова и С. П. Корниенко, П. В. Ивашев, П. П. Пискорский, А. Е. Могилев, Т. М. Пчелина, Ф. И. Енцова и И. З. Калантар, А. И. Бочарникова и Н. В. Устинов, А. И. Литвиненко, Н. М. Баранова, Н. Н. Цихощкая, А. П. Мельник, С. П. Корниенко, выступление В. М. Головенка).

Конкреции в угленосных и сланцевосных формациях и мегаформациях были охарактеризованы в сообщениях Е. А. Слатвинской и В. В. Лаврова, М. И. Ритенберг, В. Ф. Шугурова, А. П. Чухряевой, Л. Л. Сальниковой, Е. М. Бабаевой, А. И. Лежнина, Н. Г. Беленко, В. Т. Фролова, Л. Т. Кыштымовой, А. А. Семерикова, Л. В. Лабунского и А. П. Красавина, А. К. Пылиной, А. П. Дорофеева, Л. Я. Кизильштейна, Н. Ю. Бунаковой, Г. П. Дубаря, Н. А. Гноевой. Конкрециям как полезным ископаемым были посвящены сообщения С. И. Бенеславского, А. У. Литвиненко, Д. П. Бобровника, Д. Н. Коваленко, Б. И. Сребродольского; конкрециям в четвертичных отложениях — И. Д. Данилова, О. В. Суздальского, О. М. Головенка; кремнистым конкрециям — Г. И. Бушинского, Г. М. Ковнурко, Н. П. Чирвинского, Ю. А. Пряхиной; фосфоритным конкрециям — Г. И. Бушинского, В. А. Либровича и Л. М. Мызниковой; конкрециям в современных и ископаемых почвах и осадках — В. М. Фридланда, Т. А. Соколовой и Н. М. Федоровой, В. Д. Тонконогова, Н. А. Караваевой, В. И. Росликовой, А. П. Феофиловой, И. М. Варенцова и А. И. Блажчишина, И. М. Варенцова, Л. Е. Штеренберга, В. Х. Геворкяна и Ю. Г. Чугунного.

В заключительном докладе А. В. Македонова и П. В. Зарицкого «Значение конкреций для фациального и формационного анализа, корреляции и поисков полезных ископаемых» был обобщен имеющийся опыт и методика применения конкреций для решения проблем литологии, палеогеографии и общей геологии и намечены пути дальнейшего совершенствования конкреционного анализа.

Несмотря на имеющиеся достижения, изучение конкреций и развитие конкреционного анализа, как это показала и работа первого семинара, еще находится во многих отношениях в начальной стадии. Литература о конкрециях в подавляющем большинстве имеет описательный и региональный характер или касается лишь отдельных сторон проблемы. Отсутствуют монографии и методические руководства, обобщающие всю сумму современных знаний о конкрециях.

Не разработан ряд вопросов в теории образования конкреций и их классификации. Изучение конкреций делалось, главным образом, попутно с другими исследованиями, и не всегда это изучение проводилось на современном уровне и по единой методике. Недостаточно внедряются в практику уже имеющиеся достижения и опыт конкреционного анализа. Отсутствует единый научно-методический центр, направляющий и коор-

динирующий работы по изучению конкреций и совершенствованию конкреционного анализа.

Первый семинар по конкрециям и конкреционному анализу рекомендовал в своем решении следующие направления работы и практические мероприятия.

1. Проводить не только попутные, но и специальные исследования конкреций. Это относится прежде всего к карбонатным, фосфатным, глиноземным, гетитовым, шамозитовым, марганцовым и сульфидным конкрециям, а также к комплексам конкреции в угленосных, вулканогенно-осадочных и других толщах, почвах и корках выветривания.

2. Изучать более детально минералогию и геохимию конкреций и вмещающих пород, а также весь комплекс их литологических признаков (структур, текстур, морфологии, вторичной минерализации и т. д.).

3. Усилить работы по изучению состава, особенностей распространения и условий образования конкреций в вулканогенно-осадочных толщах, обратив внимание на применение точных физических методов и расчетных данных для количественной оценки роли эндогенных факторов и выявления специфики механизма конкрециеобразования при вулканогенно-осадочном литогенезе.

4. Проводить систематические сравнительно-литологические исследования современных и древних конкреций и конкреций разных фаций и формаций различного возраста, обратив особое внимание на изучение мало известных конкреций в толщах докембрия, а также в четвертичных отложениях.

5. Усилить разработку общей теории образования конкреций с проведением экспериментов по их получению в условиях, сопоставимых с природными, в том числе с использованием микробиологических исследований. Особый интерес представляет уточнение критериев определения стадий образования конкреций, соответствующих стадиям литогенеза.

6. Учение о конкрециях соприкасается с биологией и медициной (участие макро- и микроорганизмов в образовании геологических и биологических конкреций), химией и химической технологией (конкреции в стеклах, шлаках и др.), почвоведением и метеорологией. Необходимо усилить эти связи для дальнейшей разработки учения о конкрециях.

7. Подготовить и издать обобщающие методические руководства и инструкции по конкреционному анализу.

8. Систематически проводить семинары и симпозиумы по конкрециям. Просить Комиссию по осадочным породам при ОГГГ АН СССР посвятить XI Всесоюзное литологическое совещание обсуждению проблем конкреций и диагенеза.

9. Провести очередной (второй) семинар по конкрециям в 1973 г., посвятить его изучению конкреций и конкреционному анализу угленосных формаций. Третий семинар по конкрециям посвятить изучению конкреционных руд Fe, Mn, Al, P и др.

10. Просить Комиссию по осадочным породам при ОГГГ АН СССР рассмотреть вопрос о создании специальной секции по конкрециям, конкреционному анализу и проблемам диагенеза, с тем, чтобы превратить эту секцию в научно-методический центр систематической работы по конкреционному анализу в СССР.

11. Просить редколлегию журнала «Литология и полезные ископаемые» опубликовать важнейшие доклады настоящего семинара. Выразить благодарность дирекции ВСЕГЕИ за большую помощь в организации и проведении Первого семинара по конкрециям.

Пленум комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР на своем заседании 12 января 1971 г. создал специальную секцию по конкрециям, конкреционному анализу и проблемам диагенеза в составе: Г. И. Бушинского (председатель), П. Ф. Андрущенко, Г. Н. Бровкова, В. А. Броневого, П. В. Зарицкого, А. В. Македонова и Л. Л. Сальникова.

Дата поступления
30.IV.1971

О РАЗВИТИИ ПРОМЫШЛЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В СССР ЗА 1970 г.

Центральное статистическое Управление при Совете Министров СССР опубликовало 4 февраля 1971 г. в газете «Правда» сообщение «Об итогах выполнения Государственного плана развития народного хозяйства СССР в 1970 году». Ниже приведены данные из этого сообщения, относящиеся к промышленности минеральных ресурсов¹.

¹ Аналогичное сообщение за 1969 г. опубликовано в нашем журнале № 3, 1970 г.

Промышленность	Произведено в 1970 г.	1970 г. в % к 1969 г.
Электроэнергия, млрд. <i>квт/час</i>	740	107
Нефть, млн. <i>т</i>	353	107
Газ, млрд. <i>м³</i>	200	109
Уголь, млн. <i>т</i> , в том числе для коксования	624	103
Чугун, млн. <i>т</i>	85,9	105
Сталь, млн. <i>т</i>	116	105
Железная руда, млн. <i>т</i>	12,4	108
Сода кальцинированная, тыс. <i>т</i>	3668	106
Сода каустическая, тыс. <i>т</i>	1938	107
Серная кислота, тыс. <i>т</i>	12058	113
Цемент, млн. <i>т</i>	95,2	106
Кирпич строительный, млрд. шт.	43	106
Шифер, млрд. условных плиток	5,8	112
Стекло оконное, млн. <i>м²</i>	231	106

По сравнению с предшествующим годом произведено больше: электроэнергии на 51 млрд. *квт/час*, нефти на 24 млн. *т*, газа на 17 млрд. *м³*, угля на 16 млн. *т*, чугуна на 4,3 млн. *т*, стали на 5,6 млн. *т*, железной руды на 9,4 млн. *т*, минеральных удобрений на 9,5 млн. *т*, кальцинированной соды на 206 тыс. *т*, каустической соды на 124 тыс. *т*, серной кислоты на 1,4 млн. *т*, цемента на 5,5 млн. *т*. Возросло производство цветных и редких металлов, продуктов нефтехимии и нефтепереработки.

Улучшились технико-экономические показатели работы предприятий. На электростанциях удельный расход топлива снизился почти на 3%; в черной металлургии использование полезного объема доменных печей повысилось на 1%; в цементной промышленности часовая производительность вращающихся печей повысилась на 3% и мельниц — на 2%.

Возросли разведанные запасы полезных ископаемых.

Недовыполнено задание по производству каустической соды, серной кислоты и минеральных удобрений.

Капитальное строительство

Ввод в действие производственных мощностей за счет строительства новых, расширения и реконструкции действующих предприятий характеризуется следующими данными:

	Мощности, введенные в действие в 1970 г.
Электростанции, млн. <i>квт</i>	12,2
Уголь, млн. <i>т</i>	28,8
Чугун, млн. <i>т</i>	1
Сталь, млн. <i>т</i>	3,6
Железная руда, млн. <i>т</i>	39
Цемент, млн. <i>т</i>	6,5
Газопроводы магистральные и отводы от них, тыс. <i>км</i>	4,3

В числе наиболее крупных предприятий и объектов, вступивших в строй в истекшем году, были следующие.

В электроэнергетике на Красноярской ГЭС вошла в строй десятая турбина, с вводом в действие которой мощность гидростанции достигла 5 млн. *квт*. Теперь Красноярская ГЭС стала самой крупной в мире. Вступила в строй Усть-Хантайская ГЭС в Красноярском крае, Серебрянская в Мурманской области, Капчагайская в Казахстане, ГЭС на р. Воротан в Армении, Чарвакская ГЭС в Узбекистане. На тепловых электростанциях введено в действие 19 энергетических блоков мощностью по 300 тыс. *квт*, в том числе первые энергоблоки на новых тепловых районных электростанциях: Ириклинской в Оренбургской области, Рефтинской в Свердловской области, Ладыжинской в Винницкой области.

В нефтеперерабатывающей и нефтехимической промышленности введены новые мощности на Полоцком, Кременчугском, Омском нефтеперерабатывающих заводах, Стерлитамакском заводе синтетического каучука и Нижнекамском нефтехимическом комбинате.

В угольной промышленности вошли в строй Иртышский разрез № 5/6 мощностью 5 млн. *т* угля в год в Павлодарской области, Харанорский разрез в Читинской области, Морозовский разрез в Кировоградской области, шахта Западно-Донбасская № 3 в Днепропетровской области, гидрошахта Самсоновская № 1 в Ворошиловградской области.

В черной металлургии вошли в строй Днепровский горно-обогатительный комбинат и коксовая батарея на Ново-Липецком металлургическом заводе, непрерывно-заготовочный стан на Западно-Сибирском заводе, крупнейший кислородно-конверторный комплекс и коксовая батарея на Карагандинском комбинате, доменная печь на Енакиевском заводе, конвертор на Челябинском заводе, две электропечи и установки непрерывной разливки стали на Череповецком заводе, трубопрокатный стан на Никопольском южно-трубном заводе.

В цветной металлургии вошли в строй Ачинский глиноземный комбинат и Алмадыкский цинковый завод.

В химической промышленности введены новые крупные мощности по производству минеральных удобрений на Новомосковском, Новгородском, Черкасском и Руставском химических комбинатах, Череповецком азототуковом заводе, Куйбышевском химическом заводе, Втором Березниковском, Соликамском, Первом и Третьем Солигорских калийных комбинатах.

В промышленности строительных материалов вступили в строй первая очередь цементного завода Разданского горнохимического комбината, Савинский и Вольский заводы асбестоцементных изделий и Каменец-Подольский цементный завод. Введены в действие новые мощности по производству цемента на Старооскольском, Горнозаводском, Топкинском, Акмянском, Алексеевском и Усть-Каменогорском цементных заводах; по производству шифера на Спасском комбинате и Ульяновском заводе асбестоцементных изделий; по производству полированного стекла на Борском стекольном заводе в Горьковской области.

Реальные доходы трудящихся в расчете на душу населения возросли за год на 5,2%.

В 1970 г. СССР продолжал расширять внешнеторговые связи с зарубежными странами. Оборот внешней торговли составил 22 млрд. руб. и увеличился на 11%. В истекшем году, как и в прошлые годы, в значительных размерах производился экспорт нефти, нефтепродуктов, железной руды, проката черных металлов.

БИБЛИОГРАФИЯ

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЗАРУБЕЖНЫХ
ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
АН СССР В ИЮНЕ — ИЮЛЕ 1970 г.**

- Achauer C. W., Johnson J. H. Водорослевые строматолиты в рифовом комплексе (нижний мел), район Файервей, Техас. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1466.
- Achauer C. W. Происхождение формации Кэпитен, горы Гваделупе, Нью Мексико и Техас. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1969, v. 53, No. 11, p. 2314.
- Aldrich M. J. Влияние порогового давления на песчаники, подвергнутые экспериментальной деформации. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 8, p. 1577.
- Allen J. R. L. Замечания о теории концентрации твердых фаз в природных песках. — *Geol. Mag.*, 1969, v. 106, No. 4, p. 309.
- Antoine J. W., Bryant W. R. Распределение солей и солевых структур в заливе Мексики. — *Bull. Geol. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, No. 12, p. 2543.
- Baker S. R., Friedman G. M. Ненарушенный анализ коры с применением X-лучевого анализа. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1371.
- Bowles F. A., Bryant W. R., Wallin C. Микроструктура незатвердевших и твердых морских осадков. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1546.
- Brau E. E., Evans E. D. Органические экстракты из кернов JOIDES, Северо-Восточная Флорида. Изучение органических экстрактов из образцов глубоководного керна континентального шельфа, склон Флорида — Гаттерас и Черного Плато. Washington, U. S. Gov. print. off., 1969. (U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, No. 581-C).
- Brier C., Bennin R., Ropa P. A. Предварительные данные, полученные с помощью сцинтилляционного счетчика для измерения плотности массы в морских осадочных кернах. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1509.
- Bischof Z. Влияние характера пород на образование перигляциальных нарушений предгорья Судет. — *Biul. Inst. geol.*, 1969, No. 230, p. 293.
- Caddie G. H. Анализ некоторых данных аллювиальных каналов. — *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1969, No. 650-C, p. 188.
- Cameron I. B., Sabine P. A. Третичные сваренные жерловые аггломераты и сопутствующие породы на Санди Бреас, Антрим. London, H. M. Stat. off., 1969, 15 p. (Natural envir. res. council. Inst. Geol. sci. Rept. No. 69 (6)).
- Chatterjee B. K., Bhattacharya A. K. Тектоника и осадкообразование в донных мелководных эпиконтинентальных бассейнах. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1566.
- Chenouard L., Lalou C. Гамма-лучевая спектрометрия для быстрого исследования детритовых кор. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1477.
- Dobson M. Косая слоистость и ее использование в исследовании морской среды с высокой энергией. — *Sedimentology*, 1969, v. 13, No. 1/2, p. 105.
- Допанье J. Генезис оолитовых и пизолитовых зерен как показатель энергии. — *J. Sediment. Petrol.* 1969, v. 39, No. 4, p. 1399.
- Franks P. C. Природа, происхождение и значение структур «конус в конусе» в формации Киова (ранний мел), северная часть Центрального Канзаса. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1438.
- Freytet P. К классификации палеочув верхнего мела и нижнего миоцена Лангюеда и отношении к климату. — *Compt. rend. Acad. sci. Paris, ser. D*, 1969, t. 269, No. 24, p. 2316.
- Gavish E., Friedman G. M. Прогрессивный диагенез в четвертичных и позднечетвертичных карбонатных осадках; последовательность образования и шкала времени. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 3, p. 980.
- Gay N. C. Анализы напластования в горной провинции Барбертон (Западный Трансвааль) путем применения деформированной гальки. — *J. Geol.*, 1969, v. 77, No. 4, p. 377.
- Germain K. Переработанная доломитизированная кора как показатель ранней прибрежной доломитизации и литификации. — *Sedimentology*, 1969, v. 12, No. 3/4.

- Ha glund D. S., Friedman G. M., Miller D. S. Влияние пресной воды на перераспределение урана в карбонатных осадках.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1283.
- Hand B. M. Антидоны в конгломератах Маунт Тоби (триасс), Массачузетс.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1310.
- Kinsman D. J. J. Условия формирования, осадочные ассоциации и диагенетические особенности мелководных и прибрежных морских эвапоритов.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1969, v. 53, No. 4, p. 830.
- Knoke R. К вопросу о происхождении конкреций кремнезема в осадочных породах.— *Contr. mineral and petrogr.*, 1969, v. 23, No. 3, p. 236.
- Krüger P., Ossenkopf W. К исследованию осадочных флюоритов в доломите Каашвиц, провинция Гера.— *Zeit. angew. Geol.*, 1969, B. 15, H. 8, S. 414.
- Liberty V. A. Палеозойская геология в районе озера Симко, Онтарио. Ottawa, 1969. 201 p. (Canada. Dep. of energy, mines and res. Geol. Surv. Canada, Meme. 355).
- Mapes V. E. Транспортировка осадков потоками в бассейне реки Валла-Валла, Вашингтон и Орегон, июль 1962 — июнь 1965. Washington, U. S. Gov. print. off., 1969. 32 p. U. S. Geol. Surv. Water-supply paper 1868).
- Miller D. G., Richards A. F. Изучение консолидации и сжатия под действием осадконакопления в известковых карбонатных кернах Эксума Саунд, Богемские острова.— *Sedimentology*, 1969, v. 12, No. 3/4, p. 301.
- Minoura N. Некоторые проблемы классификации песчаников, имеющие значение для микритовых частиц.— *J. Geol. Soc. Japan*, 1969, v. 75, No. 10, p. 509.
- Moiola R. J., Clarke R. T., Phillips B. J. Быстрый полевой метод изготовления шлифов в неконсолидированных песках.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 60, No. 7, p. 1385.
- Motherail J. S. Анализ размера граней вдоль береговых баров и впадин Верхнего озера, Онтарио.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1317.
- Müller G., Irion G. «Соляной бисквит» — особая структура роста NaCl в соляных осадках Тускуль («Соляное озеро»), Турция.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1604.
- Müller G., Irion G. Субаэральная цементация и последующая доломитизация озерных карбонатных илов и песков из палео Голу («Соляное озеро»), Турция.— *Sedimentology*, 1969, v. 12, No. 3/4, p. 193.
- Nachev I. Изменчивость по простиранию в титонском флише в районе Крейшите (Юго-Западная Болгария).— *Докл. Болг. АН*, 1969, т. 22, № 9, с. 931.
- Neal W. J. Диагенез и доломитизация известняков пенсильваний, штат Миссури, как показатель их становления.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 3, p. 1040.
- Norris S. E., Fidler R. E. Корреляция серий пород в юго-западном Огайо методом гамма-съемки.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1969, No. 650-B, p. 158.
- Otomi Ei. О химическом составе донных осадков озер Чинжи и Нака-Уми, Западная Япония — *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1969, v. 20, No. 7, p. 29.
- Raquet H., Ruellan A., Tardy Y., Millot G. Геохимия бассейна склона в Центральном Марокко. Развитие глин на горных почвах и низменностях Бассе Моулоя.— *Compt. rend. cad. sci., Paris, ser. D.* 1969, t. 269, No. 19, p. 1839.
- Pittman E. D. Разрушение двойников плагиоклазов в результате транспортировки потоков.— *J. Sediment. Petrol.* 1969, v. 39, No. 4, p. 1432.
- Powell S. Mc. A. Песчаные дайки в Сиамо Слейт, вблизи Негауне, Мичиган.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 12, p. 2585.
- Power P. E. Глинистая минералогия и палеоклиматическое значение некоторых красных реголитов и связанных с ними пород Западного Колорадо.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 3, p. 876.
- Price N. B., Duff P. Mc. D. Минералогия и химия сланцевых каменноугольных отложений в Великобритании.— *Sedimentology*, 1969, v. 13, No. 1/2, p. 45.
- Ramez M. R., Mosalamy F. H. Измененная природа различной величины фракций некоторых кластических песков.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 3, p. 1182.
- Rogers J. J. W. Формация Тие: недеформированные турбидиты и их горизонтальные эквиваленты; минералогия и палеогеография, дискуссия.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 10, p. 2129.
- Ruhle K. К расчленению голоценовых галечных слоев. *Geol. Jg.*, 1969, 18, H. 6, S. 705.
- Runnels D. D. Диагенез, химические осадки и смешение природных вод.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 3, p. 1188.
- Sanders J. E., Friedman G. M. Положение региональной границы между осадками Нишор как возможный климатический индикатор.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 9, p. 1789.
- Sargent K. A., McKee E. H. Туфы гор Бате, провинция Северная Ние, Невада. Washington, U. S. Gov. print. off., 1969, 12 p. (U. S. Geol. Surv. Bull. 1294-E).
- Sheppard R. A., Gude A. J. Диагенез туфов в формации Барстоу, Мулл Хиллс, провинция Сан Бернардино, Калифорния. Физические свойства, химия и происхождение силикатных минералов, образованных в силикатных туфах озерных осадков. Washington, U. S. Gov. print. off., 1969, 35 p. (U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 634).

- Shideler G. L. Рассеянные частицы пенсильванских песчаников в бассейне Мичигана.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 3, p. 1229.
- Speed R. C., Jones T. A. Синорогенные кварцевые песчаники в юрской мобильной зоне Западной Невады: формация Боуэр Рэнч.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 12, p. 2551.
- Stewart J. H. Основная литогеническая последовательность накопления осадков верхнего триаса, плато Колорадо.— *Bull. Amer. Assoc. Petro. Geologists*, 1969, v. 53, No. 9, p. 1866.
- Van Andel T. H., Komar P. D. Осадки Средне-Атлантического хребта между 22° и 23° северной широты.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 7, p. 1163.
- Wandereg E. К осадочной петрографии окаймления флишевых моласс между Нейленгбах и Зигхартскирхен.— *Verhandl. geol. Bundesanstalt*, 1969, H. 1, S. 73.
- Wernke D. A., Gram R. Изучение поверхности граней минеральных зерен с помощью интерференциальной микроскопии.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 4, p. 1599.
- Whetton J. T., Kelley J. C., Hanson L. G. Характеристика осадков реки Колумбия и перенос осадков.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 3, p. 1149.
- Williams P. F., Collins A. R., Wiltshire R. G. Кливаж и почти одновременная деформация структур в осадочных породах.— *J. Geol.* 1969, v. 77, No. 4, p. 415.
- Wood C. V., Wolfe M. J. Циклы Себкха в формации Араб-Дарб побережья Труспал, Аравийское побережье.— *Sedimentology*, 1969, v. 12, No. 3/4, p. 165.
-
- 4

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например, «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий, в случае необходимости, «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
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,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOY, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2/VIII-1971 г. Т-14490. Подписано к печати 30/IX-1971 г. Тираж 1325 экз.
Зак. 4701. Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бум. л. 4^{3/4}. Усл. печ. л. 13,3+1 вкл. Уч.-изд. листов 14.5.

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

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»