

Литология

и ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ

1968

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 1, 1968 г.
ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

В. Ф. Севастьянов . Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в осадках Средиземного моря	3
А. П. Жузе. Древние диатомы и диатомовые породы Тихоокеанского бассейна	16
М. П. Фивег, Н. И. Банера. Палеогеография кунгурского соленакопления восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба	33
В. Н. Григорьев. Генезис верхнебашкирских бокситовых пород Средней Азии	44
В. С. Попов. Верхнеюрская галогенная формация внутриконтинентальных солеродных морских водоемов Средней Азии	56
М. Г. Валяшко. Физико-химический анализ процесса выщелачивания сложных калийных пород	70
И. М. Симанович. Пластические и хрупкие деформации кварца в шокинских кварцито-песчаниках (Карелия)	81
В. А. Севастьянов, В. В. Власов. Вулканогенные образования в отложениях терригенного девона Кировско-Кажимского прогиба (Кировская область)	93
Н. М. Баранова, В. Х. Геворкьян. Манганосидериты олигоцена юга Украины	106
Д. П. Бобровник, В. А. Хмелевский. Тортонские осадочные марганцово-карбонатные породы юго-западной окраины Русской платформы и условия их образования	117
<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Г. В. Карпова, Г. И. Кулеско, В. Г. Космачев. Кривогранные кристаллы диагенетического сидерита из донецкого триаса	126
З. В. Пушкина. Химический состав иловых вод кальдеры вулкана Санторин (Эгейское море)	129
А. А. Сабитов, С. А. Волкова. О генетической природе монтмориллонита в акагыльских отложениях Среднего Поволжья	133
В. Р. Лозовский, В. А. Ерощев-Шак, О. В. Уранова. Глинистые минералы нижнетриасовых континентальных образований осевой зоны Московской синеклизы	136
<i>МЕТОДИКА</i>	
А. И. Отрешко. 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»)	140
<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Л. И. Сарбеева. Замечания к статье Л. А. Богдановой «Термально-метаморфизованные угли Тунгусского бассейна»	142
<i>ХРОНИКА</i>	
М. С. Галиев. Первое республиканское совещание литологов Казахстана	145
<i>ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ</i>	
В. Б. Татарский, О. М. Аншелес и развитие изучения осадочных пород в СССР	148
В. Ф. Севастьянов	151

LITHOLOGY

and MINERAL RESOURCES

№ 1, 1968
JANUARY — FEBRUARY

CONTENTS

<u>V. F. Sevastianov</u> . Redistribution of chemical elements in oxidation — reduction processes in the sediments of the Mediterranean Sea	3
A. P. Zhuse. Old diatoms and diatom rocks of the Pacific basin	16
M. P. Fivieg, N. I. Banera. Paleogeography of Kungursk salt accumulation in the eastern part of the Russian platform and the Fore-Uralian depression	33
V. N. Grigoriev. Genesis of Upper Bashkirian bauxite rocks in Middle Asia	44
V. S. Popov. Upper Jurassic halogen formation in intracontinental saltforming marine basins in Middle Asia	56
M. G. Valiashko. Physico-chemical analysis of leaching processes in complex potassium rocks	70
I. M. Simanovich. Plastic and friable quartz deformation in Shoksha quartzitic sandstones (Karelia)	81
V. A. Sevastianov, V. V. Vlasov. Volcanic products in terrigenous Devonian deposits of the Kirovsk — Kakhimovsk depression (Kirov region)	93
N. M. Baranova, V. Kh. Gevorkian. Manganosiderites of Oligocene age in the south of the Ukraine	106
D. P. Bobrovnik, V. A. Khmelevsky. Tortonian sedimentary mangancarbonate rocks on the south-western margin of the Russian platform and their formation conditions	117

SHORT NOTES

G. V. Karpova, G. I. Kulesko, V. G. Kosmachev. Curvifaced crystals of diagenetic siderite from the Triassic of Donetz Basin	126
Z. V. Pushkina. Chemical composition of silt water in the caldera of Santorin volcano (Aegean Sea)	129
A. A. Sabitov, S. A. Volkova. On the genetic nature of montmorillonite in Akchagyl deposits of the Middle Volga area	133
V. R. Lozovsky, V. A. Eroschev-Shak, O. V. Uranova. Clay minerals in Lower Triassic continental deposits of the axial zone in Moscow syncline	136

METHODS OF RESEARCH

A. I. Otreshko. On a geological interpretation of isotope composition analyses of sulfur from Middle Volga deposits. (On R. G. Pankin's article «Isotope composition of sulfur from Middle Volga deposits in connection with its genesis»)	140
--	-----

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

L. I. Sarbeeva. Remarks about an article by L. A. Bogdanova «Thermally-metamorphosed coals of Tunguska basin»	142
---	-----

CHRONICLE

M. S. Galiev. First republican conference of Kazakhstan lithologists	145
--	-----

MEMORABLE DATES

V. B. Tatarsky, P. M. Ansheles and the progress in sedimentary rock studies in USSR	148
<u>V. F. Sevastianov</u> . Necrologue	151

УДК 550.4(4—015)

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССАХ В ОСАДКАХ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

В. Ф. СЕВАСТЬЯНОВ

Изучалось распределение элементов по вертикали отложений восточной части Средиземного моря, где в образцах из 4 колонок грунта были определены содержания подвижных и общих Fe и Mn, CaCO₃, C_{орг}, TiO₂, Cr₂O₃, MoO₃, NiO, CoO, CuO и форм серы.

Установлено, что при переходе от окисленной зоны к восстановленной происходит диагенетическое перераспределение Mn, Fe, Mo, Ni, Co, Cu и накопление их в окислительной зоне.

При этом имеет место разделение Mn и Fe, что объясняется различием скоростей восстановления элементов. Сравнение с подобным процессом в отложениях Черного моря показывает, что в средиземноморских осадках существенно отличается только поведение Cu.

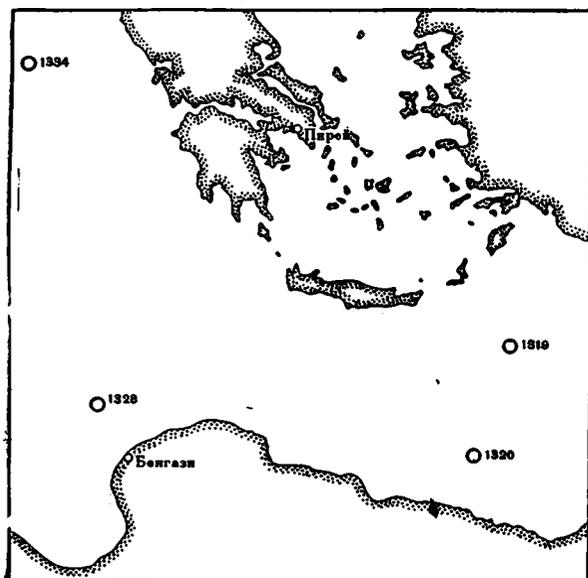
Для установления общих закономерностей диагенетического перераспределения и связанного с ним накопления различных химических элементов в современных морских осадках несомненный интерес представляет сравнительное изучение поведения их в отложениях различных бассейнов. Перераспределение ряда элементов между окисленной и восстановленной зонами осадков изучалось нами на примере отложений кислородной области Черного моря (Севастьянов и Волков, 1966, 1967). Предлагаемая работа посвящена особенностям этого процесса в отложениях восточной части Средиземного моря.

Известно, что Средиземное море — самый крупный морской водоем Земли и, в силу активно протекающих процессов глубинной циркуляции, придонные воды его хорошо аэрируются. Это накладывает отпечаток на осадки, окислительно-восстановительная обстановка в которых носит черты, ставящие их как бы в промежуточное положение между типично морскими и океанскими отложениями.

На фиг. 1 показано расположение станций, на которых были отобраны колонки грунта. Осадки изучаемого района представлены глинистыми илами с большей или меньшей примесью алеврита; деформации границ прослоев, вертикальной слоистости и других признаков механического нарушения грунта не замечается. Коротко остановимся на описании каждой колонки.

Станция 1319, гл. 2430 м — в области Центрального Средиземноморского вала. Поверхностные осадки являются типичным окисленным илом коричневого цвета, который на горизонте 17 см сменяется серым восстановленным илом. Далее (на гор. 43 см) восстановленный ил вновь переходит в окисленный, за которым на гор. 77—85 см опять следует значительно обогащенный органическим веществом прослой. Располагающийся ниже серый ил включает обогащенный органическим веществом прослой на гор. 170 см.

Станция 1320, гл. 3115 м расположена в области глубоководной котловины. Окисленный слой имеет мощность только 4 см, сменяясь далее серым восстановленным илом. На гор. 30—35 см расположен



Фиг. 1. Схема расположения станций

обогащенный органическим веществом прослой. Особенностью осадков этого района является то, что с горизонта 35 см в илу появляются сульфиды и с гор. 80 см — свободный сероводород. Это свидетельствует о высокой интенсивности восстановительных процессов, идущих в настоящее время в отложениях.

Станция 1328, гл. 2540 м находится недалеко от берегов Африки, в районе с довольно спокойным рельефом. По стратификации осадки похожи на отложения ст. 1319. Окисленный ил коричневого цвета на гор. 35 см сменяется темно-бурым (обогащенным органическим веществом)

прослой, далее идет восстановленный ил, подстилаемый окисленным на горизонте 196 см; ниже располагается опять восстановленный ил, и на гор. 293—301 см появляется обогащенный органическим веществом прослой.

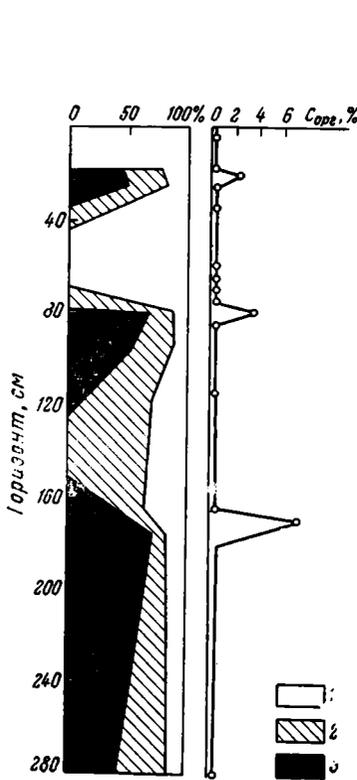
Станция 1334, гл. 2210 м расположена в северной части Ионического моря между Апеннинским и Балканским полуостровами. Верхние слои отложений представлены коричневым илом, за которым на гор. 27—50 см следует обогащенный органическим веществом прослой, далее идет восстановленный ил серого цвета.

1. ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА МЕЖДУ ОКИСЛЕННОЙ И ВОССТАНОВЛЕННОЙ ЗОНАМИ ОТЛОЖЕНИЙ

Окислительно-восстановительная обстановка в осадках характеризуется, в первую очередь, состоянием подвижных форм железа, марганца и серы. В табл. 1 приведены результаты определений форм железа и марганца, CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$, а также других компонентов из различных горизонтов отложений; распределение подвижных форм железа по вертикали осадков ст. 1319 (в процентах от $\text{Fe}_{\text{по дв}}$) показано на фиг. 2.

Из приведенных рисунков и данных табл. 1 видно, что поверхностные осадки представляют собой типичный окисленный ил, в котором марганец является главным образом четырехвалентным, а все подвижное железо — трехвалентным. В подстилающих отложениях, обогащенных органическим веществом и носящих явно восстановленный характер, Mn^{4+} исчезает, а преобладающей формой железа становится Fe^{2+} , причем в значительной части в виде пирита. Далее располагаются восстановленные илы с обычным для Средиземного моря содержанием органического вещества, но осадки, примыкающие к обогащенному органическим веществом прослой, содержат значительное (до 0,7%) количе-

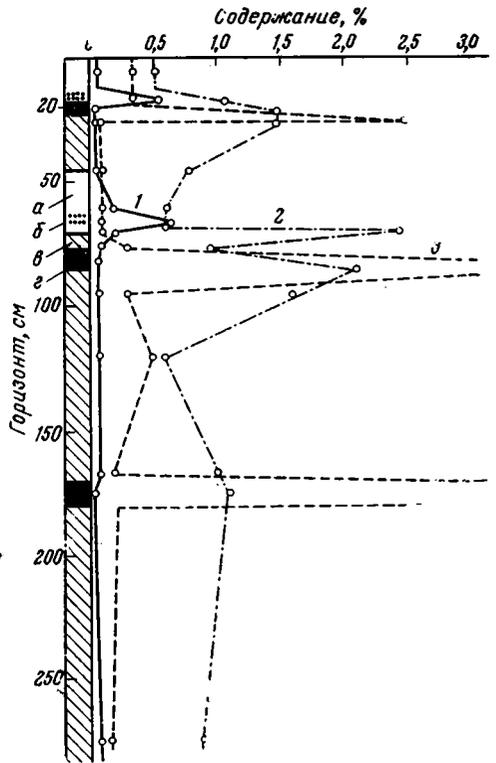
ство пиритного железа. Это не может быть следствием проходившей в них редукции сульфатов, поскольку в лежащих ниже восстановленных илах при том же содержании $S_{орг}$ какие-либо восстановленные формы серы отсутствуют. Наличие пирита в прослоях, бедных органическим веществом, является следствием диффузии сероводорода из расположенных выше (обогащенных $S_{орг}$) отложений; диффундирующий H_2S связывался железом в сульфид, конечной формой превращений которого является пирит. Отметим, кстати, что аналогичное явление наблюдается в отложениях Черного моря: новоевксинские осадки, находящиеся под непосредственным влиянием расположенных выше древнечерноморских отложений, содержат значительное количество пирита, хотя процесс сульфатредукции там крайне замедлен (Волков, 1964; Волков, Тихомирова, 1966). При дальнейшем углублении в толщу осадков происходит уменьшение содержания закисного железа; которое совсем исчезает и примерно с горизонта 50 см и одновременно появляется Mn^{4+} . Сохранение окисленной обстановки в толще отложений зависит,



Фиг. 2

Фиг. 2. Соотношение форм железа в отложениях ст. 1319 (в процентах от $Fe_{подв}$)

1 — Fe^{3+} ; 2 — Fe^{2+} ; 3 — Fe пирит



Фиг. 3

Фиг. 3. Распределение $Mn_{общ}$, $Fe_{подв}$ и $S_{орг}$ по вертикали отложений ст. 1319
 1 — марганец; 2 — подвижное железо; 3 — органический углерод; а — окисленные осадки; б — горизонты осадков, обогащенные Mn^{4+} ; в — восстановленные осадки; г — горизонты осадков, обогащенные $S_{орг}$

главным образом, от количества и качества органического вещества и в данном случае объясняется малым количеством его вообще, а также сравнительной инертностью. Интересной особенностью этого окисленного прослоя является его неоднородность. На гор. 66 см Mn^{4+} исчезает,

Таблица 1

Распределение форм железа, марганца и других компонентов по вертикали осадков

Горизонт, см	Краткая характеристика пробы осадков	Влажность, %	Формы железа, %						Формы марганца, %		С _{срр}	СаСО ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
			Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe _{пирит}	Fe _{подв.общез}	Fe _{облзм}	Fe _{вал}	Mn ³⁺	Mn _{общ}				
Станция 1319, 34°24'25" с. ш., 28°25'0" в. д., глубина 2430 м														
5—7	Ил алеврито-глинистый, палево-серый, мягкий. Встречаются темные пятна	44,0	0,52	Нет	Нет	0,52	2,13	2,65	0,04	0,07	0,35	54,9	0,45	0,012
15—17	Ил алеврито-глинистый, коричневатобурый, мягкий, полосчатый	54,6	1,07	»	»	1,07	2,06	3,13	0,51	0,55	0,33	52,2	0,42	0,014
18—20	Ил глинистый, зеленоваго-бурый, комковатой структуры	58,9	0,32	0,48	0,68	1,48	2,18	3,66	Нет	0,04	2,50	43,6	0,45	0,015
25—27	Ил серый со-слабым лиловатым оттенком, мягкий. Содержит обломки раковин	48,6	0,26	0,53	0,70	1,49	1,90	3,39	»	0,05	0,08	47,7	0,46	0,013
35—43	Ил алеврито-глинистый, серовато-палевого цвета, мягкий	43,6	0,49	0,28	Нет	0,77	2,94	3,71	»	0,05	0,08	43,8	0,53	—
61—63	Ил глинисто-алеваитовый, светло-коричневый. Включения более темных участков	47,3	0,61	Нет	»	0,61	3,01	3,62	0,11	0,20	0,11	42,4	0,55	0,014
64—66	Ил светло-коричневый с многочисленными темными пятнами и включениями	49,0	0,63	»	»	0,63	2,45	3,08	0,54	0,64	0,09	55,8	0,55	0,011
68—70	Ил глинисто-алеваитовый, желтоватосерый, полумягкий	52,8	2,23	0,22	»	2,45	4,21	6,66	Нет	0,22	0,13	51,7	0,28	0,010
74—76	Ил глинисто-алеваитовый, светло-серый с голубоватым оттенком	52,4	0,49	0,42	»	0,91	2,57	3,48	»	0,09	0,29	50,6	0,40	0,012
78—84	Ил алеврито-глинистый, темно-бурого цвета, неоднородный	60,5	0,25	0,45	1,45	2,15	1,96	4,11	»	0,07	3,75	42,2	0,45	0,015
86—94	Ил алеврито-глинистый, светло-серый с лиловатым оттенком; многочисленные темные пятна	48,1	0,17	0,56	0,87	1,60	2,35	3,95	»	0,07	0,28	—	0,6	0,015
115—120	Ил алеврито-глинистый, светло-серый с кремовым оттенком	43,3	0,16	0,39	0,017	0,57	2,11	2,68	»	0,08	0,45	—	0,45	—
165—170	Ил глинисто-алеваитовый, серый полосчатый	66,8	0,34	0,27	0,38	0,99	1,93	2,92	»	0,08	0,22	—	0,37	—
171—180	Ил буровато-зеленый, комковатый	81,9	0,20	0,10	0,80	1,10	0,77	1,87	»	0,03	7,35	—	0,15	—
270—280	Ил алеврито-глинистый, серый с голубоватым оттенком	40,0	0,11	0,40	0,37	0,88	1,67	2,55	»	0,11	0,14	—	0,40	—

Станция 1320, 32°28'15" с. ш., 27°38'9" в. д., глубина 3115 м

0—2	Ил алеврито-глинистый, светло-коричневый, полужидкий, содержит обломки раковин	63,5	1,06	Нет	—	1,06	2,72	3,78	0,06	0,11	0,54	35,0	0,6	—
5—7	Ил глинистый, светло-серый с коричневым оттенком, мягкий	46,0	0,57	0,07	—	0,64	1,31	1,95	Нет	0,05	0,40	70,1	0,27	—
7—8	Ил глинистый, коричневато-желтый с темными пятнами	49,3	1,32	0,13	—	1,45	1,77	3,22	»	0,04	0,44	70,8	0,20	—
15—17	Ил глинистый, светло-серый с буроватым оттенком, мягкий	42,3	0,12	0,16	—	0,28	0,97	1,25	»	0,03	0,52	72,2	0,25	—
23—25	Ил глинистый, светло-серый	41,8	0,10	0,28	—	0,38	1,90	2,28	»	0,04	0,25	—	0,43	—
30—35	Ил глинистый, бурый с зеленоватым оттенком, мягкий	56,3	0,05	0,39	—	—	—	2,72	»	0,06	2,05	—	0,43	—
42—48	Ил глинисто-алеваитовый, темно-бурый, мягкий; встречаются прослои более грубого материала. С гор. 80 см появляется свободный H ₂ S	53,3	0,07	1,12	—	—	—	7,54	»	0,09	1,42	—	1,8	—
80—85	То же	52,6	0,08	1,18	—	—	—	7,33	»	0,08	1,15	—	1,9	—
112—120	» »	50,7	0,04	1,23	—	—	—	7,41	»	0,09	1,30	—	1,9	—
132—135	» »	36,1	0,13	1,21	—	—	—	6,88	»	0,09	1,14	—	1,9	—
168—175	» »	45,4	0,05	1,34	—	—	—	6,74	»	0,09	1,27	—	1,9	—

Станция 1328, 33°41'9" с. ш., 19°54'3" в. д., глубина 2540 м

0—6	Ил алеврито-глинистый, светло-коричневый, мягкий	43,7	0,33	Нет	Нет	0,33	2,29	2,62	0,04	0,08	0,26	54,5	0,45	0,008
28—35	Ил алевритовый, буровато-желтый, мягкий с примесью обломков раковин	51,5	0,98	»	»	0,98	1,61	2,59	0,09	0,11	0,37	66,0	0,25	0,007
35—40	Ил алевритовый, темно-бурый с зеленоватым оттенком, комковатый	58,6	0,19	0,20	0,96	1,23	1,67	2,90	Нет	0,03	2,68	58,3	0,25	0,007
48—57	Ил алеврито-глинистый, палево-серый, мягкий	39,0	0,04	0,24	0,009	0,29	1,63	1,92	»	0,06	0,21	55,0	0,40	—
90—95	Ил алеврито-глинистый, палевого цвета полумягкий, полосчатый	37,5	0,26	0,25	Нет	0,51	2,55	3,06	»	0,09	0,16	—	0,53	—
160—170	То же	35,2	0,38	0,03	»	0,41	2,66	3,07	»	0,1	0,15	49,0	0,52	—
198—202	Ил алеврито-глинистый, коричневый, полумягкий	35,8	0,36	Нет	»	0,36	3,22	3,58	0,02	0,13	0,18	35,4	0,7	0,008
206—208	Ил алевритовый, темно-коричневый	40,3	0,29	»	»	0,29	1,01	1,30	0,51	1,08	0,14	78,7	0,19	0,004
210—215	Ил алеврито-глинистый, светло-серый, полумягкий	—	—	—	»	—	—	1,66	—	0,13	0,11	65,0	0,32	0,005
247—251	Ил алеврито-глинистый, коричнево-желтый, полумягкий	41,2	1,03	0,02	»	1,05	1,88	2,93	Нет	0,22	0,11	68,1	0,22	0,005

Таблица 1 (продолжение)

Горизонт, см	Краткая характеристика пробы осадков	Влаж- ность, %	Формы железа, %						Формы мар- ганца, %		C _{орг}	CaCO ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
			Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe _{пирит}	Fe _{подв общее}	Fe _{облом}	Fe _{вал}	Mn ⁴⁺	Mn _{общ}				
275—280	Ил алеврито-глинистый, палевого цвета, плотный	33,4	0,21	0,12	0,013	0,34	2,44	2,78	Нет	0,10	0,10	54,7	0,43	0,005
293—301	Ил известково-глинистый, темно-бурый, плотный, комковатый	59,2	0,05	0,25	1,01	1,31	1,25	2,56	»	0,05	4,15	—	0,33	0,004
320—325	Ил алеврито-глинистый, светло-серый, плотный, вязкий	32,8	0,02	0,35	0,70	1,07	1,37	2,44	»	0,09	0,14	—	0,39	0,005
386—390	Ил алеврито-глинистый, палево-серый, плотный	37,3	0,12	0,34	—	—	—	1,99	»	0,28	0,11	—	0,31	—
395—403	Ил алеврито-глинистый, темно-бурый	47,9	0,05	0,28	—	—	—	3,49	»	0,07	3,20	—	0,33	—
Станция 1334, 39°02'1" с. ш., 18°28'7" в. д., глубина 2210 м														
3—10	Ил алеврито-глинистый, светло-коричневый, мягкий	46,1	0,41	Нет	Нет	0,41	2,37	2,78	0,04	0,11	0,20	43,3	0,51	0,009
22—24	Ил глинисто-алевритовый, темно-серый с буроватыми полосами, мягкий	—	—	—	»	—	—	2,93	—	5,25	0,20	—	0,44	0,012
24—27	Ил алеврито-глинистый, буровато-серый, полосчатый	51,7	0,57	Нет	»	0,57	3,06	3,63	0,24	0,59	0,30	37,9	0,49	0,015
28—34	Ил алеврито-глинистый, зеленовато-серый, мягкий	51,6	0,02	0,41	0,42	0,85	2,49	3,34	Нет	0,05	1,35	34,3	0,56	0,012
50—55	Ил глинисто-алевритовый, светло-серый, однородный	45,4	0,03	0,55	0,47	1,05	2,39	3,44	»	0,06	0,40	34,7	0,61	0,014
68—72	То же	42,5	0,03	0,55	0,008	0,59	2,49	3,08	»	0,07	0,18	—	0,55	—
95—100	Ил светло-серый со слабо-желтым оттенком	39,5	0,13	0,40	0,004	0,57	2,75	3,32	»	0,06	0,15	—	0,57	—
107—113	Ил алеврито-глинистый, серый с оттенками от желтоватого до голубоватого, неоднородный	36,1	0,19	0,15	Нет	0,34	2,58	2,92	»	0,07	0,08	—	0,52	—
136—140	То же	35,0	0,02	0,51	—	—	—	2,95	»	0,05	0,29	—	0,50	—

железо же в основном представлено окисью. Лежащие ниже осадки имеют восстановленный характер и включают два обогащенных органическим веществом и содержащих пирит прослоя.

Отсутствие в прослоях, обогащенных $S_{орг}$, моносльфидной серы (результаты определений ее различных форм приведены в табл. 2) при

Таблица 2

Распределение форм серы в осадках

Станция	Горизонт, см	На влагу		На сухое вещество, %	
		$S_{сульфид}$, %	$S_{пирит} + S_{орг} + S_{свобод}$	$S_{пирит}$	$S_{орг}$
1319	5—7	—	Нет	—	0,35
	15—17	0,14	Не обн.	—	0,33
	18—20	0,29	0,87	0,78	2,50
	25—27	0,16	0,80	—	0,08
	35—43	—	Не обн.	—	0,08
	61—63	—	Нет	—	0,11
	64—66	—	»	—	0,09
	68—70	—	Не обн.	—	0,13
	74—76	0,15	Нет	—	0,29
	78—84	0,37	1,93	1,67	3,75
	86—94	0,17	1,00	—	0,28
	115—120	—	0,02	—	0,15
	165—170	0,16	0,44	—	0,22
	171—180	0,14	1,36	0,92	7,35
	270—280	0,19	0,42	—	0,14
1328	0—6	—	Нет	—	0,26
	28—35	0,17	Не обн.	—	0,37
	35—40	0,27	»	1,10	2,68
	48—57	0,22	0,01	—	0,21
	90—95	—	Не обн.	—	0,16
	160—170	—	»	—	0,15
	198—202	—	Нет	—	0,18
	206—208	0,19	»	—	0,14
	210—215	—	Не обн.	—	0,11
	247—251	—	»	—	0,11
	275—280	0,24	0,015	—	0,10
	293—301	0,25	1,39	1,16	4,15
320—325	0,27	0,81	—	0,14	
1334	8—10	—	Нет	—	0,20
	22—24	—	»	—	0,20
	24—27	0,11	Не обн.	—	0,30
	28—34	0,18	0,53	0,48	1,35
	50—55	0,16	0,54	—	0,40
	68—72	—	0,01	—	0,18
	95—100	—	0,005	—	0,15
	107—113	—	Не обн.	—	0,08

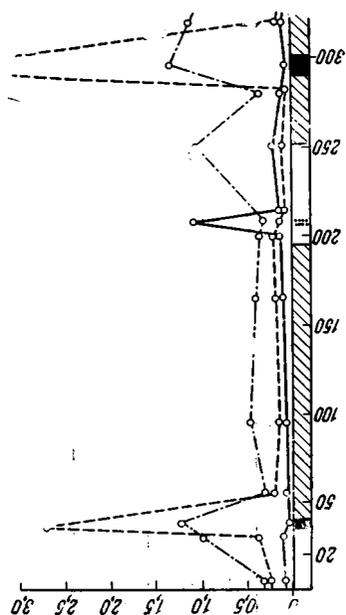
Превращения форм железа и марганца в отложениях ст. 1328 напоминают разобранный выше случай, следует только отметить значительно большую мощность захороненного окисленного слоя.

В отложениях ст. 1334 отсутствует окисленный прослой в толще осадков и восстановление подвижного железа практически заканчивается уже на гор. 30 см, но принципиальная схема превращений форм железа и марганца при переходе от окисленной зоны к восстановленной сохраняется.

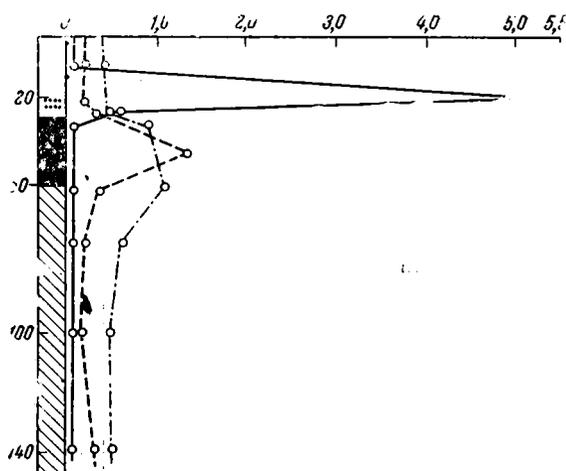
Станция 1320 расположена в глубоководной котловине и осадки этого района отличаются от описанных выше большим содержанием органического вещества и присутствием свободного H_2S . Окисленный ил имеет мощность всего 4 см, далее Mn^{4+} исчезает и начинается восстановление подвижного железа, которое практически заканчивается на горизонте 35 см, где появляются сульфиды. Полно описать превращения форм железа на этой станции мы не можем, поскольку, начиная

с горизонта 30 см, поведение железа определяется превращениями форм серы, данных по которым мы не имеем.

Таким образом, при переходе от окисленной зоны к восстановленной в изучаемых осадках происходит полное восстановление марганца и восстановительным процессом захватываются реакционноспособные формы железа; до редукции сульфатов восстановительные процессы доходили только в отдельных обогащенных органическим веществом прослоях. Отсутствие в исследованных осадках гидротроилита¹ и сохране-



Фиг. 4. Распределение $Mn_{общ}$, $Fe_{подв}$ и $C_{орг}$ по вертикали отложений ст. 1328 (обозн. см. на фиг. 3)



Фиг. 5. Распределение $Mn_{общ}$, $Fe_{подв}$ и $C_{орг}$ по вертикали отложений ст. 1334 (обозн. см. на фиг. 3)

ние в их толще в ряде случаев окислительной обстановки позволяет нам заключить, что диагенетические преобразования подвижных форм железа и марганца в отложениях восточной части Средиземного моря к настоящему времени или закончены, или проходят очень медленно. Меньшая интенсивность восстановительных процессов в изучаемых отложениях отличает их от аналогичных процессов в осадках кислородной области Черного моря, где восстановление сульфатов начинается сразу за исчезновением окисных соединений марганца.

Изменение состояния подвижных форм железа и марганца, как известно, создает предпосылки к диагенетическому перераспределению этих элементов. Для изучения этого процесса в средиземноморских илах нами были построены кривые распределения $Mn_{общ}$, $Fe_{подв}$ и $C_{орг}$ по вертикали отложений станций 1319, 1328 и 1334, представленные соответственно на фиг. 3, 4 и 5.

При изучении ряда колонок грунта Средиземного моря Олавссон (Olavsson, 1961) отметил наличие в толще отложений коричневых, красноватых и желтых окисленных илов, обогащенных железом и располагающихся выше сапропелевых прослоев, но, однако, важнейших характеристик окислительно-восстановительного состояния осадка — состояния подвижных форм железа и марганца — автор не приводит. Разбирая механизм обогащения «желтых илов» железом, Олавссон заключает, что

¹ Осадки в районе ст. 1320, где обнаружена сульфидная сера, находятся в особых условиях осадконакопления и не типичны для изучаемой части бассейна.

обогащение за счет миграции железа из сапропелевых прослоев невозможно, поскольку общее содержание железа в «желых илах» больше, чем в сапропелевых и, с другой стороны, диагенетическая миграция требует времени, исчисляемого миллионами лет. По мнению указанного автора, основная часть железа в обогащенные им горизонты приносилась и отлагалась вместе с осадочным материалом.

Из фиг. 3, 4 и 5 следует, что прослой с повышенным содержанием марганца приурочены к окисленным, а подвижного железа — к окисленным и обогащенным органическим веществом осадкам. Колебания в содержании $Fe_{\text{облом}}$, TiO_2 , Cr_2O_3 , характеризующие изменение состава терригенного стока, в окисленных и ниже расположенных восстановленных слоях отложений невелики; содержание $CaCO_3$ при переходе от окисленных илов к восстановленным также почти не меняется (см. табл. 1). Таким образом, нет оснований считать, что образование обогащенных железом и марганцем прослоев происходило вследствие резкого изменения характера терригенного стока. В то же время обогащение железом и марганцем происходило за счет их реакционно-способных (подвижных) форм. Это позволяет сделать вывод, что мы имеем дело с диагенетическим перераспределением изучаемых элементов.

Наличие и интенсивность перераспределения не зависят от общего содержания элементов в отложениях, а являются следствием разности концентрации их ионов в иловой воде. Концентрации марганца и железа всегда выше в иловой воде восстановленной зоны осадков (Севастьянов и Волков, 1967). В отложениях Средиземного моря, обычно содержащих немного органического вещества, разложение железистых минералов с переходом Fe^{2+} в иловую воду и последующее перераспределение железа становится ощутимым только тогда, когда образуются прослой с аномально большим содержанием $S_{\text{орг}}$, чем и объясняется взаимосвязь окисленных, обогащенных железом и сапропелевых горизонтов отложений.

Окислительная обстановка в осадках характеризуется в первую очередь, присутствием растворенного кислорода в иловой воде, который расходуется на химическое или микробиологическое окисление органического вещества и на окисление Mn^{2+} и Fe^{2+} , поступающих в окисленную зону из восстановленных отложений. При контакте ила с придонной морской водой расход кислорода постоянно пополняется за счет диффузии его в осадки из морской воды, поэтому там все время поддерживается окислительная обстановка. Простой расчет показывает, что при обогащении окисленного слоя за счет перераспределения Mn на 1% и Fe на 2% для их окисления до Mn^{4+} и Fe^{3+} потребуется около 0,006 г O_2 на 1 г сухого осадка. Считая, что влажность ила 70%, получаем, что на 1 г осадка приходится около 2 г иловой воды, содержащей $16 \cdot 10^{-6}$ г O_2 (при концентрации 8 мг/л), т. е. необходимое для окисления марганца и железа количество кислорода в 350 раз больше, чем максимально возможное содержание его в иловой воде. Из приведенного расчета следует, что заметное перераспределение марганца и железа между окисленной и восстановленной зонами отложений может происходить только в том случае, когда окисленный ил находится в контакте с придонной кислородсодержащей водой. Это значит, что повышение содержания марганца и железа во всех окисленных илах, залегающих ниже поверхности дна, — результат процессов, проходивших в те времена, когда каждый ныне захороненный окисленный ил находился на поверхности отложений.

При развитии восстановительных процессов в обогащенных $S_{\text{орг}}$ прослоях образуется сероводород, который сначала расходуется на связывание имеющегося железа в иловой воде и наиболее реакционноспособного железа в осадках, а затем накапливается в иловой воде в виде

свободного H_2S . Поэтому, наряду с перераспределением железа между окисленной и восстановленной зонами, в изучаемых осадках имело место перераспределение его в восстановленной зоне отложений — накопление в прослоях, где происходил процесс редуции сульфатов. Процесс шел по тем же законам, что и перераспределение с окисленной зоной: вследствие связывания железа в сульфид резко понижается его концентрация в иловой воде сероводородного прослоя, что вызывает миграцию туда подвижного железа из соседних (не содержащих сероводорода) прослоев; градиент концентраций Fe^{2+} в иловой воде сохраняется до тех пор, пока идет генерация H_2S в обогащенных $S_{орг}$ просло-

Таблица 3

Распределение Mo, Ni, Co, Cu по колонкам со станций 1319, 1328 и 1334

Станция	Горизонт, см	Содержание, 10 ⁻³ %			
		MoO ₃	NiO	CoO	CuO
1319	2—5	0,5	11,0	1,7	12,0
	15—17	0,8	17,0	2,5	71,0
	18—20	1,6	13,0	2,0	17,0
	25—27	1,1	14,0	2,5	23,0
	61—63	0,5	12,0	2,5	8,0
	64—66	0,5	14,0	6,0	14,0
	68—70	0,5	12,0	1,7	2,0
	74—76	0,8	12,0	1,2	11,0
	78—84	9,0	27,0	4,2	16,0
	86—94	1,1	17,0	3,2	11,0
1328	0—6	1,0	3,0	1,0	7,0
	28—35	1,0	4,0	1,0	4,0
	35—40	4,0	8,0	3,0	17,0
	198—202	0,5	5,0	2,0	7,0
	206—208	2,5	8,0	17,0	16,0
	210—215	0,5	2,0	1,0	2,5
	247—251	0,5	3,0	1,0	4,0
	275—280	0,5	3,0	0,8	2,0
	293—301	6,5	16,0	7,0	10,0
320—325	0,5	3,0	1,0	3,0	
1334	8—10	0,4	4,0	1,0	5,0
	22—24	7,7	8,0	2,0	5,0
	24—27	0,5	10,0	2,0	7,0
	28—34	1,1	6,0	1,5	7,0
	50—55	0,5	6,0	2,0	5,5

ях. Как только началось связывание железа в восстановленной зоне, перераспределение с окисленной зоной осадков замедляется, поскольку обогащенные $S_{орг}$ прослой начинают играть роль своеобразных «ловушек» на пути мигрирующего железа. Влияние описанного процесса на перераспределение железа между окисленной и восстановленной зонами сказывалось, естественно, наиболее сильно тогда, когда обогащенный $S_{орг}$ прослой располагается непосредственно под окисленным слоем (как, например, в верхних горизонтах всех изучаемых колонок).

Диagenетическое перераспределение марганца выступает более отчетливо, поскольку марганец восстанавливается раньше и легче железа и не образует устойчивых соединений в условиях восстановленных морских отложений. При создании в иле восстановительной обстановки подвижный марганец в первую очередь переходит в иловую воду, мигрирует в окисленную зону и отлагается в местах с наиболее высо-

ким окислительно-восстановительным потенциалом. Развитие в осадках сульфатредуцирующих процессов и появление сероводорода на поведении марганца (в отличие от железа) не сказывается, так как для образования сульфида марганца требуется высокая концентрация H_2S и, даже в случае ее достижения, Pm_{MS} допускает достаточно большое для поддержания перераспределения содержание Mn^{2+} ионов в иловой воде.

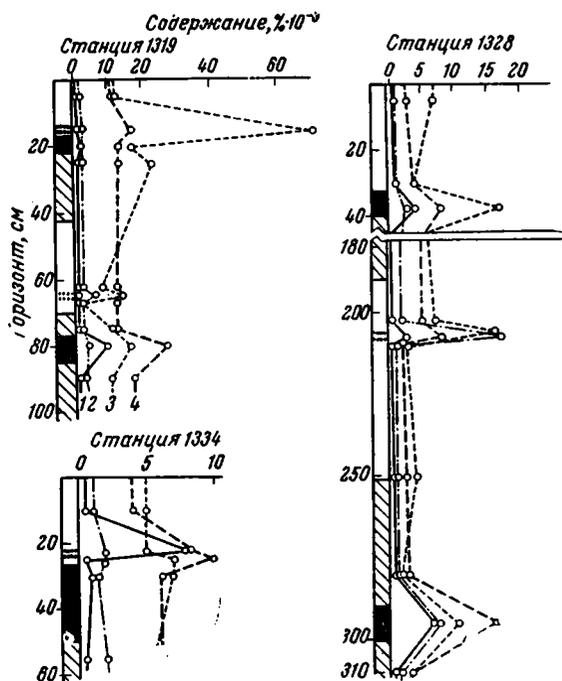
Для оценки интенсивности перераспределения элементов вычисляется коэффициент перераспределения — отношение концентраций элемента в окисленной и восстановленной зоне отложений. Вычисляя коэффициенты перераспределения Mn и $Fe_{подв}$, необходимо брать их наибольшие концентрации в окисленных илах, ибо там накопление этих элементов носит чисто диagenетический характер, а для концентрации в восстановленной зоне — содержания в подстилающих илах, не содержащих $Fe_{пирит}$, которое в значительной мере является результатом более позднего диagenетического накопления. Вычисления, проведенные по данным табл. 1, дают средний коэффициент перераспределения для марганца — 28 и для железа — около 2. Из сравнения полученных ве-

личин с аналогичными величинами черноморских осадков (соответственно 37,0 и 6,5) видно, что перераспределение марганца происходит примерно с одинаковой интенсивностью в отложениях обоих бассейнов, а перераспределение железа в отложениях изучаемой части Средиземного моря происходит с меньшей (в три раза) интенсивностью.

2. ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для изучения поведения микроэлементов в средиземноморских отложениях нами были проведены определения Mo, Ni, Co и Cu в интересующих нас горизонтах из образцов ила со станций 1319, 1328 и 1334 (табл. 3). Изменение содержаний этих элементов в зависимости от распределения Mn^{4+} и $S_{орг}$ по вертикали отложений изучаемых станций показано на фиг. 6. Из данных табл. 3 и фиг. 6 следует, что повышение концентраций изучаемых элементов приурочено к обогащенным марганцем прослоям и к прослоям, содержащим значительные количества органического вещества. Факт накопления ряда элементов в осадках, богатых органическим веществом, известен. Так, в глубоководных отложениях Черного моря, по имеющимся у нас данным, также происходит значительное концентрирование Mo, Ni, Co, Cu в древнечерноморских, резко обогащенных $S_{орг}$ прослоях, однако механизм явления достаточно не выяснен.

В средиземноморских отложениях наблюдаемый эффект перераспределения малых элементов является результатом двух процессов: миграции в окисленную зону и образования там (главным образом с гидратированной MnO_2) нерастворимых соединений и связывания в восстановленной зоне в прослоях, обогащенных органическим веществом. Поэтому для оценки интенсивности перераспределения изучаемых элементов необходимо выбирать такие участки в отложениях, где обогащенные Mn^{4+} и $S_{орг}$ прослои достаточно удалены друг от друга. Это относится к прослою окисленного ила (64—66 см) в толще отложений ст. 1319 и особенно ст. 1328, где прослой, обогащенный марганцем (206—208 см) и органическим веществом (293—301 см) разделены почти метровой толщиной ила. Отношение содержаний элементов в обогащенных марганцем и подстилающих восстановленных осадках дает следующие значения коэффициентов перераспределения: 1—5 (Mo), 3—7 (Co), 1—4 (Ni) и 6—7 (Cu). Аналогичные величины для осадков Черного моря составляют 3,3 (Mo), 2,5 (Co), 1,8 (Ni) и 0,7 (Cu). К сожалению, за недостатком данных мы пока не можем провести ко-



Фиг. 6. Распределение Mo, Ni, Co и Cu по вертикали отложений станций 1319, 1328 и 1334

1 — молибден; 2 — кобальт; 3 — медь; 4 — никель

личественного сравнения процессов в обоих водоемах, но даже из качественного сопоставления следует вывод: перераспределение Mo , Ni и Co между окисленной и восстановленной зонами в отложениях Средиземного моря принципиально не отличается от подобного процесса в черноморских осадках, различно только поведение меди.

При изучении распределения меди в осадках кислородной области Черного моря мы предположили, что медь, попадая в восстановленную зону, связывается в сульфид, который наименее растворим из сульфидов изучаемых элементов и, в силу этого, участия в перераспределении между восстановленной и окисленной зонами не принимает. Обращаясь к распределению меди в отложениях станций 1319 и 1328, отмечаем, что коэффициенты перераспределения меди (соответственно 7 и 6,5) имеют наибольшие значения в том случае, когда в восстановленных илах, подстилающих окисленный слой, не происходило образования сульфидов. Итак, когда в восстановленной зоне отложений не происходит связывания меди, она приобретает подвижность в процессе перераспределения с окисленной зоной.

3. О ВОЗМОЖНОСТИ РАЗДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА ПРИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ

Вопрос о разделении железа и марганца в природных условиях и образовании марганцевых месторождений, практически свободных от железа, давно и широко дискутируется в литературе. К. Б. Краускопф (Krauskopf, 1957), разбирая основные гипотезы происхождения марганцевых месторождений, признает, что они почти всегда требуют соблюдения ряда условий, сочетание которых редко встречается в природе. Основной упор автором делается на раздельное осаждение железа и марганца из тем или иным способом образованных растворов. Селективное растворение и последующее отложение марганца при изменении окислительно-восстановительных условий было применено Геветтом² для объяснения его небольших скоплений. Рассматривая имеющиеся гипотезы, Краускопф не решается отдать предпочтение какой-либо из них.

Поскольку диагенетическое перераспределение элементов складывается из их восстановления с переходом в иловую воду, миграции и окисления с образованием нерастворимых соединений и теоретически из-за разницы нормальных окислительно-восстановительных потенциалов железо восстанавливается позже и окисляется раньше марганца, то в отложениях может происходить разделение этих элементов. В процессах перераспределения железа и марганца в осадках Черного моря происходит значительное обогащение окисленного слоя (в конечном итоге конкреций) марганцем, так что отношение Mn/Fe меняется от 0,01 до 0,7 однако, разделения марганца и железа не происходит, поскольку из-за интенсивного разложения органического вещества и очень малой мощности окисленного слоя подвижное железо, легко и быстро восстанавливаясь, в ходе перераспределения сопровождает марганец. В осадках Средиземного моря восстановительные процессы развиты менее интенсивно и поэтому наблюдается четкая последовательность восстановления элементов. Примером теоретического развития восстановительного процесса служат отложения на ст. 1320: на горизонте 0—2 см железо и марганец представлены их окисными формами, ниже (гор. 5—8 см) марганец двухвалентный, железо главным образом окисное; далее (гор. 8—35 см) происходит практически полное восстановление подвижного железа, с горизонта 35 см появляется сульфидная сера и с горизонта 80 см — свободный сероводород.

² Цитировано по К. Б. Краускопфу (Krauskopf, 1957).

Обращаясь к распределению железа и марганца по вертикали отложений со станций 1319 и 1328 (см. фиг. 3 и 4) видим, что там, где окисленный и органический прослой не следуют непосредственно друг за другом, отложение железа и марганца при переходе в окисленную зону также соответствует теоретическим представлениям. Так, в осадках со ст. 1319 горизонт, максимально обогащенный марганцем (64—66 см), находится выше, чем горизонт, обогащенный железом (68—70 см); в осадках со ст. 1328 разделение этих элементов происходит еще полнее и горизонты обогащения марганцем (206—208 см) и железом (247—251 см) значительно резделены в пространстве. Отношение Mn/Fe в образцах ила с этих станций меняется от 0,03 до 0,8.

С точки зрения разделения железа и марганца особенно интересны отложения со ст. 1334, где железо в восстановленной зоне хотя и представлено главным образом его закисной формой, перераспределения его с окисной зоной практически не происходит, марганец же перераспределяется с максимальной интенсивностью. Объяснить это можно только тем, что скорость восстановления железа меньше скорости осадконакопления в данном районе (станция расположена сравнительно недалеко от берега). Разделение железа и марганца в этом случае происходит наиболее полно, и отношение Mn/Fe достигает величины, редко встречающейся в отложениях природных водоемов — 1,8.

Разобранные выше случаи позволяют сделать следующий вывод: разделение марганца и железа в ходе диагенетических преобразований морских осадков имеет место и происходит иногда в большой степени при последовательном развитии восстановительных процессов и подходящих скоростях осадконакопления; условия разделения этих элементов не являются необычными и реально встречаются в донных отложениях природных водоемов.

ЛИТЕРАТУРА

- Болков И. И. О закономерностях образования и превращения соединений серы в осадках Черного моря. В сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Болков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 67, 1964.
- Болков И. И., Тихомирова А. А. Формы железа в отложениях кислородной зоны Черного моря. Литология и полезн. ископ., № 4, 1966.
- Остроумов Э. А., Шилов В. М. Распределение сернистого железа и сероводорода в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 27, 1958.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Перераспределение железа и марганца при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной области Черного моря. Литология и полезн. ископ., № 4, 1965.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной области Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 83, 1967.
- K r a u s k o p f K. B. Separation of manganese from iron in sedimentary processes. Geochim. et cosmochim. Acta, t. 12, No. 1/2, 1957.
- O l a v s o n E. Description of sediment cores from the Mediterranean and the Red Sea Ibid., vol. fasc. IV, 1961.

Черноморская экспериментальная
Геленджик
научно-исследовательская станция

Дата поступления

3.VII.1966

ДРЕВНИЕ ДИАТОМЕИ И ДИАТОМОВЫЕ ПОРОДЫ ТИХООКЕАНСКОГО БАССЕЙНА

А. П. ЖУЗЕ

В статье обобщены материалы по распространению древних диатомей и диатомовых пород на побережьях и островах Тихого океана и дальневосточных морей. Установлено, что диатомеи накапливаются в донных осадках Тихого океана в массовых количествах, что выражается цифрами около 100—150 млн. створок в 1 г ила. Состав диатомей из пород сопоставляется с составом видов, которые были обнаружены в третичных осадках на дне океана, что позволяет проводить корреляции кремнистых отложений в океане и на материках.

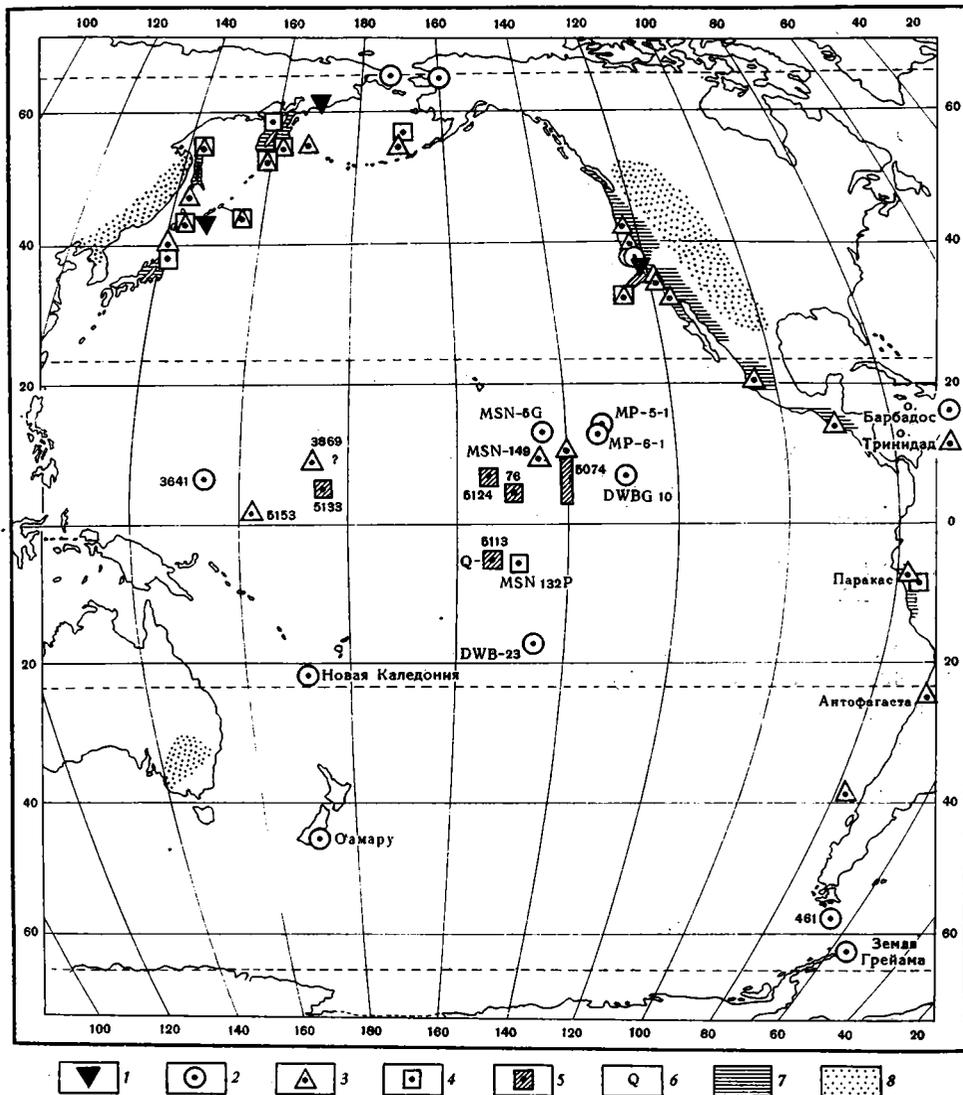
ВВЕДЕНИЕ

Диатомеи господствуют в планктоне Тихого океана, синтезируя огромные массы органического вещества и обеспечивая питание животного населения океана. Диатомеи участвуют в процессе осадконакопления и за их счет образуются кремнистые органогенные осадки. Участие диатомей в процессе осадочного кремненакопления началось с конца мезозоя, но вполне вероятно, что оно происходило и в предшествовавшие геологические эпохи. Указанием на это может служить широкое распространение диатомовых пород мелового возраста. В юрских отложениях диатомей встречаются крайне редко. Часть так называемых юрских видов в последнее время вообще исключена из состава диатомовых водорослей.

Кремневые ланцири диатомей поступают на дно океана практически непрерывно. Они накапливаются в осадках в массовых количествах, что выражается в морских диатомовых илах цифрами до 100—500 млн. створок/г (не считая детрита). В диатомовых породах озерного генезиса количество створок диатомей нередко достигает миллиарда в 1 г.

Несмотря на весьма значительные потери в результате растворения многих слабо окремненных форм (сразу после окончания вегетации) и других причин, в ряде районов Тихого океана поступление на дно диатомей настолько велико, что их по праву называют осадкообразующими организмами. В современную эпоху процесс накопления кремнистых диатомовых илов типичен для северной части Тихого океана, включая Охотское и Берингово моря и северную часть Японского, а также для экваториального и субантарктического поясов океана.

Древние диатомиты в пределах тихоокеанского кольца изучаются с середины прошлого века. Внимание исследователей привлекали в первую очередь диатомеи, содержащиеся в диатомитах Оамару (Новая Зеландия) и на о. Барбадос (М. Антильские острова). В дальнейшем стали появляться сведения о диатомеях третичного возраста из донных осадков Тихого океана и дальневосточных морей (Жузе, 1954). Примесь древних диатомей к современным осадкам оказалась весьма частой, в



Фиг. 1. Известные выходы древних диатомовых отложений на берегах и на дне Тихого океана

1 — верхний мел; 2 — эоцен — олигоцен; 3 — миоцен; 4 — плиоцен; 5 — плиоцен ниже поверхности дна; 6 — постплиоцен; 7 — область распространения морских меловых и третичных диатомитов; 8 — область распространения озерных третичных диатомитов

особенности в прибрежных районах океана, что указывало на активность процесса переотложения и широкое распространение третичных диатомитов на побережьях.

Примеси диатомей мелового возраста в современных осадках нам наблюдать не приходилось. На дне океана выходы меловых диатомовых отложений пока неизвестны.

В данной статье нам хотелось показать геологическое значение диатомей в процессе осадконакопления в Тихом океане. В этих целях были обобщены известные данные по распространению древних диатомовых пород на побережьях и островах Тихого океана и дальневосточных морей. Состав диатомей, присутствующих в этих породах, был сопоставлен с комплексами видов, найденных в одновозрастных осадках, выходы которых обнаружены на дне океана. Одной из важных сторон исследования

явилось ознакомление с таксономией диатомей эоцен-плиоценового возраста Тихого океана. Систематика древних диатомей в донных осадках океана до сих пор не изучалась. Нам хотелось привлечь внимание к одной из сторон истории осадконакопления в Тихом океане, связанной с диатомеями. Естественно, что затронутые здесь вопросы потребуют дальнейшего углубленного исследования. При их решении, вероятно, возникнут и более общие проблемы, важные для выяснения геологической истории океана.

В работе были использованы материалы по донным осадкам Тихого океана, полученные в экспедициях Института океанологии АН СССР на э/с «Витязь» и «Обь». Кроме того, были исследованы переданные д-ром W. Риделем (Скриппсовский ин-т океанографии) образцы третичных осадков Тихого океана, а также пород с островов Барбадос и Тринидад и три образца, полученные при бурении скважины «Мохол». Образцы диатомитов мелового и третичного возраста с западного побережья Америки были предоставлены д-ром G. D. Ханна (Калифорнийский ун-т). Образцы третичных диатомитов Японии получены от д-ров Каная, Савамура (Япония) и Бахманна (Австрия), образец диатомита Оамару получен из Новозеландского музея.

Области распространения диатомовых пород верхнемелового и третичного возраста на Сахалине, Камчатке и в Приморском крае показаны на фиг. 1 по многочисленным геологическим материалам советских исследователей.

Всем лицам, предоставившим материалы, я приношу глубокую благодарность. П. Л. Безрукову я глубоко признательна за советы при подготовке рукописи к печати.

I. МОРСКИЕ ДИАТОМИТЫ МЕЛОВОГО И ТРЕТИЧНОГО ВОЗРАСТА

Пояс древних морских диатомитов окаймляет северо-западные и восточные берега Тихого океана. Диатомиты являются характерными породами среди верхнемезозойских и третичных отложений прибрежных районов Тихого океана, Берингова и Охотского, а также Японского морей.

Известны три местонахождения диатомовых пород верхнемелового возраста: 1) Корякское побережье Берингова моря, к северо-западу от мыса Олюторского (междуречье Ачайваям и Апунваям); 2) один из островов Малой Курильской гряды (между о. Шикотан и п-овом Нимур); 3) округ Фресно, Калифорния, формация Морено.

По сообщению Н. И. Стрельниковой, между составом диатомей и силикофлягеллят в кремнистых отложениях Корякского побережья и Калифорнии имеется сходство (общие виды — *Coscinodiscus morenoensis* Hanna, *Micrampula parvula* Hanna, *Liramula furcula* Hanna и *Vallascerta hortonii* Hanna). По-видимому, диатомовые отложения малокурильской свиты, в которых мы нашли типичных представителей верхнесенонской флоры — *Gladius cretacea* Jouse, *G. clavatus* Jouse, *Stephanoruxis schulzii* Stein — древнее. Эти виды отсутствуют в диатомитах, венчающих формацию Морено на восточном склоне Паног-хилл в Калифорнии. Ханна (Hanna, 1927) относит диатомиты формации Морено к маастрихту. Их мощность достигает 60 м.

Диатомиты третичного возраста в тихоокеанском кольце распространены несравненно шире, чем меловые. Они встречаются на Чукотке, Камчатке, Сахалине, Хоккайдо, Хонсю, островах Прибылова в Беринговом море, на Командорских и Южно-Курильских островах.

В прибрежных районах Сахалина, Камчатки диатомиты морского генезиса достигают мощности нескольких сот метров. В юго-западной части океана большой известностью пользуются диатомиты Оамару, на

восточном берегу южного о. Новой Зеландии. Белоснежные легкие диатомиты Оамару более чем на 90% сложены створками диатомей. Изучение их состава Грове и Штурт (Grove et Sturt, 1887) начали еще в прошлом столетии.

Диатомиты окаймляют восточную окраину Тихого океана почти сплошным поясом. Хорошо известны диатомиты к югу от Мендосино, на всем калифорнийском побережье, в Мексике, Перу и Чили. Калифорнийские диатомиты датируются верхним мелом (маастрихт), верхним эоценом и миоцен-плиоценом. По данным Ханна (1956), только между Сан-Франциско и Лос-Анжелосом зарегистрировано более 100 выходов диатомовых отложений.

Диатомиты позднеэоценового возраста, известные под названием формации «Келлог-шейл», развиты в Калифорнии между $37^{\circ}51'45''$ с. ш., $121^{\circ}40'10''$ з. д. и $37^{\circ}57'48''$ с. ш. и $121^{\circ}49'49''$ з. д. (Mandra, 1960; Капауа, 1957).

Широко распространены и наиболее значительны по мощности, однако, диатомиты средне- и верхнемиоценового возраста, входящие в состав формаций Темблор и Монтерей¹ и Калверт (Капауа, 1957; Наппа, 1956). Именно миоцен-плиоценовые диатомовые породы считаются материнскими для калифорнийской нефти. Мандра (Mandra, 1960) приводит список наиболее известных диатомей Калифорнии. В округе Коунти в 7 милях к северо-востоку от г. Бакерсфилда ($35^{\circ}27'$ с. ш., $118^{\circ}63'$ з. д.) диатомиты Шакус-хилл (средний миоцен) достигают мощности 500 м. В Шакус-хилл наблюдается чередование диатомовых слоев, вулканического пепла и прослоев, состоящих полностью из зубов акул (от 10 до 100 мм длины).

Диатомиты формации Монтерей развиты в округе Монтерей ($36^{\circ}35'00''$ с. ш. — $121^{\circ}50'00''$ з. д.). Общая мощность отложений здесь достигает 1000 м. Близким аналогом формации Монтерей являются диатомиты вблизи Лимпок ($34^{\circ}38'—34^{\circ}40'$ с. ш.; $120^{\circ}30'$ з. д.) миоцено-плиоценового возраста, мощность их около 1000 м.

Типичные диатомиты миоценового возраста известны на о. Мария Мадре, на одном из островов Трес-Мариас в Мексике (Наппа а. Grant, 1926). Мощность их близка к 330 м, они перекрыты песками и глинами плиоценового возраста. Вблизи Синалоа (Мексика) в ряде мест также выходят диатомиты, по-видимому, миоценового возраста (Наппа, 1956).

Диатомиты известны и на южноамериканском побережье. Наиболее изученными являются отложения Писко-формации, которые протягиваются вдоль южной части Перу от 13 до $15^{\circ}24'$ ю. ш. (Ruegg, 1956). Мощность их достигает 478 м, в среднем — 200—300 м. Диатомовые илы накапливались в миоцене в заливе или в море, изолированном от океана цепочкой островов (Mertz, 1966). Этот залив существовал в неогеновое время между Береговыми и Западными Кордильерами и, по-видимому, имел сообщение с Мексиканским и Калифорнийским заливами.

Как предполагает Мертц, диатомиты Писко-формации могли формироваться в условиях сходных с современными в Калифорнийском заливе. Многие общие черты флоры диатомей позволяют считать диатомиты Перу и формации Монтерей одновозрастными, т. е. соответствующими верхней части среднего и нижней части верхнего миоцена. На Чилийском побережье диатомиты миоценового возраста известны в районе Антофагаста (Frenguelli, 1949).

К диатомовым отложениям относятся также диатомиты океанической формации о-ва Барбадос (М. Антильские острова; Наппа а. Brig-

¹ Формация Монтерей соответствует по европейской шкале тортонскому и сарматскому ярусам миоцена. Верхней части этой формации, соответствующей сармату, так же как в Европе и Сев. Африке, свойствен кремнистый тип осадков.

гер, 1964). Взгляды на их возраст несколько раз менялись. В последнее время эту формацию почти все относят к концу эоцена — началу олигоцена.

Диатомеи в верхнеэоценовых отложениях островов Барбадос и Оамапу (Н. Зеландия) очень сходны. Часть общих видов роднит их также с диатомеями верхнеэоценового возраста Келлог-шейл из Калифорнии (Капауа, 1957). Нижняя часть океанической формации по комплексу радиолярий, кокколитов и фораминифер датируется верхним эоценом. Сходная по литологии, но отличающаяся по составу микроорганизмов, верхняя часть формации относится к нижнему олигоцену (Bramlette, 1955). Океаническая формация о. Барбадос представляет интерес с различных точек зрения. Прежде всего — эти отложения по типу ископаемых являются типичными глубоководными илами, сходными с современными органогенными илами экваториальной зоны Тихого океана. Судя по комплексу диатомей, в позднем эоцене — нижнем олигоцене существовала единая Тихоокеанская область (провинция), не разобшенная сушей в районе Мексики и северной части Ю. Америки. Самым интересным является тот факт, что диатомеи о. Барбадос очень сходны с диатомеями из осадков ст. DWBG-23-B в районе Туамоту (Riedel a. Funnell, 1964).

При взгляде на фиг. 1, на которой нанесены диатомовые породы мелового и третичного возраста, нетрудно убедиться в их приуроченности к побережьям и океаническим островам. В глубь континентов древние морские диатомиты в бассейне Тихого океана не распространяются.

Из далеко не полного перечня меловых и третичных диатомовых пород, известных на берегах Тихого океана и островах Мексиканского залива, можно представить себе, насколько велика роль диатомей в биологической и геологической жизни океана. В течение многих миллионов лет диатомеи развивались в массовых количествах в поверхностных водах океана и благодаря хорошей сохранности их панцирей служили источником образования диатомовых илов.

II. ОЗЕРНЫЕ ДИАТОМИТЫ ТРЕТИЧНОГО ВОЗРАСТА²

Вероятно, не позднее олигоцена за границей зоны распространения диатомитов морского генезиса началось накопление диатомовых осадков в озерах (Lohman, 1961; Landingham, 1964; Жузе, 1966). Пояс озерных диатомитов третичного возраста отодвинут от побережий океана в глубь континентов. Обширная область диатомитов миоцен-плиоценового возраста находится в Приморском крае. Пресноводные диатомовые глины плиоцен-плейстоценового возраста известны в области Камчатской низменности и на северо-западном побережье Камчатки. По данным Окуно (Окипо, 1952), озерные неогеновые диатомиты довольно обычны в центральных районах о. Хонсю. В Австралии озерные диатомиты встречаются на севере и юге Нового Южного Уэльса, однако возраст их достоверно не известен. В Сев. Америке озерные диатомиты олигоцен-плиоценового возраста характерны для континентальных отложений штатов Орегон, Вашингтон, Невада и Колорадо.

Диатомовые илы снежно-белого цвета являются характерными осадками древних озерных котловин Аляски (Hanna, 1966).

Пояс древних озерных диатомовых отложений так же типичен для западной и восточной частей тихоокеанского кольца, как и морских диатомитов, но он занимает районы, удаленные от береговой зоны. Озер-

² Детальное рассмотрение материалов, касающихся третичных диатомовых пород озерного происхождения, не входит в нашу задачу. Поэтому мы ограничиваемся здесь самыми общими замечаниями.

Характеристика исследованных образцов

Название экспедиций, судов	№ станций	Координаты	Глубина, м	Исследованные образцы, см	Возраст	
Институт океанологии АН СССР	э/с «Витязь»	5074	10°30'7" с. ш. 140°01' з. д.	4858	Колонка 0-297	Нижний миоцен
	»	5074	То же	4520	Дночерпатель 0—2	» »
	»	5153	1°22'9" с. ш. 162°43'0" в. д.	4183	» 0—2	Миоцен
	»	3869	9°17'8" с. ш. 173°30'6" в. д.	5241	» 0—2	»
	»	3641	6°31'4" с. ш. 153°58'8" в. д.	4422	» 0—2	?
	»	5124	7°55'3" с. ш. 153°41'5" з. д.	5571	» 600—890	Плиоцен
	»	5133	5°58'5" с. ш. 176°04'4" в. д.	5396	» 260—780	»
Скрипсовский институт океанографии	э/с «Обь»	461	60°44'4" ю. ш. 56°50'5" в. д.	3743	» 0—2	Нижний эоцен
	MP-5-1	MP-5-1	14°22' с. ш. 133°07' з. д.	4800	13—16	Нижний олигоцен
	MP-6-1	MP-6-1	13°38' с. ш. 133°45' з. д.	4890	?	Олигоцен (нижний?)
	MSN-5-G	MSN-5-G	13°15' с. ш. 144°04' з. д.	5040	10—12	» »
	MSN-135-P	MSN-135-P	4°26' ю. ш. 149°24' з. д.	4600	258—260	Миоцен
	MSN-149	MSN-149	9°23' с. ш. 145°15' з. д.	5100	10—12	Нижний миоцен
	DWBG-23-B	DWBG-23-B	16°42' ю. ш. 145°48' з. д.	2200	12—14	Верхний эоцен
	DWBG-10	DWBG-10	6°54' с. ш. 131°00' з. д.	4340	11—27	Верхний олигоцен
	Альбатрос-76	Альбатрос-76	3°45' с. ш. 149°44' з. д.	5155	560—1342	Верхний миоцен
	Экспериментальное бурение «Мохоп»	EM-7-2	EM-7-2	28°58' с. ш. 117°28' з. д.	3568	5—8
EM-8-9		EM-8-9	То же		150—153	Верхний миоцен
EM-8-12		EM-8-12	» »		226—230	» »
MSN-132-P		MSN-132-P	5°58' ю. ш. 149°33' з. д.	5115	0—368 5115	Плиоцен

ные диатомиты третичного возраста образовывались за счет массового участия *Melosira*, планктонных колониальных видов, пионеров в заселении континентальных водоемов. Очень бедный и однообразный родовой и видовой составы характерны для озер в начальные стадии их заселения диатомеями, т. е. в позднем олигоцене или раннем миоцене. Это является одним из доказательств того, что диатомей в континентальных водоемах появились значительно позднее, чем в морских (Jouse, 1966).

III. КОМПЛЕКСЫ ДИАТОМЕЙ ТРЕТИЧНОГО ВОЗРАСТА В ДОННЫХ ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА

Здесь мы рассматриваем лишь те случаи, когда древние диатомей находятся в первичном залегании и сопряжены с осадками третичного возраста (см. таблицу).

В работе Риделя и Фаннела (Riedel a. Funnell, 1964) на карту нанесены станции, где на поверхности дна океана выходят осадки третичного возраста. Иногда древние осадки слегка прикрыты чехлом более молодых. Ридель и Фаннел отобрали 29 станций с наиболее достоверным залеганием третичных осадков на поверхности дна океана. Часть этих образцов была предоставлена в наше распоряжение (см. таблицу).

В исследованных образцах присутствуют разновозрастные комплексы диатомей в интервале верхний эоцен — плиоцен. Для всех образцов, переданных нам, возраст определен по радиоляриям, фораминиферам и кокколитам. Три образца осадков экспериментального бурения скважины «Мохол» датированы также по фауне радиолярий и кокколитам, как средний — поздний миоцен.

Из коллекции образцов, имеющихся в Институте океанологии, мы отобрали из поверхностного слоя осадков Тихого океана несколько образцов, в которых были обнаружены древние диатомей. Кроме того, мы изучили состав диатомей в колонке ст. 5074 «Витязя», которая ниже 100 см оказалась сложенной осадками миоценового возраста. На той же ст. 5074 исследовались диатомей в дночерпательной пробе, полученной с вершины 300-метрового подводного поднятия, на котором отсутствовали осадки моложе миоцена.

На станциях 5153 и 3869 на поверхности лежат осадки, богатые третичными видами, но по сравнению с ст. 5074 они отличаются плохой сохранностью и их первичное залегание сомнительно. В районе ст. 3869, судя по условиям подводного рельефа, возможны оползни и переотложение древних осадков к основанию поднятий.

Карбонатные осадки в районе ст. 3641 в массе содержат кокколиты из группы *Discoaster*, что свидетельствует о их третичном возрасте. На палеогеновый возраст указывают диатомей в осадках ст. 461 в проливе Дрейка. Здесь в массовых количествах и без всякой примеси видов плейстоценового возраста встречаются палеогеновые *Stephanopixis*, *Tricera-tium*, *Hemiaulus*.

Для описания состава плиоценовой флоры диатомей были использованы материалы трех колонок: 5124, 5133 э/с «Витязь» и MSN-132-Р. Плиоценовые отложения в двух первых колонках залегают на различной глубине от поверхности дна. В поверхностном слое осадков колонки ст. MSN-132-Р комплекс видов имеет черты, типичные для плиоценовой флоры диатомей Тихого океана.

1. Комплекс диатомей верхнеэоценового возраста

Описание этого комплекса дано по флоре, обнаруженной в образце ст. DWBG-23-B с глубины 12—14 см от дна океана. Возраст осадков на ст. DWBG-23-B, находящейся в районе островов Туамоту по фауне

фораминифер, радиолярий и кокколитов (Riedel a. Faunell, 1964) датируется верхним эоценом. Для верхнеэоценового комплекса диатомей Тихого океана характерны следующие виды: *Coscinodiscus decrescens* Grun., *Craspedodiscus oblongus* (Grev.) Hanna a. Brigger, *Arachnoidiscus manni* Hanna a. Grant, *Triceratium barbadensis* Grev., *Tr. inconspicuum* Grev., *Hemiaulus polycystinorum* var. *mosolepta* Grun., *Melosira clavigera* Grun., *Brightwellia pulchra* Grun., *Entogonia* sp., *Triceratium firthi* Hanna a. Brigger, *Gryphodesmis* aff. *noncorense* (Grun.) Kolbe, *Biddulphia podagrosa* Grev., *B. Mammoe* Grev., *Syringidium daemon* Grev., *Syringidium pouseri* Boyer, *Diploneis* sp., *Stephanopyxis grunowii* Gr. et St., *Glyphodesmis* sp.

В данном комплексе имеются такие редкие и экзотические диатомеи, как *Syringidium*, весьма сомнительные в таксономическом отношении, впервые обнаруженные в диатомитах о. Барбадос. В настоящее время известно 7 ископаемых видов рода *Syringidium*. В осадках ст. DWBG-23-B *Syringidium* представлен двумя видами. *S. pouseri* Boyer встречается в массе, придавая определенный облик всему комплексу диатомей. Все известные *Syringidium* приурочены к отложениям палеогенового возраста. Другим характерным членом флоры диатомей Тихого океана в верхнеэоценовое время являются *Riedelia* (gen. nov.), напоминающие современных представителей р. *Rhizosolenia*. Возможно, что *Ridelia* являются предковыми формами *Rhizosolenia*. В диатомитах о. Барбадос и Оамару эти своеобразные диатомеи весьма многочисленны. Большой интерес представляет нахождение *Riedelia* среди диатомей в опоковидных алевролитах из района нижнего течения р. Анадырь (Шешукова-Порецкая, 1967). Таким образом, в позднепалеогеновое время в Тихом океане в районах, весьма разобщенных друг от друга, существовала во многом сходная по составу флора диатомей. Заметно меньшее количество общих видов мы находим при сопоставлении комплексов диатомей ст. DWBG-23-B и Келлог-шейл в Калифорнии (37°51'45" с. ш., 121°40'10" з. д.), хотя, вероятно, те и другие близки по возрасту.

Общим видом для всех упомянутых месторождений диатомовых пород верхнеэоценового возраста является *Craspedodiscus oblongus* (Grev.) Hanna a. Brigger. Таким образом, в верхнеэоценовое время в Тихом океане существовала весьма своеобразная флора диатомей, которая сохранилась в осадках Барбадоса, Оамару, Калифорнии и Анадыря. При наличии общих элементов каждый из комплексов диатомей отличается некоторыми особенностями, определяемыми фациальными и географическими условиями осадконакопления. В Тихом океане в позднеэоценовое время, как это представляется из анализа имеющегося материала, диатомовый планктон на всей акватории был довольно однородным. Лишь этим можно объяснить тот факт, что в родственные комплексы увязываются диатомеи из столь удаленных друг от друга районов.

Об эоценовом возрасте свидетельствует состав диатомей в осадках ст. 461 из пролива Дрейка, которые были обнаружены в массовом количестве в дночерпательной пробе. Судя по этому, в проливе Дрейка выходят на поверхность дна осадки палеогенового возраста. Маловероятно, что третичные виды появились в современных осадках пролива Дрейка в результате размыва пород и последующего переотложения. В этом случае вместе с древними видами могли присутствовать и современные. В комплексе диатомей ст. 461 встречаются: *Stephanopyxis ferox* Ralfs, *St. turris* Ralfs, *St. grunowii* Gr. et St., *Thalassiosira* sp., очень крупные формы с широким гиалиновым краем и ряд других форм, типичных для комплекса видов нижнеэоценового возраста.

2. Комплекс диатомей олигоценового возраста (станции DWBG-10, MP-5-1, MP-6-1, MSN-5-G)

Комплекс диатомей в осадках олигоценового возраста Тихого океана в полном объеме нам не известен.

В четырех образцах из района ст. DWBG-10, MP-5-1, MP-6-1, MSN-5-G различаются два комплекса видов. Один из них встречается в осадках ст. DWBG-10, другой — ст. MP-5-1, MP-6-1, MSN-5-G.

В карбонатно-кремнистых илах, залегающих близко от поверхности дна на ст. DWBG-10, датированных по фауне радиолярий, фораминифер и по кокколитах, верхним (поздним) олигоценом, в комплексе диатомей присутствуют: *Coscinodiscus lewisianus* var. *similis* Rattr., *C. lanceolatus* Castr., *C. floridulus* Schmid., *C. aff. vigilans* A. Schm., *Craspedodiscus coscinodiscus* Ehr., *Craspedodiscus* sp. (*aff. muelleri* A. S.), *Asterolampra affinis* Grev., *A. marylandica* Ehr., *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs. var., *Synedra jouseana* f. *linearis* Sheshkukova, *Stephanopyxis turris* Ralfs., *Pleurosigma* sp., *Thalassiothrix* sp.

Вместе с диатомеями встречаются единичные формы силикофлягеллят: *Distephanus speculum* var. *septenarius* и *Mesocena oamaguensis* var. *sapiculata* Schulz, известная и в диатомите Оамару в Новой Зеландии. В комплексе диатомей верхнеолигоценового возраста доминируют *Coscinodiscus lewisianus* var. *similis*, *C. aff. vigilans*, *C. floridulus*, *Craspedodiscus coscinodiscus* и *Synedra jouseana* f. *linearis*.

В осадках ст. MP-5-1, MSN-5-G, датированных по радиоляриям и фораминиферам нижним олигоценом (сопоставляется с фауной из верхней части океанической формации Барбадоса), в массе встречается *Coscinodiscus excavatus* Grun., *Coscinodiscus* sp. и единично — *Kittonia gigantea* Grev.

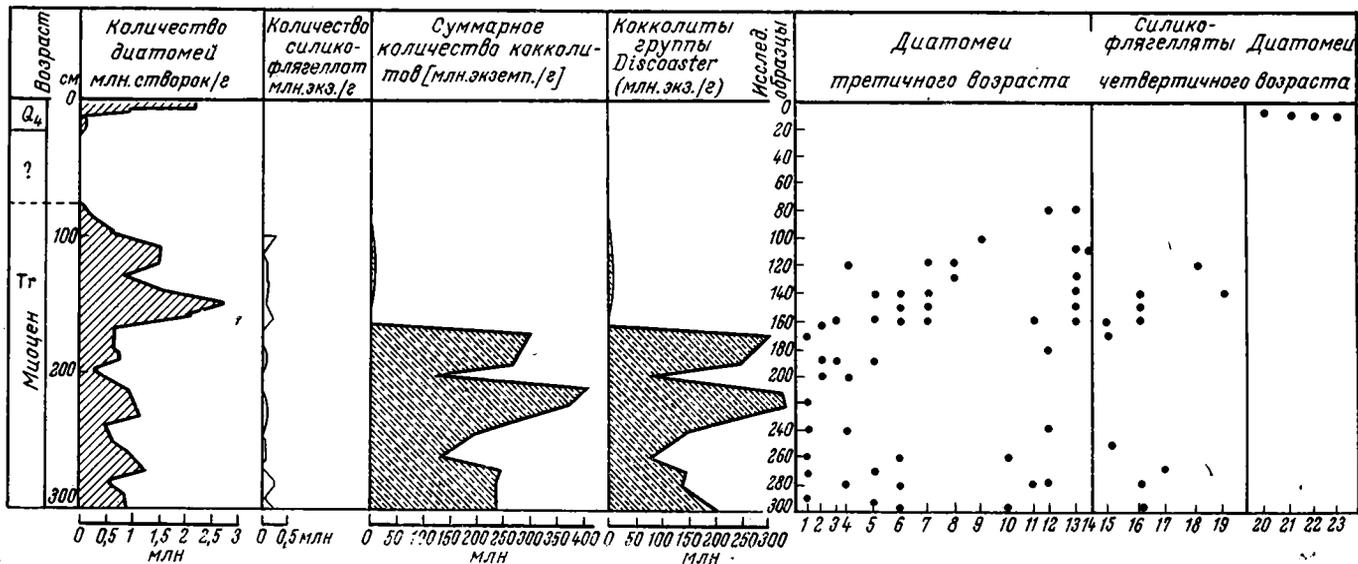
Сходный состав диатомей мы нашли в осадках ст. MP-6-1, но очень плохой сохранности.

3. Комплексы диатомей миоценового возраста (станции 5074, MSN-135-P, скв. «Мохол»)

Выходы осадков миоценового возраста непосредственно на дне океана довольно многочисленны. В работе Риделя и Фаннеля указывается семь таких станций и на четырех из них встречены кремнистые осадки. Из коллекции образцов «Витязя» отобрана колонка и дочерпательная проба (ст. 5074) с комплексом диатомей миоценового возраста. Из керн-скважины «Мохол» изучено три образца, датированные по радиоляриям и фораминиферам средним и верхним миоценом.

Колонка ст. 5074 ниже 100 см от дна океана содержит относительно богатый комплекс диатомей, силикофлягеллят, радиолярий и кокколитов третичного возраста (фиг. 2). В дочерпательной пробе на ст. 5074 те же древние формы встречаются в поверхностном слое осадков.

В колонке выделяется три слоя: верхний (0—10 см), в котором встречаются редкие диатомеи четвертичного возраста, средний (10—60 см), — практически лишенный органических остатков, и нижний (60—300 см) — относительно богатый кремнистыми и известковыми организмами. Наряду с диатомеями, силикофлягеллятами и радиоляриями, нижняя часть колонки очень богата кокколитами из группы *Discoaster*. Большая часть *Discoaster* плохой сохранности имеет оплывшую форму со следами коррозии. Видовое определение их в связи с этим не проводилось. Максимальное количество кокколитов (500 млн. экз/г) было подсчитано для слоя с гл. 210—220 см. Лишь весьма незначительно уступает их количество в слое с гл. 170—180 см. Выше 160 см кокколиты в осадках не встречаются, т. е. они исчезают почти на 100 см ниже, чем исчезли диатомеи и силикофлягелляты. По длине колонки содержание диатомей не



Фиг. 2. Результаты исследования диатомей, силикофлагеллят и кокколитов в колонке ст. 5074 (10°30'7" с. ш., 140°01' з. д., гл. 4858 м)

Диатомей третичные:

1 — *Coscinodiscus marginatus* Ehr. (f. fossilis); 2 — *C. tuberculatus* Grev; 3 — *Actinocyclus izugaruensis* Kanaya; 4 — *Thalassionema nitzscheidoides* Grun.; 5 — *Thalassiosira nanalineatum* Mann; 6 — *Jousea elliptica* (Jouse) Gleser.; 7 — «*Praesynedra*» gen. indet; 8 — *Coscinodiscus lanceolatus* Castr.; 9 — *Asterolampra marylandica* Ehr.; 10 — *Coscinodiscus excavatus* Grun.; 11 — *Stephanopyxis* sp.; 12 — *Thalassiothrix* sp.; 13 — *Actinocyclus* sp. (*Cyclotellodites* n. sp.); 14 — *A. ellipticus* Grun.

Силикофлагелляты третичные:

15 — *Naviculiopsis biapiculata* (Lemm) Freng.; 16 — *N. robusta* Defl.; 17 — *Dictyocha elongata* Gleser; 18 — *Distephanus crux* (Ehr.) Hack.; 19 — *Cannopilus* sp.

Диатомей плейстоценовые:

20 — *Planctoniella sol* (Wall). Schutt; 21 — *Thalassiosira oestrupii* (Ostf.) Pr.-Lavr.; 22 — *Coscinodiscus nodulifer* A. S.; 23 — *Talassiothrix* sp.

превышает 3 млн. створок/г, а силикофлягеллят — 0,5 млн. створок/г. Максимум содержания диатомей падает на интервал колонки между 100—160 см. В поверхностном слое осадков насчитывается около 2 млн. створок/г. В комплексе диатомей из поверхностного слоя колонки присутствуют виды современного тихоокеанского планктона.

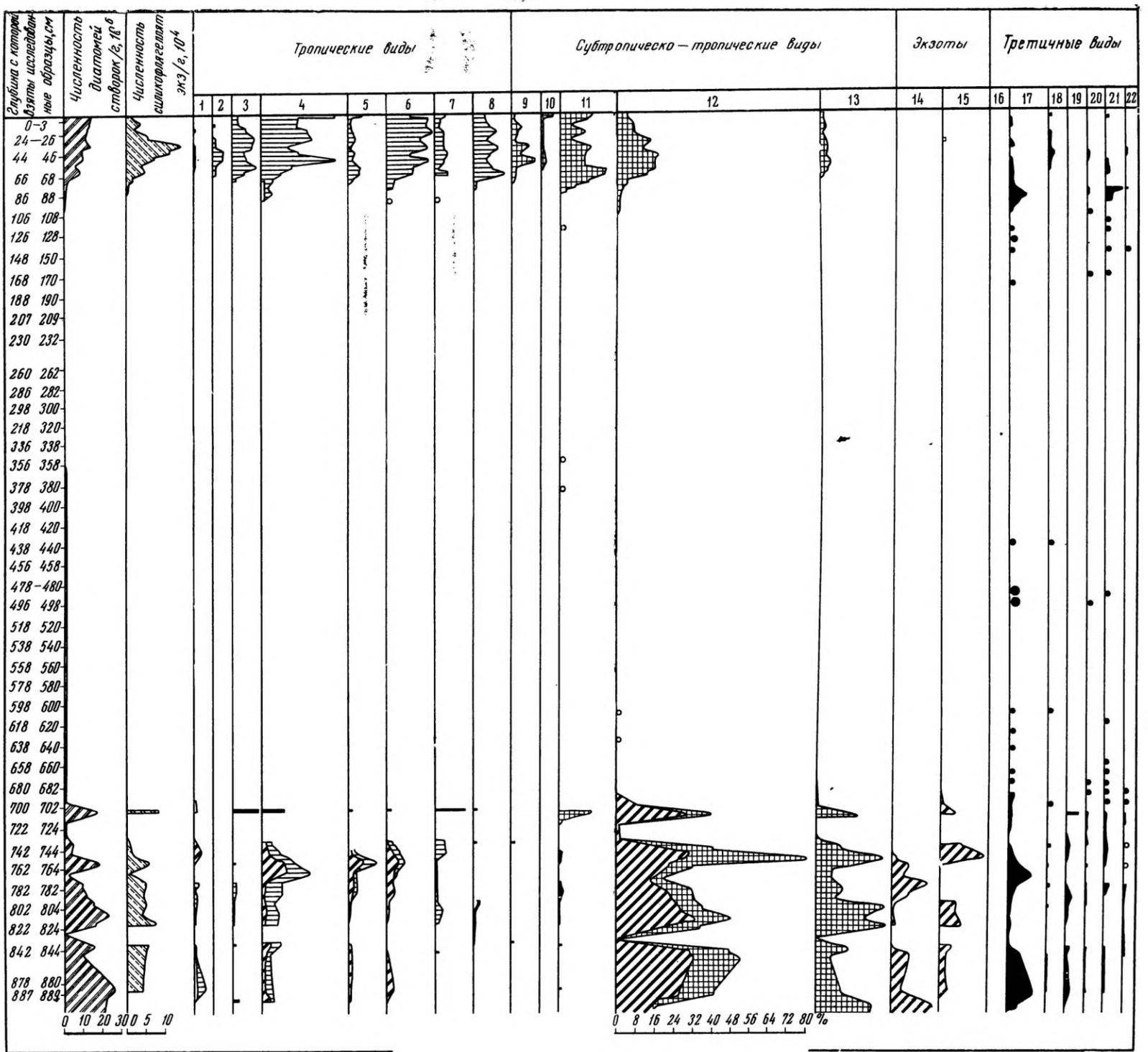
В интервале колонки 60—300 см встречаются различные элементы третичной флоры диатомей и силикофлягеллят. Некоторые из них известны в составе диатомей среднемиоценового возраста формации Онагава на о. Хонсю (Капая, 1959). Кроме того, здесь встречаются многочисленные виды, неизвестные среди миоценовых форм. Имеются некоторые виды с неясной родовой принадлежностью. Именно это заставляет понизить возраст осадков ст. 5074 до нижнего миоцена.

Для состава диатомей в нижней части колонки характерны *Astinocyclus tzugaruensis* Капая, *Asterolampra marylandica* Ehr., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Thalassiosira* cf. *nanolineata* Mann, *Actinocyclus* sp., и *Thalassionema nitzschioides* var. *parva* Heiden, *Jousea elliptica* (Jousé) Peser. Наряду с этими видами встречаются представители неизвестных родов. Типичный неогеновый комплекс дают также силикофлягеллаты: *Dictyocha grux* (Ehr.) Hack., *D. elongata* Gleser, *Naviculopsis robusta* Defl., *N. biapiculata* Lemm., которые регулярно встречаются с гл. 100 см и до конца колонки. Обращает на себя внимание, что *Coscinodiscus marginatus* Ehr., встречаясь по всей нижней части колонки, заметно увеличивается по количеству к верхней границе этой толщи.

Coscinodiscus marginatus не встречается в комплексе диатомей эоцен-олигоценного возраста Тихого океана. Он является одним из характерных видов миоценовой флоры и особенно многочислен в осадках верхнего миоцена (Жузе, 1959, 1961; Капая, 1959; Sawamura, 1961; Sawamura a. Yamaguchi, 1963). С верхнетретичного времени изменились не только районы распространения *C. marginatus*, но и его экология. В современную эпоху его ареал резко сократился и к югу до 40° *C. marginatus* в планктоне Тихого океана практически отсутствует. За длительное время существования, однако, крупных морфологических изменений у *C. marginatus* не произошло.

Образцы из скважины «Мохол» богаты диатомеями. В образце EM-7-2, среднемиоценового возраста доминируют *Denticula lauta* Bailey, *Coscinodiscus elegans* Grev., *C. Jabey* Капая. В значительном количестве присутствуют разнообразные формы *Thalassionema nitzschioides* Grun. с характерной var. *parva* Heiden. В образцах EM-8-9, EM-8-12 верхнемиоценового возраста, доминантом является *Coscinodiscus marginatus* Ehr. По составу видов флора из скважины «Молох» отличается от флоры в осадках ст. 5074. Прежде всего она явно моложе. Для нее характерны элементы, типичные для средне- и верхнемиоценовой флоры диатомей Японии, Сахалина, Камчатки, Калифорнии и других районов (Шешукова-Порецкая, 1959, 1961, 1967). По их комплексам хорошо сопоставляются средне- и верхнемиоценовые отложения тихоокеанского окружения.

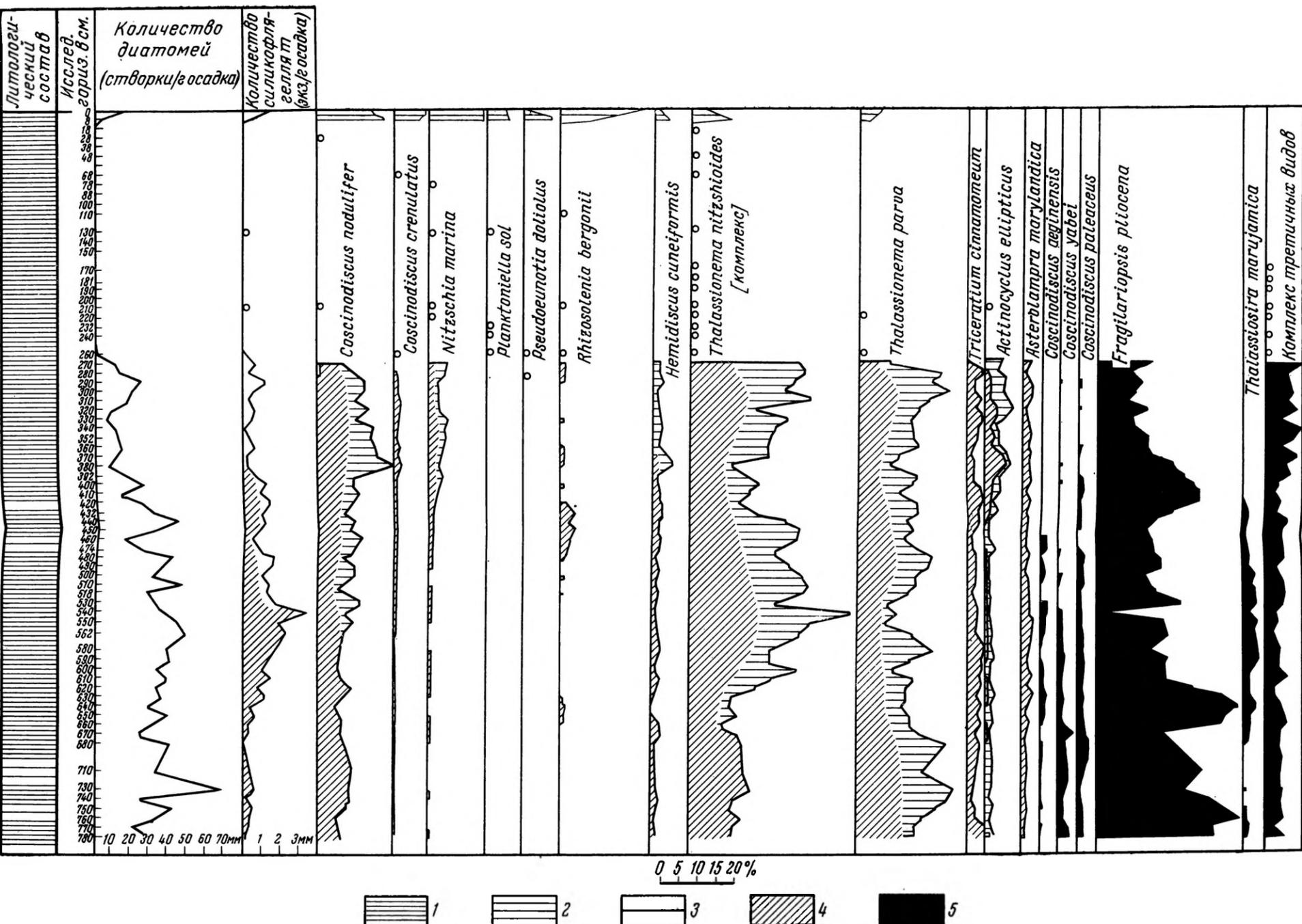
Обр. MSN-135-P взят в колонке на гл. 260 см от дна океана. По комплексу радиолярий, кокколитов и фораминифер осадки всей колонки датируются нижним миоценом (Riedel a. Funnell, 1964). В нем встречаются следующие виды диатомей: *Actinocyclus* sp. — очень часто, *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. nodulifer* A. S. (1 створка), *Thalassionema nitzschioides* var. *obtusa* Heiden, *Thalassiothrix gibberula* Hasle. Диатомеи — преимущественно в обломках, плохой сохранности, с трудом сопоставляются с нижнемиоценовой флорой в осадках ст. 5074. На северо-востоке Хоккайдо Савамура (Sawamura, 1961, 1963), используя диатомей, разделяет миоценовые диатомовые породы на три горизонта. Нижний горизонт он предположительно относит к нижнему миоцену.



Фиг. 3. Результаты исследования диатомей и силикофлагеллат в колонке ст. 5124 (7°55'3" с. ш., 153°41'5" з. д., гл. 5571 м)

Диатомей плейстоценовые:
 1 — *Actinocyclus ellipticus* Grun.; 2 — *Coscinodiscus africanus* Jan.; 3 — *C. crenulatus* Grun.; 4 — *C. nodulifer* A. S.; 5 — *Hemidiscus cuneiformis* Wall.; 6 — *Nitzschia marma* Grun.; 7 — *Planctoniella sol* (Wall) Schutt; 8 — *Rhizosolenia bergonii* Perag.; 9 — *Pseudoanotia doliolus* Grun.; 10 — *Roperia tessellata* Roper; 11 — *Thalassiosira decipiens* Jorg.; 12 — *Thalassionema nitzenio ides* Grun.; 13 — *Th. nitzsch. var parva* Heiden

Диатомей третичные:
 14 — *Nitzschina pliocena* (Brun) Mertz; 15 — *N. praematina* Jouse; 16 — *Thalassiosira off. marujamica* Scheschuk; 17 — *Coscinodiscus* sp. обломки третичных видов; 18 — *Aulacodiscus affrun.*; 19 — *Asterolampra marylandica* Chr.; 20 — *Hemiaulus polycystlanorum var. mesolepta* Grun.; 21 — *Triceratium barbadense* Grev.; 22 — *Ridelia* sp. (во вторичном залегании)



Фиг. 4. Результаты исследования диатомей и силикофлагеллат в колонке ст. 5133 (5°56' с. ш., 176°04'4" в. д., гл. 5396)
 1 — глинистые илы; 2 — алевроито-глинистые илы; 3 — современные тихоокеанские виды диатомей; 4 — плиоцен-плейстоценовые виды; 5 — плиоцен-миоценовые виды

Анализ материала свидетельствует, что за время миоцена состав диатомей существенно изменился. В нижнем миоцене в них можно обнаружить еще некоторые палеогеновые элементы. В средне- и верхнемиоценовое время диатомей постепенно приобретают современный облик. Именно в верхнем миоцене, судя по сохранившимся диатомовым породам, в Тихом океане особенно богато развивались кремнистые водоросли, что и приводило к их массовому накоплению в осадках. Не только в тихоокеанском бассейне, но, по-видимому, и на всем земном шаре, миоценовое время ознаменовалось особенно благоприятными условиями для развития диатомей.

4. Комплекс диатомей плиоценового возраста (станции 5124, 5133, MSN-132-P)

В отличие от осадков миоцена, выходы которых достоверно зарегистрированы на дне Тихого океана, осадки плиоценового возраста обычно лежат под слоем более молодых осадков. Мощность их варьирует в зависимости от условий рельефа и зоны океана. При изучении количественного распределения диатомей в поверхностном слое осадков Тихого океана использовались материалы 220 станций (Жузе, Козлова, Мухина, 1966). Однако ни в одном из образцов диатомей плиоценового возраста не были обнаружены. Плиоценовый возраст осадков можно предполагать в колонке ст. 5124 ниже 600 см и в колонке ст. 5133 ниже 260 см от дна океана. Плиоценовые отложения, согласно Колбе (Kolbe, 1954), лежат ниже 560 см на ст. 76³, ниже 700 см на ст. 58 и ниже 1200 см на ст. 62 в колонках, полученных в экваториальной зоне океана шведской экспедицией на «Альбатросе». Плиоценовый возраст осадков в колонках станций 58 и 62 определен по комплексам радиолярий, кокколитов и фораминифер (Riedel et al., 1963; Эрикссон и др., 1964). В нижних частях этих колонок В. В. Мухина (1966) изучала диатомей и пришла к выводу, что в их составе имеются как плейстоценовые, так и плиоценовые виды. Возможно, что такой смешанный возрастной комплекс диатомей приурочен к переходному этапу между плиоценом и плейстоценом. В упомянутой работе Риделя и Фаннеля в табл. 29 приведено 11 станций, для которых они указывают с большей или меньшей достоверностью осадки плиоценового возраста (СК-16, Cap.-2BP, NSN-142-G, MSN-143-P, MSN-126-G, MSN-154, MSN-132-P, MSN-12, DWHG-79, DWBG-118, DWBG-119).

В этих колонках плиоценовые отложения лежат минимально глубже 50 см и максимально глубже 150 см от поверхности дна. Лишь в колонке ст. MSN-132-P к плиоцену относится поверхностный слой осадков (0—12 см) ниже которого, по их мнению, лежит непрерывная серия осадков средне-верхнемиоценового возраста. Почти вся колонка MSN-132-P содержит диатомей в большом количестве, причем верхние 0—85 см по составу видов не отличаются. Для комплекса диатомей в интервале 0—85 см от верха колонки характерны следующие виды: *Nitzschia pliocena*, *Thalassionema parva*, *Asterolampra marylandica*, *A. grevilley*, *Coscinodiscus nodulifer* f. *cyclopus*, *Triceratium cinnamomeum*, *Coscinodiscus paleacea*, *C. jabei* и *Actinocyclus ellipticus*.

Этот комплекс видов отличается, с одной стороны, от типично плейстоценового, с другой — от типично миоценового. В нем присутствуют многие виды, типичные для осадков плиоценового возраста Тихого океана, вскрытые колонками на станциях 5124 и 5133 (фиг. 3, 4). Таким образом, возраст осадков ст. MSN-132-P по данным определения радиолярий и диатомей (для интервала колонки 12—85 см) не совпадает.

³ Новые данные, доложенные Г. Капауа на микропалеонтологическом симпозиуме в Кембридже (1967) доказывают верхнемиоценовый возраст диатомей на стр. 76.

В северной части океана имеющиеся у нас колонки не содержат осадков плиоценового возраста.

Две длинные колонки из северо-западной части океана на ст. 3163 (длина колонки 12 м) и V-20-130 (длина колонки 10 м) не достигли плиоценовой границы. Результаты изучения диатомей в обеих колонках находятся в работах Романкевича и др. (1966) и Канаэ (Kanaya, 1966).

В плиоценовом комплексе видов в колонке ст. 76 Р. В. Кольбе указывает: *Actinocyclus ellipticus* v. *moronensis* (Deby) Kolbe, *A. ellipticus* Grun., *A. ehrenbergii* v. *tenellus* (Breb.) Hust., *Cestodiscus pulchellus* Grev., *Ces. pulchellus* v. *maculatus* Kolbe, *Coscinodiscus plicatus* Grun., *C. gigas* Ehr., *C. paleaceus* (Grun.) Rattr., *Denticula nicobarica* Grun., *Asterolampra moronensis* Grev., *Bruniopsis mirabilis* (Brun.) Karst., *Radiopalma dichotoma* Brun, *Asterolampra arrhenii* Kolbe.

Кольбе подчеркнул заметное сходство состава видов в этой колонке с флорой плиоценового возраста, известной в диатомитах Никобарских островов Индийского океана.

В осадках верхней части колонки ст. 76 (гл. 0—550 см) наиболее характерным видом является *Coscinodiscus nodulifer*. В нижней части колонки 560—1011 см этот вид отсутствует. В поверхностном слое осадков на С. *nodulifer* приходится около миллиона *створок/г*, на глубине 500 см количество их падает до 50 000 *створок/г*, а глубже они совсем исчезают. В современном планктоне экваториального пояса Мирового океана *C. nodulifer* — один из наиболее показательных видов. Кольбе (Kolbe, 1954) подчеркивает, что судя по колонке ст. 76, отличительной особенностью флоры плиоценового возраста является отсутствие *C. nodulifer*. Однако наши данные показывают, что *Coscinodiscus nodulifer* встречается в осадках плиоцена, но преимущественно в виде формы «*cuslorus*», с крупным, иногда двойным *podule*. На ст. 5133 (5°58'5" с. ш., 176°04'5" в. д., гл. 5396 м) третичные диатомей характеризуют осадки ниже 260 см и до конца колонки (фиг. 3). На ст. 5124 (7°55'3" с. ш., 153°41'5" з. д., гл. 5571 см) третичные диатомей характеризуют толщу осадков, залегающую ниже 600 см и до конца колонки на гл. 890 см от дна океана. Выше 600 см лежит «немая» толща осадков, которая здесь достигает мощности 5 м. Диатомей в осадках верхнего слоя (0—80 см) соответствуют по видовому составу их современному биоценозу.

Комплексы древних диатомей и силикофлагелляты в обеих колонках очень близки. Многие общие элементы объединяют их с комплексом диатомей ниже 500 см в колонке ст. 76 (Kolbe, 1954), но полного тождества не наблюдается. В комплексах диатомей из нижней части колонок станций 5133 и 5124 присутствует *Coscinodiscus nodulifer* Ehr., но по сравнению с верхним слоем колонки на ст. 5124 количество этого вида сокращается в 8—10 раз (4% вместо 30% в осадках на поверхности дна океана). На ст. 5133 падение частоты встречаемости *C. nodulifer* отмечается ниже 370 см от кровли колонки. Но так же как на ст. 5124, этот вид не исчезает полностью из осадков плиоценовой секции колонки.

Таким образом, намечается ясная тенденция к исчезновению *C. nodulifer* вниз к толще плиоценовых осадков. Вероятно, плиоценовые отложения, вскрытые колонками станций 5133 и 5124, несколько отличаются по возрасту, но в пределах плиоцена, о чем свидетельствует комплекс диатомей, отличный от комплекса миоценового возраста. Для плиоценового комплекса диатомей характерны следующие виды: *Nitzschia pliocena* (Brun) Mertz, *Coscinodiscus paleaceus* Rattr., *C. jabei* Kanaya, *C. aeginensis* A. Schm., *Asterolampra marylandica* Ehr., *Actinocyclus ellipticus* v. *moronensis* Grun., *Triceratium cinnamomeum* Grev., *Thalassionema hitzschoides* var. *parva* Heiden, *Thalassionema lineata* Jouse, *Hemidiscus affecuneiformis* Wall., *Nitzschia praemarina* Jouse, *Coscinodiscus*

nodulifer Ehr., f. cyclopus, Thalassiosira off. marujamica Sheshuk, Actinocyclus ellipticus f. lanceolata Kolbe, Thalassiothrix spp.

В плиоценовой секции колонки на ст. 5124 участие различных Thalassionema выражается в 47—77%. В осадках на гл. 700—890 см Th. nitzschoides var. parva составляет 24—32%, а Nitzschia pliocena (Brun) Mertz.— 36% (фиг. 4).

Данный список не претендует на полноту. В нем указаны главным образом, доминирующие виды. Анализ всего комплекса показывает, что в нем сохранились многие миоценовые виды. С другой стороны, наряду с большой группой вымерших видов в осадках плиоценового возраста встречаются виды, известные в современном тихоокеанском планктоне.

К сказанному необходимо сделать дополнение. Специфика плиоценовой флоры диатомей Тихого океана остается в значительной мере невыясненной. Потребуются дополнительные исследования непрерывной серии осадков, чтобы выявить типичные черты состава диатомей этого возраста.

Плиоценовая флора диатомей, очевидно, в большей степени, чем миоценовая, различалась по составу видов в различных зонах Тихого океана. Именно в этом причина того, что мы не находим аналогов плиоценовой флоры, известной на островах Прибылова в Беринговом море, на Камчатке, на Сахалине в осадках экваториальной зоны, откуда у нас имеются материалы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В комплексах диатомей геологических эпох существуют большие различия. Особенно ярко они проявились при переходе от палеогена к неогену. Большое количество родов заканчивало свое существование в конце палеогена. В эоцен-олигоценое время в Тихом океане развивалась весьма своеобразная флора диатомей, богатая такими экзотами, как Syringidium, Riedelia, Kittonia, Craspedodiscus, Hemiaulus. Она сохранилась в диатомитах Оамару, на Барбадосе, частично в формации Келлогшейл в Калифорнии и, по-видимому, на Анадыре. С начала неогена наступил новый этап в истории развития диатомей Тихого океана. Миоценовые комплексы, сохранившиеся в океанских осадках, хорошо параллелизуются с разновозрастными комплексами на суше по западной и восточной окраинам океана. В позднем миоцене существовала единая флора диатомей, чрезвычайно близкая по составу в удаленных друг от друга районах (Камчатка, Сахалин, Северная Америка, Перу, Чили и др.).

Олигоценая и миоценовая флоры материковых и океанических отложений диатомей могут широко сопоставляться. В плиоцене обстановка существенно отличалась от обстановки предшествующего времени. Разные географические пояса океана были населены различными по видовому составу комплексами планктонных диатомей. Характерное для современной биогеографии зональное распределение диатомей в плиоцене, в отличие от миоцена, было более четко выраженным. С начала плиоцена или конца миоцена наступил новый этап эволюции диатомей Тихого океана, который в конечном итоге сформировал их современные черты.

2. Для состава диатомей палеогенового возраста характерны следующие роды: Melosira, Hemiaulus, Kittonia, Triceratium, Biddulphia, Stephanopyxis, Aulacodiscus, Brightwellia, Syringidium, Riedelia. Для неогеновой флоры особенно типичны представители Coscinodiscus, Thalassiosira, Thalassionema, Thalassiothrix, Denticula, Actinocyclus, Asterolampra, Asteromphalus, Chaetoceros, Rhizosolenia, Cosmiodiscus, Hemidiscus. Родовые отличия характеризуют диатомей, населявших Тихий океан в палеогене и неогене. Внутри этих геологических отделов возрастные осо-

бенности флоры сводятся преимущественно к обособлению разновозрастных комплексов видов. Как для крупных, так и для более коротких отрезков времени диатомей служат надежными руководящими ископаемыми, на которых успешно можно опираться при корреляции отложений океанских и на суше. Начиная с плиоцена такие корреляции неизбежно усложняются. Мы видим резкие зональные географические отличия между составом видов в плиоцене северных районов тихоокеанского бассейна — острова Прибылова в Беринговом море, Камчатки и Сахалина (Жузе, 1959, 1961) — и тем составом, который встречается в плиоценовой секции колонок станций MSN-132-P, 5124 и 5133. Разнообразие флористических комплексов диатомей в плиоцене свидетельствует о глубоких различиях, появившихся в их составе в результате усиления контрастов между климатическими поясами океана. В плейстоцене, благодаря резкому похолоданию климата, зональные черты распределения планктонных диатомей Тихого океана приобрели наибольшую выразительность.

3. Области накопления кремнистых осадков в третичное время и в плейстоцене в ряде случаев не совпадают. Органогенное кремненакопление в Тихом океане в палеогене и неогене происходило на большей площади, чем в современную эпоху. Третичные диатомиты в северной части океана распространяются к югу от современной границы диатомовых илов. Экваториальная зона органогенных кремнистых илов в это время имела более широкие границы и почти смыкалась по окраинам океана с северными областями. Об этом можно судить по многочисленным кремнисто-карбонатным отложениям третичного возраста, выходы которых лежат главным образом за северной границей современной экваториальной зоны органогенных осадков. В южной части Тихого океана известные палеогеновые диатомиты Оамару находятся севернее границы современного распространения антарктических диатомовых осадков.

Вместе с тем следует отметить определенную стабильность зон кремненакопления для большинства крупных областей Тихого океана. Наиболее яркий пример постоянства процесса кремненакопления представляет собой район Калифорнии, где с верхнего мела до настоящего времени с некоторыми перерывами образуются диатомовые илы. В Калифорнийском заливе они недавно были изучены Т. Н. в. Анделем (Andel, 1964) и С. Е. Калвертом (Calvert, 1966). В двух образцах поверхностных осадков из Калифорнийского залива на ст. L-121 и L-177 (27°45' с. ш., 111°52' з. д., гл. 1274—1526 м) нами было подсчитано количество диатомей, которое оказалось примерно таким же, как в антарктических диатомовых илах — 154—203 млн. *створок/г*, не считая их обломков. По Калверту, в современных кремнистых осадках Калифорнийского залива можно видеть аналог ископаемых биогенных осадков, известных на континенте. Аккумуляция огромных масс диатомей в осадках залива оказалась возможной вследствие благоприятных биологических условий, интенсивной вертикальной циркуляции, обеспечивающей подъем к эуфотической зоне глубинных вод, богатых кремнеземом, фосфатами и нитратами. Количество биогенного кремнезема, выпадающего ежегодно на площади дна Калифорнийского залива, по Калверту составляет около 10^{13} г.

4. Выходы плиоценовых осадков на дне океана крайне редки. В приэкваториальной зоне, в колонках, изученных Риделем и Фаннелом, плиоценовые отложения лежат на различной глубине ниже поверхности дна, за исключением ст. MSN-132-P. Та же картина наблюдается на станциях 5124, 5133, где осадки плиоценового возраста залегают ниже 3—7 м от поверхности дна. Возникает вопрос, почему на дне океана нередко выходы отложений миоценового, олигоценного и даже эоценового возраста и почти не встречаются выходы плиоценовых осадков. Пока по этому вопросу можно высказать лишь самые общие соображения.

В предплиоценовое время в ряде районов океана, по-видимому, происходили интенсивные поднятия, что привело к выходу на поверхность более древних осадков. Анализ фактического материала показывает, что почти во всех случаях достоверные выходы древних отложений приурочены к подводным поднятиям. Для отыскания выходов третичных осадков прежде всего следует ориентироваться на рельеф дна. На поднятиях накопление осадков нарушалось оползневыми процессами. Поэтому осадки плиоцена на поднятиях, вероятно, встречаются гораздо реже, чем миоценовые и имеют незначительную мощность. На ложе океана плиоценовые осадки перекрыты отложениями более молодого возраста. Чтобы достичь нижней границы плейстоценовых осадков в областях океана с большими скоростями осадконакопления, необходимы более длинные колонки.

ЛИТЕРАТУРА

- Жузе А. П. Диатомей третичного возраста в донных осадках дальневосточных морей. Тр. Ин-та океанол., т. 9, 1954.
- Жузе А. П. Основные этапы развития флоры морских диатомей на Дальнем Востоке в третичном и четвертичном периодах. Ботан. ж., 44, № 1, 1959.
- Жузе А. П. Миоценовые и плиоценовые морские диатомеи Дальнего Востока. Ботан. материалы Отдела споровых раст. Ботан. ин-та АН СССР, т. 15, 1961.
- Жузе А. П. Кремнистые отложения в современных и древних озерах. Сб. «Геохимия кремнезема», М., «Наука», 1966.
- Жузе А. П., Козлова О. Г., Мухина В. В. Диатомеи в поверхностном слое осадков Тихого океана. Докл. АН СССР, т. 171, № 5, 1966.
- Мухина В. В. К вопросу о границе между осадками четвертичного и третичного возраста в Тихом океане. Океанология, т. VI, вып. 1, 1966.
- Романкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Л. А., Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков зап. части Тихого океана. Результаты исслед. по междунар. геофизическим проектам. Океанология, № 14, 1966.
- Шешукова-Порецкая В. С. К ископаемой диатомовой флоре Южного Сахалина (морской неоген). Вестн. Ленингр. ун-та, № 15, сер. биол., вып. 3, 1959.
- Шешукова-Порецкая В. С. Диатомовые водоросли некоторых свит морского неогена Камчатки. Вестн. Ленингр. ун-та, № 15. Сер. биол., вып. 3, 1961.
- Шешукова-Порецкая В. С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Изд. Ленингр. ун-та. 1967.
- Эрикссон Д. Б., Юинг М., Уоллин Р. Определение границы между плиоценом и плейстоценом по глубоководным осадкам. В кн. «Рельеф и геология дна океана». Изд. «Прогресс», 1964.
- Tjeerd H. van Andel. Recent marine sediments of Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California. A. symposium Memoir, No. 3, pp. 216—310, 1964.
- Grammette M. N. Change in four groups of microfossils from the Eocene to Oligocene of the Oceanic formation Barbados. Geol. Soc. America. Bull., v. 66, n. 12, 1534—1554, 1955.
- Calvert S. E. Accumulation of Diatomaceous silica in the Sediments of the Gulf of California. Geol. Soc. America Bull., v. 77, pp. 569—596, 1966.
- Frenguelli J. Diatomeas fossils de los Yacimientos Chilenos de tiltil y Mejillones. Darwiniana, t. 9, No. 1, pp. 97—147, 1949.
- Grove E. a. Sturt G. On a fossil marine diatomaceous deposit from Oamaru, Otago New Zealand. J. Quekett. Micros. Club, 2, v. 3, pp. 1—330, 1887.
- Hanna G. D. a. Grant W. M. Miocene marine diatoms from Maria Madre Island Mexico. Proc. Calif. Acad. Sci. Ser., 4, v. 15, n. 2, 115—192, 1926.
- Hanna G. D. Cretaceous Diatoms from California. Calif. Acad. Sci. XIII, pp. 1—49, 1927.
- Hanna G. D. Geology of Sharktooth Hill, Kern County, California. Proceed. Calif. Acad. Sci., Ser. 4, v. 19, No. 7, pp. 65—83, 1930.
- Hanna G. D. Distribution of West American deposits of fossil diatoms. BIOS, v. 27, No. 4, pp. 227—231, 1956.
- Hanna G. D., Brigger A. Some fossil diatoms from Barbados. Oceans papers of the Calif. Acad. Sci., n. 45, pp. 1—27, 1964.
- Jose A. P. Diatomeen in Sedimenten der Seen. Ergebn. d. Limnologie. H. 4, Ar. Hydrobiol. 1—32, 1966.
- Канаяа Т. Eocene Diatom Assemblages from the Kellogg and «Sidney» Shales, Mt. Diablo Area California. Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendai, Japan, Second. Ser. (Geology), v. 28, pp. 27—124, 1957.
- Канаяа Т. Miocene diatom assemblages from the Onnagawa formation. Sci. Repts. Tohoku Univ., Sendai, Japan, v. 30, Second Ser., pp. 1—130, 1959.
- Канаяа Т. a. Koixumi I. Interpretation of Diatom Thanatocoenoses from the North

- Pacific Applied to a Study of Core V20—130. (Studies of a Deep-sea Core V20—130, Part IV). Sci. Repts. Tohoku Univ. Sendai, Ser. 2, (Geology), v. 37, No. 2, 1—30, 1966.
- Kolbe R. W. Diatoms from equatorial Pacific cores. Rept. of the Swedish deep sea Exped. 1947—1948, v. 6, f. 1, pp. 1—49, 1954.
- Landingham S. M. L. van. Miocene non-marine diatoms from the Yakima Region in South Central Washington. Nova Hedwigia, H. 14, pp. 1—78, 1964.
- Lohman K. E. Geologic ranges of Cenozoic nonmarine diatoms. Geol. Surv. Profess. Paper, No. 424-D, pp. 234—236, 1961.
- Mandra I. T. Fossil Silicoflagellates from California, U. S. A. Rep. Intern. Geolog. Congress, XXI sess., Norden. Part VI. Pre-Quaternary Micropaleontology, 1960.
- Mertz Dieter. Mikropaleontologische und Sedimentologische Untersuchung der Pisco-formation sudperu. Palaeontographica. Stuttgart. B. 118, Abt. B, lief 1—3, pp. 1—51, 1966.
- Okuno H. Atlas of fossil Diatoms from Japanese Diatomite Deposits. Bot. Institute Kyoto Univ., 1952.
- Riedel W., Bramlette M., Parker F. Pliocene-Pleistocene Boundary in Deep. Sea. Science, 140, No. 3572, 1963.
- Riedel W., Ladd H., Tracey Jr. and Bramlette M. Cores from the experimental Drilling Phase of the Mohole Project (Guadalupe site) 1—9, Scripps Inst. of Oceanogr., 1963.
- Riedel W. and Funnell B., Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific Ocean floor. Quarterly J. Geol. Soc. London, 1964, v. 120, pp. 305—368.
- Ruegg W. Geologie zwischen Canete—San Juan 13°—15°24', Sudperu. Geol. Rundschau. 45, 3, pp. 775—858, Stuttgart, 1956.
- Sawamura K. Correlation of the Hard Shales by Diatom in the Abashiri—Urahoro Area, East Hokkaido. Bull. Geol. Surv. Japan, v. 12, No. 11, pp. 73—78, 1961.
- Sawamura K. a. Yamaguchi Sh. Subdivision of Miocene by fossil diatom in the Tsubetsu Area, East Hokkaido Bull. Geol. Surv. Japan, v. 14, No. 10, pp. 77—82, 1963.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
6.XII.1966

УДК 551.736(470.5)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КУНГУРСКОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

М. П. ФИВЕГ, Н. И. БАНЕРА

В статье рассматриваются палеогеографические условия, в которых формировались кунгурские соленосные толщи Приуралья. Устанавливается, что кунгурское эпиконтинентальное море делилось на два бассейна, различавшихся по степени метаморфизации вод. Северный бассейн был еще связан с открытым морем; южный представлял собой впадину конечного стока, и здесь в условиях аридного климата и прогибания отдельных участков шло образование галита, сильвинита, бишофита и других солей.

1. ВВЕДЕНИЕ

В послепротерозойской истории Земли пермский период известен как время интенсивного соленакпления. В перми в аридных зонах Евразии и Северной Америки на больших площадях были отложены мощные соленосные серии.

Во впадинах Русской платформы и Предуральского прогиба соленакпление происходило преимущественно в ранней перми и в значительно меньших масштабах в казанском веке. В Среднеевропейской впадине соленосные толщи цехштейна отлагались, по-видимому, с конца кунгура в течение уфимского века (Степанов, 1967). В пермском бассейне Северной Америки наиболее мощная соленосная толща была образована в конце поздней перми.

Из всех отмеченных территорий соленакпления наиболее разнообразные условия формирования галогенных толщ существовали в ранней перми Русской платформы и Предуральского прогиба. Этот регион представляет исключительный интерес для выявления условий возникновения и развития солеродных бассейнов.

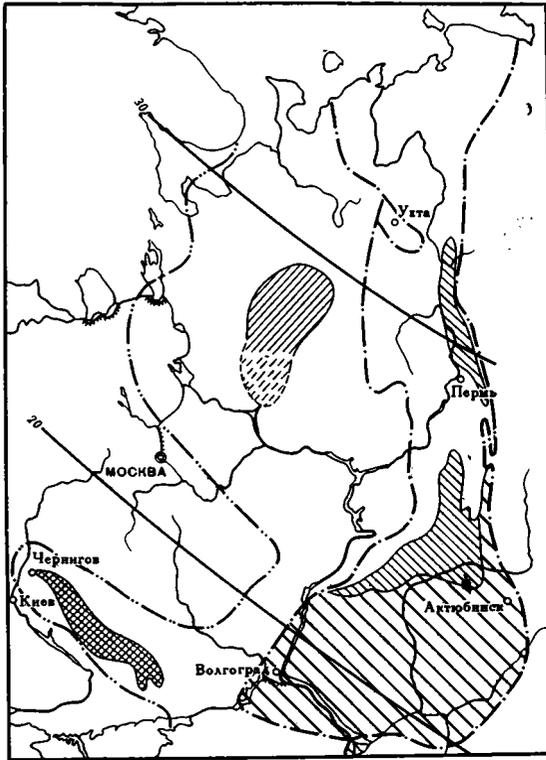
Основные особенности литогенеза внутриконтинентальных морских водоемов в зоне аридного климата были подробно рассмотрены Н. М. Страховым (1962). В качестве примера им, в частности, использованы данные по нижнепермским галогенным формациям Русской платформы и Предуральского прогиба. Новые сведения по этому и другим регионам соленакпления по существу не изменяют основных положений монографии Н. М. Страхова, однако позволяют внести некоторые уточнения и дополнения.

В результате больших работ, проведенных в связи с поисками нефти, газа и солей, изучение стратиграфии, литологии и палеогеографии раннепермских отложений рассматриваемого региона в последнее десятилетие значительно продвинулось¹. Это позволяло уточнить возраст и условия седиментации соленосных серий.

¹ В настоящей работе ранняя пермь принимается в границах от основания швагеринового горизонта до подошвы уфимского в составе ассельского, сакмарского, артинского и кунгурского ярусов. К последнему отнесены филипповский и иренский горизонты.

2. ОБЩИЙ ХОД СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В РАННЕПЕРМСКОЕ ВРЕМЯ

Соленакпление в ранней перми началось в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине (фиг. 1). Ангидриты впервые появляются в верхней части разреза картамышской свиты Бахмутской котловины. Каменная соль известна в средней части разреза никитовской свиты (Гончаров, 1967). В славянской свите каменная соль и ангидриты развиты на широкой площади этого региона. Наиболее соленасыщенной оказалась недавно обнаруженная здесь мощная краматорская свита, завершающая разрез ранней перми (Левенштейн, 1961). С некоторыми слоями каменной соли этой свиты связаны калийные породы (Корневский и др., 1964).



Фиг. 1. Площади раннепермского соленакпления на востоке Русской платформы и в Предуральском прогибе

1 — западная граница максимального распространения эпиконтинентального моря ранней перми (швагериновый горизонт); 2 — граница распространения кунгура. Солёносные серии: 3 — ассельского века; 4 — сакмарского века; 5 — кунгурского века (нерасчленённая); 6 — иртышского горизонта; 7 — палеомагнитные параллели (по Наливкину и Форшу, 1962)

По фауне карбонатных маркирующих слоев славянская свита сопоставляется со среднешвагериновым горизонтом Предуральского прогиба (Киреева и Нестеренко, 1955; Нестеренко, 1956). Краматорская свита, залегающая на славянской без перерыва, может быть отнесена к ассельскому веку.

Следующей по времени образования была соленосная серия (верхнекулойская) Московской синеклизы в верховьях рек Сухоны и Вычегды (Двинско-Сухонского бассейна) и, вероятно, отдельные солепроявления Горьковской, Костромской и Ивановской областей. В связи с тем, что морские артинские и кунгурские породы (Тихвинский, 1965) развиты восточнее площади распространения солей и согласно залегают на неомой верхней части разреза швагериновых известняков, возраст верхнекулойской толщи вероятнее всего нижнесакмарский.

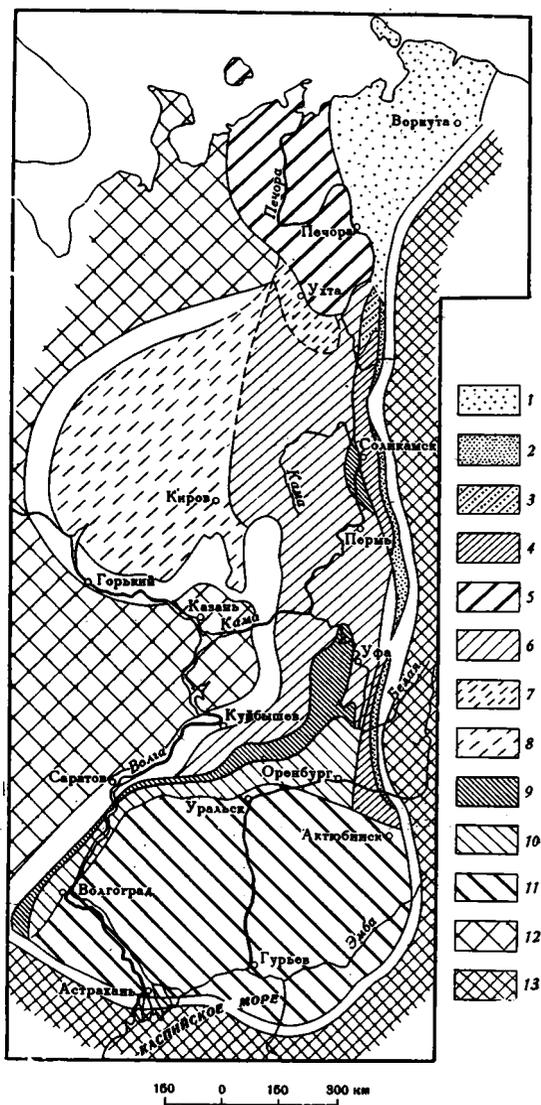
Каменная соль артинского века обнаружена на юге Саратовской области (Лацкова, 1961, 1966). Весьма вероятно, но далеко не бесспорно, что в это время соленакпление происходило также в западной части Прикаспийской синеклизы.

3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ТИП ДОКУНГУРСКИХ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Имеющиеся данные позволяют уточнить положение и тип солеродных бассейнов, а также палеогеографическую обстановку эпох докунгурского соленакпления.

Раннепермский бассейн восточной части Русской платформы был отделен от Тетиса в начале перми, по В. И. Устрицкому (1961) в швагериновое время, по В. Д. Наливкину и Н. П. Форшу (1962) в артинском веке. С этого времени и создается обширное заливообразное эпиконтинентальное море Русской платформы с односторонним питанием с севера океанической водой. На протяжении от ассельского к кунгурскому веку площадь эпиконтинентального моря резко сокращалась. В связи с подъемом западной части платформы граница моря отступала на восток. Площадь, занятая осадками карбонатных пород швагеринового времени, составляет $3 \cdot 10^6$ км². Площадь морского осадконакопления к началу кунгура сократилась до $0,7 \cdot 10^6$ км².

Рассматриваемая территория в тектоническом отношении неравноценна. Целесообразно выделить площадь мало подвижной, слабо прогибавшейся платформы от Тимана на юг до Прикаспийской синеклизы (275 тыс. км²). В кунгуре она продолжала прогибаться более интенсивно в восточной и особенно южной частях (фиг. 2). С юга ее ограничивает Прикаспийская синеклиза площадью около 450 тыс. км², интенсивно прогибавшаяся в кунгурском веке (Лацкова, 1961; Атеев, 1966 и др.). С востока платформа обрамлялась Предуральским предгорным прогибом, который севернее г. Красноуфимска, постепенно мигрируя, занимал в кунгуре наиболее западное положение и отделялся мало подвижным краем платформы (Наливкин, Форш, 1962). В пределах предгорного прогиба выделяются более подвижные интенсивно прогибавшиеся впадины: на севере — Сылвинско-Верхнепечорская и на юге — Бельская. Юж-



Фиг. 2. Литолого-фациальная схема ирии восточной части Русской платформы и Предуральского прогиба

1 — чередование морских терригенных пород с континентальными угленосными отложениями (воркутская свита); 2 — терригенный комплекс Предуральского прогиба (молассы); 3 — терригенно-сульфатный комплекс Предуральского прогиба; 4 — соленосные серии Предуральского прогиба; 5 — морские терригенные породы; 6 — морской карбонатно-сульфатный комплекс пород. Площади предполагаемого распространения пород; 7 — иренского горизонта на юго-восточном Тимане; 8 — лагунных терригенно-сульфатных пород; 9 — морской карбонатно-сульфатно-галитовый комплекс платформы; 10 — сульфатно-галитовый комплекс платформы; 11 — соленосная серия Прикаспийской синеклизы (нерасчлененный кунгур); 12 — полая суша; 13 — уральская суша и южное обрамление Прикаспийской синеклизы

нее Оренбурга в кунгуре прогиб переходил в Прикаспийскую синеклизу (Азнабаев, 1967; Жолтаев, 1966, и др.).

В ранней перми закономерно изменялась фаціальная обстановка. Господствующая в швагериновое время (ассельский век) формация органогенных известняков моря нормальной солености резко сокращается по площади, постепенно отесняясь на восток, и заканчивает свое существование в артинском веке.

Западнее меридионально ориентированной полосы мелководья в районе Татарского свода ее сменяет доломито-сульфатный комплекс, представленный переслаиванием доломитов (с редкими эвригалинными формами пеллеципод, гастропод и штафелл) с ангидритами (сульфатно-доломитовая фация Н. М. Страхова). С этого времени в нижнепермских породах появляются выдержанные на больших площадях пласты ангидритов. Площадь распространения пород этого комплекса постепенно расширяется, захватывая всю платформу. На южной периферии в связи с относительно возросшей ролью ангидрита толща сменяется доломито-сульфатным комплексом, который в ирени развивается на всей малоподвижной части платформы.

Это изменение состава пород от органогенных известняков к доломитам — ангидритам мы рассматриваем в полном согласии с Н. М. Страховым как следствие повышения концентрации солей в рапе бассейна, вызванной сгущением океанической воды в связи с испарением в обстановке аридного климата. На примере ранней перми это настолько очевидно, что нет необходимости приводить дополнительные доводы для доказательства осадочного происхождения сульфатов доломито-ангидритового или ангидрито-доломитового комплексов.

На более подвижных, интенсивно прогибавшихся площадях Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины, Московской и Прикаспийской синеклиз и впадин Предуральского прогиба образованы галитовые формации (соленосные серии). В пределах западного берега аридной равнины в обстановке вялого тектонического режима в сакмарский, артинский и кунгурский века возникали лагуны, осадки которых, особенно легкорастворимые соли, были уничтожены при положительных движениях западной суши.

4. ФАЦИИ И СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ КУНГУРСКОГО ВРЕМЕНИ

В кунгуре продолжало сокращаться поступление океанической воды в южную часть эпиконтинентального моря. Приток воды лимитировался шириной пролива между юго-восточным окончанием Тимана и восточным краем платформы. Граница распространения кунгурских пород, обрамляющая южный Тиман, — эрозионная. В связи с послекунгурским подъемом Тимана мы лишены возможности судить о размерах этого пролива. Предположительно полоса юго-восточного Тимана была мелководьем — своеобразным барьером.

В филипповское время в составе пород отсутствуют органогенные известняки моря нормальной солености. В пределах платформы наибольшую площадь занимает известково-доломитовая формация, по западной периферии которой появляются слои ангидрита. Мощность этих пород в западной части составляет 20—30 м, а к восточному краю платформы достигает 40—60 м.

Южнее широты г. Кунгура в карбонатной толще появляются слои ангидрита. Постепенно расширяясь к югу, сульфатно-доломитовая формация занимает всю площадь севернее Прикаспийской синеклизы.

В Куйбышевской и Оренбургской областях в толще филипповских пород выделяют два цикла — пилюгинский и мухановский — каждый из которых начинается глинистыми или алевролитистыми тонкослоистыми доломитами, переходящими в массивные, иногда оолитовые их разности;

выше располагаются ангидриты (Рыбаков, 1962). Западнее, в районе Саратовского Поволжья, толща кунгурских пород по литологическим признакам подразделяется на три пачки: нижнюю карбонатно-сульфатную, среднюю соленосную и верхнюю карбонатно-сульфатную. Нижняя из отмеченных пачек условно считается филипповской. Существенно то, что в этой пачке в пределах Ровенской, Ерусланской и Рукопольской площадей нефтяных разведок обнаружены слои каменной соли (Лацкова, 1961, 1966). Этот факт служит доказательством того, что в интенсивно прогибавшейся в это время Прикаспийской синеклизе существовал солеродный бассейн.

В пределах Предуральского прогиба в Сылвинско-Верхнепечорской впадине карбонатные породы восточного края платформы сменяются в границах платформенного крыла меридионально вытянутой полосой карбонатно-сульфатных пород, сложенных чередующимися между собой двумя слоями доломитов и двумя слоями ангидритов. В восточном направлении с постепенным возрастанием содержания кластического материала карбонатно-сульфатный комплекс сменяется карбонатно-сульфатно-глинистым, а затем конгломерато-песчаниковым (Софроницкий, Золотова, 1957; Грайфер и др., 1962).

В южной части Предуральского прогиба (Бельской впадине) в кунгуре выделяются три пачки, из которых нижняя и верхняя — ангидритовые, а средняя — соленосная. В связи с относительно небольшой мощностью нижней пачки в северной части впадины вполне вероятно, что нижняя часть соляной толщи филипповского возраста.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в филипповском море платформы, особенно по периферии, существовала повышенная концентрация солей. Одновременно в пределах Бельской впадины и Прикаспийской синеклизы существовали солеродные бассейны.

В иреньское время (см. фиг. 2) на платформе вместо известково-доломитовой формации появляется сульфатно-доломитовая, переходящая к востоку в карбонатно-сульфатную.

Четко выраженное семичленное деление иреньской свиты в Пермском Приуралье и Колво-Вишерском крае прослежено в последние годы и в пределах Татарии — западной части площади развития кунгурских пород (Тихвинский, 1959^{1,2}, 1965, 1967). Нечетные пачки сложены преобладающими по мощности ангидритами, четные — карбонатными породами (преимущественно доломитами).

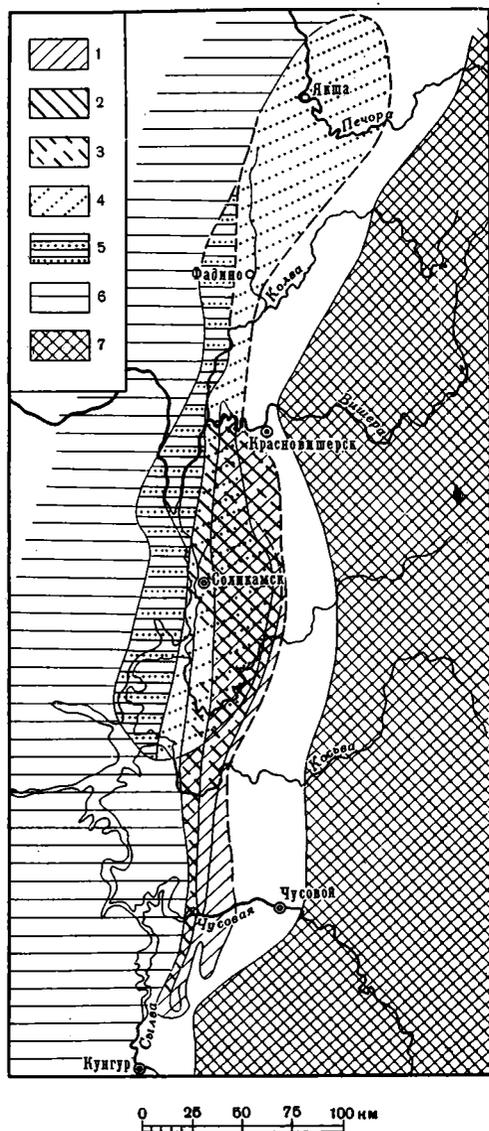
Южнее этой полосы в Куйбышевской и Оренбургской областях относимая к ирени толща (сорочинские слои) сложена в нижней части мергелями или глинистыми доломитами и выше — ангидритами, среди которых на юге появляются пласты каменной соли.

В малоподвижной части платформы иреньские отложения развиты на всей ее площади. Мощность пород карбонатно-сульфатного комплекса вблизи западной границы составляет 20—30 м, возрастая у Сылвинско-Верхнепечорской впадины до 150—170 м. Наблюдается увеличение мощности свиты в южном направлении. У Бирска она возрастает до 200 м и далее на юг с появлением в разрезе каменной соли у северного края Прикаспийской синеклизы — до 1000—1200 м.

С юга к малоподвижной части платформы прилегает интенсивно прогибавшаяся в кунгуре Прикаспийская синеклиза, в пределах которой длительный промежуток времени существовал солеродный бассейн. В нем отложилась самая мощная в мире соленосная серия. Ее седиментационная мощность в центре впадины, по нашим подсчетам, достигает 2700 м.

В последние годы в Сылвинско-Верхнепечорской впадине Предуральского прогиба по расположению в разрезе пластов каменной соли намечено расчленение ирени на семь пачек, синхронизируемых с платформенными (Грайфер и др., Хурсик, 1964). В связи с этим возникла возмож-

ность выявить особенности взаимоотношения бассейнов платформы и впадины. Эти данные позволяют установить, что во время образования нечетных пачек, когда на платформе отлагались сульфаты кальция, в западной части предгорного прогиба в пределах его платформенного крыла существовали соленодные бассейны. При понижении концентрации солей в бассейнах платформы во впадине предгорного прогиба отлагались мергели. В разрезе северной и южной ее частей появляются песчаники и аргиллиты (Богацкий и др., 1963).



Фиг. 3. Площади распространения соляных пород иренского яруса в Сылвинско-Верхнепечорской впадине. Составлено авторами по материалам В. З. Хурсика (1964) и треста «Пермнефтегазведка»

Возраст соляных пород: 1 — ледянопещерский (ig_1); 2 — шалашинский (ig_2); 3 — демидковский (ig_3); 4 — лунежский (ig_4) во впадине; 5 — лунежский (ig_5) в прилегающей части платформы; 6 — восточный край Русской платформы; 7 — уральская суша

Нижняя соляная толща (фиг. 3) располагается в основании иренского яруса (ig_1 — ледянопещерская пачка). Самые южные проявления каменной соли этого возраста известны по р. Сылве в пределах Шумковского месторождения (Хурсик, 1964; Иванов, 1965). Отсюда в северном направлении прослежена с перерывами до Соликамска. Сложнее наметить распространение каменной соли в третьей (ig_3 — шалашинской) и пятой (ig_5 — демидковской) пачках, так как не везде с полной уверенностью можно сопоставлять между собой эту часть разрезов по скважинам. Большинство исследователей объединяют их (ig_3 — ig_5). На фиг. 3 показана не безупречная интерпретация распространения отдельных пачек каменной соли иренской свиты. Ее можно рассматривать только как вероятный вариант.

Каменная соль трех упомянутых пачек ирени не констатирована в пределах Верхнепечорской части впадины. Возможно, это связано с Уралом поступлением сюда вод с Урала. Как упоминалось, в разрезе ирени этой части впадины присутствуют слои песчаников и аргиллитов. Соль верхней пачки ирени (ig_7 — лунежская) известна только в пределах соликамской и верхнепечорской частей впадины.

В эту завершающую фазу осадконакопления в ирени образовались наиболее мощные соленосные серии с зонами калийных солей. Если при седиментации ледянопещерской пачки было отложено около $1 \cdot 10^{12}$ т солей, а в шалашинской и демидковской — $0,3 \cdot 10^{12}$ т, то в течение лунежского времени $10 \cdot 10^{12}$ т.

В лунежское время Сыльвинско-Верхнепечорская впадина, по-видимому, сократилась до размера Соликамско-Верхнепечорской с двумя участками интенсивного прогибания Соликамским и Верхнепечорским, в каждом из которых существовали калийные бассейны с разными режимами седиментации. Эти бассейны периодически сообщались между собой. В. И. Копнин (1963) отмечает, что на стадии сильвинитовой седиментации в Соликамский бассейн поступали рассолы с севера. Постепенно сгущаясь, они продвигались на юг. Весьма возможно, что такая обстановка существовала и на стадии карналлитовых бассейнов.

В верхнепечорской части впадины, в толще каменной соли, развитой на площади 6,6 тыс. км² и достигающей мощности 350 м, в верхней половине разреза выделяется зона калийных солей (площадью 4,8 тыс. км²). Мощность ее достигает 50 м. Сложена зона преимущественно карналлитовыми породами, чередующимися с пластами каменной соли. Сильвиниты в ней занимают подчиненное место и являются послеседиментационными.

В соляной толще Соликамской впадины (пл. 9 тыс. км²), достигающей мощности 750 м, в верхней части разреза известна зона калийных солей (до 100—150 м). Она развита на площади 4,5 тыс. км² и представлена чередованием пластов калийных пород и каменной соли. В нижней части зоны развиты красные (Кр. I, Кр. II и Кр. III) и полосчатые сильвиниты, а в верхней — карналлитовые породы (6—10 пластов). Часть разреза с сильвинитами (Кр. III — А) выделяется как сильвинитовая подзона (средняя мощность 25 м), а с карналлитовыми породами (Б=К) — как карналлитовая подзона (средняя мощность 60 м).

На части площади карналлитовые породы замещаются пестрыми сильвинитами. Это замещение проявляется на нескольких горизонтах, причем площади каждого из лежащих выше горизонтов находятся внутри проекции контура, лежащего ниже. Иногда под пестрыми сильвинитами в красных наблюдаются обедненные зоны, в которых сильвинит замещен галитом. Генезис пестрых сильвинитов пока дискуссионен. Сейчас не поддерживается точка зрения первичного их происхождения. А. А. Иванов (1965) склонен считать их диагенетическими. А. Е. Ходьков (1956) связывает их генезис с движениями рассолов в катагенезе. Имеющийся фактический материал недостаточен для однозначного решения этого вопроса.

В соленосной толще Бельской впадины констатированы невыдержанные по мощности прослои полигалитовой породы (Страхов, 1947; Герасимова, 1956), которые еще прослеживаются и вдоль восточного края Прикаспийской синеклизы. В некоторых местах, например, восточнее Актюбинска, полигалитовые линзы (мощностью до 90 м) обнаружены на трех горизонтах. Стратиграфически выше располагаются линзы двух горизонтов сильвинитов (Жилийское месторождение). С. М. Корневский (1957) Бельскую впадину и всю восточную окраину Прикаспийской синеклизы выделяет как полигалито-галитовую зону. Полигалит здесь образован при диагенезе за счет поступления в калийный бассейн карбонатно-кальциевых вод с уральской суши.

В соленосной серии платформы между Прикаспийской синеклизой и Бельской впадиной в толще каменной (по-видимому, иренской) соли линзы сильвинита (преимущественно пестрого) известны в районе сел Стерлибашево и Федоровка (Стерлибашево-Федоровский вал; Корневский, Воронова, 1966).

В пределах соляной толщи Прикаспийской синеклизы разнообразные по составу калийные породы обнаружены при бурении в более чем тридцати структурах. В работах М. Л. Вороновой, В. В. Лобановой, И. И. Халтуриной, Я. Я. Яржемского и др. описаны сильвиниты иногда с необычно высоким содержанием сильвина (70—80%), полигалитовые сильвиниты (с постседиментационным полигалитом; Яржемский, 1957),

карналлиты, кизеритовые карналлиты, карналлито-кизеритовые, бишофит-карналлитовые, карналлит-бишофитовые и бишофитовые породы. В ряде мест обнаружены галито-кизеритовые породы. Из всех перечисленных пород наиболее распространены карналлитовые. Интересной особенностью соленакопления в Прикаспийской синеклизе является наличие бишофитовых пород с первичным, судя по повышенному содержанию брома, бишофитом, и присутствие разнообразных боратов в различных парагенезисах.

В связи со сложной внутренней тектоникой соляных штоков, несмотря на большое количество скважин, пройденных на некоторых куполах, до сих пор еще не удалось даже для наиболее изученных структур обосновать местные стратиграфические схемы. Предложенная С. С. Коробовым (1960) схема для Индера не является общепризнанной. Попытка синхронизации разрезов отдельных куполов с Индерским, предпринятая С. М. Корневым (1966), вряд ли может быть признана убедительной. Не имея разрезов, невозможно представить себе обстановку седиментации самой мощной в мире соленосной серии. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в составе пород этой серии резко преобладает каменная соль. Подчиненную роль играют ангидриты, мергели и др., наличие которых указывает на многократное разбавление рапы бассейна. Соленосная серия многоциклична, некоторые из циклов завершались образованием калийных солей. Несколько раз процесс сгущения доходил до эвтонии.

Без хорошо изученной стратиграфии пород соленосной серии Прикаспийской синеклизы невозможно выяснить особенности питания, периодичность седиментации и палеогеографию этого уникального обширного соленого моря. С. М. Корневым высказаны соображения о том, что единый солеродный бассейн синеклизы с уменьшением объема рассолов распадался на систему калийных бассейнов с разным режимом седиментации. Возможно, это так и происходило, но само по себе это представление — пока гипотеза, и для ее признания не хватает фактического материала.

Из приведенных данных видно, что обширное кунгурское эпиконтинентальное море, глубоко вдававшееся в сушу, юго-восточной частью Тимана было разделено на два бассейна с разными режимами седиментации (фиг. 4). Северный бассейн имел непосредственную и широкую связь с открытым морем, в котором отлагались органогенные известняки свальборского яруса Шпицбергена и прилежащих островов (Степанов, 1967). В западной части северного бассейна отлагались мергели, чередовавшиеся в разрезе с глинами. В восточной его части, в пределах развития воркутского комплекса, морские глинистые породы перемежаются с угленосными континентальными.

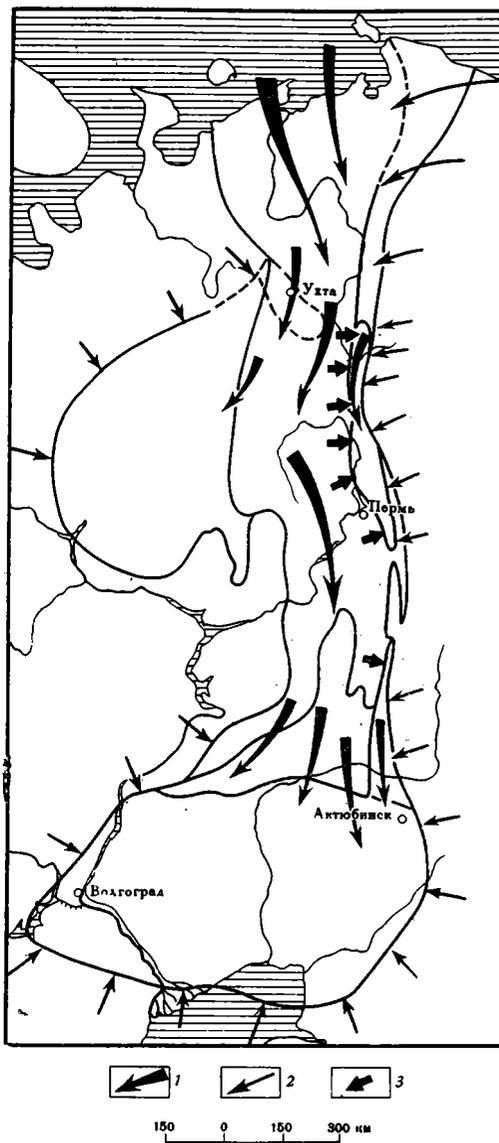
Воды открытого моря, по своему составу близкие к океаническим, проходя северный бассейн, смешивались с континентальными водами, обильно поступающими с Урала. При этом происходила прямая метаморфизация. В конце ирени Верхнепечорский и Верхнекамский калийные бассейны питались метаморфизованными рассолами. В разрезе Прикаспийской синеклизы имеются горизонты с сульфатами, которые образовались из вод, незначительно или совсем не метаморфизованных. Вряд ли будет верным полагать, что в данном случае происходила обратная метаморфизация. Это явление трудно себе представить, учитывая относительно небольшое количество вод, поступавших с суши, окружавшей бассейн Прикаспийской синеклизы.

Исходя из этого, можно предположить, что метаморфизация в северном бассейне в течение кунгура проходила не с постоянной интенсивностью. Вопрос этот может получить окончательное решение только после определения положения в разрезе Прикаспийской соленосной серии калийных пород с разным составом солей.

В южной части бассейна у Тимана констатированы не только доломиты, но и ангидритовые пласты и даже соль на р. Илыче. В. П. Бархатова отмечает хорошо выраженное обеднение фауны в южном направлении. На юге господствующими становятся пелелиподы. Все это бесспорно указывает на то, что в северном бассейне в южном направлении концентрация солей повышалась, т. е. бассейн находился в зоне аридного климата

Из приведенных данных видно, что океаническая вода, поступающая в южный бассейн, была не только метаморфизована, но и сгущена в некоторые промежуточные времена до стадии насыщения сульфатами.

Для южной части эпиконтинентального моря воды суши не играли заметной роли. Их влияние со стороны Урала не распространялось дальше полосы бассейнов Предгорного прогиба. С западной периферии — аридной равнины, судя по составу осадков, невозможно предполагать значительного поступления вод, которые могли бы заметно изменить режим даже окраинных частей моря. Остается невыясненным влияние на водный и солевой баланс вод, поступающих из глубинных частей литосферы через зоны разломов. Здесь речь может идти о хлор-кальциевых водах, которые в перми, так же, как и в настоящее время, могли отличаться высоким содержанием брома, возможно, калия и бора. Если приведенные предположения верны, то все перечисленные элементы этих вод в конечном итоге должны были бы накапливаться в солеродных бассейнах конечного стока. Сейчас для решения намеченного вопроса легче всего было бы использовать особенности распределения брома. При повышенном содержании брома в рапе солеродного бассейна во всех галлоидах осадка бром-хлорные коэффициенты были бы выше нормы, типичной для морской воды. Все сведения, которыми мы располагаем для Верхнекамского месторождения (по данным Р. Э. Шлеймович), свидетельствуют о содержании брома не выше нормы. Для Верхнепечорского, Шумковского и Стерлитамакского месторождений сведения о содержании брома недостаточны. Наиболее важными для нас были бы данные по Прикаспий-



Фиг. 4. Схема питания эпиконтинентального кунгурского моря

1 — морская вода; 2 — воды суши; 3 — воды эпиконтинентального моря, поступающие в солеродные бассейны

ской синеклизе (Е. М. Петрова). К сожалению, имеющиеся сведения недостаточны для того, чтобы убедиться в заметной роли хлоркальциевых вод в балансе солей бассейна Прикаспийской синеклизы.

Таким образом, режим бассейнов платформы определялся метаморфизованной и частично сгущенной морской водой, поступавшей через пролив между Тиманом и восточным краем Русской платформы. В течение иренского времени ее поступление периодически менялось. При пропуске большого количества воды концентрация солей понижалась. В это время накапливались карбонатные осадки. При сокращении поступления концентрация солей повышалась. Осаждались сульфаты кальция.

Морская вода, сгущенная в море платформы, поступала в интенсивно погружавшийся бассейн Прикаспийской синеклизы и во впадины Предуралья до стадии садки карналлита в верхнепечорской и соликамской частях Сылвинско-Верхнепечорской впадины и до эвтонии в бассейнах Прикаспийской синеклизы.

Соляные породы были образованы только в бассейнах, расположенных в пределах наиболее интенсивно прогибавшихся впадин (Фивег, 1952) и на периферии эпиконтинентального моря. Соленосные серии пространственно сочетаются с доломито-ангидритовыми комплексами менее лабильных частей платформы. В Предуральском прогибе в направлении суши соленосная серия сменяется молассаами.

Галитовые бассейны Прикаспийской синеклизы по своим размерам являлись морями, во впадинах Предуралья — озерами, иногда заливами. Все они были бассейнами конечного стока с отметками поверхности рапы ниже уровня эпиконтинентального моря (Фивег, 1964).

При благоприятном режиме питания солеродных бассейнов осуществлялись завершённые циклы галогенной седиментации. В этом случае галитовые бассейны периодически сменялись калийными, которые располагались в контуре распространения обсыхающего галитового бассейна. Для Верхнепечорской и Соликамской впадины это были крупные озера, для Прикаспийской синеклизы — возможно, система озер.

В наиболее благоприятных условиях находился солеродный бассейн Прикаспийской синеклизы, который принимал поток рассолов, прошедших платформу. Интенсивное прогибание дна синеклизы обеспечивало эту возможность. Здесь сосредоточено огромное количество солей (около $1,5 \cdot 10^{15}$ т). В пределах прилежащих с севера частей платформы отложилось всего $0,15 \cdot 10^{15}$ т солей, а во впадинах Предуралья — $43 \cdot 10^{12}$ т. В Прикаспийской синеклизе накопилось 88% общего количества солей ($1,7 \cdot 10^{15}$ т), образовавшихся в течение кунгурского века.

ЛИТЕРАТУРА

- Азнабаев Э. К. О зоне сочленения Западного Примугоджарья с Южноэмбенским поднятием и перспективах ее нефтегазоносности. Изв. Казахск. АН, № 1, 1967.
- Атеев А. Е. О строении бортового уступа Прикаспийской впадины в Саратовском Заволжье. Геология нефти и газа, № 3, 1966.
- Богоцкий В. И., Вассерман Б. Я., Моделевский М. Ш. Новые данные о газоносности южной части Верхнепечорской депрессии. Газовая пром., № 8, 1963.
- Герасимова В. В. Геологическое строение, литология и условия формирования соленосной толщи Яр — Бишкадака. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 32, 1956.
- Гончаров Ю. И. Стронций в галогенной толще Донецкой перми. Литология и полез. ископ., № 1, 1967.
- Грайфер Б. И., Романов П. И., Залкинд И. Э. Стратиграфия и литофации кунгурского яруса Пермского Прикамья. Сб. «Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермь», Тр. ВНИГНИ. Гостехиздат, М., 1962.
- Жолтаев Г. Тектоника восточной окраины Прикаспийской синеклизы. «Геология (Темат. сб. статей аспирантов и соискателей)». Алма-Ата, 1966.

- Золотова В. П. Верхний горизонт кунгурского яруса Пермского Прикамья. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 18, вып. 2, 1961.
- Иванов А. А. Пермские солеродные бассейны Печорско-Камского Предуралья. Изд. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск, 1965.
- Киреева Г. Д., Нестеренко Л. П. О швагериновых слоях Донецкого бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30, вып. 4, 1955.
- Копнин В. И. О площадном распределении хлористого калия в силвинитовых пластах Верхнекамского месторождения. Докл. АН СССР, т. 149, № 2, 1963.
- Кореневский С. М. О фациях, калиености и бороносности галогенного кунгура Прикаспийской низменности, Актюбинского, Чкаловского и Башкирского Приуралья. Докл. АН СССР, т. 116, № 3, 1957.
- Кореневский С. М., Галицкий И. В., Бобров В. П., Хрущов Д. П. Новые данные о калиености галогенных отложений Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Разведка и охрана недр, № 5, 1964.
- Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ. Изд. «Недра», М., 1966.
- Коробов С. С. Некоторые новые данные по геологии Индерского поднятия. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 40, 1960.
- Лазкова В. Е. Стратиграфия, литология и фации нижнепермских отложений Саратовско-Волгоградского Поволжья. Сб. «Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы». Изд. Харьковск. ун-та, 1961.
- Лазкова В. Е. Нижнепермские отложения Саратовского Поволжья. Автореф. дис., Саратов, 1966.
- Левенштейн М. Л. Новые данные о составе и строении нижнепермских отложений Донецкого бассейна. Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд. Харьковск. ун-та, 1961.
- Наливкин В. Д., Форш Н. Н. Геологическая история Русской платформы в перми. Сб. «Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермь», М., Гостоптехиздат, 1962.
- Нестеренко Л. П. Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна. Изв. АН СССР. Сер. геол., 7, 1956.
- Рыбаков Ф. В. Стратиграфия и сопоставление разрезов пермских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. Сб. «Стратиграфич. схемы палеозойских отлож. Пермь». М., Гостоптехиздат, 1962.
- Софроницкий П. А., Золотова В. П. Нижний горизонт кунгурского яруса Прикамья. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 11, вып. 2, 1957.
- Степанов Д. Л. Свальбордский ярус и его положение в стратиграфической шкале пермской системы. Сов. геология, № 2, 1967.
- Страхов Н. М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Ч. 1. Стратиграфия и тектоника. «Материалы к познанию геологического строения СССР». Нов. сер., т. 5, вып. 9. Изд. Моск. о-ва испыт. природы, 1947.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III, Изд. АН СССР, М., 1962.
- Тихвинский И. Н. Об эволюции солевого режима Ассельско-Сакмарского моря юга Татарии. Докл. АН СССР, т. 126, № 5, 1959.
- Тихвинский И. Н. Стратиграфия и условия образования нижнепермских отложений на территории юга Татарии и прилегающих районов соседних областей. Автореф. канд. дис., 1959.
- Тихвинский И. Н. Основы стратиграфии нижнепермских отложений Волго-Вятского междуречья и прилегающих районов. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.
- Устрицкий В. И. Основные этапы эволюции морских бассейнов и фауны брахиопод Азии в течение пермского периода. Сов. геол., № 1, 1961.
- Фивег М. П. О геологических особенностях формирования соляных толщ. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 23, 1952.
- Фивег М. П. О значении колебаний уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации соленосных серий. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. XLV. «Недра», М., 1964.
- Ходьков А. Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 32, 1956.
- Хурсик В. З. О каменных солях северной части Юрезано-Сылвинской депрессии. Литология и полезн. ископ., № 4, 1964.
- Яржемский Я. Я. К вопросу о генезисе полигалита. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 29, 1957.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт галургии
Ленинград

Дата поступления
22.V.1967

**ГЕНЕЗИС ВЕРХНЕБАШКИРСКИХ БОКСИТОВЫХ ПОРОД
СРЕДНЕЙ АЗИИ**

В. Н. ГРИГОРЬЕВ

Образование бокситовых пород происходило в результате субаэральной десилификации эолового алюмосиликатного материала при высоком уровне грунтовых вод. Встречены разности железисто-каолинитового состава с хорошо сохранившейся пепловидной структурой.

Вскоре после первой находки в 1931 г. А. П. Марковским в отложениях карбона Средней Азии бокситов было установлено, что наряду с бокситами встречаются внешне сходные с ними породы, почти не содержащие свободного глинозема (Пейве, 1935, 1937). Уже тогда А. В. Пейве было замечено, что в полосе палеозойских бокситопроявлений, вдоль южного обрамления Ферганской долины, кондиционные бокситы приурочены к западным (Кызымчакское, Андаракское месторождения), а бокситовые породы к восточным районам (Варухское, Сохское месторождения). Последующие геологопоисковые работы подтвердили подобное распространение бокситов и бокситовых пород (Коннов, 1960, 1964). Среднекаменноугольные бокситопроявления в Средней Азии сосредоточены в пределах Южноферганской подзоны, Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоны герцинид Южного Тянь-Шаня. В эту подзону, характеризующуюся, в частности, сравнительно маломощными карбонатными отложениями нижнего и среднего карбона, входит территория высоких предгорий Алайского и Туркестанского хребтов и дальше к западу — горы Нуратау, а также горы Тамдытау (Центральные Кызылкумские возвышенности). Общая протяженность среднекаменноугольной бокситоносной полосы в Средней Азии около 1000 км. Для структурно-фациальных зон, обрамляющих Южноферганскую подзону с севера (Карачатырская подзона Алай-Кокшаальской зоны, Чаткало-Нарынская зона) и юга (Южно-Гиссарская зона) характерен иной тип поствизейских и, в частности, среднекарбонных отложений. Они состоят из более мощных терригенных полимиктовых флишеподобных толщ и различного количества эффузивов и туфов среднего и кислого состава (Григорьев, 1965).

Фаунистическая (главным образом микрофаунистическая) характеристика подрудных и надрудных известняков позволяет отнести большинство известных в Средней Азии палеозойских бокситопроявлений к верхнебашкирскому подъярсу, хотя в его пределах их положение несколько варьирует. В последние годы геологами Южно-Киргизской комплексной экспедиции (Б. Е. Дмитрук и А. Сагындыков) открыты бокситопроявления и в девоне; имеются предположения о более молодом (среднекарбонном и даже мезозойском) их возрасте. Весьма примечательно, что предполагаемые девонские и верхнебашкирские бокситопроявления расположены в пределах одной и той же структурно-фациальной зоны, по соседству друг с другом.

В междуречье Исфары и Исфайрама на протяжении более 150 км насчитывается около 10 рудопоявлений и месторождений бокситовых пород, из которых наиболее крупными остаются открытые А. В. Пейве в 1935—1936 гг. — Варухское и Сохское. Из более мелких выходов бокситовых пород, расположенных восточнее Сохского месторождения, следует отметить Хайдарканский, Охнинский, Каранглинский, Аирбазский, Чаувайский. Современные представления о геологическом строении этих рудопоявлений основаны главным образом на результатах поисковых работ, проведенных М. П. Вакуленко в 1936—1937, 1948 гг. и Г. А. Бельским в 1948—1949 гг. В основу изложенных ниже представлений о генезисе верхнебашкирских бокситовых пород положен материал, собранный автором при изучении Варухских, Сохских, Каранглинских и Чаувайских бокситовых пород, а также почти всех известных рудопоявлений бокситов западных районов Средней Азии.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ БОКСИТОВЫХ ПОРОД

Одной из особенностей изученных месторождений бокситовых пород является сравнительно выдержанный по мощности и значительный по протяженности пластовый характер залежей, в отличие от залежей бокситов западных районов Средней Азии. Наиболее четко это видно на Варухском и Сохском месторождениях. Так, в первом единый пласт бокситовых пород в виде маркирующего горизонта мощностью около 10 м (от 7 до 16 м) прослежен примерно на 7 км, а во втором при такой же мощности протяженность пласта бокситовых пород не менее 3 км. В Каранглинском рудопоявлении бокситовые породы, мощностью от 6 до 15 м наблюдались на площади более 1500 м² (30×50 м), но имеются данные, что они могут быть прослежены на значительно большем расстоянии (до 500 м). Интенсивные блоковые смещения в этом районе затрудняют оценку размеров рудного пласта. Для сравнения укажем, что на изученных месторождениях бокситов протяженность рудных тел редко превышает первые десятки метров и часто равна всего лишь нескольким метрам. Обширные безрудные участки принято объяснять уничтожением части залежи либо размывом при последующей трансгрессии, либо выжиманием бокситов надвигами.

Среди рассматриваемых месторождений бокситовых пород особняком стоит группа Чаувайских выходов, характеризующаяся малыми мощностями (менее 1 м) и незначительной протяженностью линзообразных залежей бокситовых пород, а также многократным появлением их в разрезе верхнебашкирских отложений. Некоторые исследователи в этом районе указывали до семи горизонтов бокситопоявлений, хотя чаще насчитывают четыре.

Соотношения с подстилающими известняками бокситов и бокситовых пород резко различаются. Обычно бокситы заплняют сравнительно крутосланные полости глубиной до 3 м, удаленные друг от друга на несколько метров. Конфигурация контакта бокситов с известняками весьма сходна с контактом ямайских бокситов и подстилающих их известняков (Цанс, 1964). Дно и стенки карманов часто покрыты сетью тонких, иногда глубоких трещин. Подобные карманы, заполненные бокситами, развиты в горах Кызымчак и Кокчетау. В Актауском месторождении метаморфизованных бокситов (Центральные Кызылкумы) кроме основного рудного горизонта, сложеного маргаритовыми сланцами, на некоторых участках сохранились бокситы в трубообразных полостях, вскрытых на 30 м глубже подошвы главной залежи. Эти тела по форме очень напоминают девонские бокситопоявления близ Нижнесергинского завода на западном склоне Среднего Урала (Федоров, 1937; Пейве, 1947). На некоторых месторождениях, например Шингакучкольском, бокситы являются цементом брекчий, приуроченных к узким участкам, секущим

вмещающие известняки. Брекчии состоят из остроугольных останцов этих известняков, «плавающих» в бокситовом цементе. Они не отличаются от так называемых «подрудных брекчий» или «боксит-брекчий», развитых на многих месторождениях девонских бокситов Урала (Архангельский, 1937; Мелешенко, 1945; Пейве, 1947; Бушинский, 1958).

Аналогичные крутостенные карманы, трубообразные полости и брекчированные участки в подошве бокситовых пород нами не наблюдались. Кровля известняков, подстилающих бокситовые породы, имеет пологие широкие западины. При глубине от 0,5 до 2 м их поперечник соответственно равен 2—6 м. В ряде месторождений известняки покрыты пластобразным чехлом псевдоконгломератов, отличающихся от «боксит-брекчий» иной формой известняковых останцов (псевдогалек) и относительно меньшим количеством бокситоподобного цемента. Большинство псевдогалек имеет несколько удлиненную форму, вытянутую параллельно напластованию. Между ними частично наблюдается конформное сочленение, при котором округлым выступам на поверхности одной псевдогалки соответствуют углубления в соседних псевдогалках. Они окружены красно-бурыми корочками глинисто-железистого вещества. Вниз по разрезу и местами по простиранию псевдоконгломераты постепенно сменяются массивными известняками. Все это позволяет предполагать, что псевдоконгломераты, так же как и «бокситобрекчии», имеют постседиментационное происхождение. Сходные псевдоконгломераты описаны в основании диаспор-шамозитовых руд Ивдельского месторождения на Северном Урале (Архангельский, 1937). Среди изученных месторождений наибольшая мощность псевдоконгломератового чехла (до 10 м) наблюдалась на Варухском месторождении. Псевдоконгломераты развиты также на Сохском и Чаувайском месторождениях, но мощность их там значительно меньше.

В заключение следует указать на существование в юго-восточной части Варухского месторождения среди бокситовых пород прослоя известняка мощностью 1,5 м; он прослежен канавами более чем на 1 км и к западу выклинивается. Интересно, что в данном прослое массивный известняк сверху сменяется известняковым псевдоконгломератом, аналогичным развитому в основании залежи. В нем сохранились останцы известняка длиной 10—25 см и толщиной 5—10 см.

ТИПЫ БОКСИТОВЫХ ПОРОД И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ЗАЛЕЖАХ

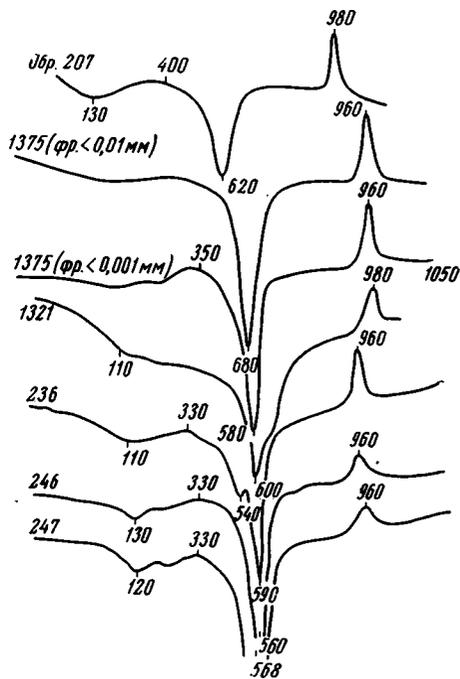
Для бокситовых пород характерен однородный плотный аргиллитоподобный вид без сколько-нибудь заметной слоистости. Их щебенка в свежих отвалах имеет костыльчатую отдельность с раковистым изломом. В старых отвалах и в естественных выходах бокситовые породы рассыпаются в мелкую игольчатую дресву; длина иголок несколько сантиметров, толщина — миллиметры. Особенно обильна игольчатая дресва в Варухском и Сохском месторождениях. Окраска бокситовых пород красно-бурая, встречаются небольшие оглиненные участки, окрашенные в зеленоватый цвет.

Еще первыми исследователями бокситовых пород в качестве одного из их типов были выделены железисто-каолинитовые разности, химический состав которых характеризуется примерно каолинитовым соотношением Al_2O_3 и SiO_2 (т. е. около 0,83), весьма значительным содержанием Fe_2O_3 и почти полным отсутствием FeO (табл. 1). Породы этого типа приурочены к верхним частям залежей. Их микроскопическое изучение, как правило, затруднено присутствием большого количества бурых окислов железа, которые маскируют минеральный состав и структуру породы. На значительное содержание каолинита в этих образцах, кроме химического состава, указывают кривые нагревания с четкими экзотермическими пиками в интервале 950—1000° (фиг. 1, обр. 207, 1321).

Среди этих пород встречаются разновидности с относительно крупными каолинитовыми зернами в буром базальном глинисто-железистом цементе. Они придают породе сходство с кристаллокластическими пеплами. Такие породы были встречены на Сохском месторождении (обр. 1321, фототабл. I, а), а также в верхней части рудного пласта Ташбулакского месторождения (фототабл. I, б). Как отмечалось, возраст последнего пока окончательно не решен. Сохские и Ташбулакские пепловидные бокситовые породы отличаются друг от друга лишь количеством цемента. Зерна каолинита в них имеют различную форму, но преобладает призматическая (от короткостолбчатой до лентообразной), клиновидная или иная полигональная форма, чаще всего с весьма резкими незакругленными углами. В призматических зернах хорошо видна перпендикулярная длине спайность (см. фототабл. I, в). Обычно она подчеркивается реликтами слюдястого минерала, по-видимому близкого к гидробиотиту, с весьма яркой интерференционной окраской и характерным для биотита плеохроизмом. Иногда по плоскости спайности отдельные участки каолинитовых зерен смещены относительно друг друга, а лентовидные зерна изогнуты, подобно вермикулитовым «гармошкам». Длина многих каолинитовых зерен достигает 0,5 мм, но преобладают зерна меньше 0,1 мм.

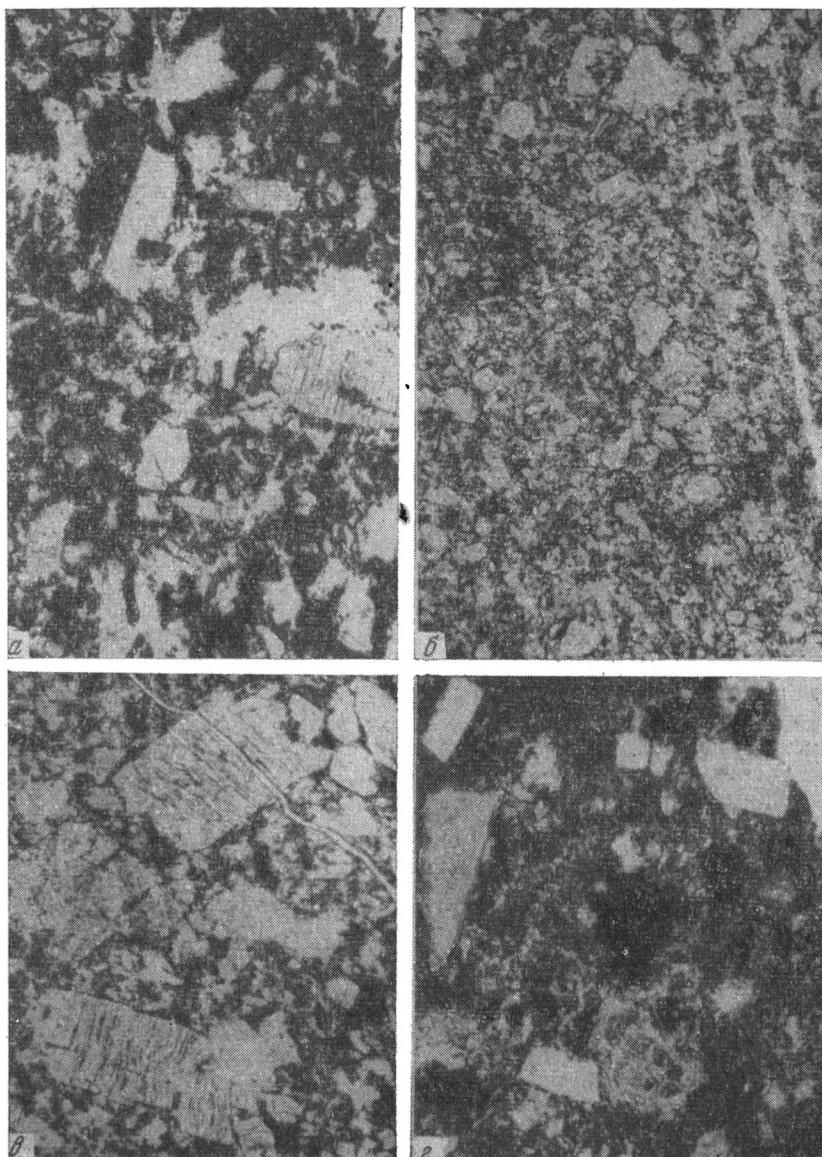
Кроме железисто-каолинитового типа, среди бокситовых пород выделяется диаспор-железисто-каолинитовый тип, отличающийся от предыдущего более высоким отношением Al_2O_3 к SiO_2 . Повышенное содержание глинозема обусловлено присутствием мелких скоплений ($<0,5$ мм) и кристаллов (0,01—0,03 мм) диаспора. Форма включений, состоящих из агрегатов тонкозернистого диаспора, разнообразна: угловатая, округлая, сгустковидная (см. фототабл. I, з) или сходная с формой пор между зернами. Наблюдается замещение каолинитовых зерен с периферии тонкокристаллическим шестоватым диаспором (фототабл. II, а). В некоторых образцах количество свободного глинозема достигает десятков процентов. В остальном диаспор-железисто-каолинитовые породы сходны с железисто-каолинитовыми. Большая часть каолинита в них, как и в предыдущем типе, неразличима среди бурой железистой массы, и лишь в некоторых шлифах встречены редкие мелкие прозрачные каолинитовые — зерна, сходные с фенокристаллами каолинита в образцах 1321, 1375 (см. фототабл. I, з). Как видно на фиг. 1 (обр. 236, 246, 247), кривые нагревания образцов диаспор-железисто-каолинитовых и железисто-каолинитовых пород практически не отличаются друг от друга.

Бокситовые породы рассматриваемого типа слагают большую часть Чаувайских рудопроявлений, а в Варухском и Сохском месторождениях они развиты главным образом в нижней половине рудного пласта.



Фиг. 1. Кривые нагревания образцов бокситовых пород железисто-каолинитового (обр. 207, 1375, 1321) и диаспор-железисто-каолинитового типа (обр. 236, 246, 247)

Кроме описанных двух разновидностей бокситовых пород, выделяют бокситовые породы, в большем или меньшем количестве содержащие железистые хлориты. Условно их можно назвать диаспор-железисто-хло-



Фототаблица I

а — железисто-каолинитовая порода с реликтами обломочных минералов, замещенных каолинитом. Сохское рудопоявление, обр. 1321; *б* — (то же). Ташбулакское рудопоявление, обр. 1375, увел. 60, николь один; *в* — призматические зерна каолинита с реликтами гидробититоподобного минерала (темное). Ташбулакское рудопоявление, обр. 1375, увел. 60, николь один; *г* — диаспор-железисто-каолинитовая порода с зернами каолинита и со сгустковидными выделениями диаспора. Сохское рудопоявление, обр. 236, увел. 60, николь один

ритовыми. По соотношению Al_2O_3 и SiO_2 (см. табл. 1) они сходны с диаспор-железисто-каолинитовыми, но отличаются от них повышенным содержанием FeO . Присутствие железистых хлоритов и уменьшение содержания каолинита отражается на кривых нагревания. На многих из них полностью отсутствует типичный для каолинита экзотермический пик в

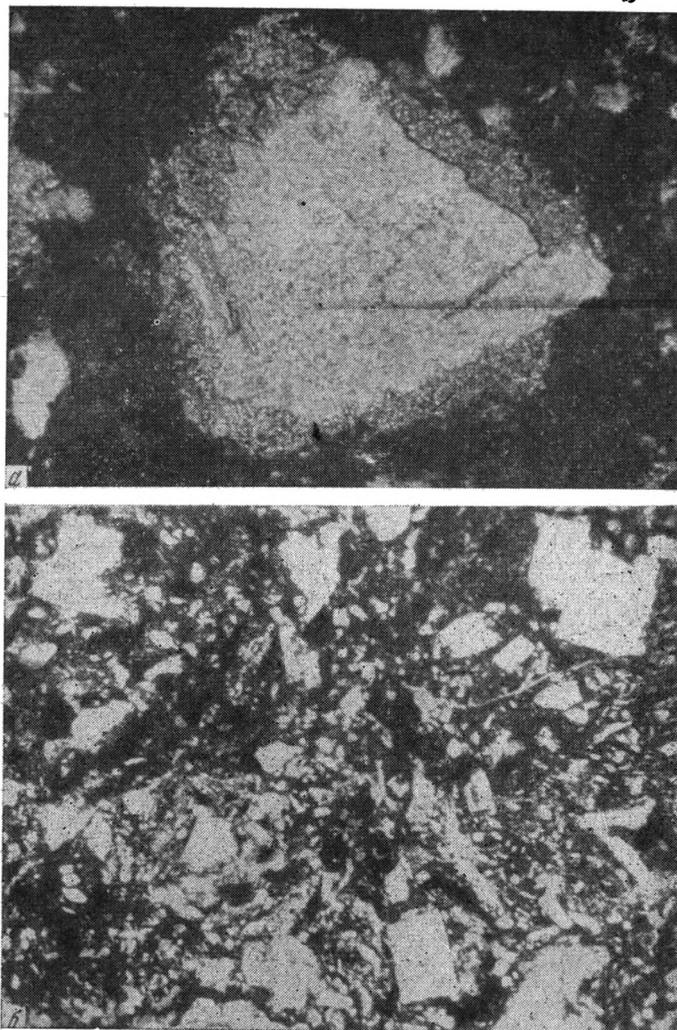
Химический состав различных типов палеозойских бокситовых пород, развитых в северных предгорьях Алайского хребта (междуречье Исфары и Исфайрама)

№ сбр.	SiO ₂ **	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	N ₂ O	H ₂ O	CO ₂	C	Потеря при прокаливании	Сумма	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	Месторождение
Железисто-каолининовый тип																			
207	38,81	32,95	1,59	11,71	0,57	0,01	0,02	0,88	0,28	0,27	0,23	1,58	11,45	0,00	0,00	—	100,35	0,85	Варухское
1375	42,17	35,26	0,94	6,29	0,26	Сл.	0,02	0,95	0,09	0,16	0,17	1,31	12,76	0,00	0,00	—	100,33	0,84	Ташбулакское
1321	32,13	25,99	0,94	27,21	0,00	0,25	0,02	1,06	0,08	0,27	0,34	1,51	9,76	0,00	0,00	—	99,56	0,81	Сохское
265-П*	36,65	29,37	0,34	17,96	0,00					Не определялись						14,45	98,79	0,80	Варухское
207-П	35,23	30,60	1,46	16,22	0,14					Не определялись						14,15	99,80	0,87	»
334-П	37,88	28,24	1,61	18,41	0,13					Не определялись						15,36	97,38	0,75	»
Диаспор-железисто-каолининовый тип																			
236	29,69	42,41	1,73	10,42	0,36	0,03	0,16	0,82	0,19	0,30	0,50	1,59	11,79	0,58	0,00	—	100,48	1,41	Чаувайское
246	20,92	47,52	2,35	12,75	0,57	0,11	0,06	1,76	1,12	0,23	0,40	1,64	10,66	0,28	0,00	—	100,37	2,27	»
247	18,74	52,13	3,04	10,72	0,50	0,02	0,06	0,70	0,29	0,23	0,53	1,46	11,57	0,00	0,00	—	99,99	2,78	»
22/5-Г	26,84	43,78	1,00	13,10	0,45	0,00	0,12	0,08	0,36	Не определ.		1,34	Не определялись			13,97	99,70	1,63	»
9/7-Г	35,90	41,00	1,56	6,16	0,22	0,00	0,07	0,70	0,04	Не определ.		1,40	Не определялись			14,32	99,94	1,14	»
62/2-Г	34,26	31,58	1,40	18,84	0,14	Сл.	0,02	0,00	0,36	Не определ.		1,39	Не определялись			13,74	100,34	0,93	Сохское
69/2-Г	38,62	36,37	1,68	9,00	0,36	0,00	0,05	0,00	0,33	Не определ.		1,41	Не определялись			14,52	100,93	0,94	»
201-П	27,85	34,40	0,39	23,12	0,00					Не определялись						14,03	90,79	1,23	Варухское
322-П	28,29	39,13	0,39	15,27	0,13					Не определялись						14,91	98,12	1,38	»
320-П	34,09	32,02	1,48	17,86	0,14					Не определялись						14,22	98,81	0,94	»
Диаспор-железисто-хлоритовый тип																			
1348	26,65	29,00	1,27	9,72	17,45	0,00	0,06	1,23	0,71	0,53	0,46	2,48	9,90	0,04	0,00	—	99,50	1,09	Чаувайское
11/5-Г	20,96	39,81	1,24	17,90	6,58	0,00	0,25	0,00	0,47	Не определ.		1,53	Не определялись			12,52	99,72	1,87	»
15/5-Г	26,34	44,84	1,70	7,62	4,67	0,00	0,16	0,00	0,73	Не определ.		1,56	Не определялись			14,25	100,31	1,75	»
1332	38,91	40,68	1,50	2,06	5,46	0,01	0,04	0,80	0,09	0,38	0,19	0,84	8,66	0,00	0,00	—	99,62	1,04	Каранглинское
1333	36,78	41,26	1,64	8,12	2,40	0,00	0,02	0,80	0,00	0,27	0,18	0,68	8,02	0,00	0,00	—	100,17	1,12	»
1341	39,57	37,84	1,31	10,17	1,86	0,00	0,03	0,80	0,00	0,30	0,22	0,80	7,05	0,00	0,00	—	99,95	0,96	»
223	32,84	32,19	1,96	15,81	0,86	0,02	0,02	1,05	0,24	0,23	0,17	1,82	12,45	0,20	0,00	—	99,86	0,98	Сохское
54/2-Г	24,20	45,14	1,96	9,65	5,00	Сл.	0,10	0,00	0,11	Не определ.		1,26	Не определялись			14,17	100,33	1,86	»
72/2-Г	16,84	55,60	2,04	5,74	6,31	0,00	0,06	0,00	0,00	Не определ.		0,73	Не определялись			14,08	100,72	3,29	»
313-П	30,18	37,34	0,57	14,59	0,95					Не определялись						14,75	99,26	1,23	»
286-П	18,09	42,93	0,58	18,81	3,58					Не определялись						—	—	2,37	»
349-П	32,58	34,78	1,68	14,22	1,12					Не определялись						—	—	1,07	Варухское

* Буквой «П» отмечены результаты анализов бокситовых пород, заимствованные из работы А. В. Пейве (1935); буквой «Г» — результаты анализов бокситовых пород из коллекции С. К. Гиппа, выполненные в ВИМС. Анализы остальных образцов из коллекции автора выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

** Определения свободной кремнекислоты (в виде кварца и халцедона) во всех образцах из коллекции автора дали отрицательные результаты.

интервале 950—1000° С (фиг. 2, обр. 1348, 1332—3, 1341; 223). Часть железистых хлоритов (по-видимому, шамозит) сконцентрирована в довольно крупных (до 5 мм) правильно округлых бобовинах, несомненно диagenетического происхождения. Иногда периферическая часть бобовин сложена диаспором. Химический анализ бобовин, взятых из Сохского месторождения, следующий (%): SiO_2 —21,32; Al_2O_3 —32,45; TiO_2 —1,73;



Фототаблица II

a — диаспор-железисто-каолининовая порода с зерном каолинита, замещенным по периферии диаспором. Сохское рудопроявление, обр. 236, увел. 200, николь один; *b* — бемит-каолининовая порода («белый боксит») с порфировой структурой. Фенокристы полевых шпатов замещенных каолинитом. Чернигория (район Трубжела), увел. 76, николь один

Fe_2O_3 — 19,48; FeO — 8,74; MnO — 0,04; P_2O_5 — 0,04; CaO — 0,88; MgO — 0,91; Na_2O — 0,27; K_2O — 0,19; H_2O^+ — 11,97; H_2O^- — 1,58; CO_2 — 0,08; С — нет; сумма — 99,67. Бокситовые породы этого типа были встречены в Чаувайском, Каранглинском, Сохском и Варухском месторождениях, причем в последних двух они, как и породы предыдущего типа явно тяготеют к нижней части рудного пласта.

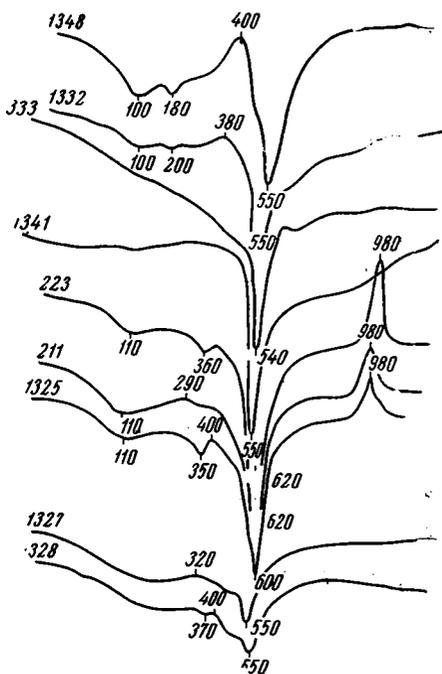
Следует отметить наличие на Варухском и особенно Сохском месторождениях линзообразных тел мощностью до 5 м, протяженностью в несколько метров, сложенных бобовой железорудной породой. На Сохском месторождении эти линзы расположены вблизи подошвы пласта бокситовых пород, как правило, над впадинами в подстилающих известняках. На Варухском месторождении известна лишь одна такая линза, но из-за сложности тектонического строения ее положение по отношению к подошве и кровле не ясно.

Размер бобовин в железорудных образованиях такой же, как и отдельных бобовин в бокситовых породах (до 5 мм). Для Варухских железорудных пород характерен гематитовый состав бобовин, сцементированных железисто-каолинитовой массой. В Сохских железорудных образованиях также преобладают гематитовые бобовины. Этим обусловлено высокое содержание в них Fe_2O_3 (табл. 2). Кроме гематита, многие бобовины содержат железистый хлорит, с чем связано присутствие FeO , достигающее 9% (обр. 1328). Хлоритом сложены чаще всего центральная часть бобовин и цемент этих пород. В восточной части Сохского месторождения встречены мелкие линзы бобовой породы, целиком сложенные шамозитом (обр. 1325). Химический состав этой породы очень сходен с приведенным выше составом рассеянных бобовин и весьма близок к составу окисно-железистого шамозита. Несколько настораживает каолинитовый облик кривой нагревания этого образца. Но имеются указания о сходстве кривых нагревания шамозита и каолинита (Дир и др., 1966). Возможно, экзотермический пик в 980° на кривой нагревания обр. 1325 (см. фиг. 2) обусловлен не примесью каолинита (ни макро-, ни микроскопически он в этом образце не виден).

Формирование железорудных образований было связано с постседиментационным перераспределением железа. Первоначально оно концентрировалось в виде хлорита (вероятно, шамозита) в отдельных изолированных бобовинах, в мелких линзовидных телах, состоящих из скопления таких бобовин, и в виде более крупных монолитных линзовидных тел, в которых цементирующая бобовины масса так же, как и сами бобовины, сложена хлоритом. В дальнейшем хлоритовая масса была окислена и в большей или меньшей степени замещена гематитом.

Между описанными типами бокситовых пород, а также и встречающимися среди них железорудными породами существует тесная связь и постепенные переходы. Это хорошо отражается в их химическом составе (см. табл. 1 и 2). Следует отметить очень низкое содержание во всех образцах MnO и P_2O_5 .

Весь имеющийся материал, полученный при изучении перечисленных выше месторождений, показывает, что максимальное обособление железорудных компонентов и накопление свободного глинозема приурочены к



Фиг. 2. Кривые нагревания образцов бокситовых пород диаспор-железисто-хлоритового типа (обр. 1348, 1332, 1333, 1341, 223) и железорудных образований (обр. 211, 1325, 1327, 1328)

Таблица 2

Химический состав железорудных образований среди бокситовых пород

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn ₂ O	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	C	Пип	Сумм	Месторождения
211	24,73	23,27	1,41	39,74	0,33	0,20	0,07	0,76	0,14	0,30	0,34	1,19	7,35	Нет	Нет	—	99,83	Варухское
264-П	18,83	13,89	1,39	56,39	0,46	0,03	0,06	0,88	0,57	0,23	0,17	1,70	12,88	0,06	Нет	—	100,06	Сохское
1325	25,60	30,55	1,97	19,98	5,88	0,06	0,09	0,80	Нет	0,15	0,26	0,98	6,42	Нет	»	—	99,73	»
1327	10,42	22,61	1,26	51,29	5,39	0,01	0,08	0,80	Нет	0,19	0,23	1,04	7,06	»	»	—	100,45	»
1328	12,75	18,94	1,22	49,06	8,99	0,01	0,08	0,80	Нет	0,19	0,23	1,04	7,06	»	»	—	98,87	»
287-П	26,22	25,76	0,46	28,75	3,92	0,01	0,08	0,80	Нет	0,19	0,23	1,04	7,06	»	»	13,97	98,87	»
307-П	13,57	5,85	1,78	51,74	14,96	0,01	0,08	0,80	Нет	0,19	0,23	1,04	7,06	»	»	12,61	99,61	»

нижней части бокситовых пород. Наоборот, вблизи кровли мощных пластов встречены каолиновые разности, наиболее бедные свободным глиноземом. Именно в этих частях разреза встречаются разности, наиболее сохранившие структуру первичной породы. Следует отметить, что в Кокчетауском месторождении, расположенном западнее Варухского, карманы в известняках заполнены бокситом. Но выше они перекрыты сохранившимся на отдельных участках пластообразным чехлом бокситовых пород. То есть и в этом месторождении максимальное количество свободного глинозема сосредоточено в нижней части рудного тела, при этом его концентрация достигает уже кондиций боксита. Отмеченная дифференциация вещественного состава бокситовых пород в вертикальном разрезе намечается лишь при достаточной мощности залежи. При малых мощностях, как, например, в Чаувайских рудопроявлениях, она не выражена, и весь слой относительно богат глиноземом.

О ПЕРВИЧНОМ СОСТАВЕ БОКСИТОВЫХ ПОРОД

Минеральный состав и структура бокситовых пород указывают на то, что они возникли в результате коренных постседиментационных изменений. Намечается некоторая последовательность вторичного минералообразования. В начальные стадии, по-видимому, происходила каолинизация и хлоритизация первичного осадка. В образцах 1321 и 1375 видно, что каолинизация биотита предшествовала его гидратизация. Замещение диаспором зерен каолинита, а также, возможно, отдельных бобовин, указывает на то, что этот процесс протекал позднее уже в осадке, значительно измененном.

В большинстве образцов изменения проявились настолько сильно, что судить о первичном составе бокситовых пород невозможно. Интерес представляют образцы с фенокристаллами каолинита (см. фототабл. I, а—г; фототабл. II, а). Их структура указывает, что первоначально бокситовые породы состояли преимущественно из силикатных минералов. Форма отдельных зерен каолинита очень напоминает форму пепловых кристаллокластов полевых шпатов и иногда кварца. Некоторые зерна сходны по форме с оплавленными кристаллами этих минералов. Сохранившиеся во многих вермикулитовидных зернах каолинита реликты гидробиотита позволяют предполагать, что в первичном осадке было много биотита; в

дальнейшем гидратизированного и каолинизированного. Возможно, первичная порода была близка к микалиту, но не исключено, что гидробиотит был одной из промежуточных стадий изменения каких-то других цветных минералов. Присутствие в исходном осадке примеси пеплового материала почти не вызывает сомнения.

Сходная порфиридная структура недавно описана Л. Маричем в так называемых белых бокситах из района Трубжега в Черногории (Maric, 1966). В них среди основной бемит-гематитовой массы заключено большое количество фенокristов полевых шпатов, замещенных каолинитом (см. фототабл. II, б). Приведенные полные химические анализы двух образцов, а также пересчеты на минералогический состав указывают на принадлежность «белых бокситов» к бокситовым породам. Содержание каолинита достигает в одном образце 68,5%, а в другом 78,5%. Указанные каолинизированные лейсты полевых шпатов также свидетельствуют о возможном присутствии в исходном для «белых бокситов» Черногории материале пепла (Бушинский, 1966).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ БОКСИТОВЫХ ПОРОД

Накопленный за последнее десятилетие фактический материал по среднекаменноугольным отложениям Средней Азии позволяет восстановить палеогеографическую обстановку, в которой происходило формирование бокситов и бокситовых пород (Григорьев, 1965).

Территория Южноферганской подзоны в позднебашкирское время отличалась в пределах Среднеазиатской части морского бассейна мелководьем, в котором происходила интенсивная хемогенная и, главным образом, биогенная садка карбонатов. На это указывают очень часто наблюдаемые в известняках брекчиевидные текстуры, обилие детритусового материала и оолитов, большое количество остатков фораминифер и багряных водорослей. В условиях мелководья существовало большое количество небольших островов. Доказано, что некоторые из них не превышали в поперечнике 1—2 км (Поярков, 1954). Отсутствие среди обрамлявших острова отложений грубообломочных пород, типичных для береговых обвалов, а также базальных конгломератов в основании перекрывающих толщ указывает на плоский характер этих островов и пологие берега. Очень слабая предверхнебашкирская дислоцированность толщ обусловила то, что на островах, как правило, были вскрыты лишь карбонатные отложения нижнего карбона и в редких случаях девона. Терригенные отложения силура и нижнего палеозоя в пределах большинства островов, в особенности на востоке Южноферганской подзоны, не обнажались. Острова были сложены целиком известняками. Однако следует отметить, что они, по-видимому, не были рифовыми постройками.

Бокситовые породы формировались в восточной части Южноферганской гряды, на наиболее низменных и сравнительно недолго существовавших островах. Алюмосиликатный материал, исходный для бокситовых пород, накапливался на поверхности этих островов в небольших депрессионных участках. Сами острова не могли поставлять этот материал, так как на большинстве из них нижнепалеозойские алюмосиликатные породы, по-видимому, не были вскрыты. Местный обломочный материал, вероятно, был бы грубым и содержал бы прежде всего зерна известняков. Но в бокситовых породах никаких реликтов грубообломочной структуры не наблюдается. Исходный для бокситовых пород алюмосиликатный материал поставлялся, очевидно, эоловым путем. С этим хорошо согласуется их тонкозернистость и присутствие пепловых частиц. Эоловой сепарацией может быть объяснено богатство принесенного материала биотитом. Обилие пеплового материала в верхнебашкирское время в пределах Тянь-Шаньской геосинклинальной области несомненно. Боль-

шое поступление пеплов в это время было связано с интенсивным эксплозивным вулканизмом, проявлявшемся на обрамлявших с юга и с севера бокситоносную полосу территориях Средней Азии (Григорьев, 1965).

Постседиментационное преобразование содержащего пепловые частицы эолового материала происходило под воздействием атмосферных осадков и грунтовых вод. Большое влияние на характер последних оказывали окружающие и подстилающие известняки. Можно предположить, что низменный характер островов обусловил высокий уровень стояния грунтовых вод, их слабую вертикальную циркуляцию, плохой дренаж. Возникавшие гидрокарбонатные воды, хотя и приводили к дессилификации алюмосиликатных осадков (как об этом можно судить по опыту Д. Каррол и Х. К. Старки, 1964), но вынос кремнезема был небольшим. В результате вторичные изменения не привели к формированию кондиционных бокситов. Различный минеральный состав бокситовых пород в мощных рудных пластах вблизи кровли (преимущественно каолинитовый) и подошвы (где сконцентрированы выделения свободного глинозема и железистых хлоритов) объясняется разным характером грунтовых вод и прежде всего более высоким значением рН вблизи контакта с известняками. Верхние слои залежи подвергались воздействию просачивающихся сверху атмосферных нейтральных или слабокислых вод; вблизи подошвы под влиянием известняков они становились слабощелочными. Представляется, что именно в силу этого дессилификация и вынос кремнезема в приконтактной зоне были наиболее интенсивными. Поэтому именно здесь, вероятно, происходила концентрация свободного глинозема, как остаточного компонента. Это хорошо согласуется с установленной Корренсом зависимостью увеличения растворимости кремнезема по мере возрастания щелочности, хотя более поздними работами Краускопфа, Окамото и др. такая зависимость не подтверждается.

Коренное минеральное преобразование осадка сопровождалось уничтожением в нем первичных седиментационных слоистых структур и текстур, в результате чего при последующем кливаже в бокситовых породах легко возникали игольчатые и костыльчатые отдельности.

Вероятно, высоким уровнем стояния грунтовых вод и передвижением их к месту разгрузки, примерно вдоль контакта бокситовых пород с подстилающими известняками, было обусловлено формирование пластоподобных подрудных псевдоконгломератов и отсутствие в подошве бокситовых пород крутостенных карстовых полостей, подобных развитым на западных месторождениях бокситов. Низменный характер островов обусловил слабую эрозию их поверхности и сохранение пластовых залежей. Наблюдаемый в восточной части Варухского месторождения среди бокситовых пород пропласток известняка указывает на то, что отдельные прибрежные участки площади накопления эолового материала кратковременно погружались под уровень моря.

Высказанные выше представления о генезисе бокситовых пород Средней Азии во многом перекликаются с представлениями других исследователей о генезисе бокситов. Например, для бокситов Южной Франции Э. Роком была высказана гипотеза эолового заноса на окруженный морем известняковый Прованский вал исходного для бокситов алюмосиликатного материала с последующей его дессилификацией (Roch, 1959). Большую роль пепловому материалу в формировании Венгерских бокситов придавал Т. Геден (1952). Правда, последующую дессилификацию пеплов он представлял происходившей в морской среде. В последние годы идея о первично-пепловой природе геосинклинальных бокситов пропагандируется А. С. Калугиным (1966). Многими исследователями доказывается важная роль при формировании бокситов платформенного и геосинклинального типа дессилификации алюмосиликатного материала, происходящей внутри самой залежи, с выносом кремнезема за ее пределы (Бушинский, 1958; Лисицына, Пастухова, 1963; Цанс, 1964 и

др.). Большое значение в таком преобразовании придается гидрогеологическому режиму грунтовых вод (Бенеславский, 1963).

При решении вопроса о роли вулканизма в генезисе геосинклинальных бокситов месторождения палеозойских бокситовых пород Средней Азии интересны тем, что указывают на возможность участия в их образовании пеплового материала. Последний, как известно, всегда очень неустойчив и наиболее легко подвергается вторичным преобразованиям, в том числе, по-видимому, и бокситизации. Заключительные этапы развития геосинклиналей с интенсивным наземным эксплозивным вулканизмом, очевидно, наиболее подходящи для формирования бокситов такого типа. Изучая бокситовые месторождения, надо иметь в виду, что собственно бокситы не сохраняют структуру первичной породы и легче ее обнаружить в аллитах и сиалитах. Исходя из этого, исследование бокситовых пород в месторождениях должно быть не менее тщательным, чем самих бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. Тр. конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М., Изд. АН СССР, 1937.
- Бенеславский С. Н. Гидрогеологический режим — важнейший фактор бокситообразования. В кн. «Кора выветривания». Вып. 5, М., Изд. АН СССР, 1963.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд. АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние 10 лет. В сб. «Генезис бокситов». «Наука», 1966.
- Геден Т. Возможности образования боксита. Acta Geol. Acad. scien. Hung. 1952, № 4.
- Григорьев В. Н. Палеогеографическая обстановка формирования палеозойских геосинклинальных бокситов Средней Азии и их формационное положение. В кн. «Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей». Тр. ГИН АН СССР, вып. 141, М. «Наука», 1965.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3, М., «Мир», 1965.
- Калугин А. С. О связи образования бокситов в геосинклинальных областях с развитием рифов и андезитовым эксплозивным вулканизмом. Докл. АН СССР, т. 168, № 6, 1966.
- Каррол Д., Старки Х. К. Выщелачивание глинистых минералов в известняковой среде. В кн. «Вопросы геологии и минералогии», М. «Мир», 1964.
- Коннов Л. П. Перспективы поисков и разведки бокситовых руд и высокоглиноземного сырья в районах Средней Азии. Сов. геология, № 2, 1960.
- Коннов Л. П. Генетические типы и закономерности размещения бокситовых месторождений Средней Азии. В кн. «Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии». Л. «Недра», 1964.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 95, М., Изд. АН СССР, 1963.
- Мелещенко В. С. Месторождение бокситов «Межевой лог» на западном склоне Южного Урала. Цветные металлы, № 1, 1945.
- Пейве А. В. Бокситы Средней Азии. Тр. Тадж.-Памирской экспедиции, Изд. АН СССР, М.—Л., 1935.
- Пейве А. В. Бокситы Средней Азии. Тр. Тадж.-Памирской экспедиции, Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
- Пейве А. В. Тектоника североуральского бокситового пояса. М., Изд. Моск. о-ва испыт. природы, 1947.
- Поярков В. Б. Об одном перерыве осадконакопления в карбоне Алая (Средняя Азия). Вестн. Ленингр. ун-та, № 7, 1954.
- Федоров Б. М. Бокситы близ Нижнесергинского завода на Урале. В кн. «Бокситы», т. II. Тр. ВИМС, вып. 112, ОНТИ НКТП СССР, М.—Л., 1937.
- Цанс В. А. Запасы бокситов на Ямайке. В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., «Мир», 1964.
- Marié L. Sur la structure de la «bauxite blanche» de Trubjela. Trav. comité international pour l'étude des bauxites, des oxydes et des hydroxydes d'aluminium, No. 2, 1966.
- Roch E. La genèse des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc. Trav. Labor. Géol. fac. sci. Univ. Paris, t. 9, 1959.

**ВЕРХНЕЮРСКАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СОЛЕРОДНЫХ МОРСКИХ
ВОДОЕМОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

В. С. ПОПОВ

Статья посвящена описанию закономерностей размещения верхнеюрской соленосной формации Средней Азии. Площадные и объемные масштабы галогенеза позволяют считать, что эта галогенная формация образовалась во внутриконтинентальном солеродном морском водоеме, который занимал ряд тектонических впадин. Приводится палеогеографическая схема накопления галогенной формации.

Галогенная формация верхней юры распространена на огромной территории юга Средней Азии — от границ с Китаем на востоке до Каспийского моря на западе. Далее через центральную часть Каспийского моря она продолжается в районы Северного Кавказа и Закавказья. В пределах среднеазиатского региона галогенная формация размещается в различно построенных тектонических структурах. На востоке это Памиро-Алайский прогиб, сливающийся на юго-западе с Афгано-Таджикской впадиной. Последняя в юрское время соединилась с тектонической впадиной, расположенной на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Далее на запад — Амударьинская и Мургабская впадины, большая часть южного склона Каракумской платформы и юрский предплатформенный прогиб, отвечающий в современном структурном плане Предкопетдагскому краевому прогибу и части прилегающих к нему хребтов Копет-Дага.

В Памиро-Алайском прогибе галогенная формация распространена широко (Губин, 1944). Она известна в пределах всего северного склона хр. Петра Первого, его восточного окончания и западного окончания Заалайского хребта. Здесь галогенная формация участвует в строении нижнего горизонта вахшского тектонического покрова и обнажается главным образом вблизи линии Вахшского надвига. Как правило, ее нижние горизонты срезаны по надвику, а средние горизонты сильно смяты, часто имеют в обнажениях нарушенное залегание и представлены преимущественно гипсами, глинами, песчаниками, реже каменной солью. Мощность пачек гипса, содержащих тонкие прослойки глин, в разрезах варьирует от 8—10 до 150 м. В средней части Заалайского хребта в долине р. Алтындара известны два месторождения каменной соли: Куказык и Чоналай. В свое время Б. А. Борнеман и С. К. Овчинников (1936) предполагали, что возраст месторождения Куказык сеноманский. И. Е. Губин (1944) справедливо показал несостоятельность этой точки зрения и указал на верхнеюрский возраст солей по аналогии с месторождениями, расположенными западнее. Вместе с тем, значительные размеры месторождения Куказык, несомненно свидетельствуют о распространении галогенной формации на восток, где она скрыта под молодыми отложениями.

Выходы верхнеюрской галогенной формации в настоящее время известны в восточной части Памиро-Алайского прогиба (Леонов, 1961). Здесь в районе слияния рек Коксу и Кызылсу обнажаются снежно-белые мелкокристаллические гипсы, лежащие трансгрессивно на силурийских породах. В основании их залегает горизонт конгломератов, окатанная галька которого представлена гипсом, реже известняком. В верховьях Кызылсу эти гипсы согласно перекрываются красноцветными отложениями нижнего мела. Южнее (водораздел рек Киргоу и Карабашек) в сахаровидных известняках, образующих прослои в гипсах, обнаружена фауна, которая указывает на принадлежность вмещающих пород к титонскому ярусу или к самым низам нижнего мела (Григорьев, 1958). В пределах Памиро-Алайского прогиба галогенная формация верхней юры имеет широкое площадное распространение. На описываемой территории, кроме известных месторождений и проявлений каменной соли, имеется ряд соляных источников, свидетельствующих о присутствии здесь скрытых залежей каменной соли.

В юго-западном Дарвазе галогенная формация залегает на пестроцветных песчано-глинистых отложениях среднеюрского возраста (?) и представлена чередованием красных и голубых глин, песчаников, гипсов и каменной соли. Во вскрытой части разреза у кишлака Сары-Намак, по данным И. Е. Губина, мощность пачки переслаивающихся пластов белого гипса и зеленоватых песчаных глин с двумя пластинами каменной соли, сильно загрязненной глиной, равна 14 м. Важно отметить, что в кровле гипсоносных отложений (сай Тавасанг) Н. Г. Власовым обнаружены споры и пыльца. По данным Е. П. Бойцовой, среди них определены формы, указывающие на верхнеюрский возраст вмещающих пород. К верхнеюрской галогенной формации приурочены месторождения каменной соли Хирман-жоу, Хунук, Зарбуз и несколько соляных источников.

Верхнеюрская галогенная формация широко распространена и в Афгано-Таджикской впадине. На южных склонах Гиссарского хребта примерно до меридиана пос. Файзабад галогенная формация залегает на известняках келловей—оксфорда. В центральной части Таджикской депрессии известняки, по-видимому, распространены и в более восточных районах. Детальное изучение верхнеюрских отложений показало, что от центра депрессии к ее горным обрамлениям происходит постепенное фациальное замещение известняков келловей — оксфорда гипсами, доломитами и доломитистыми известняками (Троицкий, 1962).

На Андыгенской структуре, расположенной между Орджоникидзебадом и Файзабадом (Гиссарский прогиб), известняки залегают на песчаниках, глинах, а местами на гранитах. В разрезах по скважинам распределение глинистых известняков, глин, гипсов и ангидритов крайне неравномерное. Все это указывает на неустойчивые условия осадконакопления в краевой части бассейна. Наибольшая мощность ангидритовой пачки (40 м) наблюдается в верхней части разреза (скв. 92), расположенной на южном крыле структуры.

Восточнее ареала верхнеюрских известняков галогенная формация залегает непосредственно на континентальных отложениях юры. Трансгрессивное залегание гипсов титонского возраста в восточной части Памиро-Алайского прогиба указывает на то, что галогенные отложения восточных районов синхроничны или незначительно моложе титонских галогенных отложений, залегающих в западных районах на известняках. Проникновение вод солеродного бассейна все дальше на восток обусловлено направленным развитием тектоники района.

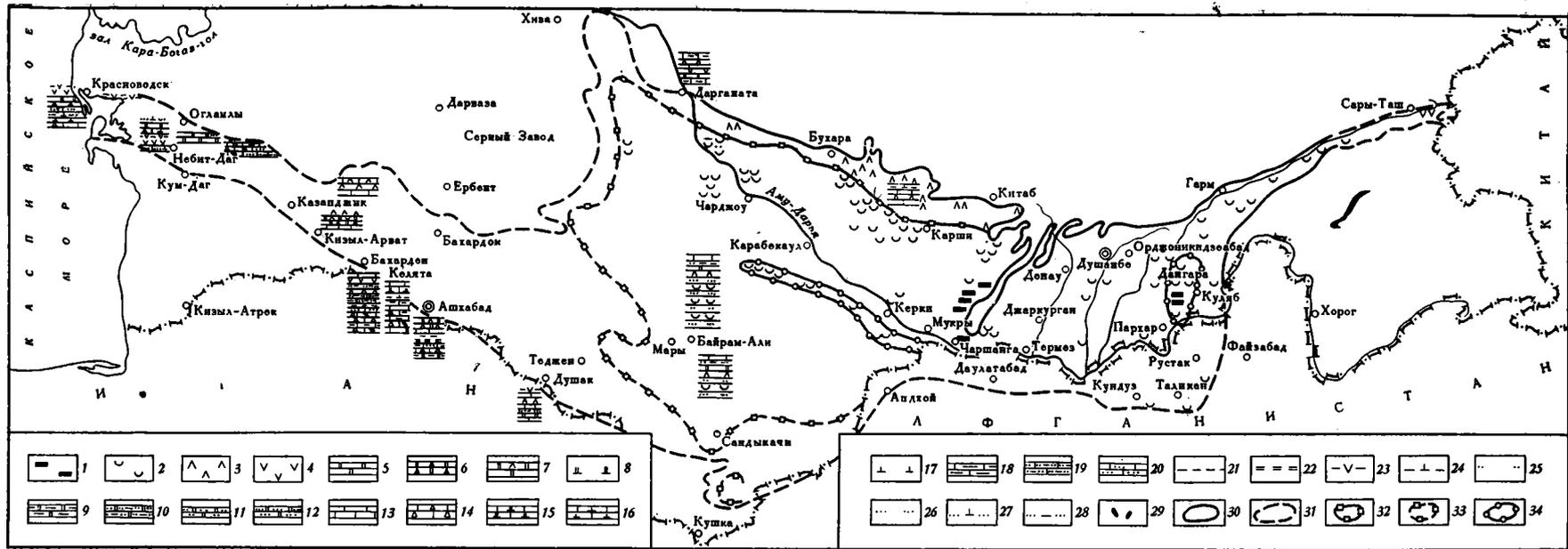
От периферии к центру депрессии мощность галогенной формации возрастает и появляется каменная соль (Борнеман и др., 1935). Выходы ее здесь приурочены к тектоническим нарушениям, преимущественно на двигам. Кроме того, многие исследователи выделяют в районе соляно-

купольные структуры: Ходжа-Мумын, Ходжа-Сартис, Танапчи и др. (Борнеман и др., 1935; Дзенс-Литовский и Бергман, 1935; Сяндюков, 1954, и др.). В последнее время эта точка зрения убедительно подтверждается результатами бурения. На структуре Пушион (1960 г.) и Саятском куполе (1964 г.) скважины на глубине 1200 м не вышли из каменной соли. В восточной части Вахшского антиклинория и западной части Яхсуйского синклинория нами выделяется область неглубокого залегания соляных куполов. Характерно, что они часто имеют грибовидную форму (Ходжа-Мумын, Саят). На плато Алимтай в толще каменной соли С. М. Чихачевым выявлены калиеносные фации¹. Этот исследователь рассматривал плато Алимтай как «соляную антиклиналь», т. е. соляное поднятие, имеющее в основании брахиантиклиналь из несолевых пород. Анализ геологического материала показывает, что верхнеюрская толща солей на плато Алимтай выведена на поверхность либо в результате образования соляных куполов, либо в результате внедрения массы солей в виде крупных тектонических клиньев по разломам с образованием так называемых приразломных солевых структур (Косыгин, 1960), аналогичных структурам Тутбулакского месторождения солей. Следовательно, для выявления промышленной калиеносности поисково-разведочное бурение должно вестись в центральной части плато, а не по его периферии.

В пределах Таджикской депрессии верхнеюрские выходы соленосных пород неизвестны только в Сурханском синклинории. Это обусловлено тем, что галогенная формация залегает здесь на больших глубинах, а относительно спокойная тектоническая обстановка не способствовала выводу их на поверхность. Имеющиеся в настоящее время материалы (см. фигуру) свидетельствуют о существовании единого верхнеюрского солеродного бассейна на юге Средней Азии, который соединялся с морем только на западе. В связи с этим мнение об отсутствии юрского осадконакопления в Сурханском синклинории представляется малоубедительным (Чистяков, 1953). Оно возникло в результате анализа мощностей нижнемеловых отложений. Между тем в настоящее время для Таджикской депрессии доказано, что участки наибольших прогибаний и поднятий даже в пределах ярусов одного и того же отдела не совпадают.

Верхнеюрская галогенная формация широко распространена и в южной части Афгано-Таджикской впадины на территории Афганистана (Меннесье, 1963). Здесь в провинции Каттаган известны соляные купола Намакаб и Латабанд (Карлунг) и другие выходы каменной соли (Чульмургчикор, Калук, Ханагаг, Калаафган). По соляному куполу Намакаб Т. Тромпом (цитировано по Меннесье) приводится следующий разрез (снизу): соль каменная, истинная мощность ее неизвестна, видимая — свыше 400 м; гипсы — 5—10 м; известняки — 5—10 м; мергели серые или зеленоватые — свыше 50 м. Исходя из общих региональных особенностей района, считается, что описанные отложения залегают на гипсах, а те, в свою очередь, на массивных известняках. Возраст соленосных отложений (серия намакаб) в связи с их слабой изученностью остается спорным. Одни исследователи считают его миоценовым, другие — нижнемеловым, третьи — триасовым. Следует остановиться на наблюдениях Ж. Барту (Меннесье, 1963). По его данным, вблизи Таликана на соленосных песчаных отложениях, относимых к триасу, залегают сеноманские отложения. Таким образом, определяется досеноманский возраст соленосной серии. Тирасовый возраст для нее маловероятен, так как в триасе рассматриваемая территория примыкала на севере к зоне приморского теплого климата (Сикстель, 1960). Имеющиеся косвенные данные и региональные сопоставления дают больше оснований для отнесения

¹ Здесь и далее калиеносность верхнеюрской галогенной формации рассматривается очень кратко, так как ей посвящена отдельная работа.



Палеогеографическая схема времени накопления галогенной формации верхней юры (оксфорд — кимеридж — титон) Средней Азии. Составлена по материалам трестов Бухаренфтеразведки, Каршинфтеразведки, Туркменнефтеразведки, буровой конторы Госгеолкома ТаджССР, Кутитангской ГРЭ Госгеолкома ТССР, Кашкадарьинской ГРЭ Госгеолкома УзССР с учетом данных И. Е. Губина, Х. Г. Дикенштейна, Н. П. Лупова, Г. Меннесье, Н. П. Петрова, В. Ф. Пчелинцева, С. М. Чичачева и др.

1 — калийные соли; 2 — каменная соль; 3 — ангидриты; 4 — гипсы; 5 — доломиты; 6 — доломиты известковистые; 7 — доломиты с прослоями ангидрита; 8 — доломитовые мергели; 9 — доломиты глинистые; 10 — доломиты глинисто-алевролитовые; 11 — доломиты алевролитистые и алевролитовые; 12 — доломиты песчанистые и песчаные; 13 — известняки; 14 — известняки доломитовые; 15 — известняки мергелисто-доломитовые; 16 — известняки мергелистые; 17 — мергели; 18 — известняки глинистые; 19 — известняки глинисто-алевролитовые; 20 — известняки песчанистые; 21 — глины; 22 — аргиллиты; 23 — глины загипсованные; 24 — глины известковистые; 25 — алевролиты; 26 — песчаники; 27 — песчаники известковистые; 28 — песчаники глинистые; 29 — кремнистые стяжения; 30 — границы галогенной формации; 31 — предполагаемые границы галогенной формации; 32 — границы распространения соленосных отложений; 33 — предполагаемые границы распространения соленосных отложений; 34 — границы областей с неглубоким залеганием соляных куполов

галогенной формации (серия намакаб) к верхней юре. Верхнеюрские известняки, обычно подстилающие галогенную толщу в пределах Таджикистана, развиты лишь в самых северных провинциях Афганистана (Петрушевский, 1940). Значительная их мощность (до 1000 м) свидетельствует о длительном прогибании этой территории. Следовательно, в Северном Афганистане существовали благоприятные, аналогичные северной части Афгано-Таджикской депрессии, условия для накопления верхнеюрских галогенных отложений.

Верхнеюрская галогенная формация очень широко распространена в юго-западных отрогах Гиссара, которые в современном структурном плане относятся к эпиплатформенной орогенической области (Алиев и др., 1963). В юрское время эта область была генетически тождественна Афгано-Таджикской впадине и Памиро-Алайскому прогибу. Последний, как известно, является наложенным в послегеосинклинальный этап развития (Бархатов и Бархатова, 1962). Такое же происхождение имеют Афгано-Таджикский прогиб и юрский прогиб, располагавшийся на площади современных отрогов Гиссарского хребта. Время их заложения относится к лейасу (Петрушевский, 1940; Бабаев и Лебзин, 1960). Следовательно, это не Предгиссарский краевой прогиб, так как Гиссар представляет собой область палеозойской складчатости. В последнее время рассматриваемая зона прогибов относится к категории платформенных (Бабаев и Лебзин, 1960; Бабаев и др., 1963).

Крайними известными пунктами распространения гипсоносных отложений в юго-западных отрогах Гиссара являются верховья Яккобагдарьи (Вахрамеев и др., 1936). На северо-западных крыльях Байсунской антиклинали (р. Иргайлы) и Чакчарской антиклинали (сай Касан) мощность толщ гипсов равна соответственно 200 и 135 м, а в Лянгарской антиклинали — 160 м. Эта толща складывается пластами гипса (от 2—9 до 45 м) с тонкими прослоями известняков (0,15—0,25 м); некоторые из них доломитистые. Известняки в верхней части разреза исчезают, вместо них появляются тонкие прослои глин. Отсутствие выходов каменной соли и соляных источников севернее р. Катурударьи дает основание провести северо-восточную границу распространения солей по этой реке. Примерно в 10 км к югу от сел. Лянгар в восточной части юго-восточного крыла Игрисуйской синклинали расположено месторождение каменной соли Байбичекан. Мощность толщ каменной соли достигает здесь 322 м. Юго-западнее (в 35—40 км) каменная соль обнажается в Гауханской и Кантавской структурах. К западу от них расположена структура Адамташ, в которой галогенная формация вскрыта на глубине 1030 м. Здесь под горизонтом кроющих ангидритов (20—25 м), содержащих прослои глин, залегает толща каменной соли мощностью от 203 до 240 м. Подстилается она ангидритами, чередующимися ниже по разрезу с прослоями известняков. Мощность этой толщ достигает 242 м. Ангидритовая толща залегает на известняках гиссарской свиты. По данным гамма-кароттажа, в толще солей (в 100 м ниже кровли) возможно присутствие пласта калийных солей.

В Чакчар-Гаурдакской антиклинальной зоне расположен ряд структур (Ак-Башская, Тюбегатанская, Лялимканская, Гаурдакская), в которых вскрыт наиболее полный разрез галогенной формации (Петров, 1949; Петров и Чистяков, 1964). По литологическому составу в ней выделяют три толщ: нижнюю — ангидритовую (400 м), среднюю — соляную (до 420 м) и верхнюю — гипс-ангидритовую (до 22 м). В верхней части ангидритовой толщ присутствуют линзы каменной соли. На этом основании некоторые исследователи выделяют ее в самостоятельную так называемую переходную толщу. Самая нижняя часть ангидритовой толщ представлена пачкой переслаивающихся известняков и гипс-ангидритовых пород. Для нее характерно осернение. Общая мощность галогенной формации 780—860 м. Нижняя часть соляной толщ (230—

250 м) внизу белая и серая, сверху серовато-розовая, верхняя часть (125—170 м) — розовая и темно-розовая. В верхней части присутствуют калийные горизонты.

По геологическим данным, галогенные отложения распространяются северо- и юго-восточнее известных выходов Чакчар-Гаурдакской зоны. Они развиты на западном крыле Чакчарской антиклинали в верховьях рек Катурударьи и Кичикурдарьи и на Тагаринском плато. В Кашкар-мардан-Кугитангской (Байсун-Кугитангской) зоне месторождения солей известны только в Кугитангской структуре. На северо-западном крыле северной части этой структуры расположено месторождение Хамкан. Нижняя часть ангидритовой толщи (мощность 24 м) сложена чередующимися пластами известняка и ангидрита. Выше залегают ангидриты мощностью 100 м, на них — толща каменной соли мощностью 210 м, в верхней части которой вскрыт калийный горизонт. Приведенный разрез во многом сходен с разрезом Тюбегатанского месторождения, расположенного примерно в 20 км западнее и отделенного от него Маликской синклинали, но мощность галогенных отложений сокращается здесь до 335 м.

Граница распространения солей находится значительно севернее. На это указывают соляные источники на западном крыле Байсунской антиклинали по правому и левому склонам долины Шуробсай.

На северо-западном крыле Кугитангской антиклинали обнажается ряд выходов (Кыркызский, Саятский, Карагызский, Караачагский, Базартюбинский, Ауджейканский) Кугитангского месторождения. Мощность ангидритовой толщи в районе Карагызского выхода по скв. 7а равна 240 м, а толща каменной соли — 188 м. В скважине вблизи Ауджейканского выхода вскрытая мощность ангидритовой, переходной и соляной толщ равны соответственно — 107,70 и 169 м. Калийные соли выявлены во всех упомянутых выходах. К синклиналию погружению, расположенному между Кугитангской и Тюбегатан-Гаурдакской антиклинальными поднятиями, приурочены Айнабулакское, Узункудукское, Карабильское, Альмурадское, Каттаурское, Кундалягское и Карлюкское месторождения.

Большой интерес для выявления закономерностей размещения соляной толщи на этой площади и ее калиености представляет Узункудукское месторождение. Оно расположено в осевой части Маликской синклинали и разделяет две крупные структуры: Айнабулакскую и Карабильскую. Месторождение представляет собой приразломную солевую структуру — гребневидный диапир шириной 200—300 м и длиной более 2 км, возникший в результате выжимания соли в ослабленную тектоническую зону. Расположение Узункудукского месторождения свидетельствует о широком распространении солей не только в антиклинальных, но и в синклиналиных структурах района. Очень важно также и то, что здесь выявлен пласт калийных солей. Мощные калиеносные горизонты присутствуют в месторождении Окуз-Булак, обнажающемся в юго-западном отроге Кугитанга — на горе Ак-Таг, и к северо-западу от него, в Карлюкском месторождении. На юго-восточном крыле Кугитангской структуры расположено месторождение каменной соли Ходжаикан.

Анализ материала показывает, что толща каменной соли имеет в районе сплошное площадное распространение и большие перспективы на выявление новых калийных месторождений. Консидементационное развитие юрских структур (Троицкий и Кочнев, 1964), в частности в Гаурдак-Кугитангском районе, фактически выявленное увеличение мощностей калийных солей в синклиналиных погружениях — все свидетельствует о накоплении калийных солей в консидементационных депрессиях.

В юго-западной части Гиссарского хребта верхнеюрская галогенная формация широко распространена и в пределах Келиф-Шарабадской гряды, на что указывают соляные источники.

Северо-восточная граница описываемой галогенной формации имеет извилистый контур, протягивающийся от структуры Шурасан на юго-востоке до структуры Дарганата на северо-западе.

В районе структуры Шурасан (скв. 1), расположенной в Кашкадарьинской синклинали, на глубине 1391 м небольшие прослои ангидрита наблюдались в коричневых аргиллитах мощностью 3,5 м, залегающих на известняках келловой-оксфорда. К северо-западу граница формации проходит севернее Азляртепинской структуры, расположенной примерно в 40 км западнее Шахризьбса, восточнее Мубарекского выступа в зоне разломов. Здесь в скв. 1 ангидриты вскрыты на глубине 1320 м. Они светло- и голубовато-серые дымчатые скрытокристаллические. Мощность их 11 м. Они залегают на 3-метровом слое светло-зеленых алевролитов и плотных известковистых глин зеленого цвета, перекрывающих светло- и темно-серые известняки келловой-оксфорда. Далее граница галогенной формации проходит севернее структур Карактай, Андабазар, Карабаир, Раим-Суфи, Байбурак, Майда-Джой, Кызылрабат, Шуртепе и Шорсой, расположенных в юго-восточной, северной и северо-западных частях Мубарекского выступа.

Галогенные отложения, относимые к кимеридж-титону, представлены здесь мелкозернистыми и скрытокристаллическими ангидритами. Цвет их белый, голубовато-серый, реже розовый, светло-серый с желтоватым оттенком и дымчатый. Мощность ангидритов колеблется от 3,5 до 27 м (преобладает от 17 до 21 м). Глубины их залегания от 900 до 1530 м. Ангидриты согласно залегают на известняках келловой-оксфорда, в верхней части которых часто содержатся прослои белого, серого, реже розового мелкозернистого или скрытокристаллического ангидрита. Мощность пачек известняков с прослоями ангидрита достигает 40 м и более. Между ангидритами и известняками с прослоями ангидрита часто залегают плотные известковистые глины темно-серого или коричневого цвета. Мощность их, как правило, варьирует от 0,5 до 5,0 м. Характерно, что глины большей мощности залегают на известняках, не содержащих прослоев ангидрита, что свидетельствует о возможной синхроничности образования глин и известняков, переслаивающихся с ангидритами.

На северо-запад граница галогенной формации проходит через структуры Юлдузкак, Сетлантепе, Джаркак, Караиз, Пролетарабад, расположенные в юго-восточной, северной и юго-западной частях Каганского выступа. В одних структурах выступа (Юлдузкак) глубины залегания, мощность и характер галогенных отложений такие же, как и на Мубарекском выступе, в других (Караиз) галогенные отложения вскрыты не во всех скважинах, мощность их резко колеблется, достигая 17, а иногда и более 40 м. В тех скважинах, где отсутствуют ангидриты, развиты известняки мощностью до 50 м, там же, где присутствуют ангидриты, они залегают на известковых глинах, которые ниже по разрезу переслаиваются с песчаниками и известняками. Все это указывает на тектоническую активность в период образования галогенных отложений. От Пролетарабадской структуры (Каганский выступ) граница галогенной формации проходит через Свердловскую структуру, находящуюся западнее Бухары в Рометанском прогибе. Здесь в скв. 1 вскрыты белые и светло-серые мелкозернистые ангидриты мощностью 20 м, залегающие на известковистых глинах, которые, в свою очередь, согласно лежат на серых известняках.

К северо-западу граница формации переходит с Бухарской на Чарджоускую ступень. Здесь в пределах Каракульского прогиба она проходит через структуры Шурсай, Кимерек и Уч-Кыр.

Структура Шурсай расположена на границе двух тектонических ступеней в приразломной части. Здесь мощность ангидритов равна 3,5 м. В двух других галогенные отложения распространены неповсеместно.

Ангидриты имеют мощность от 15 до 33 м и согласно залегают на известняках с маломощными прослоями ангидритов и глин или песчаников, мергелей и глин. Глубина залегания галогенной формации от поверхности 1600—1800 м.

Крайней северо-западной точкой распространения верхнеюрской галогенной формации является Дарганатинская структура, расположенная в юго-восточной части Султансанджарского вала. Здесь на глубине 1834 м (скв. 1) вскрыты верхнеюрские известняки мощностью 356 м. Примерно в 45 м от кровли известняков залегают 50-метровый пласт глинистых известняков с маломощными прослоями молочно-белого ангидрита, реже гипса и доломита. По фаунистическим определениям Е. А. Репман относит глинистые известняки, в которых залегают пропластки ангидрита, к оксфордскому ярусу.

К юго-западу от линии, проходящей между структурами Шурасан-Дарганата, мощность верхнеюрской галогенной формации возрастает. Однако в пределах Бухарской тектонической ступени она представлена исключительно ангидритами. В настоящее время каменная соль вскрыта здесь только в структуре Кокчи, расположенной в самой юго-западной части Каганского выступа в зоне разломов. Скв. 3 на глубине 1797,5 м вскрыла следующий разрез верхнеюрских отложений (снизу): известняки — 555 м, ангидриты — 42 м и каменная соль — 45 м, на которой залегают песчаники зеленовато-серого цвета — 6,5 м.

В пределах Чарджоуской ступени мощность верхнеюрской галогенной формации и содержание каменной соли в ней резко возрастают. Граница распространения солей проходит северо-западнее Кабаклинской структуры, расположенной на одноименном выступе. В южной части этой структуры (скв. 1) мощность соляной толщи достигает 150 м. В 57 м выше ее подошвы залегают пласт ангидрита мощностью 18 м. Подстилающие отложения в верхней части (150 м) представлены переслаиванием ангидритов и известняков, а глубже — только известняками. В пределах Кабаклинской структуры в скв. 3, расположенной в 10 км севернее скв. 1, мощность галогенной формации составляет 142 м при мощности галитсодержащей толщи 90 м. Одновременно с сокращением мощности происходит обогащение солей терригенным материалом: кроме глинистых прослоев, здесь отчетливо выделяются пласты песчаников. В Кульбешкакской структуре, расположенной в Каракульском прогибе примерно в 15 км севернее структуры Кабаклы, мощность галогенной формации уменьшается до 113 м. На каменную соль с прослоями и включениями песчаника приходится всего около 40 м. Таким образом, в северо-восточной части солеродного бассейна в полосе шириной 20—25 км галогенная формация обогащена глинисто-терригенным материалом.

К юго-востоку от Кабаклы мощность каменной соли увеличивается. Она вскрыта на юго-восточном склоне Чарджоуского выступа (Алатская и к юго-западу от нее Фарабская структура), на Испанлы-Чандырском выступе (Зекринская и Кемачинская структуры), в Каракульском прогибе между Испанлы-Чандырским выступом и Денгизкульским валом (Чаштепинская структура), на склоне Чарджоуской ступени южнее Мубарекского выступа (Западная Майманакская, Майманактауская и Северная Камышинская структуры) и в Бешкентском прогибе (Айзоватская и Керкидагская структуры). Толща каменной соли вскрыта на Денгизкульском валу (Самантепинская, Денгизкульская, Урта-Булакская, Зевардинская, Култакская и Памукская структуры), а также к югу от него (Наразымская структура).

В Алатской структуре каменная соль вскрыта на глубинах 2000—2170 м. В скв. 1-СП мощность ее 177 м. Залегают она на ангидритах (40 м), которые сменяются доломитами (8 м), а последние — известняками. Перекрываются галогенные отложения пачкой доломитов неокома мощностью 35 м. Иной разрез вскрыт скв. 2. Здесь галогенная форма-

ция согласно залегает на известняках келловей-оксфорда и имеет следующее строение (снизу): ангидрит — 40 м, каменная соль — 48 м, ангидрит — 27 м, каменная соль — 90 м, ангидрит — 30 м. Общая мощность галогенной формации 235 м. Перекрыты они песчано-глинистыми отложениями с прослоями ангидрита.

На Фарабской структуре мощность верхнеюрской галогенной формации, вскрытой на глубинах 2031—2131 м, колеблется от 240 до 342 м. И только в одной скважине она равна 139 м. В толще каменной соли присутствует пласт ангидритов мощностью от 20 до 40 м, который разделяет ее на две неравные по мощности части. Мощность нижней части не превышает 50 м, верхней достигает 200 м. Толща каменной соли залегает на пачке пород, сложенной ангидритами, чередующимися с известняками. В первых из них присутствуют прослои песчанистых глин, реже песчаников; во вторых — прослои доломита. Мощность этих отложений до 60 м. Перекрывается толща каменной соли ангидритами (до 30 м) с тонкими прослоями глин, доломитов, песчаников и алевролитов. Залегает галогенная формация на темно-серых известняках гиссарской свиты, мощность которой 348 м.

Сопоставление разрезов Фарабской и Алатской структур показывает, что к своду Чарджоуского выступа мощность солей значительно уменьшается. На Испанлы-Чандырском выступе в Зекринской структуре мощность галогенной формации колеблется от 240 до 312 м, увеличиваясь к Кемачинской структуре, находящейся на погружении выступа, до 354 м. Мощность толщи каменной соли с промежуточной пачкой ангидритов изменяется в этих структурах от 154 до 288 м. В Каракульском прогибе на Чаштепинской площади мощность галогенной формации более 370 м; мощность только верхней части толщи каменной соли составляет 246 м. Еще далее на юго-запад, на Денгизкульском валу мощность галогенной формации продолжает увеличиваться. В пределах Денгизкульского вала мощность толщи каменной соли возрастает с северо-запада на юго-восток от Самантепинской и Денгизкульской до Памукской и Култакской структур. В Самантепинской структуре мощность галогенной формации достигает 500 м. Толща каменной соли здесь также разделена пластом ангидрита (мощность 34 м) на две части. Нижняя часть (109 м) сложена главным образом белой каменной солью с прослоями бурых глин; в верхах толщи присутствует редкие пропластки ангидрита. Каменная соль залегает на ангидритах, которые ниже по разрезу чередуются с прослоями доломитовых известняков.

По данным сейсморазведки, Нарзымская площадь представляет собой структурный «нос» Саман-Тепинской антиклинали, отделенный от последней крупным дизъюнктивным нарушением. Мощность толщи каменной соли (в 75 м выше почвы в ней присутствуют пласты ангидрита мощностью до 40 м) варьирует от 503 до 593 м. Подстилающие ангидриты сменяются пачкой пород, представляющей собой переслаивание ангидритов и известняков. Общая мощность этой пачки 50—70 м. С учетом покровных ангидритов мощность галогенной формации здесь достигает 677 м. В Денгизкульской и Уртабулакской структурах она равна 660 м. В Денгизкульской структуре (скв. 1) верхняя и нижняя части толщи солей, а также разделяющая их пачка ангидритов имеют одинаковую мощность (173—177 м). Мощность подстилающих ангидритов — 88 м. В Уртабулакской структуре верхняя часть толщи солей имеет мощность 280—284 м. Ниже по разрезу идут ангидриты, чередующиеся с каменной солью. Общая мощность ангидритосодержащего горизонта колеблется по скважинам от 32 до 98 м. Нижняя часть толщи каменной соли имеет мощность от 25 до 200 м. Мощность подстилающих ангидритов достигает 120 м. Перекрывается толща каменной соли пачкой доломитов мощностью от 10 до 24 м. Юго-восточнее, в Памукской структуре, верхняя часть толщи каменной соли до промежуточных ангидритов имеет

мощность 294 м. В Култакской структуре, расположенной южнее, она достигает 374 м, а общая мощность галогенной формации — 822 м. В Западномайнакской структуре мощность галогенной формации изменяется от 236 до 340 м. На профиле Култак — Памук — Западный Майманак — Мубарек — Шуртепе в северо-восточном направлении отчетливо прослеживается уменьшение мощности толщи каменной соли в пределах Чарджууской ступени и ангидритов в пределах Бухарской ступени. На Шуртепинской площади ангидриты распространены неповсеместно. Наибольшая мощность их 11 м.

На Айзоватской и Северо-Камашинской структуре галогенная формация вскрыта на глубинах 2300—2450 м. Для средней части толщи каменной соли характерно чередование пластов ангидрита и каменной соли. В целом строение формации в обеих структурах аналогичное, но мощности ее неодинаковые: в Северной Камышинской структуре — 450 м, в Айзоватской структуре — 600 м, т. е. мощность возрастает в юго-западном направлении при переходе в Бешкентский прогиб. В Керкидагской структуре вскрыта только верхняя часть галогенной формации на глубину от 132 до 192 м.

Еще в 1963 г. ареал верхнеюрской галогенной формации в пределах Амударьинской впадины распространялся нами на Багаджинскую ступень и Заунгузский прогиб. Эти выводы основывались прежде всего на том, что наиболее интенсивное накопление галогенных отложений происходило в областях преобладающего опускания во время герцинской складчатости, которые в послегерцинское время характеризуются унаследованностью развития. Кроме того, на это указывает площадное развитие мощных галогенных отложений в Репетекско-Келифской зоне поднятия, ограничивающей с юго-запада Багаджинскую ступень и Заунгузский прогиб. В настоящее время правильность сделанных выводов о широком распространении верхнеюрской галогенной формации в Амударьинской впадине подтверждается. В 1964 г. каменная соль была вскрыта в северной части Багаджинского вала (Джилликумская структура), где мощность галогенной формации более 450 м, а в начале 1965 г. — в Гагаринской структуре (западный борт Заунгузского прогиба), где мощность ее (скв. 1) 318 м. Эти же критерии с учетом присутствия галогенных отложений на площади всего Байрамалинского вала дают основание утверждать, что галогенная формация имеет широкое распространение в Мургабской впадине.

В Репетекско-Келифской зоне поднятия галогенная формация полностью нигде не вскрыта. Здесь с юго-востока на северо-запад расположены соляные купола Донгуз-Сырт, Шальгерич-Баба, Репетек, Шарапли и Кели, в которых в той или иной мере изучены разрезы верхнеюрских галогенных отложений. Скважины, пройденные по ним, в Донгуз-Сырте достигли глубины 465 м, в Шальгерич-Баба — 247,4 м. Наибольшая мощность галогенной формации вскрыта на Репетекской площади, где скв. 2, заложённая на своде диапирного поднятия, прошла по соленосной толще 2600 м (365—2965) и не достигла ее подошвы. Вскрытая нормальная мощность ее оценивается примерно в 800 м, а общая — в 900 м. Эти данные довольно хорошо согласуются с результатами геофизических исследований. Разрезы по скважинам, вскрывшим галогенную формацию на Репетекской площади, хорошо сопоставляются с разрезами Фарабской, Нарзымской, Кабаклинской и Джилликумской структур.

В пределах Байрамалинского вала (Майская, Байрамалинская и Северная Байрамалинская структуры) верхнеюрская галогенная формация залегает на глубинах от 2859 до 3370 м. Сложена она засоленными алевролитами, глинами и песчаниками с пластами каменной соли, ангидритов и доломитов. В Майской и Байрамалинской структурах мощность вскрытой части разреза достигает 117 м. Наибольшая мощность (652 м) вскрыта скважиной в Северной Байрамалинской структуре. Галогенная

формация венчается здесь ангидритами, переходящими в известняки с пропластками глин и алевролитов. Аналогичный разрез (по галогенной толще пройдено 739 м) вскрыт на Шараплинской структуре, расположенной в районе сочленения Репетекского и Мургабского разломов. Пласты доломита Северной Байрамалинской структуры имеют стратиграфические аналоги в Шараплинской структуре. Однако последние представлены доломитом и ангидритом. Это указывает на значительное изменение солености в бассейне на сравнительно небольшом расстоянии (примерно 10 км).

В юго-западной части огромного солеродного бассейна галогенные отложения в разрезе часто чередуются с существенно глинисто-терригенными. Ширина полосы распространения галогенной формации, обогащенной терригенным материалом, по-видимому, не менее 50 км, так как ее восточная граница проходит где-то между Шараплинской и Репетекской структурами.

В пределах Копет-Дага кимеридж-титонские отложения известны в передовом хребте Девянакю (юго-западнее, ст. Душак), в Фирюзинском ущелье (южнее Ашхабада), в Келятинской структуре (южнее ст. Келята) и в передовом хребте Коу (юго-восточнее ст. Бахарден). В районе ст. Душак толща белых гипсов мощностью 93 м согласно залегает на известняках и перекрывается мергелями и известняками с фауной валанжина (Александров, 1933). В Фирюзинском ущелье прослой ангидрита мощностью от 0,3 до 1,5 м вскрыты скважиной на глубине около 900 м. Залегают они среди доломитовых известняков, алевролитистых и глинистых доломитов. В районе ст. Келята собственно галогенные породы отсутствуют (Аманниязов, 1964; Езиашвили, 1964 и др.). Им здесь в разрезе соответствует горизонт (мощность 70 м), представляющий собой переслаивание известняка с тонкими прослоями маргелитово-доломитового известняка. В Бахарденском районе верхнеюрский гипсоносный горизонт представлен чередованием известняков с глинисто-алевролитовыми доломитами, гипсами и ангидритами. Мощность слоев гипса достигает 0,1—2 м, мощность горизонта — 131,4 м (Аманниязов, 1964).

В последнее время в результате бурения верхнеюрские галогенные отложения выявлены на южном склоне Каракумской платформы. В Казынской структуре (скв. 1) на глубине 2891 м вскрыт 3-метровый пласт белого ангидрита, залегающий среди темно-серых, почти черных известняков. Известняки, залегающие непосредственно на пласте ангидрита (6,5 м), содержат включения белого ангидрита. На Кызыларватской площади (скв. 4) галогенные отложения залегают на таких же глубинах и представлены ангидритами, переходящими вниз по разрезу в известняки и известковистые доломиты с включениями кальцита, гипса и ангидрита. На Ербентской площади (скв. 2) в интервале 2347—2350 м среди верхнеюрских темно-серых песчаников отмечаются линзы гипса. Это дает основание провести границу галогенной формации между Ербентом и Бахардоком. Кроме того, участок южного склона платформы находится в одинаковом структурном положении с описанной выше площадью Казы. На южном склоне Большого Балхана в районе Лямабуруна верхние горизонты верхней юры представлены белыми доломитами с прослоями известняков. Мощность этой свиты достигает 195 м. В разрезе горы Борджоклы, расположенной в северо-западной части Большебалханской антиклинали, на известняках мощностью более 280 м залегают белые и розовые гипсы с прослоями голубых и красных гипсоносных глин. Вверх по разрезу на них лежит пачка доломитистых и мергелистых известняков с пластами доломита и известковистого песчаника. Мощность первой пачки 40 м, второй — 20 м. Затем следуют кирпично-красные песчаники, кверху переходящие к конгломератам. В Куба-даге среди верхнеюрских отложений в разрезе у бухты Соймонова выделяются три свиты. Нижняя мощностью более 100 м состоит из доломити-

стых известняков с прослоями мергелей, средняя в нижней части представлена чередованием песчанистых известняков и известковистых песчаников, обогащенных гравием и мелкой галькой, а выше — главным образом доломитами и доломитовыми мергелями. Мощность свиты достигает 40 м. Верхняя свита состоит из чередующихся пластов гипса и красных гипсоносных глин, в верхней части с прослоями голубоватосерых и красных песчаников. Мощность пластов гипса достигает 10 м и более. Мощность свиты 250 м. Возраст нижней свиты определен как оксфордский, средней — кимериджский и верхней — кимеридж-титонский (Коротков и Прозоровский, 1961).

На площади Предкопетдагского прогиба в мезозойское время существовал предплатформенный краевой прогиб. В нем происходили более интенсивные нисходящие движения по сравнению с южным склоном Каракумской платформы. На это указывает увеличение мощностей мезозойского комплекса в сторону краевого прогиба (Алиев, и др., 1963). Интенсивное опускание в мезозойское время площади, занимаемой Предкопетдагским прогибом, присутствие верхнеюрских галогенных отложений в зоне сочленения этого прогиба со складчатыми сооружениями Копетдага и на южном склоне Каракумской платформы, наконец, палеогеографические сопоставления — все свидетельствует о широком распространении верхнеюрской галогенной формации на рассматриваемой территории.

Работы, проведенные по расчленению верхнеюрских отложений советского Копет-дага (Аманниязов, 1964) показали, что здесь в оксфорде были широко развиты доломиты и доломитистые известняки, тогда как в кимеридже формировались известняки, и только в титоне наряду с доломитами появлялись гипсы и ангидриты. Последние, как правило, подстилаются глинистым горизонтом, представляющим собой переслаивание известняковистых глин и глинисто-алевролитовых известняков.

Материалы по палеонтологической характеристике верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта (Репман, 1964₁, 1964₂; Троицкий, 1962 и др.) показывают что в оксфорде, а иногда и в келловее в краевой северо-восточной части водоема происходило образование доломитов и гипсов. По мере удаления от берега доломиты сменялись доломитистыми известняками, а затем известняками. Кроме Сангмилы, Тахта (Репман, 1964₂) и Дарганата оксфордский возраст, по-видимому, имеет нижняя часть галогенной формации, представляющая собой переслаивание ангидритов и карбонатных пород, широко развитая на Бухарской ступени. В кимеридже распространены преимущественно гипсы и ангидриты (иногда с прослоями соли), редко известняки (Ташкутан), в титоне в краевых частях бассейна продолжается образование гипсов с прослоями известняков, а в его более интенсивно прогибающихся частях происходит осадка галитовых пород.

Сопоставление разрезов верхнеюрской галогенной формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Копетдага приводит к выводу о смене фаций в горизонтальном направлении. Это обусловлено тем, что бассейн имел связь с открытым морем только на западе, что повлекло возрастание концентрации рассолов в восточном направлении. Так, в кимеридже в Копетдаге отлагались известняки, в восточных районах — гипсы, в титоне соответственно гипсы и соли. В областях галитового бассейна, наиболее удаленных от пунктов притока морских вод, в конседиментационных депрессиях происходило образование калийных солей.

До 1960 г. отчетливого представления о размерах верхнеюрской галогенной формации Средней Азии не существовало (Иванов и Левицкий, 1960). Начиная с 1963 г. появляются первые палеогеографические схемы и описания. Была составлена схематическая карта литофаций кимеридж-титонских отложений для юго-восточной части среднеазиатской эпигерцинской платформы (Бакиров и др., 1963) и литолого-палеогеографиче-

ская карта этих же отложений для Туркмении (Машрыков и др., 1964). Аналогичные построения осуществляются и для территории всей Средней Азии (Петров, 1963; Троицкий и Кочнев, 1964). Однако они для отдельных районов отличаются от нашей схемы (см. фигуру). В частности, на них верхнеюрские галогенные отложения не распространяются на значительную часть Афгано-Таджикской депрессии и Памиро-Алайского прогиба.

Приведенный выше фактический материал показывает, что верхнеюрская галогенная формация занимает огромную территорию. Площадь развития только галогенной формации занимает огромную территорию. Площадь развития только галитовой толщи определяется в 250—300 тыс. км², мощность ее достигает 400 м и более. Площадные и объемные масштабы галогенеза и полнота его развития дают основание считать, что верхнеюрская галогенная формация образовалась во внутриконтинентальном солеродном морском водоеме (Страхов, 1962), который занимал ряд тектонических впадин, соединяющихся между собой.

Отнесение галогенной формации к тому или иному генетическому типу имеет большое значение для прогнозной оценки полезных ископаемых, с ней связанных. В частности, для оценки калиеносности важно, что солеродный водоем имел связь с морем только на западе через платформенный прогиб, расположенный южнее эпигерцинской Каракумской платформы. Не исключена возможность наличия такой связи и на севере через Южно-Мангышлакско-Устюртскую впадину. Подтверждением этого является присутствие в отложениях кимеридж-титона Чагаласыртской структуры (скв. 2), расположенной примерно в 20 км севернее залива Карабогазгол, доломитов и ангидритов, аналогичных Кызынской и Кызыларватской площадям. Однако эти дополнения не изменяют выводов в отношении калиеносности рассматриваемой формации. Площадь развития калиеносных фаций в ней оценивается нами в 25—30 тыс. км², а запасы калийных солей только на глубинах, доступных для эксплуатации, — не менее 25 млрд. т.

Изучение условий формирования верхнеюрской галогенной формации Средней Азии и закономерностей размещения в ней калийных солей и других твердых полезных ископаемых, а также связанных с ней высокоминерализованных рассолов — задача большой научной и практической значимости.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. В. Душакские сернистые источники. «Материалы ЦНИГРИ, геология и гидрогеология». Сб. 2, 1933.
- Алиев И. М., Аржевский Г. А. и др. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии, М., Гостехиздат, 1963.
- Аманниязов К. Новые данные о стратиграфии верхнеюрских отложений советского Копет-Дага. Изв. АН Туркменской ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1, 1964.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В. Геологическое районирование мезозойских нефтегазоносных отложений Западного Узбекистана. Сов. геология, № 12, 1960.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В., Симоненко А. Н., Кушниров И. В. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Изд. АН УзбССР, 1963.
- Бакиров А. А., Рябухин Г. Е. и др. Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, Т. 1, М., Гостехиздат, 1963.
- Бархатов Б. П., Бархатова Н. Н. Развитие взглядов на тектонику Памира. Тр. геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. 13, 1962.
- Борнеман Б. А., Губин И. Е., Луппов Н. П., Овчинников С. К., Чихачев П. К. Соляные месторождения Юго-Западного Таджикистана. Тр. Тадж. Памирск. эксп., вып. 24, 1935.
- Борнеман Б. А. и Овчинников С. К. Геология Заалайского хребта (северный склон центральной части). Тр. Тадж.-Пам. эксп., вып. 65, 1936.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана. Тр. Тадж.-Пам. эксп., вып. 58, 1936.

- Григорьев А. В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской области. Тр. ВАГТ по региональной геологии, № 4, 1958.
- Губин И. Е. Новые месторождения соли и гипса в восточном Таджикистане. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 4, 1944.
- Дзенс-Литовский А. И. и Бергман А. Г. Соляные купола Юго-Западного Таджикистана. Тадж.-Памирск. эксп. Изд. АН СССР, 1935.
- Эзизови А. Г. О новых выходах верхнеюрских и валанжинских пород в Центральном Копет-даге. Изв. АН Туркменской ССР. Сер. физико-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1964.
- Иванов А. А. и Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., т. 35, 1960.
- Коротков В. А., Прозоровский В. А. К вопросу о возрасте верхнеюрских отложений Кубадага (Красноводский полуостров). Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., № 24, 1961.
- Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 29, 1960.
- Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М. Изд-во АН СССР, 1961.
- Машрыков К. К., Аманниязов К., Худошин И. М., Юферев Р. Ф. Стратиграфия и условия образования кимеридж-титонских отложений Туркмении. Изв. АН Туркменской ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1954.
- Меннессе Г. Стратиграфический справочник. Афганистан. М. Изд. иностр. лит., 1963.
- Петров Н. П. Строение гаурдакской свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Докл. АН УзбССР, № 3, 1949.
- Петров Н. П. К вопросу об образовании солевых отложений мезо-кайнозоя на юге Средней Азии. Узб. геол. ж., 1963, № 5.
- Петров Н. П., Чистяков П. А. Литология солевых и красноцветных отложений юго-западных отрогов Гиссара, Ташкент. «Наука», УзбССР, 1964.
- Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 8. Геол. сер., № 3, 1940.
- Репман Е. А. О возрасте гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Сб. научных трудов ин-та геологии и геофизики АН УзбССР и Главгеологии УзбССР». «Наука». Вып. 3, 1964₁.
- Репман Е. А. Стратиграфия верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. «Сб. научных трудов Главгеологии УзбССР и Ташкентского политехн. ин-та». Вып. 4, Ташкент, 1964₂.
- Сикстель Т. А. К характеристике верхнетриасовых континентальных отложений Средней Азии. Тр. Узбекского геол. упр., вып. 1 (геология), М. Госгеолтехиздат, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. Изд. АН СССР, 1962.
- Сюндюков А. З. О природе выходов соленосной юры в Кулябском районе Юго-Западного Таджикистана. Докл. АН СССР, т. 97, № 4, 1954.
- Троицкий В. И. К вопросу об изменении фациального состава отложений гиссарской и гаурдакской свит в Таджикской депрессии. Докл. АН УзбССР, № 10, 1962.
- Троицкий В. И., Кочнев Е. А. Рэт-юрские седиментационные бассейны Средней Азии. «Сб. научных трудов Главгеологии УзбССР и Ташкентского политехн. ин-та». Вып. 4, Ташкент, 1964.
- Чистяков П. А. Литостратиграфия нижнемеловых красноцветных отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Тр. Ин-та геол. АН УзбССР, вып. 9, 1953.

Среднеазиатский научно-исследовательский
институт геологии и минерального сырья
Ташкент

Дата поступления
10.VII.1965

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРОЦЕССА ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ СЛОЖНЫХ КАЛИЙНЫХ ПОРОД *

М. Г. ВАЛЯШКО

Рассмотрено изменение состава раствора, воздействующего на смесь солей при возрастающем количестве воды. Показано, что первоначально образуется раствор, насыщенный всеми входящими в смесь солями. По мере увеличения количества воды состав раствора будет стремиться к составу солей, чего он достигает в момент растворения последней соли, после этого сохраняя то же отношение солей, делается разбавленным. Применяя эти данные к Стебниковскому месторождению калийных солей, на диаграмме удалось установить области, где должны располагаться фигуративные точки состава солей в насыщенных растворах и проследить путь их перемещения при прогрессирующем выщелачивании. Показано, что при этом могут возникать вторичные минералы — шенит, глазерит, мирабилит, действительно наблюдающиеся в шляпах.

Работа эта возникла в 1956 г., когда к автору обратились работники Стебниковского рудника с просьбой дать заключение о степени опасности рассолов, высачивающихся в некоторых выработках. Появление в выработках соляного рудника воды — явление само по себе чрезвычайное, независимо от его размеров требующее немедленного установления наблюдения, а иногда и принятия срочных мер. Наблюдение должно установить динамику притока и химический состав рассолов, который в свою очередь позволяет установить степень их агрессивности по отношению к породам, а при более глубоком подходе и их генезис. Данная работа выполнена для того, чтобы заключение можно было бы сделать обоснованное и для самых различных случаев.

Вторая область применения полученных в работе выводов — анализ вторичных процессов минералообразования, возможных при проникновении воды в залежь калийных солей. Наконец, автор думает, что ряд выводов окажется полезным и для технологической переработки калийных пород сложного состава, но в последнем случае большую роль играет кинетика процесса, чего мы в настоящей работе не касаемся.

Ряд теоретических выводов проверен на практике благодаря любезности, содействию и непосредственному участию главного геолога А. А. Унковского и ст. инженера Т. И. Фроловой. Автор пользуется случаем выразить им свою искреннюю признательность.

1. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАСТВОРЕНИЯ СЛОЖНЫХ СОЛЯНЫХ ПОРОД

Чтобы уяснить себе механизм процессов растворения сложных соляных пород, рассмотрим простейший случай, когда капля воды попадает на кусок соли. При этом соль будет растворяться до того момента, пока

* Доложено в октябре 1961 г. на Международном симпозиуме по калийным солям в Эрфурте, посвященном 100-летию германской промышленности калийных солей.

не образуется насыщенный раствор этой соли при данной температуре. После этого растворение прекратится и образовавшийся насыщенный раствор может еще долго сосуществовать при данных условиях с данной солью, не растворяя ее. Если будет не одна соль, а две или более, то попавшая на эту смесь капля воды будет растворять обе соли, причем в таких количествах и отношениях, какие необходимы для образования при данных условиях температуры и давления раствора, равновесного с обеими солями.

Состав такого равновесного раствора может быть определен экспериментально или же рассчитан из диаграммы состояния данной системы. При этом надо помнить об одном чрезвычайно существенном обстоятельстве.

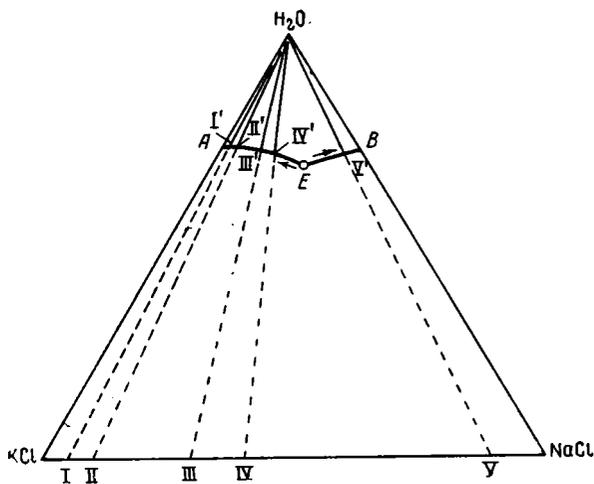
Если капля воды попадает на смесь двух солей, то состав равновесного раствора будет при данных условиях одним и тем же независимо от того, в каких пропорциях будут взяты эти соли. Поясним это примером: предположим, у нас имеется несколько смесей, состоящих из различных относительных количеств NaCl и KCl при $T + 25^\circ$

	I	II	III	IV	V
NaCl	5	10	30	40	90%
KCl	95	90	70	60	10%

Если добавить в эти смеси по капле воды, то по истечении небольшого промежутка времени состав образовавшегося раствора будет одним и тем же, отвечающим точке E (фиг. 1). Ее состав следующий (в %) NaCl — 20,4; KCl — 11,15; H_2O — 68,45.

На фиг. 1 представлена диаграмма растворимости системы NaCl—KCl— H_2O при $+25^\circ$ (1). Кривая AE отображает состав насыщенных KCl растворов, BE — состав насыщенных NaCl растворов; точка E — эвтоническая, отвечающая насыщению сразу двумя солями. К этой точке и стремится состав раствора, образуемого при воздействии на смеси небольшого объема воды.

Если количество добавляемой воды увеличивать, то до некоторого предела состав раствора остается тем же. Этот предел будет наступать для различных смесей при различных количествах добавляемой воды: для тех смесей, в которых одного из компонентов относительно мало, этот предел наступает раньше. Это вызвано тем, что одной из солей не хватает для образования насыщенного раствора и одна из солей оказывается при этом полностью растворенной — выщелоченной. С этого момента раствор будет насыщен одной солью и его состав будет зависеть от количества добавленной воды. При увеличении количества добавляемой воды фигуративная точка состава раствора перемещается вдоль кривой насыщения одной солью — для смесей I, II, III и IV вдоль кривой AE , а для смеси V — вдоль кривой BE . Это происходит



Фиг. 1. Изотермы растворимости системы NaCl—KCl— H_2O при $T + 25^\circ$ с нанесением на нее фигуративных точек состава солевых смесей и образующихся растворов

Это вызвано тем, что одной из солей не хватает для образования насыщенного раствора и одна из солей оказывается при этом полностью растворенной — выщелоченной. С этого момента раствор будет насыщен одной солью и его состав будет зависеть от количества добавленной воды. При увеличении количества добавляемой воды фигуративная точка состава раствора перемещается вдоль кривой насыщения одной солью — для смесей I, II, III и IV вдоль кривой AE , а для смеси V — вдоль кривой BE . Это происходит

до того момента, пока количество прибавленной воды не будет достаточным для переведения в раствор всего количества солей смеси. На диаграмме этот момент фиксируется выходом фигуративной точки состава раствора на кривой AE или BE к точке пересечения этих кривых с лучом, соединяющим вершину воды с составом смеси. Для точки V — это будет точка V' для точек I, II, III, IV — соответственно точки I' , II' , III' , IV' . С этого момента раствор становится ненасыщенным и фигуративная точка его состава движется по мере разбавления по линии соединяющей точку $I' - V'$ с точкой воды (H_2O), все приближаясь к последней.

Здесь мы рассмотрели самый простой случай постепенного воздействия на смесь из двух солей все возрастающего количества воды. Из этого следует, что до того момента, пока имеются твердые фазы, процесс идет в сторону образования насыщенного раствора, равновесного с твердыми фазами. Вначале это две соли, а затем, когда воды становится больше — одна соль. При дальнейшем увеличении количества воздействующей воды соль растворяется полностью и соотношение солей в растворе определяется составом смеси.

Установив общие тенденции в развитии процесса на этом простом примере, рассмотрим процессы, которые происходят в природе при воздействии воды на соляную залежь, сложенную комплексом минералов. Основными породообразующими минералами интересующей нас залежи являются: галит, сильвин, кизерит, каинит, лангбейнит, полигалит. Все эти минералы выделились непосредственно из сгущающейся морской воды или же образовались в процессе раннего (озерного) диагенеза при взаимодействии с маточными рассолами или при переходе от метастабильных состояний к стабильным.

Не останавливаясь на разборе всех этих процессов, так как это нами сделано в других работах (Валяшко, 1956, 1962), мы можем обратиться к диаграмме морской системы (фиг. 2), и определить по ней состав тех насыщенных рассолов, какие должны образоваться в процессе воздействия воды на соляную залежь, состоящую из перечисленных минералов. Для анализа воспользуемся изотермой 25° . Как видно из фиг. 2, состав растворов, насыщенных каинитом, сильвином, галитом и кизеритом, будет располагаться в верхней части диаграммы вдоль линии PQ или же вдоль линии $WXYZ$, в зависимости от наличия сильвина или кизерита.

Если учесть, что действительная температура рудника ниже 25° и близка к 15° , то необходимо проследить, как скажется это снижение температуры на составе рассолов, насыщенных теми же солями. По данным Г. Борхерта (1959), построившего путем интерполяции аналогичную диаграмму для $+15^\circ$, поле каинита при этой температуре сохраняется только в верхней его части при $+25^\circ$. Нижняя граница поля каинита при $+15^\circ$ проходит по линии $P_{15}W_{15}$. Следовательно, если ориентироваться на эти минералы, то состав насыщенных рассолов должен находиться где-то в области верхней части каинитового поля при 25° .

Принятый способ изображения состава растворов не дает представления ни о концентрации растворов, ни о содержании в них $NaCl$. Поэтому ниже приводятся составы растворов, отвечающих узловым точкам диаграммы (вес. %), к которым должны стремиться рассолы, образующиеся при воздействии небольших количеств воды на соляную залежь:

$NaCl$	KCl	$MgCl_2$	$MgSO_4$
1,3	3,15	25,1	2,05
1,9	2,8	22,5	5,75
4,0	3,9	16,3	8,8

Таким образом, равновесные растворы должны содержать в среднем около 20% $MgCl_2$, 2—4% KCl , 3—5% $MgSO_4$, 2—3,0% $NaCl$.

Однако мы не учитывали лангбейнита который на диаграмме $+25^\circ$ не имеет своего поля и образуется, как это показано Я. Г. Вант-Гоффом и др. (1937), выше 37° . Проведенные М. Г. Валяшко и К. В. Кострюковой (1962) исследования показали, что состав растворов, из которых он вероятнее всего образовывался в этих отложениях, может быть ограничен областью WP_2 на диаграмме. Но при температуре рудника проникновение к лангбейниту рассолов даже и этого состава будет вызывать его превращение в шенит.

Таким образом, состав равновесных рассолов, к которому стремится состав рассолов, формирующихся при проникновении в залежь воды, устанавливается достаточно определенно.

Проследим его изменение при возрастающем количестве воздействующей воды или последовательном выщелачивании. Как уже было показано, для этого нам нужно знать состав той исходной смеси, на которую вода воздействует, и ее положение на химической диаграмме. На фиг. 2 квадратиками нанесены полюсы составов главнейших породообразующих минералов. Несмотря на пестрый и непостоянный минеральный состав калийно-магнезиальных пород Стебниковского рудника, подавляющее большинство их, как показали наши работы, укладывается в область, ограниченную полюсами каинита, лангбейнита и шенита с полигалитом. Эта область на диаграмме заштрихована и обведена жирным пунктиром.

Выше уже говорилось, что в процессе прогрессирующего выщелачивания состав образующихся рассолов стремится по соотношению солей к составу исходной смеси солей. Если проследить этот процесс по диаграмме, то видно, что фигуративная точка состава рассола от области около линии $W_{15}P_{15}$ перемещается вниз по диаграмме и движется к области $Kn-Lb-Lsh$, отвечающей составу исходной породы.

В составе рассола убывает количество хлористого магния и нарастает количество $NaCl$. При медленном течении этот процесс будет сопровождаться образованием вторичных минералов. Каинит превращается в сильвин, сульфаты магния — в эпсомит, лангбейнит — в шенит; при дальнейшем увеличении количества воды возможно образование глазерита, а затем и мирабилита. Все эти процессы отчетливо прослеживаются в шляпах соответствующих месторождений и прекрасно иллюстрируют правильность наших положений.

Все сказанное о составе рассолов хорошо подтверждается непосредственными наблюдениями в руднике за составом рассолов, высачивающихся в горных выработках. Как видно из фиг. 2, фигуративные точки состава рассолов располагаются в большинстве случаев в верхней части поля каинита, т. е. как раз в той области, где им надлежит быть, если справедливы все наши рассуждения (табл. 2 и фиг. 2; точки 1_{1-6} , 2_{1-3} , 3_{1-4}). Причем для ряда точек наблюдения этот состав остается довольно постоянным в течение ряда лет. Однако в других случаях состав довольно заметно меняется, и фигуративная точка состава такого рассола быстро перемещается по химической диаграмме, стремясь приблизиться к составу исходной смеси солей, как это и следует из теоретического рассмотрения процесса (см. табл. 1 и фиг. 2, точки 5_{1-5}).

Фигуративные точки состава некоторых растворов (скв. 268, 1 гор. кв. шл. 4) располагаются в области составов исходных пород. Эти рассолы являются наиболее опасными и агрессивными. Помимо описанных, в ряде горных выработок встречаются рассолы иного состава, на первый взгляд чуждые залежи солей. Состав их приведен в табл. 2. Эти рассолы характеризуются весьма низким содержанием сульфатов (присутствует только $CaSO_4$), заметным, но переменным содержанием хлористого кальция и, как правило, высокой общей концентрацией. Относятся эти рассолы к хлоридному типу. Фигуративные точки их состава расположены на диаграмме (см. фиг. 2) на стороне $Mg^{++}-2K$. Их генезис и связь с соляным месторождением будут ясны из последующего изложения.

Таблица 1

Состав рассолов, высачивающихся в выработках Стебниковского рудника

№ точек	Место отбора	Дата	Удельный вес	Солевой состав, г/л						Индексы			Cl'	Br' · 10 ³ Cl'
				MgCl ₂	MgSO ₄	KCl	K ₂ SO ₄	NaCl	Σ солей	Mg''	K'	SO ₄ ''		
1 ₁	II горизонт, кваршлаг 9/2	12.X.53	1,293	291,0	39,68	34,00	—	31,82	399,51	85,7	5,8	8,5	—	—
1 ₂	Там же	16.X.53	1,289	271,9	39,68	32,20	—	59,70	403,48	85,0	5,8	9,2	—	—
1 ₃	» »	23.X.53	1,283	198,0	40,58	33,40	—	20,00	391,98	86,0	5,6	8,4	—	—
1 ₄	» »	4—16.I.54	1,290	289,10	39,83	32,00	—	36,90	397,73	86,1	5,5	8,4	—	—
1 ₅	» »	1—9.III.54	1,231	281,4	35,17	50,50	—	37,56	404,63	83,3	9,0	7,7	—	—
1 ₆	» »	9.III—7.IV.54	1,287	298,2	34,42	36,50	—	24,10	393,22	86,2	6,4	7,4	—	—
2 ₁	V горизонт, кваршлаг 500	15.VII.38	1,248	325,60	47,79	47,67	—	80,54	501,60	84,1	7,0	8,9	—	—
2 ₂	Там же	17.IX.38	1,290	277,09	49,53	37,28	—	61,14	425,14	83,2	6,4	10,4	—	—
2 ₃	» »	12.VII.46	1,279	355,05	57,68	53,71	—	43,35	501,81	81,3	7,0	9,3	—	—
3 ₁	V горизонт, кваршлаг 500	27.III.49	1,289	277,6	45,69	37,50	—	39,60	400,39	83,7	6,4	9,9	—	—
3 ₂	Там же	31.I.50	1,291	282,4	39,83	35,50	—	46,92	404,65	85,4	6,1	8,5	—	—
3 ₃	» »	20.II.50	1,288	268,1	43,10	35,00	—	53,20	399,40	84,3	6,2	9,5	—	—
3 ₄	» »	19.III.53	1,280	261,4	47,20	27,80	—	52,07	388,47	83,7	4,9	11,4	—	—
4 ₁	Скв. 268	17.XII.52	1,273	—	37,50	34,50	20,03	246,9	318,90	41,7	8,9	49,4	—	—
4 ₂	Там же	25.XII.52	1,269	—	120,20	45,90	3,31	237,1	403,20	37,3	18,5	44,2	—	—
5 ₁	I гориз. кваршлаг 99	29.XII.58	1,276	97,5	80,00	75,30	—	140,6	392,80	59,2	17,4	23,4	193,8	11,2
5 ₂	Там же	30.XII.58	1,273	71,5	88,80	71,50	—	162,9	394,70	54,9	17,9	27,3	186,7	10,2
5 ₃	» »	5.I.59	1,284	23,8	116,50	66,50	—	203,2	410,00	46,1	17,1	36,8	174,7	3,0
5 ₄	» »	10.I.59	1,288	6,05	122,00	65,90	—	222,4	416,35	42,4	17,3	40,3	172,5	2,2
5 ₅	» »	13.I.59	1,280	—	110,20	56,70	—	238,8	405,70	41,0	16,8	42,2	171,8	2,0
6 ₁	I горизонт, кваршлаг 4	19.XII.52	—	—	—	—	—	—	—	41,4	16,9	41,7	—	—
6 ₂	Там же	22.XII.57	1,278	—	111,30	56,80	—	234,0	402,10	41,6	69,3	42,1	—	—

2. МАТОЧНЫЕ РАССОЛЫ СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА И ИХ ПРИЗНАКИ

Таблица 2

Мы не касались возможности сохранения маточных седиментационных рассолов и интенсивного их высачивания в горные выработки. Состав таких рассолов должен быть равновесен выделившимся из него соляным минералам, и фигуративные точки его состава должны располагаться на диаграмме в области, лежащей выше линии $W_{15}P_{15}$. Однако это будет только в том случае, если рассол останется среди выделившихся из него солей. Если он будет отжат в какие-нибудь здесь же находящиеся коллекторы (например, песчаники), то состав его должен измениться в соответствии с законами метаморфизации и превратиться в рассол хлоридного типа, содержащий хлорид кальция. Это превращение совершается по определенным правилам и сводится сначала к потере молекулы $MgSO_4$, а затем к эквивалентной замене части Mg^{++} на Ca^{++} .

Выясним, является ли данный рассол метаморфизованным в прямом направлении маточным раствором. Для этого рассчитаем количество Mg^{++} , эквивалентное содержанию Ca^{++} , и прибавим к аналитически определенному. Этим мы как бы восстановим вторую часть процесса метаморфизации. Рассчитаем индексы и нанесем на химическую диаграмму фигуративные точки с таким содержанием Mg^{++} . Фигуративные точки расположатся на стороне $Mg^{++}-2K$ треугольника (см. фиг. 2, точки 7—9). Если теперь соединить их с полюсом Э, то исходный состав рассола будет лежать где-то на этом луче. Линии Э—I, и Э—II ограничивают ту область, в которой должны были бы располагаться маточные растворы при их метаморфизации в прямом направлении. Как мы видим, большинство точек рассолов лежит именно в этом интервале на диаграмме.

Таким образом, мы можем считать концентрированные рассолы хлоридного типа, обнаруженные в соляной толще солей, маточными

Состав рассолов, высачивающихся в выработках Стебниковского рудника

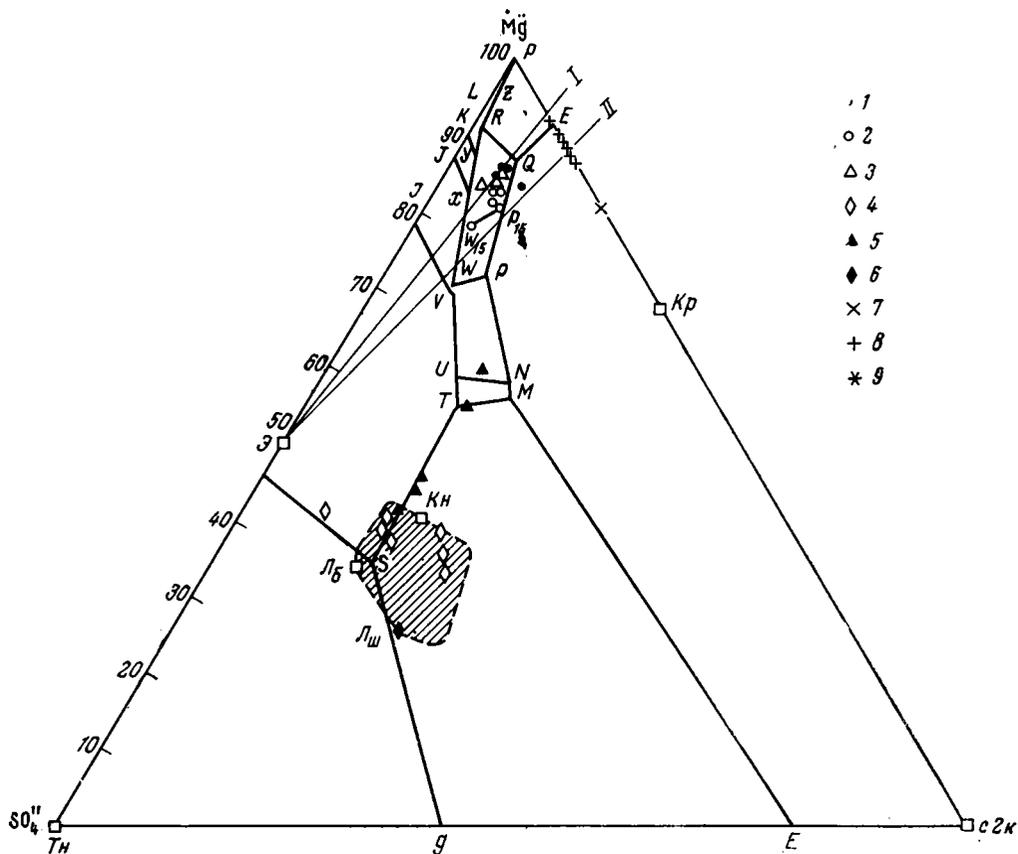
Номер точек	Место отбора	Дата	Удельный вес	Солевой состав, г/г				Индексы				Cl'	Br'-10 ³ Cl-	
				CaSO ₄	CaCl ₂	MgCl ₂	NaCl	KCl	Σ солей	Mg ⁺⁺	2K'			SO ₄ '
7 ₁	V горизонт, штр. 100	20.I.58	1,249	0,51	26,26	212,32	61,86	59,27	360,22	86,0	14	0	240,7	16,5
7 ₂	Там же	11.II.58	1,258	0,58	21,26	246,57	58,07	48,56	375,04	89,5	10,5	0	255,6	20,3
7 ₃	»	5.VI.58	1,254	0,67	21,31	216,08	68,98	56,84	363,87	86,7	13,3	0	243,5	13,2
7 ₄	»	15.VII.58	1,235	1,04	15,38	162,81	96,57	67,47	343,27	80,5	19,5	0	222,2	12,6
7 ₆	»	18.X.58	1,234	0,44	32,48	125,63	136,08	26,98	321,64	90,4	9,6	0	214,6	18,8
8 ₁	I гориз. штр. 100	6.V.58	1,250	—	12,5	232,2	62,8	52,9	360,40	88,0	12,0	0	245,7	16,2
8 ₂	Там же	8.X.58	1,252	0,612	16,5	223,3	58,2	54,7	353,31	87,5	12,5	0	240,7	13,6
8 ₃	»	10.XII.58	1,211	0,63	22,6	186,9	52,1	43,6	287,83	88,1	11,9	0	205,9	15,9
8 ₄	»	4.II.59	1,258	0,63	10,3	229,0	75,2	46,2	361,53	87,2	10,6	0	245,0	16,4
8 ₅	»	7.VII.59	1,258	0,64	14,0	223,3	65,0	53,8	356,74	87,4	12,8	0	242,8	16,5
8 ₆	»	9.XII.59	1,257	0,58	0,538	221,2	80,8	56,4	359,52	86,2	13,8	0	242,1	16,6
9 ₁	III горизонт	4.V.59	1,285	0,027	42,5	251,0	39,2	46,8	379,53	90,8	9,2	0	259,0	17,2

рассолами солеродного бассейна, метаморфизованными в прямом направлении.

Для проверки правильности этого вывода воспользуемся еще одним критерием — содержанием брома или величиной отношения $\frac{\text{Br}^- \cdot 10^3}{\text{Cl}^-}$

т. е. величиной бромхлорного отношения. Бром подобно иону хлора не затрагивается процессами метаморфизации.

Среди элементов, входящих в состав океанической воды, бром занимает особое место. В отличие от других компонентов, содержащихся даже в меньших количествах (например, бор), бром при испарении морской воды не образует собственных минералов, а выделяется в твердую фазу вместе с хлоридами в виде изоморфной примеси к ним.



Фиг. 2. Изотерма +25° области кристаллизации NaCl в системе Na; Mg; SO₄, Cl', H₂O с нанесением на нее фигуративных точек состава рассолов, обнаруженных в разработках калийного рудника

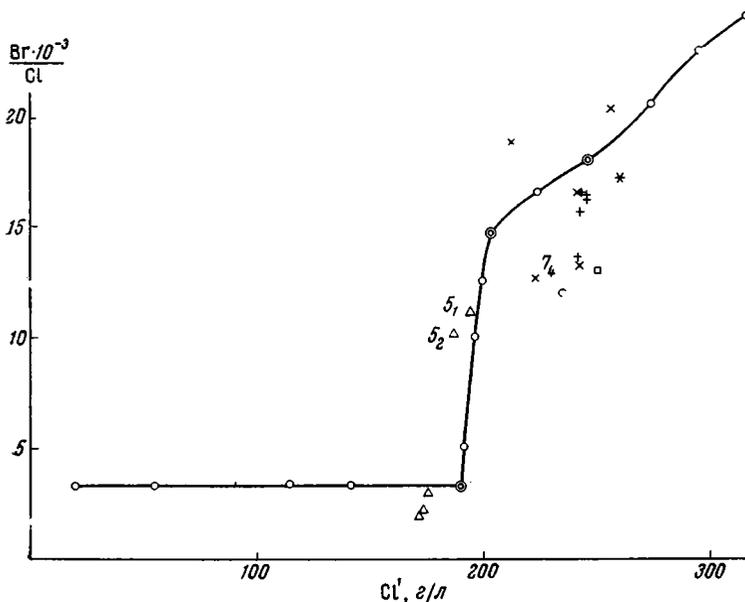
Полюса минералов: Кр — карналита; Э — эпсомито-кизерита, Кн — каинита; С — сильвина; Лш — леонита, шенита; Т — тенардита; Лб — лангбейнита

Заштрихована область диаграммы, в которую попадают составы калийных пород

Поэтому познание закономерностей накопления брома в процессе сгущения морской воды и его распределения между раствором и кристаллами выделяющихся из морской воды хлоридов является весьма существенным для поставленных выше целей. Как можно заключить из сказанного, бром накапливается в концентрирующей морской воде до того момента, пока не начнется кристаллизация первого хлорида, каким является NaCl. С этого момента бром будет распределяться между раство-

ром и выпавшими кристаллами. Коэффициент распределения $I = \frac{C_{ТВ}}{C_{с.о.}}$

представляет собой отношение содержания брома в твердых кристаллах к его содержанию в солевом остатке раствора. Для всех хлоридов, кристаллизующихся из морской воды (галита, сильвина, карналлита, бишофита), величина I меньше единицы. Это приводит к тому, что, несмотря



Фиг. 3. Кривая зависимости величины $\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$ от степени сгущения морской воды

Обозначения фигуративных точек состава рассолов см. на фиг. 2.

ря на увлечение в осадок какого-то количества брома, большая его часть остается в растворе и в процессе концентрирования идет накопление брома в маточных растворах.

Особенно удобно проследить это графически. На фиг. 3 по оси абсцисс отложена концентрация сгущаемой морской воды, а по оси ординат —

Таблица 3

Данные для построения кривой зависимости величины бромхлорного отношения от степени сгущения морской воды

Удельный вес, г/мл	Cl, %	Cl, г/л	$\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$	Удельный вес, г/мл	Cl, %	Cl, г/л	$\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$	Удельный вес, г/мл	Cl, %	Cl, г/л	$\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$
1,028	1,9	19,5	3,33	1,235	15,5	192,0	5,0	1,314	17,0	224,0	16,5
1,07	5,0	54,5	3,33	1,241	15,5	133,0	7,5	1,323	18,5	246,0	18,0
1,14	10,0	114,0	3,33	1,263	15,5	196,0	10,0	1,330	20,6	274,0	20,6
1,17	12,0	140,5	3,33	1,282	15,5	199,0	12,5	1,340	22,0	275,0	23,0
1,26	15,0	181,5	3,33	1,308	15,5	203,0	14,7	1,359	23,3	317,0	24,5
1,22	15,5	189,0	3,33								

бромхлорное отношение, в зависимости от содержания в морской воде и продуктах ее сгущения иона хлора (данные для построения этого графика приведены в табл. 3).

Как видно из фиг. 3, величина бромхлорного отношения остается постоянной до начала выделения в осадок галита. С этого момента кривая круто, почти под прямым углом, идет вверх; с начала кристаллизации эпсомита рост ее замедляется, но неуклонно продолжает расти вплоть до эвтоники. Эта кривая удобна в том отношении, что позволяет классифицировать воды любой степени минерализации по величине бромхлорного отношения. Построена она на основании обработки данных по содержанию брома в ряде водоемов бассейна Черного моря и опытов непосредственного сгущения морской воды. (Здесь нами приведены средние данные из ряда наблюдений).

Все воды морского генезиса располагаются вдоль этой кривой и вблизи нее, а воды, величина бромхлорного отношения которых лежит выше и левее этой кривой, будут обогащены бромом по сравнению с морской водой и, наконец, те воды, для которых величина этого отношения лежит ниже и правее этой кривой, обеднены бромом по сравнению с морской водой.

Маточные рассолы, равновесные с каинитом, должны лежать в верхней правой части кривой, и значение бромхлорного коэффициента должно приближаться к 20.

Как можно видеть из фиг. 3, значение бромхлорного отношения хлоридных рассолов приближается к этой величине и располагается несколько ниже или выше кривой изменения бромхлорного отношения для сгущающейся морской воды. Это служит подтверждением правильности нашего заключения о том, что эти рассолы являются маточными рассолами солеродного бассейна, метаморфизованными в прямом направлении. Бромхлорное отношение может быть весьма полезно и для анализа рассолов выщелачивания и определения степени их агрессивности.

Законы распределения ионов брома между раствором и кристаллами таковы, что рассолы выщелачивания должны быть всегда обеднены бромом по сравнению с маточными рассолами. Это может явиться характерным отличием рассолов выщелачивания от маточных рассолов. Однако в конкретном случае Прикарпатских месторождений, отличающихся большим количеством пелитового материала, эти отличия несколько затушевываются тем, что пелитовый материал, как показали наши с Р. Э. Шлеймович исследования, весьма богат бромом, адсорбированным из рассолов в процессе формирования месторождения. Поэтому при обработке таких отложений водой происходит выщелачивание дополнительных количеств брома из илистого материала, обогащающих растворы бромом. Но и в этих условиях даже первые порции растворов выщелачивания не могут достигать равновесной величины бромхлорного отношения и всегда несколько ниже. Причем содержание брома в растворе, очень быстро снижается. Это очень отчетливо можно видеть на примере водопроявления на I горизонте в 99 квершлага, где в течение недели величина бромхлорного отношения в рассоле снизилась от 11,2 до 3,0, а в следующую неделю — до 2,0. Таким образом, содержание брома и величина его отношения к содержанию хлора является чувствительным индикатором на генезис рассолов и является дополнительным критерием их агрессивности и опасности.

ВЫВОДЫ

Итак, физико-химический анализ процесса выщелачивания сложных соляных пород показал, что первые порции воды, проникающие в соляную залежь, образуют растворы, насыщенные теми минералами, которыми сложена залежь, т. е. равновесные с ними при данных условиях температуры и давления. Если по каким-либо причинам раствор не достигает равновесия с составом исходной смеси солей, но остается в соляных отложениях, то начинается переработка соляных отложений и постепен-

ное превращение составляющих породу минералов в равновесные с данным составом раствора. В общем же состав выщелачивающих растворов по мере развития процесса выщелачивания изменяется от равновесного с исходным составом смеси солей до состава, отвечающего по соотношению солей в рассоле составу породы. Этот процесс на диаграмме может быть весьма отчетливо прослежен. В нашем случае фигуративная точка состава рассола из области диаграммы, расположенной выше линии $W_{15}P_{15}$, постепенно стремится к составу исходной породы, т. е. к области $K_n-L_6-L_3$. При этом перемещении фигуративная точка рассола проходит поля: каинита, шенита, глазерита, астраханита, мирабилита и именно в эти минералы при данной температуре стремятся превратиться все минералы, составляющие настоящую залежь. Действительно, в верхней части месторождения, в соляных шляпах мы обнаруживаем первоначально широкое новообразование шенита, а при более глубоком процессе выщелачивания — и мирабилита. Если температура залежи и пропитывающих растворов выше, то весьма вероятно образование не этих минералов, а других, расположенных на диаграмме по пути перемещения фигуративных точек состава раствора, образующегося при выщелачивании соляной залежи, от равновесного с исходным составом — к составу выщелачиваемой породы. Число первичных минералов, слагающих соляную залежь, достаточно ограничено и ими задается состав начального раствора, причем даже при резко отличных температурах он меняется относительно мало и всегда находится близко к вершине Mg^{++} химической диаграммы. Состав же соляных пород лежит, как правило, ниже линии Э-Кр, а чаще ЭС. Этим определяется интервал перемещения фигуративной точки состава рассолов на диаграмме, а следовательно, и набор вновь образующихся минералов.

Характерный признак всех таких минералов тот, что область насыщенных ими растворов лежит всегда дальше от вершины Mg^{++} , чем исходных солей. По этому признаку их легко отличить от первичных седиментационных минералов, состав и порядок выделения которых определяется составом морской воды и условиями их выделения из нее. К таким вторичным минералам выщелачивания относятся вторичные каинитовые (шляпы) в карналлитовых месторождениях. Так же образовались, по нашему мнению, вантгофит, леонит, шенит и другие подобные соляные минералы. Вторым признаком таких вторичных минералов, но только хлоридов, будет пониженное содержание в них брома.

Приведенный анализ позволяет также легко отличить агрессивные рассолы от неагрессивных. Все рассолы, которые будут по своему составу лежать в нашем случае ниже области $W_{15}P_{15}$, на диаграмме будут в той или иной степени агрессивными. В более общей формулировке агрессивными должны считаться все рассолы, отличающиеся по своему составу от равновесных с главными породообразующими минералами при данных условиях.

Необходимость экстренных мер борьбы с проникновением воды в соляную залежь определяется интенсивностью и направлением изменения состава высачивающихся растворов и особенно изменения содержания в них брома $\left(\text{точнее, величины } \frac{Br^- \cdot 10^3}{Cl^-} \right)$.

Наконец, необходимо иметь в виду и то обстоятельство, что в горных выработках могут быть встречены и погребенные маточные рассолы когда-то здесь существовавшего солеродного бассейна. Если эти рассолы сохранились непосредственно среди выделившихся из них солей, то они мало отличаются от равновесных при данной температуре. Если же они встречены в коллекторах, расположенных внутри соляной толщи (доломиты, песчаники), то они могут, как это было показано, заметно отличаться по своему составу и превратиться из сульфатного в хлоридный тип. Однако состав этих даже метаморфизованных рассолов связан опре-

деленными закономерностями с ислодным. Характерно для таких рас-
солов и высокое, отвечающее маточным рассолам морского происхож-
дения, содержание брома и величина бромхлорного отношения, и рас-
положение фигуративных точек их состава в определенных участках ди-
аграммы.

ЛИТЕРАТУРА

- Здановский А. Б., Ляховская Е. И., Шлеймович Р. Э. Справочник по
растворимости солевых систем. Т. 1. Госхимиздат, 1953.
- Валяшко М. Г. Метод установления генезиса соляной породы по положению фигу-
ративной точки ее состава на диаграмме. «Вопросы минералогии осадочных обра-
зований». Кн. 4, Львов, 1956.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования калийных солей. М.,
Изд. МГУ, 1962.
- Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Геохимия брома в процессах галогенеза
и использование содержания брома в качестве генетического и поискового кри-
терия. Тр. ВНИИГалургии, вып. 23, 1952.
- Вант-Гофф Я. Г. Океанические равновесия. Русский перевод под ред. А. В. Нико-
лаева, 1937.
- Borchert H. Ozeane Salzlagerstätten. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1959.

Московский госуниверситет

Дата поступления
12.1.1966

4

УДК 553.62(470.22)

ПЛАСТИЧЕСКИЕ И ХРУПКИЕ ДЕФОРМАЦИИ КВАРЦА В ШОКШИНСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКАХ (КАРЕЛИЯ)

И. М. СИМАНОВИЧ

В шокшинских кварцито-песчаниках описаны следующие типы пластической деформации: деформационное пластинкование, иррациональное двойникование, деформационные пояса, волнистое угасание и «смятие» кварца. Дофинейское двойникование, являющееся одним из проявлений пластической деформации кварца, обнаруживает непосредственную связь с деформационным пластинкованием и поясами деформации. Описаны также хрупкие деформации кварца и их временное соотношение с пластическими деформациями. Пластическая деформация кварца в кварцито-песчаниках наиболее интенсивно развита в районах локализации интрузий габбро-диабазов, особенно вблизи контакта с ними.

1. ПРИРОДА ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ КВАРЦА

Различным проявлениям пластической деформации кварца посвящено большое количество работ. Петрографам давно уже известны такие проявления пластической деформации, как волнистое угасание и бемовская штриховка (Böhm, 1883). Многие исследователи изучали деформационное пластинкование кварца с точки зрения петроструктурного анализа (Sander, 1930; Fairbain, 1941; Ingerson and Tuttle, 1945; Riley, 1947; Christie and Raleigh, 1959 и др.). Однако кварц долгое время считался хрупким минералом и даже такое явление, как волнистое угасание связывалось с существованием бесчисленных разломов в кристалле кварца (Sederholm, 1895). Принципиальная возможность пластической деформации кварца доказана Е. В. Цинзерлинг, которой удалось в лабораторных условиях воспроизвести дофинейское двойникование (Шубников, Цинзерлинг, 1933), а затем в многочисленных экспериментах решить ряд других задач раздвойнивания кристаллов кварца, управления дофинейским двойникованием и т. д. (Цинзерлинг, 1961). Попытки же получить в лаборатории другие проявления пластической деформации кварца терпели неудачу. В последние годы американским исследователям (Carter, Christie and Griggs, 1964) в результате прекрасно технически оснащенных экспериментов удалось получить основные формы пластической деформации кварца, встречаемые в природе. Ими же созданы геометрическая и дислокационная теории пластической деформации кварца (Christie, Carter and Griggs, 1964). Наиболее существенные результаты исследований американских авторов заключаются в следующем.

Основными проявлениями пластической деформации кварца являются деформационное пластинкование, деформационные пояса и волнистое угасание. Деформационные пояса и зоны волнистого угасания в большинстве случаев субпараллельны оси *C*. Деформационные пластинки обычно образуют небольшие углы с базисом, реже они отклоняются от него на 20—60° и еще реже субпараллельны оси *C*.

Деформационное пластинкование, субпараллельное базису, и деформационные пояса, субпараллельные оси C , формируются в результате скольжения по (0001); происхождение же этих структур другой ориентации связано с более сложными механизмами скольжения. Полюса пластинкования в поликристаллических кварцевых агрегатах с беспорядочной ориентацией зерен образуют на ориентированных диаграммах узоры, представляющие собой круги малого радиуса около оси основного сжатия, что означает формирование деформационных пластинок в плоскостях наивысшего сдвигового напряжения.

Границы пластинок деформации при наблюдении без анализатора имеют заметный рельеф. Отличие показателя преломления границ пластинок от показателя преломления всего кристалла достигает 0,003—0,005. Исследования в фазово-контрастном освещении показали, что повышение светопреломления наблюдается с одной стороны плоскостной структуры, отделяющей одну пластинку от другой; с другой ее стороны показатель преломления уменьшается. Дж. М. Кристи и др. (Christie a. oth., 1964) рассматривают эти плоскостные структуры как двумерные ряды дислокаций одного знака. С разных сторон такого ряда возникают сжатие и растяжение кристаллической решетки, вызывающие, соответственно, повышение или понижение светопреломления. Эти ряды дислокаций реально наблюдаются при электронномикроскопическом изучении реплик травленной поверхности кристаллов, и подсчитанная по количеству ямок травления на 1 сантиметр плотности дислокаций соответствует плотности, рассчитанной по оптическим данным.

Границы поясов деформации также имеют дислокационную природу. Однако в отличие от деформационного пластинкования дислокации этих границ распределяются таким образом, что растяжение и сжатие кристаллической решетки, сопровождающиеся указанным выше оптическим эффектом, возникают лишь при заметной асимметрии поясов деформации.

Отличие волнистого угасания от деформационных поясов, по мнению американских авторов, состоит лишь в большем радиусе кривизны изгиба кристаллической решетки.

Полоски Бема являются разновидностью деформационного пластинкования и представляют собой мельчайшие жидкостные включения, приуроченные к плоскостям, отделяющим одну пластинку от другой. Формирование их, по Н. Л. Картеру и др. (Carter a. oth., 1964), представляет собой следующее. При движении дислокаций и их взаимодействии в плоскостях скольжения образуются атомные вакансии, которые путем диффузии укрупняются и превращаются в пустотки. В эти пустотки через кварц диффундирует вода.

Н. Л. Картер и др. показали, что полученные экспериментально структуры аналогичны проявлениям пластической деформации, встречаемым в природе. Однако они отмечают, что между экспериментально воспроизведенными и природными пластическими деформациями существует заметное различие, особенно в ориентации относительно стресса. Судя по электронномикроскопическим данным, ряды дислокаций в природном деформационном пластинковании менее совершенны, чем в экспериментальном.

Комплексные детальныe петрографические описания пластических деформаций кварца в горных породах отсутствуют. Не установлено место пластических деформаций в общем процессе вторичного преобразования пород, не ясно соотношение их различных проявлений, а также причинная связь с геологическими процессами. Эти пробелы в наших знаниях о пластических деформациях кварца и определили целенаправленность настоящей работы. Объектом исследования выбраны шокшинские кварцито-песчаники, детально изученные нами и описанные в статьях и монографии (Копелиович, Симанович, 1963, 1966; Симанович, 1964, 1966^{1, 2, 3}).

2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ШОКШИНСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКАХ

Отложения шокшинской свиты, вместе с лежащими ниже петрозаводскими кварцито-песчаниками, имеют иотнийский возраст и выполняют Прионежскую синклинали с пологим северо-восточным (углы падения 10—15°) и крутым юго-западным (65—70°) крыльями. В осевой части синклинали слои залегают горизонтально. Простая синклинали структура осложнена мелкими и пологими брахиантиклинальными и брахисинклиналиными формами, а также разбита многочисленными разломами. Толща иотнийских пород прорвана силлами габбро-диабазов, выходы которых приурочены к северо-восточному крылу синклинали.

Отложения шокшинской свиты представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми кварцито-песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов и сланцев. Кварцито-песчаники окрашены в красные тона различных оттенков — от светло-розовых до темно-малиновых. Эти породы претерпели глубокое постседиментационное преобразование. Современный облик шокшинских кварцито-песчаников сформирован процессами глубинного эпигенеза. Для этого этапа преобразования характерно широкое развитие структур растворения под давлением. Сближение обломочных зерен в результате образования этих структур, в совокупности с заполнением кварцем поровых пространств, привело к формированию характерной кварцитовидной конформно-регенерационной структуры. Наложенный метаморфизм несколько преобразовал структуры пород, сформированные в эпигенезе. На контакте с габбро-диабазами в кварцито-песчаниках сформированы бластические рекристаллизационные структуры (Копелиович, Симанович, 1966). С региональным, но неравномерно проявленным динамометаморфизмом связаны широко распространенные в шокшинских кварцито-песчаниках структуры дифференциального скольжения (Копелиович, Симанович, 1963; Симанович, 1966), а также рекристаллизационно-грануляционные бластические структуры, развитые в породах крутопадающего западного крыла синклинали.

Пластическая деформация кварца, несомненно обусловленная наложенным метаморфизмом, представлена в шокшинских кварцито-песчаниках чрезвычайно ярко и разнообразно. Именно поэтому шокшинские кварцито-песчаники являются уникальным объектом для изучения природных пластических деформаций кварца.

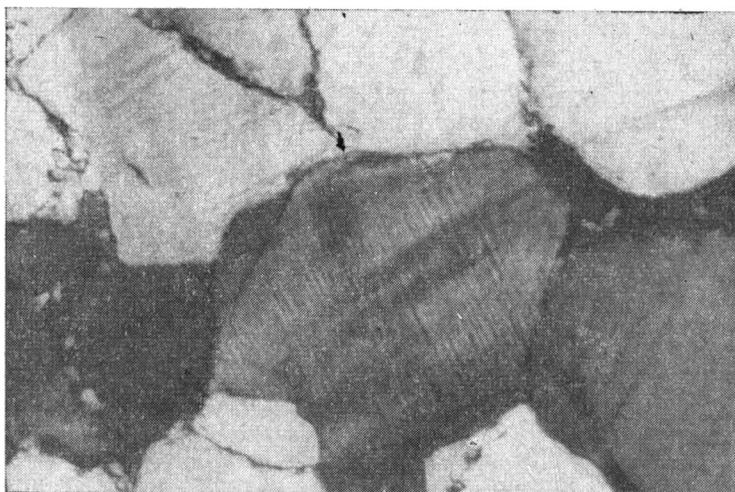
3. ТИПЫ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ КВАРЦА В ШОКШИНСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКАХ

В шокшинских кварцито-песчаниках присутствуют три основных типа структур пластической деформации кварца, экспериментально воспроизведенных Картером и др. (Carter a. oth., 1964): деформационное пластинкование, деформационные пояса и волнистое угасание. Однако разнообразие типов пластической деформации, встреченных в шокшинских кварцито-песчаниках, не укладывается в эту схему. В результате проведенных исследований нами выделены два новых типа пластической деформации кварца, до сих пор не описанных в литературе: 1) иррациональное двойникование; 2) «смятие» кварца, формирующееся, по-видимому, в результате комбинации сложно пересекающихся и «интерферирующих» поясов перегиба и волнистого угасания.

Полоски Бема представляют собой разновидность пластинок деформации, иррациональных двойников и иногда — поясов деформации и проявляются в виде мельчайших бурых включений пузырьков жидкости, приуроченных к ограничивающим плоскостям этих структур. Поэтому полоски Бема отдельно не рассматриваются, а речь будет идти о бемовских включениях.

Наконец, к разряду структур пластической деформации относится дофинейское двойникование, широко развитое в шокшинских кварцито-песчаниках. Кроме того, в этих породах отмечаются проявления хрупкой деформации кварца, соотношение которой с пластической деформацией представляет большой интерес.

Деформационное пластинкование. По морфологии эта структура, широко распространенная в шокшинских кварцито-песчаниках, принципиально ничем не отличается от деформационного пластинкования, экспериментально воспроизведенного американскими исследователями. В классическом проявлении деформационное пластинкование кварца рассматриваемых пород характеризуется параллельным расположением плоскостей, ограничивающих пластинки, выходы которых на поверхность шлифа распознаются по повышенному (в сравнении со всем зерном кварца) рельефу. Как правило, деформационное пластинкование ассоциирует с волнистым угасанием, нормально к его фронту или составляет с ним большой угол (фиг. 1). Реже пластинкование пересекает пояса

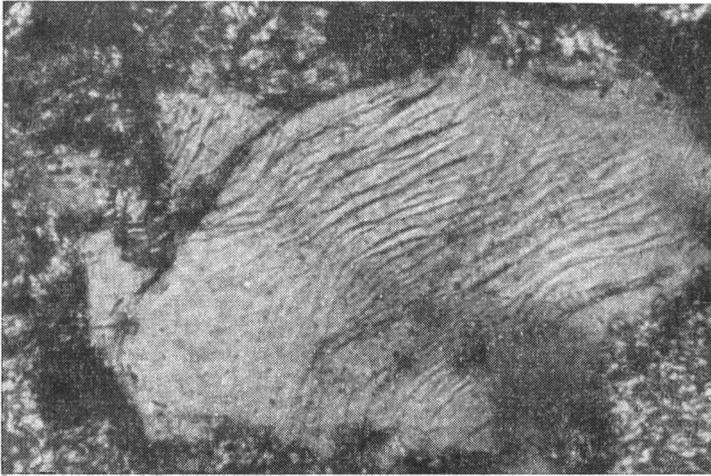


Фиг. 1. Деформационное пластинкование, нормальное к фронту волнистого угасания
Николи +, увел. 128

деформации также под большими углами к ним. Часто деформационное пластинкование сопровождается бемовскими включениями. Однако проявления их крайне нерегулярны. В одних зернах плоскости, ограничивающие деформационные пластинки, переполнены мельчайшими жидкими включениями и при малых увеличениях имеют вид бурых ленточных образований (полоски Бема). В других зернах деформационные пластинки лишь частично «поражаются» бемовскими включениями, которые нередко проявляются лишь в участках пересечения пластинок с зонами волнистого угасания или деформационными поясами. При больших увеличениях (около 1000) ясно различима пузырьковая структура цепочек включений (Симанович, 1966з, табл. XII, 6, 7).

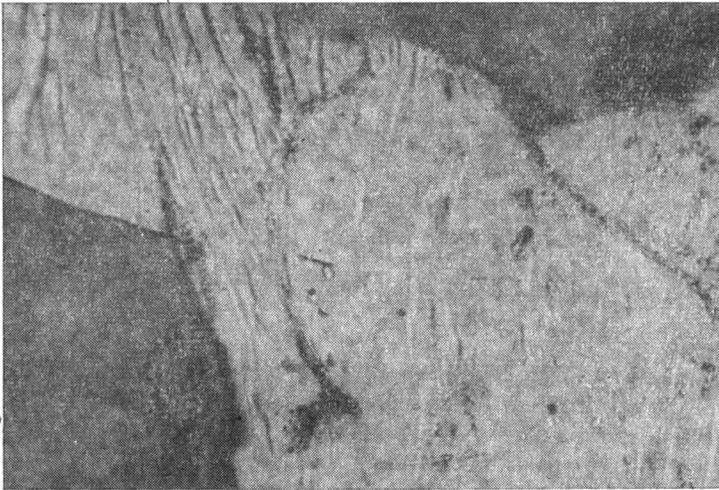
Параллельные между собой, прямые, пересекающие все зерно кварца пластинки отмечаются сравнительно редко. Заметно чаще встречаются различные отклонения от этого классического типа. При пересечении фронтов волнистого угасания и поясов деформации пластинки обычно меняют направление, искривляясь соответственно перегибу кристаллической решетки в этих участках. Иногда отмечаются деформационные пластинки сложного строения: волнистые, сильно искривленные, ветвящиеся,

веерообразные (фиг. 2). Наблюдались также взаимные пересечения двух направлений деформационного пластинкования — под малыми и большими углами. Интересно поведение деформационных пластинок в регенерационном кварце. Само по себе присутствие деформационных пластинок в аутигенных кварцевых образованиях однозначно доказывает их



Фиг. 2. Искривленные ветвящиеся пластинки деформации
Николи +, увел. 375

постэпигенетическое, метаморфогенное происхождение. Аутигенный кварц обычно подвержен деформационному пластинкованию заметно интенсивнее, чем обломочный, что, по-видимому, свидетельствует о его



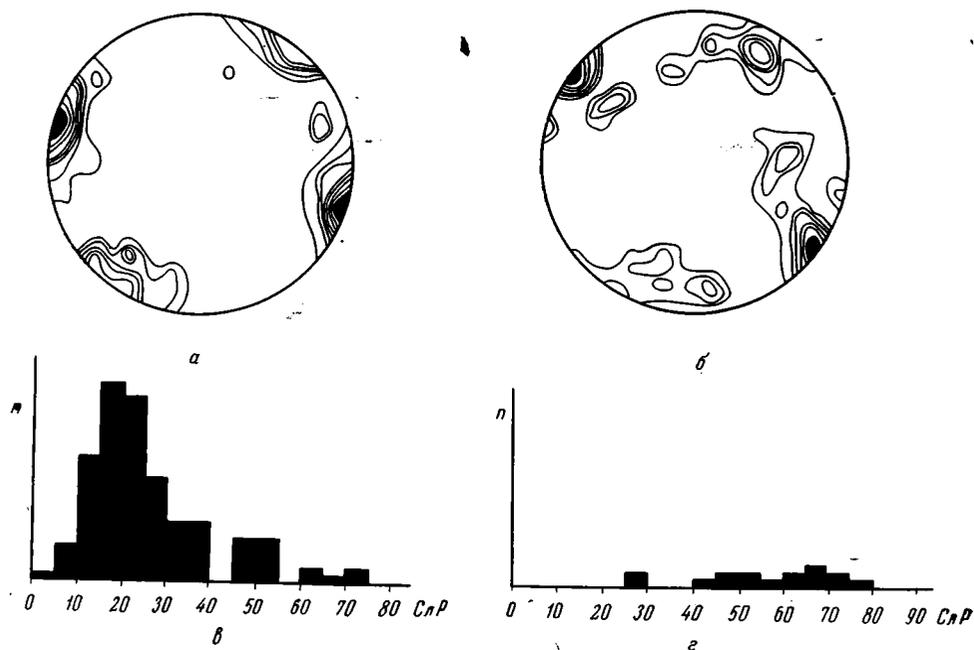
Фиг. 3. Соотношение деформационного пластинкования в обломочном зерне кварца и его регенерационной каемки
Николи +, увел. 96

меньшей устойчивости к пластической деформации. Деформационные пластинки при переходе из регенерационной каймы в обломочное зерно нередко прерываются или же заметно изменяют направление (фиг. 3).

В одном из образцов, с наиболее интенсивно проявленным деформационным пластинкованием, на столике Федорова проведено изучение его

ориентировки. Образец не ориентирован и за начало отсчета взято условное направление — длинная сторона шлифа. Всего было замерено около 75 зерен¹. По результатам измерений углов между выходами оптических осей кварца и полюсами деформационных пластинок построена гистограмма (фиг. 4, а), на которой отмечается четкий максимум между 15 и 25°. Это свидетельствует о том, что большая часть деформационных пластинок образует сравнительно малый угол с базисом. Отмечается ряд побочных максимумов около 50°, а также 60—70°. Наша гистограмма принципиально не отличается от гистограмм, приведенных в ряде предыдущих работ (Christie and Raleigh, 1959; Carter a. oth., 1964). Как уже отмечалось, деформационное пластинкование связывается американскими исследователями со скольжением по базису (Christie and Raleigh, 1959; Carter a. oth., 1964; Christie a. oth., 1964). Причины отклонений деформационных пластинок от базиса до конца не выяснены. По-видимому, только детальные электронномикроскопические исследования позволят выяснить механизм деформационного пластинкования.

Полюса деформационных пластинок и выходы оптических осей изучаемых зерен кварца нанесены на равноплощадную проекцию, ориентированную так, что ее горизонтальный диаметр соответствует длинной



Фиг. 4. Диаграмма ориентировки пластинок деформации оптических осей зерен кварца и иррациональных двойников

а — полюса пластинок деформации в зернах кварца, нанесенных на равноплощадную проекцию. Изолинии: 1—2—3—4—5—6—7—>8%; б — выходы оптических осей тех же зерен кварца. Изолинии: 1—2—3—4—5—>6%; в — гистограмма, показывающая ориентацию пластинок деформации относительно оптических осей зерен кварца; г — гистограмма ориентации иррациональных двойников относительно оптических осей зерен кварца

стороне шлифа (см. фиг. 4, а, б). Взаимное расположение четырех четких максимумов на обеих диаграммах позволяет сделать вывод, что, так же как и в экспериментально деформированных кварцитах (Carter a. oth., 1964), деформационные пластинки образовались в плоскостях наибольшего сдвигового стресса. Некоторое смещение максимумов выходов

¹ При замерах не различалось обычное деформационное пластинкование и иррациональное двойникование, описанное далее.

оптических осей к вертикальному диаметру, по сравнению с максимумами полюсов деформационных пластинок, показывает, что основное направление стресса близко к этому диаметру (Carter a. oth., 1964).

Иррациональное двойникование. Обычные деформационные пластинки, разделенные между собой плоскостями, выходы которых фиксируются по повышенному показателю преломления, не отличаются по оптической ориентировке и гаснут одновременно. Однако в шокшинских кварцито-песчаниках нередко встречаются деформированные зерна



Фиг. 5. Иррациональные двойники в зерне кварца
Николи +, увел. 96

кварца, в которых пластинки заметно различаются между собой по углу угасания. В скрещенных николях такие зерна очень похожи на полисинтетически сдвойникованные зерна плагиноклаза (фиг. 5).

Иррациональные двойники обладают чертами, характерными как для пластинок, так и для поясов деформации. Так же как и пластинки деформации, иррациональные двойники разделяются плоскостями, выходы которых на поверхность шлифа различаются по повышенному рельефу. Часто эти плоскостные структуры сопровождаются бемовскими включениями. Однако, в отличие от пластинок деформации, иррациональные двойники редко бывают прямыми, параллельными между собой. Чаше двойниковые индивиды имеют веретенообразный облик. Двойниковые швы иногда изогнуты. Изменение ориентировки кристаллической решетки позволило американским исследователям (Christie a. oth., 1964) считать структуры, подобные описываемым, асимметричной разновидностью деформационных поясов. В симметричных деформационных поясах границы не отмечаются по показателю преломления от всего кристалла кварца. В асимметричных же возникают дополнительные напряжения в кристаллической решетке близ границы поясов, что должно приводить к изменению их показателя преломления.

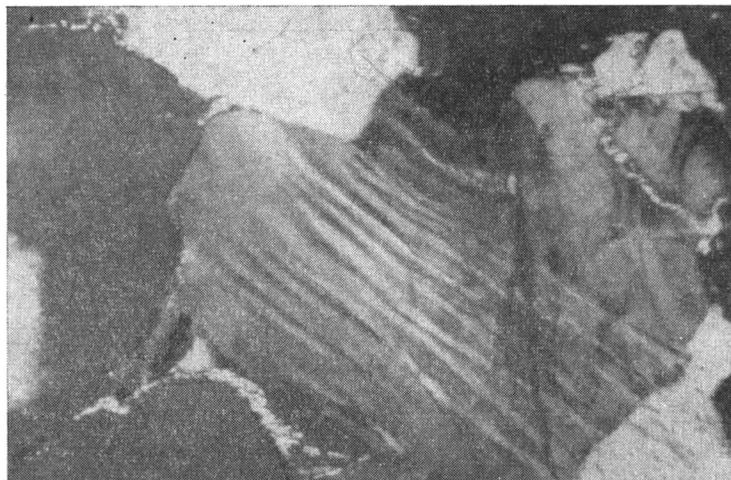
Однако наши наблюдения показали, что иррациональные двойники связаны серией самых постепенных переходов с обычным деформационным пластинкованием и не обнаруживают никакой видимой связи с деформационными поясами. Это обстоятельство позволяет считать иррациональное двойникование разновидностью деформационного пластинкования.

В зернах с наиболее четко выраженной разориентацией двойниковых индивидов на федоровском столике было проведено измерение ориенти-

ровки оптических осей кварца относительно плоскости двойникового шва. Как показали эти замеры (исследовано 16 зерен), угол между выходами оптических осей двойниковых индивидов (C_1 и C_2) составляет от 2 до 10°, чаще всего около 6°. Оптические оси C_1 и C_2 ориентированы асимметрично к двойниковому шву. По углам C_{cp} с полюсами пластинкования (двойниковыми швами), где C_{cp} — среднее угловое расстояние, для C_1 и C_2 построена гистограмма (см. фиг. 4, з). Из гистограммы следует, что плоскости двойниковых швов имеют самые различные кристаллографические направления и характеризуются иррациональными индексами. Формирование этой разновидности деформационного пластинкования вряд ли можно связывать со скольжением по базису, так как углы двойниковых швов с базисом составляют от 25 до 80°, с максимумом около 65—70°. На лауэграмме иррационально сдвойникового зерна кварца, ориентированного по оси C_1 , наблюдается отчетливый астеризм пятен.

Все приведенные данные свидетельствуют о правомочности термина «иррациональное двойникование» для описываемых структур. Этот термин был предложен Бриллиантовым и Обреимовым для обозначения полос неоднородной деформации, возникающих в пластинке каменной соли, сжатой вдоль короткого ребра (Классен-Неклюдова, 1960). По ряду свойств описанная нами структура аналогична иррациональным двойникам, возникающим в каменной соли.

Деформационные пояса. В шокшинских кварцито-песчаниках деформационные пояса развиты сравнительно слабо. Они представлены узкими ленточными зонами, пересекающими зерна кварца. Оптическая ориентировка кварца в поясах деформации, как правило, значительно отличается от оптической ориентировки всего зерна. Границы деформационных поясов обычно расплывчатые, иногда же четкие. Часто



Фиг. 6. Субпараллельные деформационные пояса в зерне кварца
Николи +, увел. 128

в одном зерне наблюдается не более одного-двух поясов деформации. Однако в некоторых зернах отмечаются серии субпараллельных деформационных поясов (фиг. 6). Зерна кварца в таких случаях напоминают (при наблюдении в скрещенных николях) полисинтетически сдвойниковый плагиоклаз.

Как уже отмечалось, в противоположность плоскостям, ограничивающим деформационные пластинки, границы поясов деформации не отличаются по показателю преломления от всего зерна кварца. Бемовские

включения на границах поясов встречаются редко. Деформационные пояса в зернах кварца иногда ассоциируют с деформационными пластинками, ориентированными к ним или нормально, или под большими углами. В участках пересечения деформационных поясов частота пластинок возрастает; как правило, в этих участках пластинкование сопровождается обильными бемовскими включениями. Чаще же деформационные пояса в кварцевых зернах проявляются или самостоятельно, или в различных комбинациях между собой. Ориентировка деформационных поясов специально не изучалась, однако с помощью компенсатора установлено, что, как правило, они образуют малые углы с оптической осью кварца.

Волнистое угасание связано с деформационными поясами серий постепенных переходов и отличается от них лишь менее резкими перегибами кристаллической решетки кварца. Так же как и деформационные пояса, фронты волнистого угасания, как правило, ориентированы субпараллельно оптической оси кварца. Обычное волнистое угасание с плавными перегибами кристаллической решетки встречается сравнительно редко. Чаще волнистое угасание сопровождается полигонизацией, возникает блочность, ориентированная в том же направлении, что и фронт волнистого угасания. Структуру такого типа Картер и др. (Carter and other, 1964) называют прерывистым волнистым угасанием. Как уже отмечалось, волнистое угасание иногда ассоциирует с деформационным пластинкованием, ориентированным или нормально к его фронту, или под большими углами к нему.

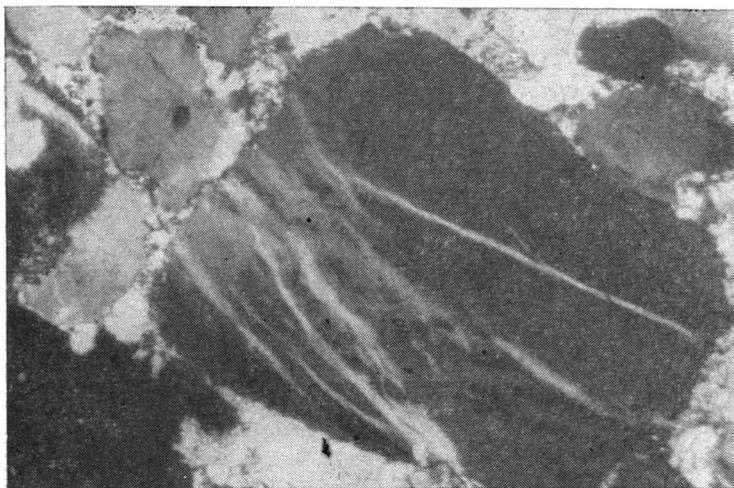
«Смятие» кварца. Этот сложный тип пластической деформации, представляющий собой комбинацию деформационных поясов, а также деформационных поясов и волнистого угасания, характеризуется рядом специфических черт². Пояса деформации и фронты волнистого угасания, пересекаясь, сложно «интерферируют», в результате чего при скрещенных николях наблюдается своеобразная «смятая», иногда решетчатая структура кварца (фиг. 7). Такие зерна кварца нередко напоминают микроклин с двойниковой решеткой. «Смятие» иногда поражает лишь краевые участки контактирующих зерен, являющиеся, по-видимому, точками наивысшего напряжения. Взаимное расположение «смятых» зерен и рисунок «смятия» в отдельных зернах позволяют предположить, что эта структура возникает в породе в результате резких и беспорядочно ориентированных напряжений.

Дофинейское двойникование является одной из форм пластической деформации. В связи с тем, что дофинейские двойники нельзя наблюдать с помощью обычного поляризационного микроскопа, нами разработана методика их изучения в полированных, травленных плавиковой кислотой шлифах (Симанович, 1966₁). Это позволило нам детально изучить морфологию дофинейских двойников в кварце, слагающем шокшинские кварцито-песчаники (Симанович, 1966₂). В частности, установлена связь дофинейского двойникования с вышеописанными проявлениями пластической деформации кварца. Со «смятием» кварца, часто интенсивно проявляющимся на контактах некоторых зерен, испытавших высокие напряжения, ассоциируют двойники «давления». Но ярче всего проявляется связь дофинейского двойникования с деформационным пластинкованием. Дофинейские двойники, обычно имеющие крайне неправильные, неровные контуры, в этом случае резко вытянуты в направлении деформационного пластинкования. Особенно обильно и интенсивно дофинейское двойникование проявлено на участках пересечения деформационных пластинок и поясов деформации (Симанович, 1966₂). Таким образом, устанавливается несомненная связь дофинейского двойникова-

² Комбинация деформационного пластинкования с поясами деформации или волнистым угасанием не рассматривается нами как «смятие» кварца.

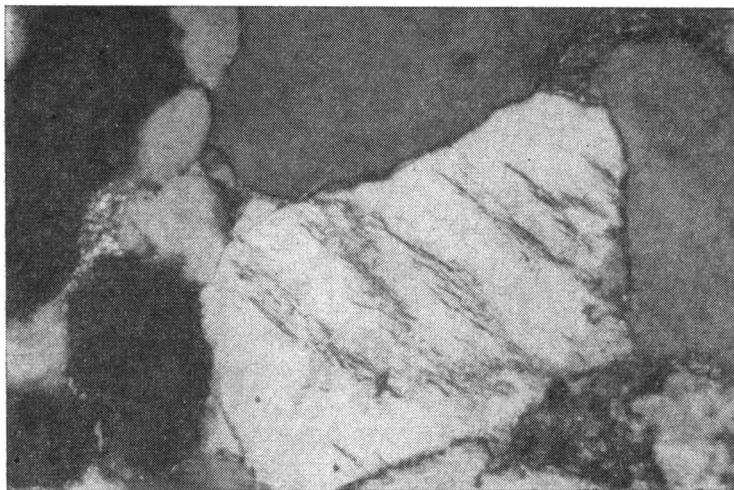
ния с напряжениями в кристаллической решетке кварца, возникающими в результате пластических деформаций.

Хрупкие деформации и их связь с пластическими деформациями. Мы различаем три типа хрупких деформаций кварца в шокшинских кварцито-песчаниках.



Фиг. 7. «Смятое» зерно кварца
Николи +, увел. 96

1. Хрупкие деформации, синхроничные с пластическими; проявлены в виде залеченных кварцем трещинок неправильной формы, не секущих различные элементы пластической деформации. Хрупкие деформации



Фиг. 8. Трещинки хрупкой деформации в зернах кварца
Николи +, увел. 96

этого типа встречаются редко, и, как правило, обнаруживают непосредственную связь со структурами пластической деформации. Так, в ассоциации с поясами деформации иногда наблюдаются характерные трещинки разрыва (залеченные), секущие их под углом. Интересно также отметить, что в некоторых сильно деформированных кварцито-песчаниках

полоски Бёма обнаруживают постепенные переходы к характерным неправильным трещинкам хрупкой деформации. В этом смысле появление бемовских включений в структурах типа деформационного пластинкования можно рассматривать как зачаточную стадию перехода к хрупким деформациям.

2. Поздние хрупкие деформации; время формирования этих структур определяется по пересечению элементов пластической деформации, залеченными трещинками хрупкой деформации. Для этих трещинок характерна неправильная форма и кулисообразное расположение, как правило, в пределах одного зерна (фиг. 8). Бурые включения в таких залеченных трещинках оптически неразличимы, но, по-видимому, в основном представлены пузырьками жидкости, о чем свидетельствует их низкий, по сравнению с кварцем, показатель преломления.

3. Микрокатаклиз; к этой категории мы относим тончайшие залеченные трещинки, рассекающие целые участки породы, независимо от расположения и ориентировки зерен кварца. Эти трещинки, как правило, субпараллельны между собой. Частота их сильно варьирует от единичных проявлений до густой сети ветвящихся трещинок микрокатаклаза. Эта структура также, несомненно, имеет позднее происхождение, поскольку трещинки катаклаза секут ранее сформированные элементы пластической деформации.

4. О СВЯЗИ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ КВАРЦА С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ РАЙОНА

Пластическая деформация кварца, несомненно, несет исключительно богатую информацию о динамических напряжениях, воздействовавших на породы, и температурных условиях, в которых происходило их формирование или преобразование. Как уже указывалось, пространственная ориентировка структур типа деформационного пластинкования давно уже используется для петротектонических построений. Однако генетическая связь различных типов пластической деформации кварца с теми или иными структурно-геологическими условиями бытия пород еще не выяснена.

Приведенные ниже факты представляют интерес для решения проблемы этой генетической связи, хотя и не позволяют делать далеко идущих выводов.

1. Деформационное пластинкование и деформационные пояса наиболее интенсивно развиты в экзоконтакте интрузии габбродиабазов, что, вероятно, связано с динамическим воздействием внедрившейся интрузии при повышении температуры пород. Изучение пространственной ориентировки структур пластической деформации кварца в экзоконтакте интрузии может дать очень важные сведения о распределении стрессовых напряжений во вмещающих породах в момент ее внедрения.

2. Отмечается отсутствие зависимости степени пластической деформации кварца в кварцито-песчаниках от деформации слоев этих пород, в частности от углов падения. Так, пластическая деформация исключительно интенсивно и полно развита в залегающих горизонтально породах разреза скважины у ст. Деревянка и почти отсутствует в интенсивно бластически перекристаллизованных породах Кашканского разреза, слои которых падают под углами 40—70°. Ранее нами было установлено, что такие метаморфические структуры, как рекристаллизационно-грануляционный бластез и структуры дифференциального скольжения интенсивно развиты лишь в кварцито-песчаниках, первичное залегание которых заметно нарушено (Симанович, 1966з).

3. Пластическая деформация кварца интенсивно развита в породах восточного крыла структуры и практически отсутствует в породах центральных и западных ее частей. Вдоль восточного крыла синклинали отме-

чаются многочисленные выходы мощных силлов габбро-диабазов. Пространственная приуроченность к районам развития силлов габбро-диабазов, а также интенсивное развитие непосредственно в экзоконтактных зонах, несомненно свидетельствуют о парагенетической связи пластической деформации с интрузивной деятельностью. Недостаток сведений не позволяет уверенно связывать образование структур пластической деформации с тем или иным фактором: например, с термальным воздействием интрузий на вмещающие породы.

В связи с этим необходимо заметить, что интенсивная пластическая деформация кварца в кварцито-песчаниках наблюдается и на заметном (до нескольких километров) удалении от выходов интрузий, но в пределах района их локализации.

4. «Смятие» кварца, часто сопровождающееся проявлениями хрупкой деформации, обычно приурочено к узким зонам кливажа и подвижек (зеркал скольжения). Деформационное пластикование в этих зонах или отсутствует, или же является «общим фоном» пластической деформации кварца. Таким образом, «смятие» кварца является специфической формой пластической деформации кварца, образующейся в результате резкого разрешения напряжений в узких локальных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

- Елассен-Неклюдова М. В. Механическое двойникование кристаллов. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Копелиович А. В., Симанович И. М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках ютнийских толщ Прионежья. Докл. АН СССР, т. 151, № 3, 1963.
- Копелиович А. В., Симанович И. М. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород. Литология и полезн. ископ., № 1, 1966.
- Симанович И. М. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников. Литология и полезн. ископ., № 1, 1964.
- Симанович И. М. О методике изучения двойников и дислокаций кварца в петрографических шлифах. Литология и полезн. ископ., № 2, 1966.
- Симанович И. М. Морфология дофинейских двойников кварца в кварцито-песчаниках шокшинской свиты (Карелия). Литология и полезн. ископ., № 5, 1966 г.
- Симанович И. М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников (Карелия). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 153, 1966 г.
- Цинзерлинг Е. В. Искусственное двойникование кварца. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Шубников А. В., Цинзерлинг Е. В. О фигурах удара и давления и о механических двойниках кварца. Тр. Ломоносов. ин-та АН СССР, вып. 3, 1933.
- Böhm A. Über die Gesteine des Wechsels. Tschermaks mineral and petrogr. Mitt., v. 5, 204, 1883.
- Garter N. L., Christie J. M., Griggs D. T. Experimental deformation and recrystallisation of quartz. J. Geol., v. 72, № 6, 1964.
- Christie J. M., Raleigh C. B. The origin of deformation lamellae in quartz. Amer. J. Sci., v. 257, 1959.
- Christie J. M., Griggs D. T., Carter N. L. Experimental evidence of basal slip in quartz. J. Geol., v. 72, № 6, 1964.
- Fairbairn H. W. Deformation lamellae in quartz from the Ajibik formation. Michigan Geol. Soc. Amer. Bull., v. 62, 1941.
- Ingerson E. and Tuttle O. F. Relations of lamellae and crystallography of quartz and fabric directions of some deformed rocks. Am. Geophys. Union. Trans., v. 26, 1945.
- Riley N. A. Structural petrology of the Baraboo quartzite. J. Geol., v. 55, 1947.
- Sander B. Gefügekunde der Gesteine. V. 28, Vienna, Springer — Verlag, 1930.
- Sederholm J. Über einen metamorphosierten präcambrischen Quarzporphyr. Bull. Commiss. geol. Finlande, v. 27, 1895.

Геологический институт
Москва

Дата поступления
1.VI 1966

УДК 553.53(470.342)

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРИГЕННОГО ДЕВОНА КИРОВСКО-КАЖИМСКОГО ПРОГИБА (КИРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

В. А. СЕВАСТЬЯНОВ, В. В. ВЛАСОВ

В статье приводится петрографо-минералогическое описание вулканогенных отложений раннефранкского возраста, вскрытых скважинами глубокого бурения в Кировской области. Вулканогенные образования представлены туфопесчаниками, туффитами и витролитокластическими туфами. Основная масса сложена обломками вулканического стекла основного состава, вулканических пород типа базальтовых порфиритов, терригенными компонентами, среди которых резко преобладает кварц.

Образование этой толщи происходило в прибрежных мелководных морских условиях. В формировании окончательного минералогического облика большую роль играли поствулканическая гидротермально-фумарольная деятельность и процессы глубинного эпигенеза.

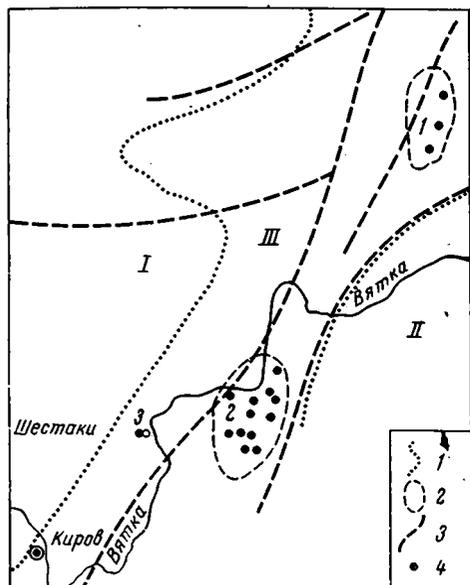
ВВЕДЕНИЕ

Скважинами глубокого бурения на Сырьянской и Гавриловской площадях и дер. Шестаки (Кировская область) на глубинах 2000—2100, 1170 и 2150 м, соответственно, вскрыта вулканогенная толща, накопление которой связано с нижнепашийским временем (Шевцов и Килигина, 1961). Пространственно эта толща приурочена к наиболее опущенным участкам Кировско-Кажимского прогиба (фиг. 1), который С. С. Эллерн и др. (1963) рассматривают как типичный грабен-авлакоген древнего заложения, ограниченный системой разломов на всем его протяжении.

Проявление вулканической деятельности связано с интенсивным опусканием Кировско-Кажимского прогиба в раннефранское время и поднятием сопредельного Климжовского выступа кристаллического фундамента. Такая приуроченность проявлений вулканизма к краевым частям прогибов — грабенов в зонах сочленения их с блоками кристаллического фундамента характерна для востока Русской платформы (Новикова, 1959; Эллерн и др., 1963). Проявление вулканизма для указанных тектонических зон отмечается на всем их протяжении и на разных стратиграфических уровнях: додевонский вулканизм (Новикова, 1959; Лапинская, 1955; Эллерн и др., 1963), живецко-пашийский в районе Радаевской впадины (Ломоть, 1954; Новикова, 1959) верхнепашийский — кыновский для района Казаклара (Троепольский и Эллерн, 1955). Признаки интенсивной вулканической деятельности в пашийское время отмечены П. А. Карповым для более южных районов Поволжья — Волгоградской области (Карпов, 1961). Вулканическая деятельность, проявлявшаяся в столь значительном диапазоне времени, не могла не наложить отпечаток на седиментационный процесс в зонах прогибов — грабенов. Являясь активным поставщиком пирокластического материала в

бассейн седиментации, вулканический процесс сопровождался также интенсивной фумарольно-гидротермальной деятельностью, которая отразилась на аутигенном минералообразовании.

В статье дано петрографо-минералогическое описание вулканогенных продуктов, вскрытых названными выше скважинами, и сделана попытка оценить роль различных поствулканических процессов в формировании их окончательного облика.



Фиг. 1. Обзорная схема района

I — Котельнический свод; II — Климовский выступ кристаллического фундамента; III — Кировско-Кажимский прогиб; 1 — Гавриловская площадь; 2 — Сырьянская площадь; 3 — профильная скважина у дер. Шестаки 1 — границы тектонических зон; 2 — границы площадей; 3 — система разломов; 4 — скважины

ПЕТРОГРАФИЯ

Вулканогенно-осадочные образования залегают без видимых следов перерыва на живецких терригенных породах и перекрываются терригенными образованиями верхнепашийского или кыновского горизонтов. Изучение керн показало неоднородность строения вулканогенной толщи. На Сырьянской и Гавриловской площадях развиты преимущественно туфопесчаники, крупно- и среднеобломочные туффиты и витро-кристаллокластические туфы. У дер. Шестаки в скв. 2 отмечается только пепловый витро-кластический туф¹.

Туфопесчаники — серые, зеленовато- и буровато-серые, плотные, массивные или горизонтально-слоеватые, иногда с ясно выраженной градиционной слоистостью породы. Развиты они преимущественно в основании пирокластических образований или в верхней части их, обуславливая постепенный переход в ниже- и вышележащие песчаники и алевролиты заведомо терригенного происхождения. Нередки маломощные прослои туфопесчаников также среди туфов и туффитов. Состоят туфопесчаники из терригенного и пирокластического материала. Терригенный материал представлен угловатыми и угловатоокатанными зернами неправильной формы с преобладающими размерностями 0,08—0,16 и 0,2—0,3 мм. Минеральный состав довольно однообразен — это кварц, составляющий до 90% терригенной массы, единичные зерна микроклина циркона, эпидота. У кварца часто наблюдается развитие регенерационных каемок. Пирокластический материал составляет до 30% породы и представлен обломками стекла, полностью или преимущественно хлоритизированного. Форма обломков разнообразная, часто с причудливо изломанными очертаниями. Некоторые фрагменты содержат лорфировые вкрапленники измененных плагиоклазов, нередко почти целиком замещенных доломитом и кальцитом.

Основная масса представлена хлоритом, возникшим по мельчайшим обломкам стекла, а также гематитом. По гематиту иногда развиваются микростяжения пирита. По микропорам и трещинам развивается кальцит, доломит; реже сидерит и ангидрит.

¹ Номенклатура пород принята согласно классификации Е. Ф. Малеева (1961).

Туффиты и витро-литокластические туфы представляют собой пестроокрашенные зеленые, вишнево-бурые, зелено-серые породы порфиридного облика, с массивной, иногда слоеватой текстурой. Туффиты образованы смесью пирокластического и терригенного (до 50%) материала; в туфах — его содержание до 15—20%. Макроскопически можно легко различить довольно крупные обломки зеленого цвета, которые погружены в зеленовато-бурую или темно-вишневою основную массу. Часто порода рассечена различно ориентированными прожилками карбонатов. Исследование под микроскопом показывает, что туффиты и туфы обладают лито-витрокластической псаммитовой структурой, массивной текстурой. Состоят они преимущественно из обломков стекла почти полностью хлоритизированного, нередко сферолитового строения, или карбонатизированного.

Показатель преломления стекла в участках, мало подвергшихся хлоритизации, выше, чем у канадского балзама. В туфах из скв. 17 Гавриловской площади удалось точно измерить показатель преломления кусочков неизмененного стекла иммерсионным методом: он оказался равным $1,610 \pm 0,002$. Это позволяет отнести пирокластические образования к производным лавы основного состава. Форма обломков разнообразная. Преобладают вытянутые, сплюсненные, изогнутые, с растрепанными концами. Некоторые обломки стекла несут следы флюидальности, струйчатости. В них нередко миндалины, выполненные хлоритом радиальнолучистого или концентрически-скорлуповатого строения. Центральная часть наиболее крупных миндалин выполнена кристалликами плагиоклаза или минералом из группы цеолитов. Характерная форма обломков стекла свидетельствует об их ювенильной природе.

Вторыми по количеству обломками в туфах и туффитах являются обломки эффузивных пород. По форме они отличаются от обломков стекла. Контуры их четкие, очертания неправильные, преобладающе остроугольные. По составу они однообразны: стекловатый базис, полностью хлоритизированный, часто сферолитового строения, в котором обособляются порфиновые вкрапленники плагиоклазов, образующих иногда гломеропорфиновые сростки. Кристаллы плагиоклазов имеют призматическую или таблитчатую форму и почти целиком замещены карбонатом (кальцитом). По всей вероятности, данные литокласты являются «порфиритами», палеотипными аналогами базальтов или андезитов-базальтов. Подобные же порфириты отмечены К. И. Ломоть (Ломоть, 1954) в пашийских отложениях Радаевской впадины на севере Куйбышевской области.

В туфах зерна кварца составляют примерно 10—15% породы, в туффитах их количество возрастает до 30—40%. Размер зерен колеблется в пределах 0,03—0,4 мм. Форма зерен неправильная, нередко удлинённая; зерна ориентированы вдоль направления струйчатости стекловатой массы, которая как бы огибает их. Иногда зерна кварца округлые, как бы оплавленные, с характерными бухтообразными выемками. Многие зерна имеют регенерационные каемки, причем границы прежних очертаний зерен хорошо «отбиваются» по пылеватым включениям рудных минералов.

Основная масса, цементирующая обломки стекла, пород и зерна кварца, изотропная или слабо двупреломляющая, буровато-красного цвета в проходящем свете. Сложена она тонкозернистым пелловым материалом, измененным в агрегат глинистых минералов, тонкодисперсным гематитом, придающим красную окраску, и рассеянными мелкими частичками карбонатов. Среди туфов Гавриловской площади встречаются осветленные участки, выделяющиеся среди серо-зеленой окраски основной массы. Под микроскопом видно, что эти зоны состоят из интенсивно до-

ломитизированного раскристаллизованного стекловатого базиса с погруженными в него микролитами плагиоклазов и обломками порфириров, часто также замещенными доломитом.

Секущие породу прожилки выполнены крупнозернистым доломитом, изредка в ассоциации с ним встречается сидерит.

Пепловый витрокластический туф образует маломощный прослой, подстилаемый аргиллитами и перекрываемый песчаниками нормально осадочного облика.

Туф похож на алевролит, имеет светло-серую, слегка зеленоватую окраску, с горизонтально-слоевой макротекстурой. Под микроскопом видно, что порода состоит из обломков стекла остроугольной, изредка рогульчатой формы, размер обломков колеблется в пределах 0,03—0,1 мм. Стекло совершенно чистое, неизменное. В проходящем свете оно слабо окрашено в зеленоватые и коричневатые тона, чаще бесцветное. В скрещенных николях полностью изотропно. Обломки сцементированы пелитоморфным кальцитом, цемент преимущественно базального типа. Кроме обломков стекла отмечаются лейсты и таблички альбитизированных плагиоклазов примерно той же размерности, что и частицы стекла.

Из приведенного петрографического описания все продукты вулканических эксплозий четко разделяются на:

1) ювенильные — «обрывки» стекла со следами течения и флюидалности, обломки полевых шпатов;

2) ресургентные — обломки стекла остроугольной формы и обломки базальтовых порфириров.

Видимую примесь составляют аллотигенные продукты эксплозий, в первую очередь зерна кварца и обломки алевролитов. С. С. Эллерном и др. (1963) в скв. 21 Сырьанской площади в вулканокластах обнаружены обломки кварцитовидных песчаников рифейского облика.

В туфах и особенно туффитах в значительном количестве присутствуют терригенные компоненты: неправильные полуокатанные зерна кварца, реже циркон, микроклин и др.

Общее геологическое положение вулканокластов в разрезе терригенных мелководных образований, строгая приуроченность к определенным тектоническим элементам, а также петрографо-минералогические особенности их указывают на проявление вулканической деятельности в условиях мелководного морского бассейна близ береговой линии.

Исследование фракции <0,001 мм. С целью уточнения вещественного состава туфогенных образований, а также некоторых вопросов их генезиса было проведено минералогическое изучение фракции <0,001 мм, выделенной из различных типов пород обеих площадей. В основу исследования был положен рентгеновский метод, заключающийся в дифрактометрии ориентированных препаратов и в съемке неориентированных цилиндрических порошковых образцов в камерах РКД-57,3. Помимо рентгенографии использовались также методы термического, химического, иммерсионного и электронномикроскопического анализов.

В составе глинистой фракции кроме собственно глинистых минералов в ряде случаев присутствует в значительных количествах гематит.

Зафиксировано наличие четырех глинистых минералов; а) железистый хлорит (типа рипидолита), слагающий основную массу фракции пород Гавриловской площади; б) магнезиальный, частично вермикулитизированный хлорит, слагающий целиком цемент туфопесчаников и развитый в туффитах Сырьанской площади; в) диоктаэдрический неупорядоченно смешаннослойный слюдоподобный минерал с содержанием 30% разбухающих слоев, встречающийся в осветленных участках туфов и туффитов Гавриловской площади, и г) диоктаэдрический неупорядоченно смешаннослойный слюдоподобный минерал с содержанием 20% разбухающих слоев, развитый совместно с магнезиаль-

**Результаты химического анализа вулканогенных образований
и выделенных из них глинистых минералов**

№ п/п	Компоненты												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	H ₂ O-	H ₂ O+	Σ
1	42,09	1,83	15,72	1,73	16,03	3,11	6,91	0,92	0,49	0,15	1,32	9,69	99,99
2	47,45	1,66	17,00	0,14	7,92	3,63	12,29	1,26	0,43	0,78	1,53	6,68	100,77
3	42,25	2,00	18,07	0,33	9,21	7,40	4,03	2,73	0,17	0,34	2,77	11,24	100,54
4	50,34	1,44	19,37	8,60	2,77	1,33	4,65	3,12	1,18	0,40	2,68	5,40	101,28
5	38,37	1,29	11,49	0,52	14,16	8,14	7,66	0,56	0,05	0,32	1,04	15,76*	99,36
6	48,37	1,64	12,17	5,89	7,06	3,43	8,99	1,90	0,27	0,39	1,82	8,38*	100,33

Примечания: 1 — железистый хлорит с примесью доломита; 2 — магниезный хлорит; 3 — диоктаэдрический 2:1-минерал из скв. Гавриловская-17 с примесью Fe-хлорита и доломита; 4 — диоктаэдрический 2:1-минерал из скв. Сырянская-4 с примесью Mg-хлорита и гематита; 5 — туф Гавриловской площади, валовый образец; 6 — туф Сырянской площади, валовый образец.

* Потери при прокаливании. Аналитик — Н. В. Евдокимова.

ным хлоритом и гематитом в тонкой фракции туфов и туффитов Сырянской площади.

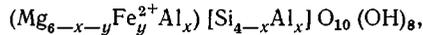
В витрокластическом туфе из скв. Шестаки-2 глинистые минералы не обнаруживаются.

Железистый хлорит. Эта разновидность хлорита характеризуется относительно высоким содержанием двухвалентного железа и преобладанием его над магнием (табл. 1). Приводимый химический анализ не является анализом мономинерального образца, на что указывает наличие Ca, Na, K, обусловленное примесью карбоната и гидрослюдистого материала; присутствует также кварц. Пересчет анализа на кристаллохимическую формулу не имеет поэтому смысла.

Была сделана попытка рассчитать химический состав хлорита на основе данных рентгеновского и иммерсионного анализов.

Рентгенограмма порошкового неориентированного препарата (табл. 2) указывает на ортогексагональную ячейку, соответственно данным Г. В. Бриндли (1965); параметр b_0 равен 9,28 Å.

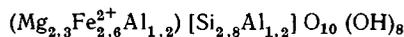
Дифрактограмма ориентированного препарата (фиг. 2, *1a*) выявляет более интенсивные четные и менее интенсивные нечетные ool -рефлексы от структуры с периодичностью 14,2 Å по оси c . Расчет состава хлорита в соответствии с формулой



произведенный по уравнениям регрессии, приведенными у Г. В. Бриндли (1965) и Е. Радословича (Radoslovich, 1962) с использованием величин d_{001} и b_0 , привели к следующим результатам. Величина « y » колеблется в пределах от 3,0 до 1,9, в зависимости от того, какое бралось уравнение (содержание Mn не учитывалось, так как, по данным химического и спектрального анализов, этот элемент присутствует в количестве всего лишь долей процента). Величина « x » колеблется в пределах 1,4—1,0.

Анализируя значения интенсивностей ool -рефлексов по методу, предложенному Р. Шоеном (Schoen, 1962), приходим к выводу о содержании 6,5 ионов Fe²⁺ на 5,5 ионов Mg при асимметричном распределении железа в октаэдрических позициях талькового и бруситового слоев.

Используя величины показателей преломления — $Ng' = 1,626$, $Ng'' = 1,629$ — получаем следующую формулу (Heu, 1954):



Расчеты рентгенограмм хлоритовых минералов

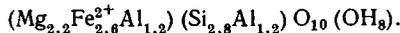
Mg-хлорит, воздушно-сухой			Fe-хлорит, воздушно-сухой			Mg-хлорит, 600°C		Fe-хлорит, 600°C	
<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å
10	14,2	001	8	14,2	001	10	13,2	10	13,9
6	7,12	002	10	7,13	002	6	4,56	2	7,02
2	4,73	003	8	4,74	003	1	3,49	7	4,53
10	4,58	020	2	4,60	020	4**	3,34	2	3,50
5	3,56	004	9	3,56	004	3	2,81	2p***	2,88
2	3,34	Кварц	5*	2,87	005	6	2,68	6	2,59
3	2,85	005	3*	2,67	200	5	2,60	5	2,46
6	2,59	131,20 $\bar{2}$	7ш	2,53	202	6	2,45	1p	2,29
5	2,55	13 $\bar{2}$,201		2,44	203	3	2,26	2p***	2,13
5	2,45	132,20 $\bar{3}$	2*	2,18	204	1	2,18	1	1,893
3	2,39	13 $\bar{3}$,20 $\bar{2}$	2*	2,02	007	2p	2,08	2	1,823
2	2,26	133,20 $\bar{4}$	10	1,546	060	2p	2,01	9	1,529
5	2,00	13 $\bar{5}$,204	4	1,512	062	3p	1,865	1	1,385
2	1,888	135,20 $\bar{6}$	1	1,476	063,208	2p	1,811	2ш	1,318
2	1,840	13 $\bar{6}$,205	2	1,414	00,10	3	1,749		
3	1,742	136,20 $\bar{7}$	2	1,340	400	9	1,541		
2	1,663	137,206	1	1,179	00,12	3	1,507		
1	1,579	137,20 $\bar{8}$				1**	1,380		
9	1,541	060,331				2	1,330		
4	1,506	062,331				2	1,307		
3ш	1,409	064							
4	1,299	263,066							
2	1,225	20,11							
2	1,183	00,12							

* Линии, частично принадлежащие доломиту.

** Линии кварца.

*** Линии доломита.

Сопоставляя все это с соотношением Mg/Fe^{2+} , полученным непосредственно из данных химического анализа, равным 0,85, можно предложить следующую приблизительную формулу:



По классификации М. Хей (Heu, 1954) хлорит может быть отнесен к рипидолиту.

После прокаливания при 600° обнаруживается характерное для хлоритов перераспределение интенсивностей базальных рефлексов (см. фиг. 2, 1б). Параметр b_0 уменьшается до 9,18 Å, что можно объяснить окислением двухвалентного железа.

Кривая нагревания (фиг. 3, а)² очень близка к подобной же для богатых железом хлоритов (Phillips, 1963). Высокотемпературные фазы представлены шпинелью с параметром $a_0=8,18$ Å и гематитом. На электронной микрофотографии (фиг. 4а)³ минерал имеет вид полупрозрачных тонких пластинок неправильной формы и их агрегатов.

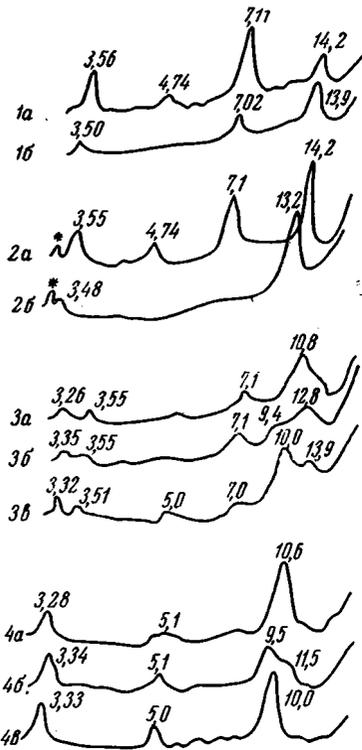
Магнезиальный вермикулитизированный хлорит. Химический состав этого минерала приведен в табл. 1. Поскольку из-за недостаточного количества материала не было определено содержание свободного SiO_2 , а также в силу того, что расчет на 28 валентностей не является строго обоснованным в силу смешаннослоистой структуры минерала, пересчет на структурную формулу произведен не был.

² Термические анализы выполнены Ю. А. Фомичевым.³ Электронномикроскопические снимки получены Р. Н. Мансуровым.

Дифрактограмма ориентированного препарата (фиг. 2,2а) указывает на структуру с периодичностью по оси *C*, равной 14,2 Å. Первый базальный рефлекс гораздо интенсивнее отражений следующих порядков, что свидетельствует о вермикулитизации определенного количества хлоритовых пакетов. Насыщение этилен-гликолем не оказывает никакого влияния на характер рентгенограммы. После прокаливания в течение 1 часа при 600° на дифрактограмме фиксируется два рефлекса — 13,5 и 3,48 Å, которые можно интерпретировать как отражения 001/001 и 004/003 от неупорядоченного переслаивания хлоритовых и дегидратированных вермикулитовых пакетов, с содержанием последних порядка 20—30% (Мак-Юан, Руиз Амил, Браун, 1965). Минерал триоктаэдрический, $b_0 = 9,25$ Å, значения межплоскостных расстояний (см. табл. 2) совпадают с такими для моноклинных Mg хлоритов (Бриндли, 1965).

На дифференциальной термической кривой (см. фиг. 3, б) наблюдаются три эндотермических пика, обусловленных соответственно дегидратацией вермикулитовых пакетов, дегидратацией бруситовых слоев и окончательным разрушением хлоритовой структуры, с последующей кристаллизацией высокотемпературной фазы (экзоэффект при 860°), представленной шпинелью с ребром ячейки $a_0 = 8,18$ Å. Показатели преломления минерала — $Ng' = 1,586 \pm 0,002$; $Np' = 1,578 \pm 0,002$ — ниже, чем у обычных магнезиальных хлоритов, что является, очевидно, следствием частичной вермикулитизации. В электронном микроскопе (см. фиг. 4, б) минерал имеет вид агрегатов прозрачных и полупрозрачных изометричных чешуек с неправильными, но отчетливыми контурами.

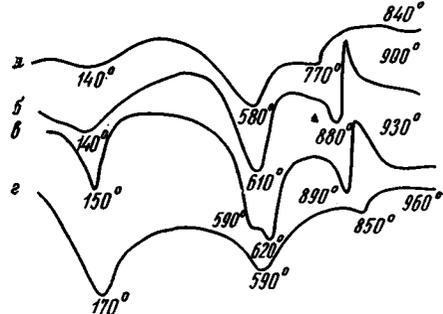
Диоктаэдрические смешаннослойные 2:1-минералы. Выделяются две разновидности, различающиеся по структурным и морфологическим признакам. Смешаннослойный минерал из туфогенных пород Гавриловской площади представляет собой неупорядоченное чере-



Фиг. 2

Фиг. 2. Дифрактометрические кривые глинистых минералов

1 — железистый хлорит: а — воздушно-сухой, б — прокален при 600°; 2 — магнезиальный хлорит: а — воздушно-сухой, б — прокален при 600°; 3 — слюдоподобный минерал (Гавриловская площадь): а — воздушно-сухой, б — насыщен этилен-гликолем, в — прокален при 600°; 4 — слюдоподобный минерал (Сырьянская площадь): а — воздушно-сухой, б — насыщен этилен-гликолем, в — прокален при 600°



Фиг. 3

Фиг. 3. Кривые нагревания глинистых минералов

а — железистый хлорит; б — магнезиальный хлорит; в — слюдоподобный минерал с примесью Mg-хлорита (Сырьянская площадь); г — слюдоподобный минерал (Гавриловская площадь)

дование неразбухающих слюдоподобных и разбухающих монтморилло-нитовых слоев. Его рентгенографическая характеристика⁴ приведена в табл. 3 и на фиг. 2. Количество разбухающих слоев, определяемое по графикам миграции $00l_1/00l_2$ пиков (Мак-Юан, Руиз Амил, Браун, 1965), составляет 30%. Разбухающие слои в воздушно-сухом состоянии имеют толщину преимущественно 12,4 Å, т. е. содержат один слой молекул воды между силикатными пакетами. Обработка КОН+КСI не приводит к контракции решетки до 10 Å, межплоскостное расстояние 10,8 Å

Таблица 3

Расчеты рентгенограмм 2:1-минералов

Сырьянская площадь			Гавриловская площадь		
<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>hkl</i>
8	10,6	001/001	8	10,8	001/001
1	5,1	002/003	10	4,50	11,02
10	4,55	020	3	3,26	003/004
4	3,64	112	8	2,58	13,20
6	3,28	003/004	3	2,44	
3	3,08	112	2ш	2,28	22,04
1	2,90	113		2,12	
10	2,58	131	2р	1,710	31,15,24
4	2,38	201,132		2р	
1	2,26	203,132	9р	1,507	06,33
2р	2,13	133,202		5р	
3р	1,977		2р	1,250	35,17,42
2	1,820				
3	1,707				
4	1,665				
2	1,634				
1	1,543				
9	1,507	060			
2	1,375				
1	1,338				
5	1,300				
3	1,251				
2	1,199				
1	1,126				

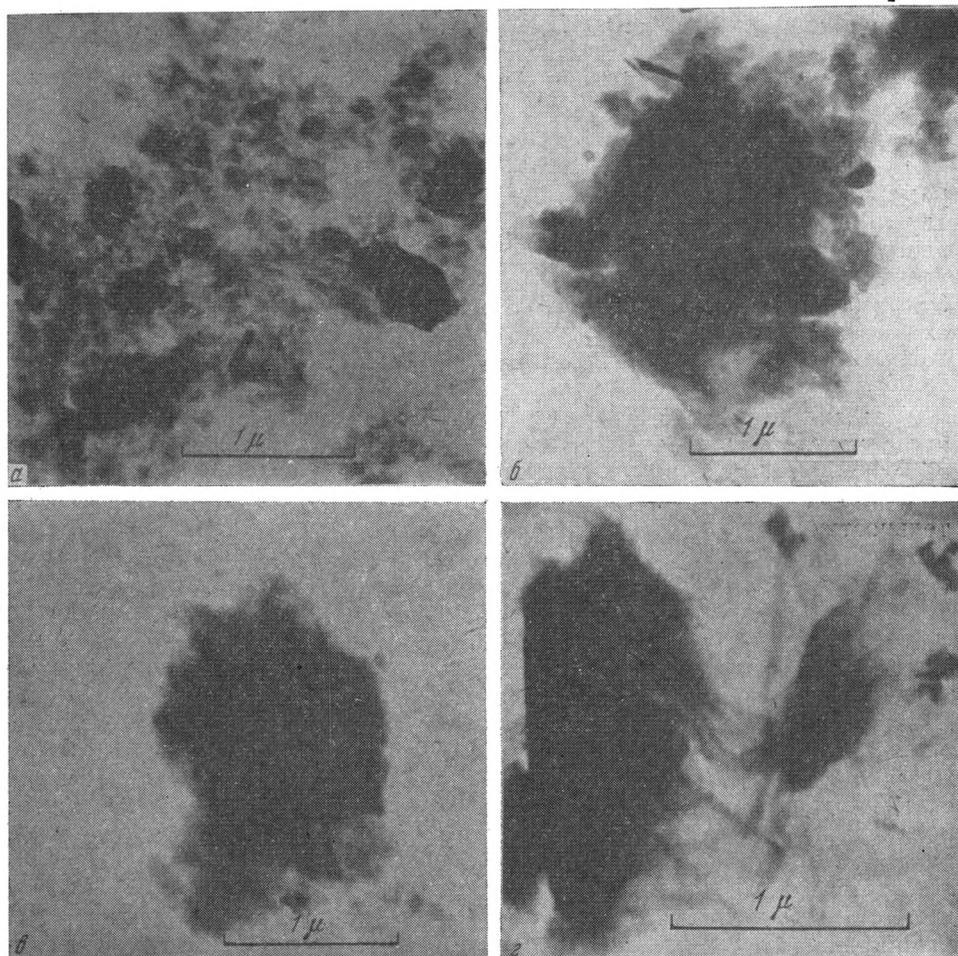
остается, монтмориллонитовые слои сохраняют способность к разбуханию при насыщении этилен-гликолем. Анализ положения и формы рефлексов на порошковой рентгенограмме указывает на беспорядочное наложение силикатных слоев, и широким диффузным рефлексом правильно будет приписать индексы двумерной дифракции (см. табл. 3). Минерал диоктаэдрический, параметр b_0 равен 9,04 Å.

Результаты химического анализа (см. табл. 1) образца с примесью хлорита и, возможно, сидерита, в основном подтверждают высказанные соображения. Кривая нагревания (см. фиг. 3, *з*) типична для подобных образований. Показатели преломления Ng' и Np' равны соответственно $1,586 \pm 0,002$ и $1,570 \pm 0,002$; $Ng' - Np' = 0,020 - 0,012$.

На электронной микрофотографии (фиг. 4, *в*) минерал имеет вид изометричных частиц с нечеткими хлопьевидными контурами, напоминая монтмориллонитовые минералы.

2:1-минерал из туфогенных образований Сырьянской площади отличается от только что описанного минерала меньшим количеством разбухающих слоев в структуре — порядка 20%, судя по значению пер-

⁴ Серия пиков от расстояния 14 Å на дифрактограммах обусловлена некоторой примесью хлорита.



Фиг. 4. Электронные микрофотографии глинистых минералов
 а — железистый хлорит; б — магниальный хлорит; в — слюдоподобный минерал (Гавриловская
 площадь); г — слюдоподобный минерал (Сырьянская площадь)

вого базального рефлекса — $10,6 \text{ \AA}$ и поведению его при обработке этилен-гликолем (см. фиг. 2, 4а, б). Он обладает большим совершенством структуры, что выражается в большем количестве и меньшей диффузности рефлексов на неориентированных порошковых рентгенограммах (см. табл. 3). Минерал диоктаэдрический, $b_0 = 9,04 \text{ \AA}$ политипная форма — 1 М. Обработка $\text{KOH} + \text{KCl}$ не влияет на характер дифрактограмм.

Дифференциальный термический анализ мономинерального препарата произвести не удалось, так как не удалось осуществить сепарацию от хлорита и гематита такого количества материала, которое было бы достаточно для термического и химического анализа. Это относится и к другим описанным выше минералам (исключая вермикулитизированный хлорит), которые в той или иной мере загрязнены другими компонентами, особенно при отборе большего количества материала, когда возможности применения тех или иных методов сепарации ограничены имеющимся в распоряжении исследователя количеством зерна.

Дифференциальная кривая нагревания (см. фиг. 3, в) отражает двухфазный состав: смешаннослойная диоктаэдрическая гидрослюда и вермикулитизированный магниальный хлорит. Показатели преломления

минерала: $Ng' = 1,594 \pm 0,002$, $Np' = 1,581 \pm 0,002$, $Ng' - Np' = 0,017 - 0,010$. Под электронным микроскопом (см. фиг. 4, з) имеет вид удлиненных щепковидных частичек, характерных для многих аутигенных *IM*-гидрослюдов, в том числе для глауконита. Необходимо отметить, что слюдистые слои в диоктаэдрических смешаннослойных образованиях имеют, очевидно, состав, близкий к глаукониту, судя по величине параметра b_0 . Это вполне закономерно, поскольку исходным материалом служили вулканогенные продукты, обогащенные железом. Широкое развитие различных железистых диоктаэдрических гидрослюдов — *IM* (селадонитов) в вулканокластических породах подчеркнуто Уайзом и Эйгстером (Wise, Eugster, 1964).

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Как видно из приведенного материала, вулканогенные образования и продукты их изменения имеют весьма пестрый минеральный состав, обусловленный сложной обстановкой подводных экспозиций и излияний, сопровождающихся интенсивной гидротермальной и фуморальной деятельностью.

Данные, свидетельствующие о субаквальном характере проявления вулканизма, были приведены выше.

Гидротермально-фумарольная деятельность, вероятно, протекала достаточно интенсивно как в собственно эксплозивную стадию, так и в постэксплозивный период. Однако ввиду скудности kernового материала трудно в истинной мере оценить ее значение. Тем не менее сульфидная минерализация, гематитизация являются достаточным свидетельством ее проявления. С. С. Эллерн и др. (1962) отмечают в вулканокластах Сыррянской площади низкотемпературный гидротермальный парагенезис сульфидов Zn и Cu и битума в жильном доломите. О важной роли фумарольных и гидротермальных проявлений в процессах аутигенного минералообразования свидетельствует тот факт, что витрокластические обломки пеплового туфа в скв. 2, дер. Шестаки, удаленной от центра эксплозивной деятельности, не несут видимых следов изменений. Здесь мы наблюдаем только альбитизацию основных плагиоклазов, которая, вероятнее всего, происходила при воздействии на лаву «мобилизованной» морской воды. Альбитизация плагиоклазов являлась, очевидно, одной из ранних фаз метасоматоза вулканогенных продуктов. Своеобразная же консервация обломков вулканического стекла пелитоморфным кальцитом (скорее всего также вулканогенного происхождения, поскольку в подстилающих и перекрывающих этот пропласток нормально терригенных породах карбонатизация не наблюдается) способствовала сохранению такого весьма неустойчивого как в диагенезе, так и в эпигенезе материала.

Метасоматическая переработка стекла заключалась в выносе фумарольно-гидротермальными обогащенными CO_2 растворами кремния, кальция, частично магния, в еще меньшей степени железа (согласно дифференциальной подвижности компонентов при низкотемпературном метасоматозе, по Д. С. Коржинскому, 1955) с образованием по субстрату хлоритового минерала типа рипидолита. Такая метасоматически переработанная порода имеет интенсивную зеленую окраску.

Освобождавшиеся при этом Ca, Mg и Fe впоследствии выпадали в виде карбонатов, заполняя промежутки между обломками хлоритизированного стекла и трещины в породе, иногда частично или целиком замещая альбитизированный плагиоклаз. В текстурно ослабленных участках, более пористых и трещиноватых, процесс метасоматоза ввиду более интенсивной фильтрации растворов получает дальнейшее развитие с почти полным выносом как кальция, магния, так и железа, в результате чего происходит новообразование диоктаэдрического слюдopodobно-

го минерала. При этом соотношение количеств кремния, алюминия и калия таковы, что обуславливают наличие в структуре минерала 20—30% слоев с низким зарядом, не фиксирующих калий даже при принудительном насыщении.

В результате этого процесса среди зеленых хлоритизированных туфов Гавриловской площади образуются четко отграниченные осветленные зоны, сложенные преимущественно кристаллическизернистыми доломитом и сидеритом и смешаннослоистым диоктаэдрическим минералом.

В одном из исследованных образцов, представляющем собой пограничный с такой осветленной зоной участок, устанавливается механическая смесь Fe-хлорита и смешаннослойного слюдистого минерала, во всем аналогичного описанной разновидности, кроме характера линии (060), которая является широкой размытой полосой в интервале значений $d_{(060)}$ от 1,525 до 1,507 Å. Эта гидрослюда, содержащая некоторое количество пакетов с октаэдрами, построенными по триоктаэдрическому типу, может рассматриваться как переходная фаза между диоктаэдрической смешаннослойной гидрослюдой и каким-то триоктаэдрическим слоистым минералом, первоначально развившимся по стеклу, возможно, хлоритом.

В эффузивах Сырьанской площади диоктаэдрический смешаннослойный минерал ассоциирует, как правило, с интенсивной гематитизацией.

Как видно из описания глинистых минералов, образовавшихся в вулканогенных породах Гавриловской и Сырьанской площадей, они имеют при общем сходном составе (триоктаэдрический хлорит + диоктаэдрический слюдистый минерал) также и определенные различия, выражающиеся прежде всего в существовании двух типов хлоритов и двух структурно и морфологически различных слюдоподобных образований. Вряд ли можно с достоверностью назвать причины этих различий, все попытки будут в значительной мере субъективны, так как очень трудно полностью расшифровать весь ход событий от начала излияния лавы и до формирования окончательного парагенезиса минералов, обусловленного влиянием среды осадконакопления, поствулканической гидротермально-фумарольной деятельностью и последующими эпигенетическими процессами, к тому же базируясь на относительно скудном керновом материале.

Так, одной из наиболее вероятных причин таких различий может быть влияние глубины залегания эффузивных образований той и другой площадей. Если считать эти вулканогенные породы производными одного источника, а разница в глубинах залегания в 1000 м есть следствие тектонических подвижек, то минералогические различия тонкой фракции могут быть следствием эпигенетической глубинной переработки, наложившейся на уже гидротермально измененный материал.

Граница зон начального и глубинного эпигенеза для палеозойских отложений Русской платформы устанавливается на глубине 1300—1700 м (Копелиович и др., 1961), туфогенные образования Гавриловской площади залегают выше (1170 м), а Сырьанской площади ниже (2000—2100 м) этого уровня. В условиях глубинного эпигенеза глинистые минералы туфогенных образований Сырьанской площади претерпели изменения, выразившиеся, с одной стороны, в выносе железа из хлоритового минерала с образованием существенно магнезимального хлорита и отложении железа в виде гематита, причем удаление железа из части бруситовых слоев сопровождалось гидратацией последних с образованием вермикулитоподобных прослоек. С другой стороны, эпигенетические процессы привели к перекристаллизации диоктаэдрического бентонитоподобного минерала и образованию удлиненно-щепковидной глауконитоподобной гидрослюды, содержащей, однако, еще 20% разбухающих слоев. Этот последний процесс сопровождался, по всей видимости, пе-

рестройкой собственно силикатных слоев, происходящей в направлении повышения их заряда, что довольно типично для эпигенеза (Коссовская и др., 1963).

Интересно отметить, что отношения Fe/Mg (см. табл. 1, все железо пересчитано на Fe²⁺) валовых образцов туфовых образований как Гавриловской, так и Сырьанской площадей имеют близкие значения (1,08 и 0,85 соответственно), и это может служить в какой-то мере доказательством однотипности первичного материала, а также того, что минералогические различия вызваны процессами, протекавшими внутри определенной системы без привноса материала извне. В данном случае мы сталкиваемся с примером эпигенетического изменения уже измененного гидротермально вулканогенного материала (влияние поствулканических эксгалаций «в чистом виде» без наложения эпигенеза видно на примере туфогенных пород Гавриловской площади, залегающих на глубине не более 1100 м) и это наложение двух вторичных процессов приводит к таким до некоторой степени противоречивым явлениям, как образование смешаннослойной структуры в хлоритовом минерале и, наоборот, «уменьшение смешаннослойности» в диокатаэдрическом 2:1-минерале. Причиной этого является, видимо, разница в поведении (концентрации и степени подвижности) железа, кремния, алюминия и калия в условиях глубинного эпигенеза.

Таким образом, окончательный минеральный состав вулканокластических пород обусловлен последовательно протекавшими процессами гидротермальных преобразований и глубинного эпигенеза в том случае, когда для последнего возникли необходимые условия. В связи с этим можно полагать, что эффузивы Сырьанской площади являются как бы более завершенной стадией изменения вулканокластов этого региона и в отношении первоначального генезиса являются одним целым с эффузивами Гавриловской площади.

Разница 1000 м в глубинах залегания тех и других была вызвана блоковыми подвижками, которые подтверждают данные З. И. Бороздиной (1965) и которые обусловили в конечном счете более глубокое залегание пород Сырьанской площади ниже наиболее вероятной границы зоны глубинного эпигенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Бороздина З. И. Основные черты геологического строения и перспективы нефтеносности северо-западных районов Урало-Волжской нефтегазоносной провинции. Доклад, обобщающий опубликованные научно-исследовательские работы, представленный на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 1965.
- Бриндли Г. В. Хлоритовые минералы. Сб. «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». «Мир», 1965.
- Карпов П. А. К вопросу о палеоклиматах и выделении формаций девонского возраста на юго-востоке Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 140, № 3, 1961.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1961.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород. Сб. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». Изд. АН СССР, 1963.
- Лапинская Т. А. Новые данные о вулканизме в восточной части Татарской АССР. Докл. АН СССР, т. 105, № 4, 1955.
- Ломоть К. И. Новые данные о следах вулканической деятельности в палеозойских отложениях Второго Баку. Докл. АН СССР, т. 94, № 4, 1954.
- Мак-Юан Д. М. К. Руиз Амиль А., Браун Г. Смешаннослойные глинистые минералы. Сб. «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». «Мир», 1965.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Новикова А. С. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканических пород на Русской платформе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1959.

- Троепольский В. И., Эллерн С. С. О возрасте девонской вулканической толщи в Приказанском районе. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 115, кн. 16, 1965.
- Шевцов С. И., Килигина М. Л. О следах вулканической деятельности в девонских отложениях северной части Кировской области. Докл. АН СССР, т. 139, № 3, 1961.
- Эллерн С. С., Пеньков И. Н., Ситдииков Б. С., Валеев Р. Н. и Матяева К. И. Ассоциация гидротермального карбоната, битума и сульфидов в девонских отложениях северной части Казанско-Кировского прогиба. Докл. АН СССР, т. 145, № 5, 1962.
- Эллерн С. С., Валеев Р. Н., Ситдииков Б. С. Некоторые закономерности распространения девонских вулканических образований на востоке Русской платформы. Сов. геология, 8, 1963.
- Hey M. H. A new review of the chlorites. Mineral. Magazin, v. XXX, N 224, 1954.
- Phillips W. R. A differential thermal study of the chlorites. Mineral. Magazin, v. 33, N 260, 1963.
- Padoslovich E. W. The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. II Regression relations. Amer. Mineralogist., v. 47, No 5—6, 1962.
- Shoen R. Semi-quantitative analysis of chlorites by X-ray, diffraction. Amer. Mineralogist, v. 47, No. 11—12, 1962.
- Wise W. S., Eugster H. P. Celadonite: synthesis, Thermal stability and occurrence. Amer. Mineralogist, v. 49, N 7—8, 1964.

Геологический институт
Казань

Дата поступления
11.XI.1965

МАНГАНOSИДЕРИТЫ ОЛИГОЦЕНА ЮГА УКРАИНЫ

Н. М. БАРАНОВА, В. Х. ГЕВОРКЬЯН

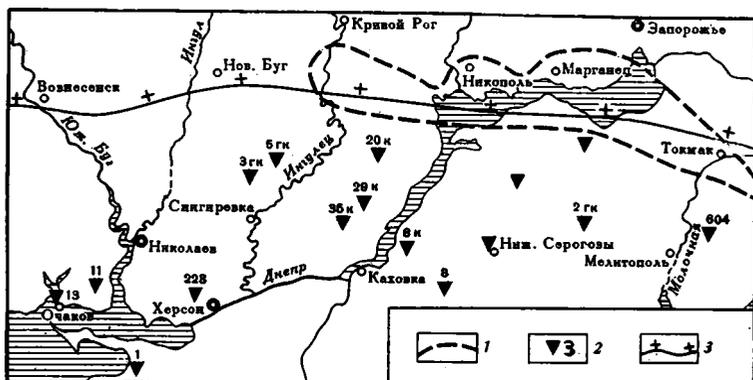
Во многих пунктах на юге Украины, в толще олигоцена были выявлены карбонатные Fe-Mn содержащие породы. Выделяются породы типа известняков, анкеритового, манганокальцитового, манганосидеритового и сидеритового состава. В генетическом отношении их следует рассматривать как седиментационно-диагенетические образования, возникшие в процессе железо-марганцевого рудообразующего процесса.

Вопросу генезиса марганцевых руд Южно-Украинского марганцеворудного бассейна посвящено много работ. В них в значительной степени выяснены природы и поведение рудных компонентов, условия осадконакопления и формирования марганцевых руд, геология и конфигурация рудного бассейна. Однако распределение марганца в толще олигоцена за пределами марганцеворудного бассейна еще не выяснено. В этой связи особый интерес представляет присутствие в отложениях олигоцена железо-марганецсодержащих карбонатных пород, выявленных в последние годы глубоким бурением в некоторых пунктах Северного Причерноморья далеко от контура марганцеворудного бассейна (фиг. 1). Приуроченность этих пород только к толще олигоцена свидетельствует о их прямой связи с марганцевыми рудами южной окраины Украинского щита, фиксирующими краевую часть раннеолигоценного моря.

Накопление марганцевых пород, разнозернистых кварцевых глаукоцитовых песков и глин, суммарная мощность которых составляет не более 20 м происходило в условиях очень неровного изрезанного берега олигоценного моря, в мелких депрессиях, обусловленных неровностями рельефа кристаллических пород. Выносимые из коры выветривания близлежащих участков кристаллических пород марганец и, в какой-то степени, железо могли осаждаться непосредственно у берега вместе с глинами. Как выявлено работами В. И. Грязнова (1956), И. М. Варендова (1963) и др., в прибрежной зоне интенсивно осаждался только марганец, выносимый в начальную стадию выветривания. В южную же зону «дальнего выклинивания» (Варенцов, 1963) марганец, хотя и выносился, однако, в области открытого моря существовали иные геологические условия его накопления: интенсивность осаждения терригенно-глинистого материала, удаленность от области сноса; эти и некоторые другие факторы приводили к разубоживанию концентраций марганца в толще осадков олигоцена (Страхов, 1960).

Поэтому появление в Причерноморье крепких карбонатных пород в мощной песчано-глинистой, почти бескарбонатной толще олигоцена обращает на себя внимание, тем более, что нигде на Украине с отложениями олигоцена породы карбонатного состава почти не связаны. Исклю-

чение составляют известковистые глины средней части толщи («остракодовый горизонт»), переполненные раковинками остракод, а также породы низов олигоцена на контакте с верхним эоценом, вмещающие фауну хадумского горизонта. Карбонатность их обусловлена органическими



Фиг. 1. Схема размещения скважин с Fe-Mn карбонатными породами в толще олигоцена юга Украины
1 — контур Южно-Украинского марганцеворудного бассейна; 2 — номера скважин; 3 — условный контур Украинского щита

остатками, состоящими из кальцита. Мощность этих пород обычно более 10 м, в отличие от маломощных (до 0,3 м) прослоев крепких карбонатных явно хемогенных пород с весьма разнообразным составом карбонатов.

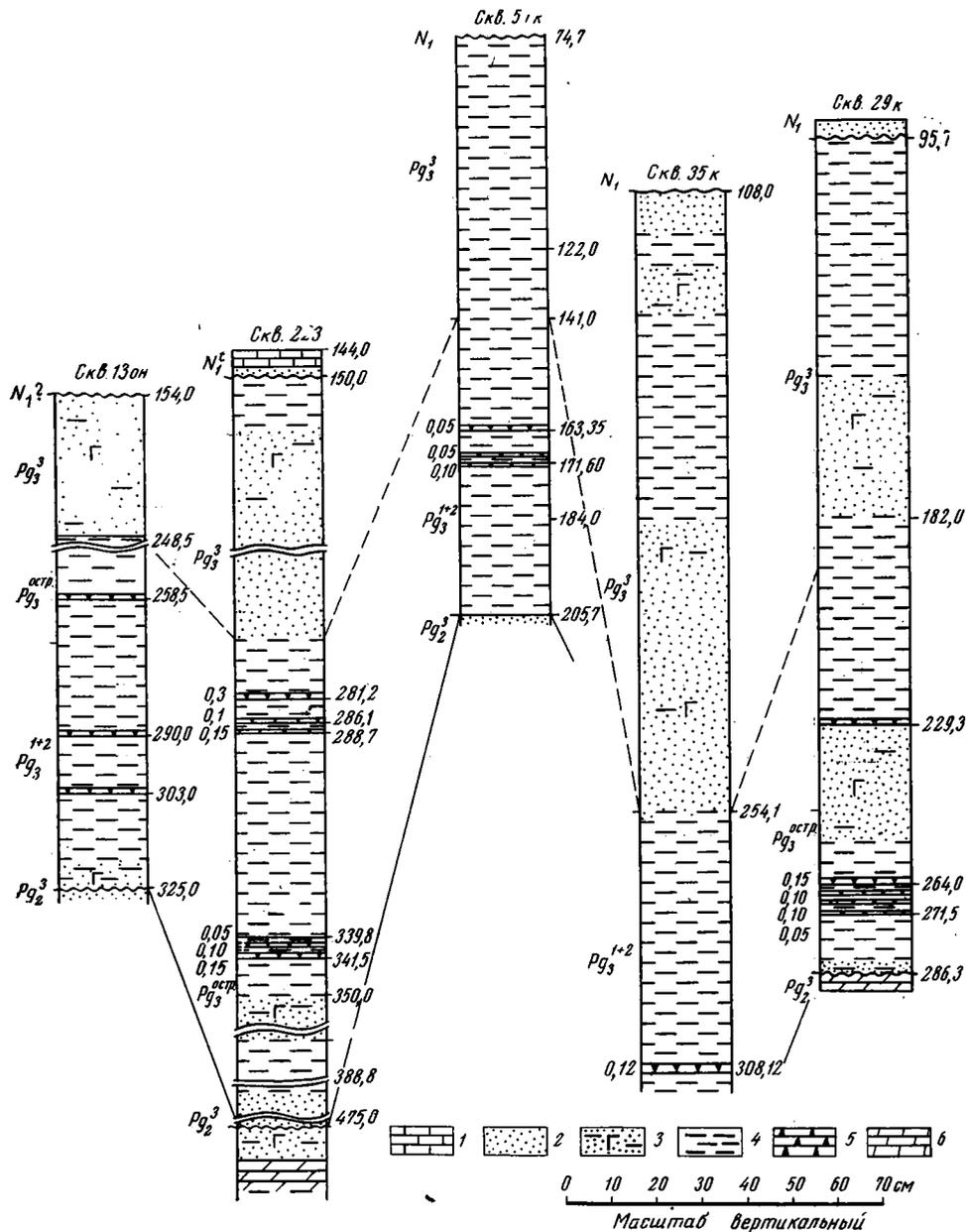
Впервые в разрезе олигоцена Причерноморья хемогенные карбонатные образования с повышенным содержанием марганца и магния были выявлены у г. Очакова по скв. 13он (Баранова, 1953). Подобные образования встречены на юге Украины при проходке скважинами толщи олигоцена. Они приурочены к разным стратиграфическим горизонтам олигоцена и встречаются на различных гипсометрических уровнях, в основном в подостракодовой, остракодовой, а также в надостракодовой толщах. В некоторых разрезах наблюдается несколько близко расположенных прослоев карбонатных пород. Мощность их от 0,01—0,05 до 0,3 м, контакт с вмещающими породами очень четкий. Некоторые данные об условиях залегания этих пород показаны на фиг. 2 и сведены в табл. 1.

Макроскопически породы с высоким суммарным содержанием карбонатов железа, кальция, марганца и магния (до 70% и более) очень крепкие, с острорежущими краями, раковистым изломом, гладкой блестящей поверхностью, сливные, тонкокристаллические. Когда суммарное количество карбонатов снижается и главную роль в породах играют минералы глин и алевроито-песчаные терригенные компоненты, облик пород меняется — они становятся менее крепкими с шероховатой поверхностью.

В шлифах породы обычно имеют тонкокристаллическую, реже сферолитовую структуру. Их породообразующая часть представлена разными минералами карбонатной группы, соотношения которых в шлифах трудно определимы ввиду их дисперсности. Иногда среди явно преобладающего тонкокристаллического кальцита различимы кристаллы доломита и сидерита, а среди массы сферолитов сидерита располагается кальцит; глауконит и пирит присутствуют постоянно, местами образуя макроскопически заметные скопления. Из терригенных примесей в них много кварца, иногда слюды и глинистых минералов.

Условия залегания карбонатных пород олигоцена

№ скважины	Местоположение	Глубина залегания кровли прослоя, м	Мощность прослоя, м	Вмещающие породы	Глубина залегания пород олигоцена, м	Мощность олигоцена, м	Примечания
223	С. Чернобаевка, Херсонск. обл.	281,2	0,30	Глины	150,2	325,5	
»	Там же	286,1	0,10	То же	—	—	
»	» »	288,7	0,15	» »	—	—	
»	» »	339,8	0,05	» »	—	—	
»	» »	340,4	0,10	» »	—	—	
»	» »	341,35	0,15	» »	—	—	
29к	С. Конский загон, Херсонск. обл.	229,3	0,10	» »	95,7	180,6	
»	Там же	264,0	0,15	» »	—	—	
»	» »	264,85	0,10	» »	—	—	
»	» »	269,4	0,10	» «	—	—	
»	» »	271,5	0,05	» »	—	—	
5гк	С. Мураховка, Николаевск. обл.	163,5	0,05	» »	74,7	131,0	
»	Там же	170,6	0,05	» »	—	—	
»	» »	171,5	0,10	» »	—	—	
35к	С. Новоселка, Херсонск. обл.	308,0	0,12	» »	108,0	Не пройд.	
13он	г. Очаков	258,5	Не устан.	» »	154,0	171,0	
»	Там же	290,0	»	» »	—	—	
»	» »	303,0	»	» »	—	—	
2гк	С. Веселое (15 км на запад), Запорожская область	279,0	0,2	» »	129,35	165,65	
604	С. Астраханка (2 км на юго-восток), Запорожск. обл.	126,5	0,07	» »	Нет данных		По В. И. Грязнову (1964)
8	С. Сысоевка (5 км на север), Херсонск. обл.	502,8	—	» »	162,0	399,4	По И. И. Степанскому (1960)
»	Там же	507,0	—	» »	—	—	В интервалах 516,0, 529,0 и 529,0—550,0 м встречались тонкие прослойки карбонатных пород
»	» »	510,0	—	» »	—	—	
1гк	С. Свободный порт, Херсонск. обл.	459,4	0,1	» »	286,7	421,3	По В. С. Новодрану (1965)
»	Там же	471,2	0,10	» »	—	—	
»	» »	591,8	0,20	» »	—	—	
»	» »	632,4	0,25	» »	—	—	
11	С. Парутино, Николаевск. обл.	236,9	0,10	» »	170,8	137,0	То же
»	Там же	289,6	—	» »	—	—	
3гк	С. Березнегатое (6 км на юго-восток), Николаевск. обл.	82,50	0,10	» »	65,0	46,95	По А. Г. Насад (1965)



Фиг. 2. Разрезы Fe-Mn карбонатных отложений по скважинам. Местоположение скважин указано в табл. 1

1 — известняки; 2 — пески кварцевые; 3 — пески глинистые с глауконитом; 4 — глина светло-зеленая; 5 — Fe-Mn карбонатные породы; 6 — мергели

Состав карбонатных пород определялся химическими анализами на карбонатные составляющие, результаты которых сведены в табл. 2 (анализы 1—19)¹.

Все аналитические данные пересчитывались на содержание в породе карбонатных минералов. Последовательно рассчитывалось необходимое

¹ Дополнительно использованы данные геологов треста «Днепрогеология» (И. И. Степанский, В. С. Новодран, А. Г. Насад, Ю. И. Селина, 1964), В. И. Грязнова (1964): ан. № 20—26 в табл. 2.

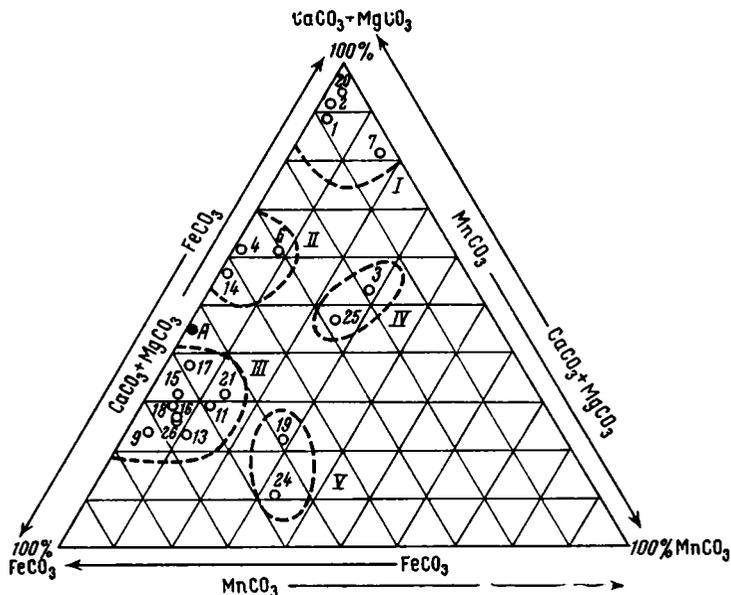
Таблица 2

Данные химического состава сложных карбонатных пород и вмещающих глин олигоцена юга Украины

№ анали- зов	№ сква- жины	Глубина, м	Содержание окислов в породе, %						Содержание карбонатных соедине- ний в породе, % (после перерасчета)				Суммарное содержание карбонатов в породе, %	Содержание карбонатов на 100%-ную карбонатную породу			
			Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	CO ₂	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃		FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃
1	223	281,2—281,5	5,98	3,55	32,14	2,08	1,79	30,80	5,72	57,47	4,35	2,90	70,44	8,12	81,59	6,18	4,11
2	»	286,1—286,2	1,46	2,15	33,60	2,02	1,68	29,66	3,47	60,08	1,76	2,72	68,03	5,10	88,31	2,59	4,00
3	»	288,7—288,85	11,98	5,35	10,64	2,38	7,84	19,10	8,63	19,02	4,98	12,70	45,33	19,04	41,96	10,99	28,01
4	»	288,7—288,85	0,2	13,03	16,24	1,89	0,09	22,85	21,02	29,04	3,95	0,15	54,16	38,81	53,62	7,29	0,28
5	»	294,0—294,55	3,53	1,48	0,56	1,94	0,10	0,66	0,26	1,00	Нет	0,16	1,42	—	—	—	—
6	»	340,4—340,5	7,75	14,70	21,28	3,89	4,43	32,75	23,71	38,05	8,13	7,18	77,07	30,77	49,37	10,55	9,31
7	»	341,35—341,5	0,90	1,79	40,09	2,78	8,96	40,05	2,89	71,68	3,68	14,52	92,77	3,12	77,27	3,96	15,65
8	»	343,0—346,0	3,41	1,07	1,23	1,40	0,24	1,76	0,84	2,20	0,61	0,39	4,04	—	—	—	—
9	29к	229,3—229,4	7,99	33,34	4,92	4,02	2,01	29,90	53,78	8,80	8,41	3,26	74,25	72,44	11,86	11,31	4,39
10	»	263,0—269,0	2,50	1,79	0,73	1,70	0,08	1,54	1,21	1,31	0,88	0,13	3,53	—	—	—	—
11	»	264,85—264,95	7,97	27,56	7,28	3,95	5,15	30,10	44,45	13,01	8,26	8,34	74,06	60,01	17,69	11,15	11,25
12	»	269,3—269,4	2,74	2,15	0,89	1,44	0,07	2,30	3,47	1,50	0,46	0,11	5,63	—	—	—	—
13	»	269,4—269,5	8,48	32,60	4,14	4,87	5,04	31,65	52,58	7,40	10,18	8,16	78,32	67,14	9,44	13,00	10,42
14	»	271,4—271,5	3,11	2,68	1,45	1,44	0,09	4,40	4,32	2,59	3,01	0,15	10,07	42,90	25,72	29,89	1,49
15	»	271,5—271,55	12,45	29,86	5,26	6,70	3,08	31,65	48,16	9,40	14,01	4,99	76,56	62,91	12,28	18,30	6,51
16	5гк	163,5—163,55	6,80	13,54	2,01	2,31	1,96	13,60	21,84	3,59	4,83	3,18	33,44	65,31	10,74	14,44	9,51
17	»	171,5—171,6	4,43	22,08	10,52	1,86	1,96	25,02	35,62	18,81	3,89	3,18	61,50	57,92	30,59	6,32	5,17
18	35к	308,0—308,12	3,74	31,11	7,95	3,51	3,36	31,20	50,18	14,21	7,34	5,44	77,17	65,03	18,41	9,51	7,05
19*)	2гк	279,0—279,2	2,40	25,42	10,66	4,50	10,44	30,05	37,49	19,06	1,0	16,91	74,46	50,38	25,60	1,31	22,71
20а	13он	258,5—269,0	1,13	Не опр.	40,50	3,24	2,04	Не опр.	—	72,41	6,77	3,30	82,48	—	88,00	8,00	4,00
21б	Район Белозерского железородного место- рождения	258,5—269,0	9,05	23,37	6,25	4,54	6,42	28,16	37,70	11,18	9,49	10,40	68,77	54,82	16,26	13,80	15,12
22в	8к	335,5	35,84	Не определялся	5,92	Не определялся	9,59	Не определялся	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23г	20к	131,7—131,9	35,17	То же	1,33	То же	2,15	То же	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24д	604	126,5—126,57	3,46	22,25	3,40	2,11	12,97	24,06	35,89	6,08	Оч. мало	21,01	62,98	56,99	9,65	Нет	33,36
25е	Ст. Серогозы		3,46	14,93	14,88	2,80	10,76	25,56	18,98	26,61	5,85	17,43	68,87	27,56	38,64	8,49	25,31
26ж*	Свх. «Переможець»		4,28	32,31	6,35	4,28	6,25	32,10	52,12	11,35	8,95	6,57	78,99	65,98	14,37	11,33	8,32

Примечания: +) SiO₂—10,20; Al₂O₃—4,43; TiO₂—0,33; Na₂O—0,31; K₂O—0,46; SO₃—0,45; H₂O гнгр. 0,83; а — SiO₂—11,26 (Селин, 1964); б — (1960) SiO₂—12,83; Al₂O₃—7,55; TiO₂—0,18; K₂O—0,47; Na₂O—0,62; H₂O—0,65 (Степанский, 1960); в — SiO₂—7,7; P₂O₅—0,52; W—0,52 (Пасечный, 1962); г — по Г. В. Пасечному (1962); д — SiO₂—20,78; Al₂O₃—2,74; P₂O₅—0,29; SO₃—0,23; H₂O—1,5 (Грязнов, 1964); е — SiO₂—22,0; TiO₂—0,03; Al₂O₃—2,68; Na₂O+K₂O—0,68; P₂O₅—0,33; SO₃—0,68; H₂O—1,02; ж — SiO₂—8,52; Al₂O₃—1,34; Na₂O+K₂O—0,81; P₂O₅—0,41; SO₃—0,13; H₂O—0,94.

количество CO_2 на перевод в карбонаты вначале окислов кальция, затем магния, железа и марганца. Результаты приводились к аналитическим данным содержания CO_2 в породе. В случае дефицита CO_2 для перевода всех окислов в карбонатные соединения мы в расчетах исходили из того, что некоторые избыточные количества железа и особенно магния могли появиться при обработке проб кислотами вследствие разрушения монтмориллонита, являющегося главным порообразующим



Фиг. 3. Состав карбонатных пород олигоцена
Арабские цифры соответствуют номерам химических анализов табл. 2. А — анкерит состава $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$

минералом морских глин олигоцена. Последнее подтверждается химическими анализами глин, вмещающих карбонатные породы, в которых содержание MgO достигает 2% (см. табл. 2, ан. 5, 8, 10, 12). Исходя из этого, в анализах, 2, 7, 13 расчет производился полностью на содержание карбонатных соединений Ca , Mn и Fe , а только остаток CO_2 — на молекулу карбоната магния; при этом избыток окиси магния колебался от 1 до 2%.

Анализы 8, 10, 19 (см. табл. 2) указывают на дефицит CO_2 как по отношению к железу, так и к магнию, что свидетельствует об избыточном по отношению к карбонатам содержании магния и железа. В этом случае расчетный остаток CO_2 после перевода кальция и марганца в карбонатные соединения равномерно распределялся между магнием и железом. В анализах 20—26 расчетные данные по содержанию карбонатов в породах ориентировочны; анализы 22 и 23 даны только для характеристики содержания марганца.

Исследованиями выяснено, что карбонатные породы состоят из комплекса карбонатов железа, кальция, марганца и магния в переменных количествах, преимущественно с преобладанием карбонатов железа.

Для выяснения соотношений между различными карбонатами в породах и определения изоморфных рядов был построен треугольник состава карбонатных пород в расчете на 100%-ную карбонатную породу (фиг. 3). Глинистая составляющая пород, являющаяся терригенной примесью общей для всей толщи, не учитывалась.

Аналитические данные по площади треугольника в зависимости от химического состава распределялись в определенном порядке, что позволяло объединить их в несколько групп: I группа — породы, состоящие преимущественно из карбоната кальция с незначительными примесями (до 5% каждого) карбонатов Fe, Mg и Mn; II группа — породы анкеритового состава с примесью марганца от 0,28 до 9,31%; III группа — породы сидеритового состава со значительными примесями карбонатов кальция (от 9,44 до 30,59%), магнезия (от 6,32 до 18,30%) и марганца (от 4,39 до 15,12%); IV группа — породы манганокальцитового состава со значительными примесями карбонатного железа — от 19,04 до 27,56% и примесями карбоната магнезия от 8,49 до 10,99%; V группа — породы манганосидеритового состава с примесью карбоната кальция — от 9,65 до 25,60%.

Четкое выделение типичных разновидностей пород среди этих групп весьма затруднительно, так как породы каждой группы характеризуются переменными количественными соотношениями карбонатов кальция, железа, марганца и магнезия. Ниже дано краткое описание наиболее представительных групп карбонатных пород.

Известняки (см. фиг. 3, группа I). К ним относятся породы, состоящие преимущественно из CaCO_3 с примесями других карбонатов, главным образом, MnCO_3 и MgCO_3 . В 1952 г. у г. Очакова в толще глини олигоцена в нижней половине разреза на разных глубинах было выявлено три прослоя крепких светло-серых тонкокристаллических, довольно однородных известняков. Породообразующими минералами в них являются кальцит и в меньшей степени ромбоздрические образования доломита с высоким показателем преломления; по N_g от 1,685—1,690 до 1,702, по N_p 1,509—1,515. Химический состав известняков верхнего прослоя (см. табл. 2, ан. 20а) подтвердил наличие в них MgO .

Манганокальциты (см. рис. 3, группа IV). Сравнивая состав исследуемых марганецсодержащих пород с карбонатными породами Южно-Украинского марганцеворудного бассейна (Грязнов, 1955), считаем возможным отнести их также к манганокальцитам с несколько обедненным содержанием марганца. Манганокальциты юга Украины значительно более песчаные или более глинистые, что подтверждается и теми единичными анализами, в которых определялось SiO_2 , составляющее 20—22% и Al_2O_3 — до 7,55% (см. табл. 2, ан. 24, 25, 19). Содержание в них CaCO_3 находится в пределах 6,08—19,0% и MnCO_3 17,43—12,70% (ан. 25, 3).

В шлифах манганокальциты состоят из мельчайших зерен карбонатов, чешуек глинистых минералов, округлых образований глауконита, агрегатов мельчайших стяжений пирита и мелких угловатых зерен кварца. Макроскопически эти породы светлые, зеленовато-серые, слабо вскипающие с соляной кислотой.

В отличие от преимущественно манганокальцитов и кальциевых родохрозитов Большеотмакского месторождения (Грязнов, 1955) среди железосодержащих карбонатов Причерноморья преобладают породы манганосидеритового и сидеритового состава. Не исключено присутствие среди них минералов типа олигонита (см. фиг. 3, группа V).

Манганосидериты (см. фиг. 3, группа III). К этой группе относятся породы, содержащие преобладающее (более 50%) количество FeCO_3 с примесями MnCO_3 , CaCO_3 . С увеличением содержания карбонатного железа обычно за счет уменьшения CaCO_3 меняется облик пород: они становятся бурыми и с соляной кислотой вскипают только при нагревании. Однако в разрезе олигоцена отсутствуют типичные сидериты, подобные, например, сидеритам эоцена восточного Приазовья, в которых FeCO_3 составляет 82,0%, а MnO — лишь сотые доли процента (Баранова и др., 1965). Олигоценовые же манганосидериты в своем составе кроме FeCO_3 постоянно содержат карбонаты марганца, кальция, магнезия,

вероятно изоморфно замещающиеся.

Структура манганосидеритов оолитовая; оолиты карбонатные бурого цвета, многие покрыты оксидами железа. Иногда встречаются светлые оолиты радиальнолучистого строения. Показатели преломления вещества светлых оолитов по N_p — 1,580—1,600, по N_g — значительно более 1,780. Промежутки между оолитами выполнены глинистым материалом бурого цвета слабо действующим на поляризованный свет; в нем много кварца, образований глауконита и пирита. В некоторых манганосидеритах значительно увеличивается количество глинистого материала, и эти породы обнаруживают относительно низкое содержание $FeCO_3$, $MnCO_3$ и $CaCO_3$ (см. табл. 2, ан. 4,16); это — глинистые разновидности манганосидеритов.

Карбонатные железомарганецсодержащие породы залегают среди глин и имеют очень четкие контакты. Они выявляются легко при полевом описании керн на по иному цвету карбонатных прослоев, по их значительной крепости, по вскипаемости с кислотой и другим признакам.

Для выяснения наличия карбонатов Fe, Mn и Mg в глинах было сделано несколько химических анализов глин. Пробы взяты непосредственно из контакта с карбонатными породами (см. табл. 2, ан. 12, 14), выше или ниже их от 2,0 (ан. 8) до 5,5 м (ан. 5) и из глин со значительным интервалом от прослоев. Оказалось, что глины даже у самых контактов с карбонатными породами содержат очень мало карбонатов железа, кальция, магния и

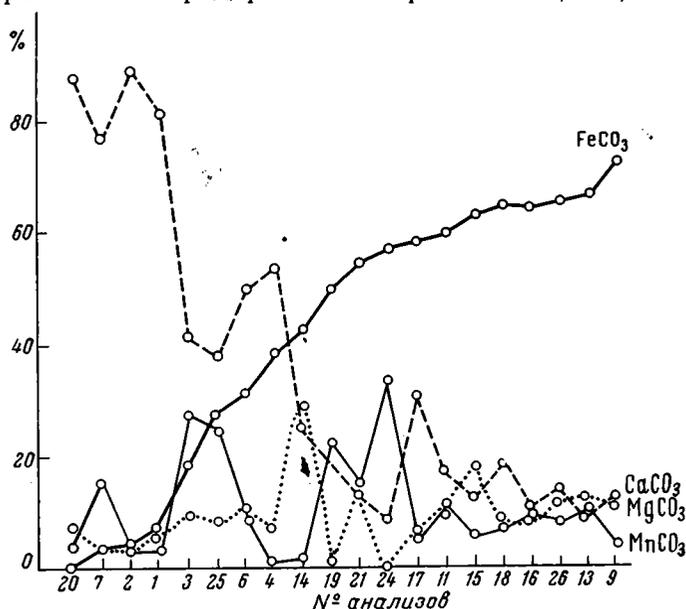
Таблица 3

Результаты спектрального анализа карбонатных пород и глин омигоцена

№ химического анализа	Элементы, %														
	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Ga	Be	La	Y	P	Li	Sr	Yb
1	0,001	—	0,2	0,006	0,01	0,03	0,0006	—	—	0,003	0,003	—	—	0,03	0,0003
2	0,001	2	<0,06	~0,001	—	—	0,0003	—	<0,0003	—	—	3	—	0,01	—
3	0,003	—	0,2	0,006	0,01	0,03	0,0003	—	<0,0003	—	—	—	—	0,2	—
5	0,001	—	<0,06	0,003	0,01	0,001	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—
6	0,001	—	0,2	0,003	—	0,003	0,0003	—	<0,0003	0,003	—	1	—	0,2	—
8	0,006	0,008	0,3	0,01	0,01	0,03	0,003	0,001	—	—	—	—	—	0,03	0,0006
9	—	—	0,1	0,006	0,01	0,01	0,006	0,001	—	—	—	—	—	0,06	0,0006
10	0,006	0,005	0,3	0,01	0,01	0,03	0,001	0,001	—	—	—	—	—	0,01	0,0003
11	0,003	—	0,06	—	0,01	0,01	0,006	0,001	—	—	—	—	—	—	—
13	0,001	—	0,06	0,006	0,006	0,006	0,003	0,001	—	—	—	—	0,03	—	0,0003
14	0,01	0,006	0,3	0,03	—	—	0,003	0,001	—	—	—	—	—	—	—
15	—	—	0,06	0,003	—	—	0,006	0,001	—	—	—	—	—	—	—
18	—	—	<0,06	—	0,01	—	—	—	—	0,003	—	—	0,01	0,01	—

Примечания. Содержание Fe, Ca, Mg, Mn определялось химическими анализами; Mo, W, Hf, Nb, Ta, Pb, Ag, Sb, Bi, Cd, Sn, Ge, Se, Cl, Na, Ba, Th, As, Zn не обнаружены; содержание Al и Si не определялось.

особенно марганца (см. табл. 2, ан. 12, 14). В глинах, более удаленных от прослоев карбонатных пород, наблюдается тенденция к суммарному уменьшению карбонатов и изменяющемуся их соотношению (ан. 5, 8). Заслуживает внимания тот факт, что в глинах олигоцена, вмещающих прослой карбонатных пород, рассеяны карбонаты Fe, Mn, Ca и Mg.



Фиг. 4. Соотношения содержаний карбонатов в породах олигоцена (по возрастанию FeCO₃; номера анализов по табл. 2)

Комплекс редких и рассеянных элементов, выявленных в исследуемых породах (табл. 3), указывает на сходство их с манганокальцитамы Никопольского месторождения (Грязнов, 1956; Баранова, Басс и др., 1964). Однако распределение этих элементов в породах Fe — Mn-состава не имеет четкой дифференциации. Согласно данным Н. М. Страхова и И. М. Варенцова (доклад на совещании «Основные генетические типы и геохимия месторождений марганца в СССР», 1965), выделяются элементы, притягивающиеся к Mn при его садке, такие, как Ni, Co, Cu, и отталкивающиеся от него — Fe, Cr, V и P.

В исследуемых породах всегда присутствуют Ni, Cu, редко Co, довольно постоянны V и реже Cr. Фосфор обнаружен только в глинах или в глинистых разновидностях пород. Однако закономерности в распределении этих элементов, по нашим данным, не выявляется.

В размещении карбонатных пород по территории юга Украины наблюдается определенная закономерность. На площади, прилегающей к Никопольскому марганцеворудному бассейну, примерно до широты с. Снигиревка (см. фиг. 1) развиты карбонатные породы главным образом сидеритового состава с марганцем, вероятно, в виде изоморфных примесей; во вмещающих глинах здесь встречаются в значительных количествах аутигенные стяжения сидерита. На площади, удаленной от Никопольского бассейна (Очаков, Херсон и др.), количество железа в породах уменьшается, преобладают образования типа анкерита и манганокальцитов; во вмещающих глинах присутствует кальцит.

Такое распределение карбонатных пород по площади четко отражено на графике соотношений содержаний карбонатов в породах олигоцена (фиг. 4), построенном из расчета возрастания содержания карбонатного железа в породе. При увеличении количества карбонатного железа

сокращается главным образом количество карбоната кальция, причем породы с высоким содержанием CaCO_3 (см. табл. № 2, ан. 1—4, 6, 7, 19, 25) располагаются на площади, удаленной от Никопольского бассейна. На графике также видно, что содержания MgCO_3 везде примерно одинаковы; несколько повышается содержание MnCO_3 в породах с большим содержанием CaCO_3 .

Резкие спорадические увеличения содержаний некоторых карбонатов (см. фиг. 4) свидетельствуют о том, что в исследуемых породах наряду с изоморфными смесями могут находиться некоторые соединения карбонатов в виде самостоятельных минералов.

Закономерное распределение карбонатов Mn , Fe и Ca в породах олигоцена по площади позволяет предположить определенную геохимическую зональность седиментационно-диагенетических процессов в течение олигоцена.

Южнее развития площадей кор выветривания на правобережной Приднепровской части Украинского щита располагался морской олигоценый бассейн. Максимально благоприятные условия для концентраций марганца были в его прибрежной части, соответствующей теперь территории Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. Размещение в нем карбонатных и окисных соединений марганца подчинялось определенным закономерностям, которые теперь проявляются в зональном распределении окисных, смешанных окисно-карбонатных и карбонатных руд. Площади развития различных типов марганцевых руд выделены по отдельным месторождениям марганцеворудного бассейна (Баранова, Басс и др., 1964). По мнению В. И. Грязнова, преобладающая часть окисных никопольских руд относится к первичноокисным. Постседиментационные процессы окисления карбонатных марганцевых руд также не имели широкого развития в бассейне вследствие залегания этих руд под толщей более молодых отложений мощностью 6—120 м, ниже уровня подземных вод. Оставляя в стороне детальность расчленения типов марганцевых образований рудного бассейна, не являющуюся целью данной статьи и требующую специальных исследований, полагаем, что по исключительному развитию здесь образований окисного и карбонатного марганца эту площадь можно выделить как зону преимущественно марганцевую.

К югу от контура марганцеворудного бассейна, примерно по широте с. Смигиревка (см. рис. 1), выделяется площадь, где преобладает карбонатное железо при больших количествах марганца. Соотношение в породах карбоната марганца к карбонатному железу здесь колеблется от 1 : 4 до 1 : 6. В фациальном отношении указанная площадь представляла собой в олигоцене неглубокую часть моря со спокойными условиями осадконакопления, относительно удаленную от берега. Эту зону можно выделить как железо-марганцевую.

Южнее указанной широты осаждение марганца, по-видимому, происходило одновременно с карбонатом кальция. Поэтому здесь выделяется зона кальций-марганцевая. Интенсивность осаждения марганца была, вероятно, даже значительнее, чем на предыдущей площади. В фациальном отношении это была наиболее глубокая часть моря.

Можно полагать, что южнее Херсона можно выделить зону накопления преимущественно карбоната кальция.

Все это позволяет рассматривать олигоценовые карбонатные Fe-Mn-содержащие породы Причерноморья как образования, идентичные олигоценовым рудам марганца Южно-Украинского бассейна. Возможно, что в олигоценовом бассейне, особенно в начале эпохи, распределение рудных концентраций Fe и Mn не было очень различным в краевых и центральных участках. Однако разные обстановки седиментации Fe и Mn приводили к ослаблению процессов рудообразования в южной его части.

Главным фактором, подавляющим процесс седиментации Fe и Mn на юге бассейна, было увеличение скорости терригенной седиментации, выражающейся теперь почти 1000-метровой толщей олигоцена. Поэтому только в периодически появляющиеся благоприятные условия избирательной концентрации рассеянных Mn и Fe происходило образование этих пород. Надо полагать, что наиболее благоприятные физико-химические обстановки в бассейне были в начальный этап его развития, особенно на стадии, соответствующей формированию остракодовой глинистой толщи, к которой и приурочено наибольшее количество прослоев карбонатных пород.

По площади процесс рудообразования в Причерноморье несколько сдвинут, а во времени — запаздывает по отношению к образованию марганцевых руд Южно-Украинского марганцеворудного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Н. М. О находке известняков в толще майкопских отложений Западного Причерноморья. Геологический ж. АН УССР, 1953, т. 13, вып. 2.
- Баранова Н. М., Басс Ю. Б. и др. Никопольский марганцеворудный бассейн. «Недра», 1964.
- Баранова Н. М., Геворкьян В. Х., Тананаев М. В. Про сидеритові породи палеогенового віку Південно-Східного Приазов'я. Геологический ж. АН УССР, т. 25, вып. 6, 1965.
- Варенцов И. М. К геохимии олигоцена Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. Тр. ГИН АН СССР, вып. 97, 1963.
- Грязнов В. И. Никопольские манганокальциты — сложные системы изоморфных смесей (Mn, Ca/CO₃). «Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва», № 9, 1955.
- Грязнов В. И. Минералогическая характеристика карбонатных марганцевых руд Никопольского бассейна. Научн. зап. Днепропетр. ун-та, т. 53, 1956.
- Селин Ю. И. Стратиграфия и моллюски олигоцена Большетокмакского марганцеворудного района. «Недра», М., 1964.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.
- Страхов Н. М. Геохимия осадочных месторождений марганца. Тр. ГИН АН СССР, вып. 97, 1963.

Институт геологических
наук АН УССР
Киев

Дата поступления
1.IV.1966

УДК 553.32 (470)

ТОРТОНСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ МАРГАНЦОВО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Д. П. БОБРОВНИК, В. А. ХМЕЛЕВСКИЙ

В бассейне Днестра, у сочленения Русской платформы с Предкарпатским прогибом, среди отложений верхнего тортонна развита осадочная марганцевая фация. Она представлена слоевым комплексом, состоящим из марганцевого известняка и марганецсодержащего мергельно-глинистого ритмолита с прослойками известняка, глины и вулканического туфа.

В статье описываются условия залегания, литолого-петрографические и минералогические особенности строения и механизм образования этих рудоносных отложений.

Марганцевистые известняки и мергели юго-западной окраины Русской платформы залегают среди отложений верхнего тортонна и входят в состав слоевого комплекса, состоящего из надгипсового известняка, марганцевого мергеля с прослойками известняка, глины и вулканического туфа. Марганцевый тонкослоистый мергель, или глинисто-мергельный ритмолит, слагающий основную часть этого комплекса, является нижней частью косовской карбонатно-глинистой серии и носит название вербовецких слоев.

Марганцевистые известняки и мергели образуют полосу у сочленения платформы с Предкарпатским прогибом на левобережье р. Днестра. Самыми древними породами этого района, вскрытыми скважинами, являются докембрийские граниты, на которых лежит мощный комплекс осадочных пород от докембрийских до третичных включительно. Но лишь отложения верхнемелового периода выходят на дневную поверхность по долинам рек. Они представлены обычно туронским мелом и мергелем. На их размытой поверхности лежат нижнетортонские песчано-известковистые отложения, и выше ингрессивно — гипсокарбонатно-глинистая толща верхнего тортонна. В ее состав входят марганецсодержащие известняки и мергели.

Марганецсодержащий известняк залегает непосредственно на гипсах и представляет собой раздробленный слой мощностью обычно меньше 1 м, состоящий из массы обломков, размером от глыб до пелитовых частиц. На этом слое покоится тонкослоистый марганцевый глинисто-мергельный ритмолит, являющийся платформенной фацией вербовецких слоев, распространенных в основном во внешней зоне Предкарпатского прогиба. На краю платформы мергель образует (в плане) две широкие полосы, вытянутые в меридиональном направлении по берегам р. Гнилая Липа (приток Днестра).

К слою надгипсового известняка в районе исследования приурочены в основном окисные скопления марганца. Слой представляет собой элювий известняка, разрушенного еще до отложения косовской алевритово-известково-глинистой серии. С поверхности обломки и пелитовая масса,

слагающие слой, окрашены окислами марганца в буровато-серый цвет. На свежем изломе видно, что их окраска серовато-белая с розоватым оттенком, а сложение афанитовое. Карбонат в обломках из этого пласта представлен марганцовистым кальцитом, содержащим от 1 до 5% закиси марганца. Он слагает в свежем известняке 90—95% породы.

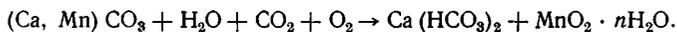
Таблица 1

Результаты химического анализа известняка и продуктов его выветривания (%)

Компоненты	Известняк	Продукт выветривания известняка	Примечания
CaO	49,16	8,64	Растворимая в HCl часть породы
MgO	0,68	3,46	
MnO	1,32	24,62*	
Fe ₂ O ₃	0,42	3,18	
CO ₂	39,01	10,62	
SiO ₂	5,05	28,63	
TiO ₂	0,13	0,29	
Al ₂ O ₃	1,48	7,02	Нерастворимая в HCl часть породы
Fe ₂ O ₃	0,37	0,84	
MnO	Не обн.	0,04	
CaO	0,20	0,37	
MgO	0,10	0,49	
K ₂ O	0,40	1,78	
Na ₂ O	0,10	0,36	
H ₂ O	0,68	4,44	
SO ₃	0,29	0,12	
П.п.п.	0,36	4,67	

* Марганец в продуктах выветривания изходится в основном в виде MnO₂ · nH₂O. Анализы выполнены в лаборатории Опытного завода ИОНХ АН УССР (г. Одесса).

концентрация марганца повышается почти в 20 раз, кремнекислоты и глинозема — в 5—6 раз по сравнению с содержанием их в исходном известняке. Судя по анализам, при выветривании из известняка выносился в основном карбонат кальция. Выветривание происходило под действием H₂O, CO₂ и O₂ по следующей схеме:



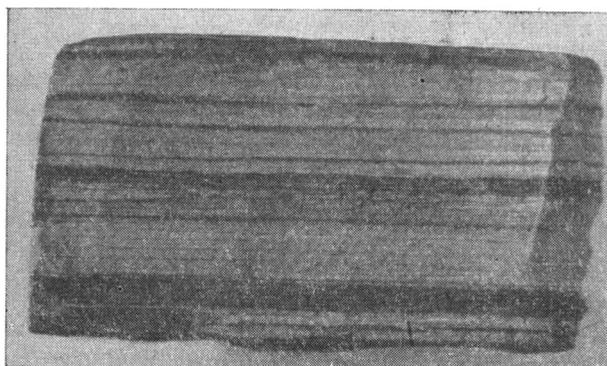
При этом Ca(HCO₃)₂ выносился из области реакции, в элювий обогащался MnO₂, SiO₂, MgO, Fe₂O₃, Al₂O₃, K₂O и водой.

На поверхности известняков, а в местах их отсутствия — на гипсах лежат марганценозные мергели, приуроченные к небольшим, относительно глубоким (до 100—120 м) депрессиям. Происхождение депрессий достоверно не установлено, но приуроченность к ним линз марганцовистых мергелей наблюдается очень четко. Характерно, что такие мергели не встречены нигде за пределами распространения гипсов, и площадь их развития заметно меньше площади распространения надгипсовых известняков. При этом мощность мергелей достигает иногда 70 м.

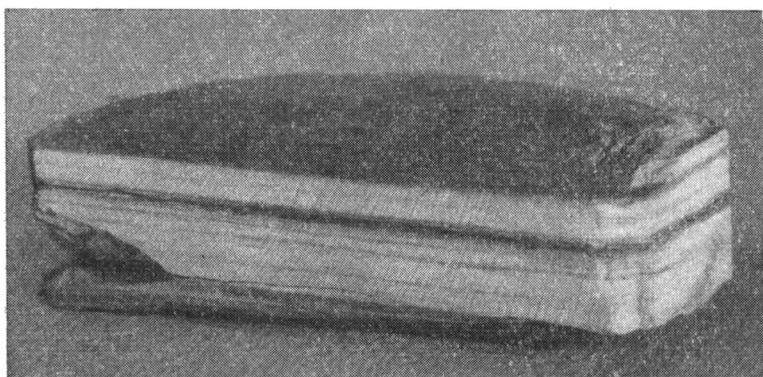
Марганецсодержащий мергель (ритмолит) представляет собой серую, иногда с кремоватым оттенком параллельно-тонкослоистую породу, в которой многократно и ритмично переслаиваются светло- и темно-серые тонкие прослойки (фиг. 1, а, б). Местами в нем встречаются прослой плагноклазо-липаритового туфа. Ритмолит в таких случаях становится трехкомпонентным.

Прослойки, слагающие ритмолит, резко отличаются друг от друга не только окраской, но и химическим составом. Как те, так и другие

слагаются тонкодисперсной карбонатно-глинистой массой, в которой рассеяны раковинки спириалисов, фораминифер, реже — мелких пектеид, а также алевритовые терригенные частицы, аутигенные образования и минералы вулканических пеплов. Соотношения между составляющими частями в светлых и темных прослоях резко различны. Светлые



а



б

Фиг. 1. Марганценовый глинисто-мергельный ритмолит
а — увел. 1,2; б — увел. 1,5

прослой содержат значительно больше карбонатов (до 80%), чем темные; в последних содержание их не поднимается выше 50% и находится обычно в пределах 20—40%. Некарбонатная часть прослоек слагается глинисто-алевритовой массой, пропитанной темным битуминозным органическим веществом. Содержание этой фракции в темных прослоях в среднем в 1,2—1,5 раза выше, чем в светлых, что и обуславливает более темную окраску первых.

Эти данные показывают, что светлые прослойки сложены мергелями, реже глинистыми известняками; темные — глинистыми мергелями и известковистыми глинами. Состав карбонатных минералов в светлых и темных прослойках ритмолита также различны. Установлено, что марганец в них полностью входит в состав карбонатной части породы. Это подтверждается результатами многочисленных химических, рентгеновских, термических и других анализов. Карбонатные минералы в ритмолите являются поликомпонентными и представляют собой изоморфные смеси карбонатов кальция, марганца и магния. Количественные соот-

ношения между этими соединениями в пределах карбонатных минералов значительно меняются, и в породе наблюдаются различные минеральные виды ряда кальцит — родохрозит: от марганцовистых кальцитов с соотношением $Mn : Ca = 1 : 20$ и манганокальцитов с соотношением $Mn : Ca$ от $1 : 5$ до $3 : 2$ до кальциевого родохрозита ($Mn : Ca$ от $2 : 1$ до $4 : 1$) и почти чистого родохрозита. При этом для светлых прослоев характерны более марганцовые разновидности — манганокальциты и родохрозиты. В темных прослоях обычно развиты марганцовистые кальциты и бедные

Таблица 2

Результаты химических анализов ритмолитов (%)*

Компоненты	Светлые прослой		Темные прослой	
	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 1	Обр. 2
SiO ₂	19,57	12,05	41,85	37,46
TiO ₂	0,23	0,13	0,68	0,37
Al ₂ O ₃	2,50	2,28	4,22	9,39
Fe ₂ O ₃	3,27	2,38	3,73	3,85
FeO	1,24	Не опр.	2,95	1,23
CaO	21,26	10,14	11,27	15,24
MgO	2,50	4,78	2,92	4,53
MnO	13,98	33,74	5,10	2,65
Na ₂ O	0,54	0,22	0,94	10,54
K ₂ O	1,28	0,68	2,76	2,65
H ₂ O ⁻	6,69	2,05	4,41	3,83
SO ₃	1,98	1,50	2,38	Не опр.
P ₂ O ₅	0,005	0,19	0,01	0,13
CO ₂	25,35	34,20	13,41	13,83
П.п.п. без CO ₂	0,84	5,10	3,90	5,20
Сумма	100,235	99,43	100,56	100,01

* Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР г. Львов).

граммах ряда образцов обнаруживаются эндо- и экзоэффекты, характерные для манганодолomite (типа кутнагорита). На возможное распространение такого минерала в исследуемых породах указывают результаты некоторых химических и рентгеновских анализов (Хмельвський, 1965).

Для ритмолитов характерно, что при широких колебаниях в них содержания марганца содержание железа изменяется незначительно. Железо связано в них не с карбонатной частью породы, а с глиной и пиритом. Ниже приведены вычисленные по химанализам содержания элементарного марганца и железа в четырех образцах:

Элемент	Анализ 1	Анализ 2	Анализ 3	Анализ 4
Mn	10,82	25,97	3,95	2,06
Fe	3,25	1,68	4,91	3,65

Среди карбонатной массы породы нередко в заметном количестве встречаются арагонит и кальцит хемогенного происхождения.

Нерастворимый в HCl остаток светлых прослоев является алевро-пелитом, содержащим более 90% глины, сложенный смесью гидростлауды и железистого монтмориллонита. К глине в небольших количествах примешаны тонкодисперсный кремнезем (в виде опала и кварца), битуминозные вещества и тончайшие выделения пирита. В темных прослойках содержится несколько меньше глинистого материала, но больше битуминозного и углистого органического вещества. Минеральный

манганцем манганокальциты. Такое распределение вызвано тем, что содержание марганца в светлых частях ритмолита постоянно (в 3—60 раз) выше, чем в темных. Все сказанное хорошо иллюстрируется химическими анализами светлых и темных прослоев, взятых попарно из двух образцов (табл. 2).

Как уже отмечалось, карбонатная часть породы содержит довольно высокие количества магния, который частично входит в состав доломита, обнаруженного при помощи реакций окрашивания и рентгеновского анализа (Бобровник, 1958). Но основная часть магния является изоморфной примесью в марганец-кальциевых карбонатах. На термо-

состав пелитовой части светлых и темных прослоек качественно один и тот же, но соотношение его составных частей различное.

Фракция $>0,01$ мм нерастворимого остатка мергеля почти целиком состоит из алеврита, если не считать отдельных аутигенных зерен пирита, размер которых доходит до нескольких миллиметров. Алевритовая фракция состоит из аллотигенных зерен кварца, мелких зерен и кристаллов плагиоклаза, биотита, мусковита, роговой обманки, пироксена, ильменита, лейкоксена, циркона, турмалина, рутила и др. Очень распространены такие аутигенные образования, как пирит, реже глауконит и коллофан, а также раковинки микрофауны. Многие раковины фораминифер и спириалисов заполнены баритом, цеолитом (шабазит?) и пиритом. Большая часть аллотигенных минералов в ритмолите вулканического происхождения они принесены в бассейн с вулканическим пеплом, выбрасывавшимся во время извержений карпатских вулканов. К таким минералам, безусловно, относятся: вулканическое стекло, биотит, ильменит, циркон, рутил, роговая обманка, плагиоклаз и др.

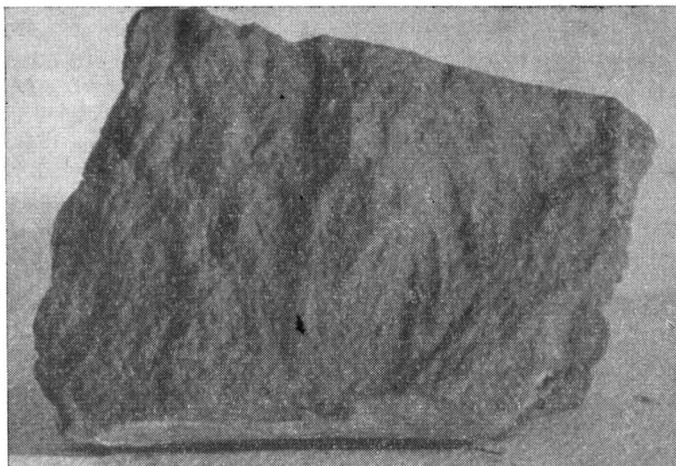
Полуколичественный спектральный анализ показывает в мергеле ряд редких и рассеянных элементов. В некоторых пробах обнаружен стронций в количествах более 1%. Барий, хром, никель, медь, галлий, кобальт, молибден, свинец, ванадий, цирконий и некоторые другие элементы найдены в ряде проб в количествах, близких к кларковым.

Железо, как отмечалось выше, играет в этих концентрациях марганца весьма подчиненную роль и находится в основном в составе глинистой части. Характерно, что здесь, как и в других марганцевых месторождениях, совершенно отсутствуют сульфиды марганца. Гауэрит был встречен за пределами месторождения марганца в Роздольском серном месторождении в глинах, выполняющих карстовые пустоты (Сребродольский и др., 1959). Наличие сульфидов железа (пирита) и отсутствие сульфидов марганца в марганцевых рудах Н. М. Страхов (1964) объясняет их различной растворимостью. На диаграммах Крумбайна и Гарелса (Krumbein, Gargels, 1952), построенных в координатах рН и Eh, поля устойчивости окислов, карбонатов и сульфидов марганца и железа почти совпадают. Из них следует, что сульфиды этих элементов должны выпадать из растворов почти одновременно. Н. М. Страхов, ссылаясь на Краускопфа (1963), указывает, что в полях устойчивости CaCO_3 , MnCO_3 и Mn_3O_4 соединения образуются в зависимости от присутствия и соотношения минералообразующих ионов.

Как показывают исследования (Страхов, 1960, 1964), в морской придонной и иловой воде концентрации CO_2 и SiO_2 резко различны. Поэтому углекислота подавляет кремнекислоту, и в осадке образуются только карбонаты марганца. Несколько иначе обстоит дело с образованием сульфидов марганца и железа. Установлено, что растворимость сульфидов марганца в сто раз выше, чем сульфида железа. Если же придонные и иловые воды содержат незначительные концентрации H_2S , который одновременно реагирует с Fe и Mn, то первыми будут насыщать раствор и выпадать в осадок сульфиды железа. При достаточной концентрации железа весь наличный в растворе сероводород будет связан с ним, и образование сульфида марганца станет невозможным. Концентрация марганца в иловой воде тортонского бассейна была, несомненно, выше концентрации железа, но явно не в 100 раз, чем и объясняется отсутствие в его осадках сульфида марганца. Предложенное Н. М. Страховым объяснение такого разделения сульфидов Fe и Mn в зоне осадконакопления является на современном этапе познания геохимии этих элементов достаточно убедительным.

Кларк марганца в верхних частях литосферы равен 0,1%. В составе изверженных пород марганец (ювенильный) не образует собственных минералов, за исключением немногих очень редких образований, он находится в виде твердого раствора в минералах железа (амфиболах и

пироксенах). Рудные месторождения марганца формировались в области гипергенеза. При выветривании изверженных пород, переносе и переотложении продуктов выветривания происходит отделение марганца от других родственных ему элементов и образование целого ряда безводных и водных марганцовых минералов. Содержание марганца в них (MnO) достигает 77%. Кроме безводных минералов марганца в этой зоне широко распространены вады и вернадит, а также минералы, в которые марганец входит в виде изоморфной примеси. Таким образом, концентрации Mn в осадочных месторождениях в 100—450, а иногда в



Фиг. 2. Продукт окисления марганценового ритмолита из Бурштынского месторождения, увел. 1,5

600 раз больше кларка. Такие месторождения состоят почти исключительно из минералов марганца с незначительными примесями (Вернадский, 1954).

В карбонатных породах Приднестровья содержание марганца колеблется от 2—3 до 45%. Значительное место занимают породы с концентрациями марганца 8—10 и более. Наибольшие его концентрации приурочены к продуктам выветривания и окисления марганценовых мергелей (фиг. 2), в которых он находится в гидроокисной форме.

Вопрос о форме переноса марганца в поверхностных водах к местам концентрации является дискуссионным. Ряд исследователей считают, что марганец мигрирует в растворе в форме бикарбоната, который более устойчив, чем аналогичное соединение железа (Вернадский, 1954; Полюнов, 1934), а другие допускают его перенос в виде окиси или гидроокиси во взвешенном состоянии (Бетехтин, 1944; Пустовалов, 1940; Гинзбург, 1947 и др.).

Содержание марганца в современных морских водах ничтожное и составляет, по данным А. П. Виноградов (1944), 0,004 мг/л. По мнению В. И. Вернадского (1954), примерно таким же было оно и в прошедшие геологические эпохи. Весьма неясен процесс отделения в зоне гипергенеза марганца от родственного ему железа. И. Г. Фогт (Vogt, 1906), У. Х. Твенгофелл (1936), В. М. Гольдшмидт (1933) и Л. В. Пустовалов (1940) считали, что соединения железа окисляются раньше соединений марганца, что и приводит к разделению этих металлов в пространстве. В. И. Вернадский (1954), А. Е. Ферсман (1940), И. И. Гинзбург (1947), А. Г. Бетехтин (1944) предполагали, что выпадение в зоне гипергенеза окислов марганца связано с жизнедеятельностью организмов. Более подробно останавливается на процессах осаждения марган-

ца и приводит достаточное изложение литературы по этому вопросу Л. П. Листова (1961).

Н. М. Страхов (1960) пишет, что в прошедшие геологические эпохи марганец переносился в морские бассейны реками в основном в виде тонкой взвеси гидроокиси. В осадке в процессе диагенеза гидроокислы редуцировались, и марганец образовывал карбонатные минералы. Данная точка зрения в настоящее время поддерживается большинством исследователей.

Не касаясь подробно вопроса о переносе и отложении марганца в природе вообще (этому вопросу посвящена большая и обстоятельная литература), мы рассмотрим здесь условия образования концентратов этого элемента в тортонских отложениях юго-запада Русской платформы. Бассейн в Прикарпатье, где отлагались верхнетортонские глинисто-карбонатные осадки, образовался в результате верте трансгрессии моря на край платформы, прилегающий к Предкарпатскому прогибу. В докосовское время после отложения надгипсовых известняков эта часть платформы представляла собой равнинную низменность, поверхность которой была сложена ратинскими известняками и карбонатными породами верхнего мела. Эти отложения интенсивно выветривались, и в элювии скоплялись крупные и мелкие реликтовые обломки и зерна известняка, а также глинистая масса со значительным содержанием землистой и коллоидальной водной окиси марганца. В ратинских известняках содержание MnO колеблется от 0,04 до 3,5%; в нижнетортонских рифовых известняках составляет 0,15%. В незначительных количествах марганец находится и в верхнемеловых мергелях. В карбонатных породах района марганец входит в состав кальцита. Как отмечено выше, при разрушении и выветривании известняков $MnCO_3$ разрушается под воздействием воды и кислорода, и образуется $MnO_2 \cdot nH_2O$, который накапливается в продуктах разрушения.

Аналогичные процессы можно наблюдать и в настоящее время (Бобровник, 1958). В трещинах нижнетортонского рифового известняка, вскрытого карьером у г. Николаева (Львовская обл.), и других точках обнаружены скопления черной землистой массы, содержащей 41% MnO_2 . Известняк при этом содержит не более 0,15% MnO . Карьер расположен на склоне долины и врезан в небольшой водораздел. На известняковом элювии сформирована почва мощностью около 30—40 см. Удалось увидеть, что после дождей воды выносятся из верхней выветрившейся части известняка по трещинам темно-серую мусть, очень богатую марганцем. Следовательно, процесс разложения известняков наблюдается и в настоящее время, а окислы марганца по мере образования выносятся водой в трещины и заполняют их. В элювии известняков обычно наблюдается перераспределение железа и марганца: над водонепроницаемой породой полоса элювий окрашена в коричневый цвет, выше же лежит черная полоса, обогащенная окислами марганца.

Обогащение элювия известняков марганцем при выветривании наблюдалось нами еще в ряде мест (Свынко, Хмелевский, 1963).

Мы считаем, что примерно таким образом происходило выветривание известняков в косовское и докосовское время. Продукты выветривания известняков — глина и гидроокись марганца — сносились поверхностными водами в бассейн, где происходило осаждение раковин микроорганизмов и пеллеципод с одновременной садкой кальцита и арагонита. Процесс протекал в условиях перехода от аридного климата, создавшего толщу гипсо-ангидритов и надгипсовых известняков, к гумидному, образованиями которого являются глинистые породы верхней части косовской свиты и лежащие выше отложения.

В осадке шли процессы окисления органического вещества; в самой верхней части, вероятно, за счет слабого притока кислорода из воды, а ниже за счет кислорода окиси марганца. Образующаяся при этом уг-

лекислота связывалась с закисью марганца, образуя карбонат. Последний при перераспределении и перекристаллизации вступал в реакцию с CaCO_3 и MgCO_3 , что приводило к образованию поликомпонентных карбонатов.

На диагенетическое происхождение карбоната марганца указывает и изотопный состав углерода. Были определены стабильные изотопы углерода (C^{12} и C^{13}) в карбонатных частях светлых и темных прослоев ритмолитов¹. Для исследования отбирались смежные прослои с резко выраженной границей раздела. Результаты анализа следующие:

Номер образца	Значение σC^{13} (‰)* Светло-серый прослой	Темно-серый прослой
1	-1,2	0,6
2	0,7	0,3
3	0,7	0,5
4	0,9	0,3
5	0,2	0,3

$$*\sigma\text{C}^{13} (\text{‰}) = \frac{(\text{C}^{13}/\text{C}^{12}) \text{ обр.} - (\text{C}^{13}/\text{C}^{12}) \text{ ст. ПДВ}}{\text{C}^{13}/\text{C}^{12} \text{ ст.}} \cdot 100.$$

Из приведенных данных видно, что карбонат светлых прослоев почти всех образцов, кроме пятого, содержит больше изотопа C^{12} , чем карбонат темных прослоев. При этом, чем больше в карбонате марганца, тем выше значение C^{12} . В прослойках обр. 5, где карбонат марганца находится в незначительном количестве, соотношение $\text{C}^{12}/\text{C}^{13}$ не отличается от такого же соотношения в морских водах (Крейг, 1953; Ранкама, 1956).

Карбонат с большим содержанием C^{12} , чем углекислые соединения морской воды, может образоваться только при реакции катиона с углекислотой, возникающей при окислении органики (Крейг, 1953). Отсюда следует, что аномально высокое содержание C^{12} в преобладающем большинстве образцов мергеля свидетельствует о том, что углерод карбоната марганца первоначально входил в состав растительного вещества. При окислении последнего в осадке возникала углекислота, связывавшая закись марганца.

При формировании осадков, обогащенных марганцем, режим питания бассейна и осаждения материала из морской воды периодически изменялись в силу периодических изменений климатических и тектонических условий региона, а также под воздействием вулканических пеплов, время от времени приносившихся в бассейн. Все эти изменения сказались на облике осадка и привели к образованию толщ ритмолитов (Хмелевский, 1966).

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1944.
- Бобровник Д. П. К минералогии верхнетортоных отложений юго-западной окраины Русской платформы (Опола). «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 5, Львов, 1958.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения. Изд. АН СССР, 1954.
- Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды. Усп. химии, 13, вып. 1, 1944.
- Гарелс Р. Минеральные равновесия. Изд. иностр. лит., 1962.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. II, Тр. ИГН АН СССР, вып. 80, 81. Сер. Уральской компл. экспед. АН СССР, 1, 2, 1947.

¹ В отделе масс-спектрального анализа проблемной геохимической лаборатории Львовского ун-та Г. П. Мамчур определил стабильные изотопы.

- Гольдшмидт В. М. История элементов семейства железа в природе. Работы по геохимии и кристаллохимии В. М. Гольдшмидта. Госхимтехиздат, 1933.
- Краускопф К. Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. Сб. «Геохимия литогенеза», Изд. иностр. лит., 1963.
- Грейг Г. Геохимия стабильных изотопов углерода. Изотопы в геологии. Изд. иностр. лит., 1953.
- Листова Л. П. Физико-химические исследования окисных и карбонатных руд марганца. Изд. АН СССР, 1961.
- Полынов В. Б. Кора выветривания. Изд. АН СССР, 1934.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Госоптехиздат, 1940.
- Ранмака К. Изотопы в геологии. Изд. иностр. лит., 1956.
- Свынко И. М., Хмелевский В. А. О минералах марганца из сарматских известняков района г. Кременца. Минералог. сб. ЛГО, 17, 1963.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II, 1960.
- Страхов Н. М. Парагенезисы аутигенных минералов и факторы их определяющие. Литология и полезн. ископ., 4, 1964.
- Сребродольский Б. И., Архипова Л. Д., Кузнецов Г. В. О находке гауэрита в Роздольском месторождении самородной серы. Проблемы геохимии, вып. 1, 1959.
- Твенгофелл У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
- Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1940.
- Хмелівський В. О. До мінералогії мергелів вербовецьких шарів. В кн. «Проблеми розвитку природничих і точних наук», Изд. Львовск. у-та, 1964.
- Хмелівський В. О. Мінералогія марганцю у тортонських відкладах південно-західної частини Російської платформи. В сб. Тези доповідей XXXIX наукової конференції ЛОДДУ, ім Ів. Франка, 1965.
- Хмелевский В. А. О причинах ритмического строения марганценосных мергелей верхнего тортона Приднестровья. В сб. «Материалы научной конференции выпускников геологического факультета ЛГУ», 1966.
- Krumbein W. C., Garrels R. M. Origin and classifications of chemical sediments in terms of pH and oxidation—reductions potentials. Geol., 60, No. 1, 1952.
- Vogt J. H. L. Über Manganwiesenerz. Z. prakt. Geol., 14, 57, 233, 1906.

Львовский ордена Ленина
государственный университет им. Ив. Франко

Дата поступления
3.XII.1966

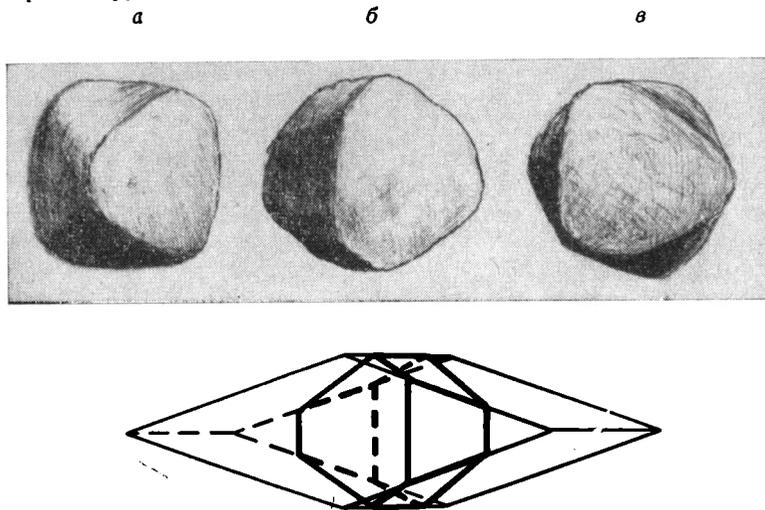
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.315(477.6)

**КРИВОГРАННЫЕ КРИСТАЛЛЫ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО СИДЕРИТА
ИЗ ДОНЕЦКОГО ТРИАСА**

Г. В. КАРПОВА, Г. И. КУЛЕСКО, В. Г. КОСМАЧЕВ

В верхнетриасовых отложениях района г. Славянска была встречена охряно-красная глина, содержащая кристаллы железистого карбоната. По весу они составляют около 5% всей породы и в глине расположены беспорядочно. Кристаллы изометричные размером в поперечнике до 3 мм. Они характеризуются цилиндрической формой, имеют выпуклые грани. Форма их развивалась на основе комбинации граней ромбоэдра {4041} и пинакоида {0001} (фиг. 1). Кристаллы обладают хорошо выраженной спайностью по ромбоэдру $10\bar{1}1$.



Фиг. 1. Модель образования описываемых кристаллов как комбинации ромбоэдра $40\bar{4}1$ и пинакоида 001 (внизу). Кристаллы (вверху): а — вид сверху; б и в — вид сбоку, увел. 10

Эти образования являются действительно монокристаллами, так как в шлифе наблюдается одновременное угасание каждого кристалла, несмотря на то, что внешняя зона их часто имеет крупноблочное строение (фиг. 2). Таким образом, возможная разориентировка отдельных блоков не превышает $1-2^\circ$.

С поверхности кристаллы покрыты глинистой окисно-железистой коркой.

Химический анализ кристаллов¹ свидетельствует о том, что они принадлежат карбонату, в составе которого железо резко преобладает над Mn, Ca и Mg. Последние

¹ Состав их следующий (%): CaO 2,44; MgO 1,55; FeO 48,45; MnO 3,36; CO₂ 35,70; Fe₂O₃ 1,05; нерастворимый остаток 8,43; сумма — 100,98.

являются изоморфными примесями в минерале типа сидерита, что вообще часто наблюдается в карбонатах осадочного генезиса (Логвиненко и др., 1964) и в данном случае подтверждается экспериментальными данными.

В частности, разложение карбоната происходит в разбавленной HCl только при нагревании. На холоду реакция с HCl не протекает и холодные вытяжки практически лишены не только Fe, Mn, Mg, но и Ca.

Кристаллооптическое изучение проводилось в иммерсионных препаратах и в ориентированных шлифах на федоровском столике. Описываемые кристаллы являются одноосными отрицательными. Показатель преломления карбоната на плоскости спайности (N'_e на 1011) близок 1,740, что соответствует N_0 примерно 1,864 и N_e — 1,624 (Татарский, 1955).

Оптическая ось совпадает с кристаллографической осью третьего порядка. В сечениях, параллельных оптической оси (см. фиг. 2, а, б), наблюдается прямое погасание кристаллов относительно пинакоида.

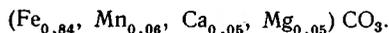
Показатели преломления описываемого карбоната несколько ниже показателей преломления собственно сидерита (N_0 — 1,875), что хорошо согласуется с изоморфной примесью в нем Mn, Ca и Mg.

Рентгенограммы были получены на дифрактометре УРС-50-ИМ и на УРС-70 в камерах 57,3 мм при Fe-излучении. Как следует из таблицы, рентгенограмма описываемого карбоната и параметры его ячейки очень близки к эталонным данным (Эренбург, 1962). Немного завышенные параметры нашего образца также согласуются с изоморфным содержанием в нем примесей.

Термический анализ выполнялся в обычных условиях при свободном доступе кислорода к пробе. На термограмме (фиг. 3, а) эндотермический эффект диссоциации карбоната в области 450—500° прекрасно выражен, как и следующий за ним экзотермический пик окисления двухвалентного железа (500—600°).

Наклон термовесовой кривой в этой области температур зависит от скорости диссоциации карбоната (удаление CO₂, уменьшение веса пробы) и окисления двухвалентного железа. Окисление связано с увеличением веса, но обычно оно протекает на фоне диссоциации, и общий вес пробы в этом интервале температур все время уменьшается. Чаще всего это справедливо для образцов, загрязненных значительным количеством терригенной примеси, т. е. бедных CO₂. В данном же случае на термовесовой кривой отчетливо проявляется увеличение общего веса пробы после диссоциации. Очевидно, некоторое запаздывание окисления объясняется здесь выделением при диссоциации карбоната сравнительно большого количества CO₂, которое и препятствует быстрому окислению двухвалентного железа.

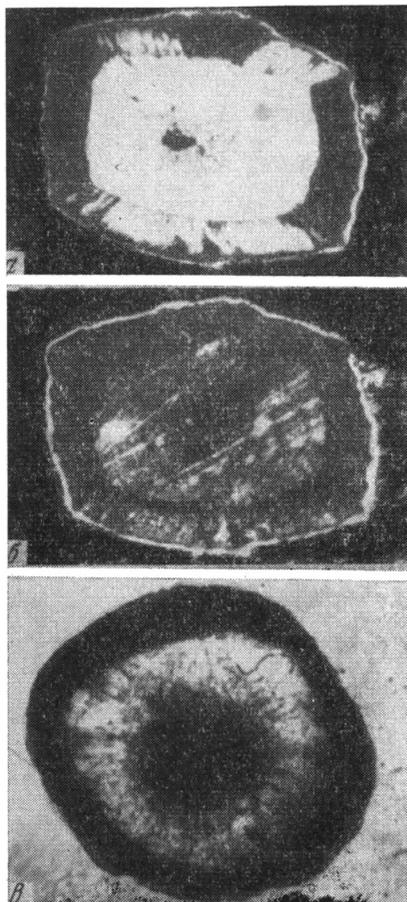
Таким образом, приведенные данные позволяют уверенно выразить состав описываемого карбоната как следующую изоморфную смесь:



При этом пересчет химического анализа был выполнен по общепринятой методике (Методы изучения, 1957).

Как указывалось выше, описываемые кристаллы оторочены глинистой окисно-железистой коркой. Окисные минералы железа представлены смесью гётита (слабые рефлексы на рентгенограмме, отсутствующие на рентгенограмме прогретого образца²) и лепидокрокита (линия 3,29 кХ, сохраняющаяся после нагревания). В прогретом образце появляется очень слабая линия 2,69 кХ, по-видимому, принадлежащая α-Fe₂O₃.

² Нагревание производилось до 300° со скоростью 20°/мин, как и при термическом анализе.



Фиг. 2. Сечение кристаллов параллельно (а, б) и перпендикулярно (в) оси третьего порядка

а — николи +, кристалл на просветлении; б — николи +, кристалл в положении угасания; в — без анализатора, увел. 10

Результаты рентгенографического анализа карбоната

Карбонат		Сидерит (Эренбург, 1962)			Карбонат		Сидерит (Эренбург, 1962)		
		hkl	l	d/n, kX	l	d/n, kX	hkl	l	d/n, kX
5	3,581	10 $\bar{1}2$	5	3,583	2	1,378	11 $\bar{2}9$	3	1,379
10	2,783	10 $\bar{1}4$	10	2,785	—	—	21 $\bar{3}5$	2	1,371
4	2,344	11 $\bar{2}0$	5	2,341	2	1,352	30 $\bar{3}0$	6	1,352
5	2,130	11 $\bar{2}3$	6	2,129	3	1,280	000.12	5	1,2792
5	1,960	20 $\bar{2}2$	6	1,961	1	1,258	21 $\bar{3}7$	—	1,256
2	1,793	20 $\bar{2}4$	5	1,793	1	1,225	20 $\bar{2}.10$	4	1,224
10	1,732	10 $\bar{1}8$	6	1,735	2	1,198	21 $\bar{3}8$	5	1,1975
—	—	11 $\bar{2}6$	7	1,723	—	—	22 $\bar{4}0$	2	1,1709
—	—	21 $\bar{3}1$	2	1,525	3	1,122	11 $\bar{2}.12$	4	1,1226
2	1,504	21 $\bar{3}2$	5	1,503	1	1,114	31 $\bar{4}2$	2	1,1131
1	1,436	10 $\bar{1}.10$	2	1,435	2	1,085	21 $\bar{3}.10$	5	1,0846
3	1,425	21 $\bar{3}4$	5	1,423	3	1,080	31 $\bar{4}4$	6	1,0795
5	1,395	20 $\bar{2}8$	4	1,394	1	1,064	22 $\bar{4}6$	5	1,0646

Примечания: Дифрактометрическая запись, Fe-излучение.

Гексагональная ячейка:

Карбонат: $a = 4,685$; Сидерит (Эренбург, 1962): $a = 4,683$;
 $c = 15,366$; $c/a = 3,280$ $c = 15,351$; $c/a = 3,278$

С этой же коркой связаны и низкотемпературные эффекты на термограмме (см. фиг. 3, а). Потеря воды здесь происходит в интервале 150—250° с максимумом эндотермического отклонения дифференциальной кривой при 200°. Кристаллизация обезвоженных окислов железа происходит раньше, чем в образцах чистого гётита, так как в данном случае гётит содержится лишь в виде примеси.

Глина, вмещающая описываемые кристаллы карбоната, в основном состоит из каолинита и некоторой примеси монтмориллонита (Кулеско, 1964). В частности, на рентгенограмме каолиниту принадлежат рефлексы 7,0; 3,53 kX и др., монтмориллонит дает слабое диффузное кольцо около 14 kX. На термограмме (см. фиг. 3, б) потере гидроксильной воды каолинитом отвечает эндоэффект с максимумом 570°, примесь монтмориллонита устанавливается по двойному низкотемпературному эндоэффекту (максимумы 100 и 190°).

При обсуждении условий образования кривогранных кристаллов сидерита представляют интерес следующие факты: 1) резкое преобладание содержания двухвалентного железа над содержанием кальция, магния и марганца в составе карбоната при окисном характере железа во вмещающих глинах; 2) возникновение монокристаллов карбоната вместо более обычных сферолитов и микроагрегатов; 3) образование многочисленных кристаллов сидерита (значительное количество центров кристаллизации) вместо малочисленных, но более крупных конкреционных тел.

Можно считать, что образование сильножелезистого карбоната происходило в условиях кислой среды, когда другие карбонатные компоненты, особенно CaCO_3 , обладали высокой подвижностью. Подобная геохимическая обстановка диагенеза вполне согласуется и с фациальными условиями образования осадков в позднетриасовую эпоху в Донбассе (частично заболоченная равнина, дренируемая реками; Лапкин и др., 1960). Развивающиеся в близких к этим условиям современные реки характеризуются кислыми водами, обогащенными двухвалентным железом (Страхов, 1960). Редукция железа в осадках происходила в многочисленных участках, однако в силу ограниченного количества

Фиг. 3. Кривые нагревания и изменения веса описываемого карбоната (а) и фракции менее 0,001 мм, вмещающей кристаллы глины (б). Скорость нагревания 20°/мин (навеска 0,3 г)

захороненного органического вещества не распространялась на все дисперсное обломочное трехвалентное железо. В связи с этим отсутствовало и массовое перераспределение железа.

Таким образом, можно полагать, что рост кривогранных кристаллов сидерита происходил в глинистом илу, насыщенном иловым раствором, в стадию диагенеза. По мере роста кристаллы выталкивали глинистую примесь, образывавшую пленку на их поверхности. С увеличением толщины глинисто-железистой пленки скорость роста граней

определялась в основном интенсивностью поступления питающего материала, несколько большей в центре граней. Эта неравномерность поступления материала создавала криволинейную форму. Секториальное строение внешней зоны кристаллов связано с обогащенностью ее глинистой примесью, которая часто концентрируется на границах блоков.

ЛИТЕРАТУРА

- Кулеско Г. И. К минералогии глинистых пород триаса северо-западной окраины Донецкого бассейна. Сб. «Материалы по литологии и палеонтологии Левобережной Украины». Изд. Харьковск. ун-та, 1964.
- Лапки И. Ю., Мигачева Е. Е., Стерлин Б. П. Триасовые отложения западных окраин Донбасса и Преддонецкого прогиба. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, т. 1, Гостоптехиздат, 1960.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. Об изоморфизме Fe, Mn, Ca, Mg в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса. Вестн. Харьковск. ун-та, т. 2. Сер. геогр., вып. 1. Изд. Харьковского ун-та, 1964.
- Методы изучения осадочных пород. Т. 2. Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, Изд. АН СССР, 1960.
- Татарский В. Б. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Гостоптехиздат, 1955.
- Эренбург Б. Г. Эталонные рентгенограммы индивидуальных карбонатов группы кальцита и доломита. «Рентгенография минерального сырья». Сб. 2. Госгеолтехиздат, 1962.

Харьковский государственный университет

Дата поступления
6.IV.1966

УДК 553.78(262.4)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛОВЫХ ВОД КАЛЬДЕРЫ ВУЛКАНА САНТОРИН (ЭГЕЙСКОЕ МОРЕ)

З. В. ПУШКИНА

Вулкан Санторин расположен в южной части Эгейского моря, среди островов Греческого архипелага. Санторинская кальдера представляет собой относительно глубоководную, со всех сторон замкнутую впадину. В ее центральной части на острове Неокаймни находятся наземные и подводные fumarольные поля. Основными компонентами, поступающими в составе кислоты углекислых гидротерм в море, являются кремний, фосфор, железо и марганец. Расстояния, на которые способны мигрировать водные гидротермальные элементы, незначительны. В основном они ограничиваются для железа, кремния, фосфора пределами бухт, а для марганца — пределами кальдеры вулкана Санторин (Пушкина, 1967).

Сбор материала был произведен М. А. Ратеевым и З. В. Пушкиной в июне 1961 г. на э/с «Академик Вавилов». Пробры отбирались по всей акватории бухт Санторинской кальдеры, а также в закальдерном пространстве с помощью дночерпателей (ст. 1021, 1024, 1008, 1007, 1011, 1042) и прямоточной ударной трубки (ст. 1009). Схема расположения станций отбора илов показана на фиг. 1.

Отобранные образцы на борту корабля тщательно парафинировались и хранились в холодильной установке при температуре 5° до окончания рейса, после чего были отправлены в Москву. Для выделения иловых вод был применен метод отпрессовывания. Отжим иловых вод производился на масляном гидравлическом прессе при давлении до 250 кг/см² по методу П. А. Крюкова (1947). Таким путем из каждого образца было получено 30—50 мл иловой воды. Отжатые воды собирали в парафинированные пробирки, которые закрывали резиновой пробкой и сверху парафинировали.

Илы, из которых отжимали иловые воды, являются современными отложениями вулканогенно-осадочного происхождения. Это неуплотненные, сильно обводненные осадки с естественной влажностью (W_{ест}) 35—45%. Осадки ст. 1009 представлены в основном мелкими алевритами, чередующимися со светло-серыми и серыми песками. Осадки станций 1021, 1024, 1008, 1007, 1011, 1042 — также мелкие алевриты с большой примесью песка. Наиболее распространенными компонентами в составе терригенной части осадков, по данным Г. Ю. Бутузовой (1968), являются обломки эффузивных пород и вулканическое стекло.

В илах была определена естественная (до отжима) и остаточная (после отжима) влажность, а в иловых водах — pH, основной катионный и анионный состав (Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, K⁺, Na⁺, Cl⁻, SO₄⁻²), а также железо валовое (Fe_{вал}), сумма двух- и трехвалентного минерального железа (Fe_{мин}), валовой марганец минерального происхождения

Результаты рентгенографического анализа карбоната

Карбонат		Сидерит (Эренбург, 1962)			Карбонат		Сидерит (Эренбург, 1962)		
<i>l</i>	<i>d/n, kX</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n, kX</i>	<i>l</i>	<i>d/n, kX</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n, kX</i>
5	3,581	10 $\bar{1}$ 2	5	3,583	2	1,378	11 $\bar{2}$ 9	3	1,379
10	2,783	10 $\bar{1}$ 4	10	2,785	—	—	21 $\bar{3}$ 5	2	1,371
4	2,344	11 $\bar{2}$ 0	5	2,341	2	1,352	3030	6	1,352
5	2,130	11 $\bar{2}$ 3	6	2,129	3	1,280	000.12	5	1,2792
5	1,960	20 $\bar{2}$ 2	6	1,961	1	1,258	21 $\bar{3}$ 7	—	1,256
2	1,793	20 $\bar{2}$ 4	5	1,793	1	1,225	20 $\bar{2}$.10	4	1,224
10	1,732	10 $\bar{1}$ 8	6	1,735	2	1,198	21 $\bar{3}$ 8	5	1,1975
—	—	11 $\bar{2}$ 6	7	1,723	—	—	22 $\bar{4}$ 0	2	1,1709
—	—	21 $\bar{3}$ 1	2	1,525	3	1,122	11 $\bar{2}$.12	4	1,1226
2	1,504	21 $\bar{3}$ 2	5	1,503	1	1,114	31 $\bar{4}$ 2	2	1,1131
1	1,436	10 $\bar{1}$.10	2	1,435	2	1,085	21 $\bar{3}$.10	5	1,0846
3	1,425	21 $\bar{3}$ 4	5	1,423	3	1,080	31 $\bar{4}$ 4	6	1,0795
5	1,395	20 $\bar{2}$ 8	4	1,394	1	1,064	22 $\bar{4}$ 6	5	1,0646

Примечания: Дифрактометрическая запись, Fe-излучение.

Гексагональная ячейка:

Карбонат: $a = 4,685$; Сидерит (Эренбург, 1962): $a = 4,683$;
 $c = 15,366$; $c/a = 3,280$; $c = 15,351$; $c/a = 3,278$

С этой же коркой связаны и низкотемпературные эффекты на термограмме (см. фиг. 3, а). Потеря воды здесь происходит в интервале 150—250° с максимумом эндотермического отклонения дифференциальной кривой при 200°. Кристаллизация обезвоженных окислов железа происходит раньше, чем в образцах чистого гётита, так как в данном случае гётит содержится лишь в виде примеси.

Глина, вмещающая описываемые кристаллы карбоната, в основном состоит из каолинита и некоторой примеси монтмориллонита (Кулеско, 1964). В частности, на рентгенограмме каолиниту принадлежат рефлексы 7,0; 3,53 kX и др., монтмориллонит дает слабое диффузное кольцо около 14 kX. На термограмме (см. фиг. 3, б) потере гидроксильной воды каолинитом отвечает эндозффект с максимумом 570°, примесь монтмориллонита устанавливается по двойному низкотемпературному эндозффекту (максимумы 100 и 190°).

При обсуждении условий образования кривогранных кристаллов сидерита представляют интерес следующие факты: 1) резкое преобладание содержания двухвалентного железа над содержанием кальция, магния и марганца в составе карбоната при окисном характере железа во вмещающих глинах; 2) возникновение монокристаллов карбоната вместо более обычных сферолитов и микроагрегатов; 3) образование многочисленных кристаллов сидерита (значительное количество центров кристаллизации) вместо малочисленных, но более крупных конкреционных тел.

Можно считать, что образование сильножелезистого карбоната происходило в условиях кислой среды, когда другие карбонатные компоненты, особенно CaCO₃, обладали высокой подвижностью. Подобная геохимическая обстановка диагенеза вполне согласуется и с фациальными условиями образования осадков в позднетриасовую эпоху в Донбассе (частично заболоченная равнина, дренируемая реками; Лапкин и др., 1960). Развивающиеся в близких к этим условиям современные реки характеризуются кислыми водами, обогащенными двухвалентным железом (Страхов, 1960). Редукция железа в осадках происходила в многочисленных участках, однако в силу ограниченного количества

Фиг. 3. Кривые нагревания и изменения веса описываемого карбоната (а) и фракции менее 0,001 мм, вмещающей кристаллы глины (б). Скорость нагревания 20°/мин (навеска 0,3 г)

захороненного органического вещества не распространялась на все дисперсное обломочное трехвалентное железо. В связи с этим отсутствовало и массовое перераспределение железа.

Таким образом, можно полагать, что рост кривогранных кристаллов сидерита происходил в глинистом илу, насыщенном иловым раствором, в стадию диагенеза. По мере роста кристаллы выталкивали глинистую примесь, образывавшую пленку на их поверхности. С увеличением толщины глинисто-железистой пленки скорость роста граней

определялась в основном интенсивностью поступления питающего материала, несколько большей в центре граней. Эта неравномерность поступления материала создавала кривогранную форму. Секториальное строение внешней зоны кристаллов связано с обогащенностью ее глинистой примесью, которая часто концентрируется на границах блоков.

ЛИТЕРАТУРА

- Кулеско Г. И. К минералогии глинистых пород триаса северо-западной окраины Донецкого бассейна. Сб. «Материалы по литологии и палеонтологии Левобережной Украины». Изд. Харьковск. ун-та, 1964.
- Лапки И. Ю., Мигачева Е. Е., Стерлин Б. П. Триасовые отложения западных окраин Донбасса и Преддонецкого прогиба. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, т. 1, Гостоптехиздат, 1960.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. Об изоморфизме Fe, Mn, Ca, Mg в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса. Вестн. Харьковск. ун-та, т. 2. Сер. геогр., вып. 1. Изд. Харьковского ун-та, 1964.
- Методы изучения осадочных пород. Т. 2. Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, Изд. АН СССР, 1960.
- Татарский В. Б. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Гостоптехиздат, 1955.
- Эренбург Б. Г. Эталонные рентгенограммы индивидуальных карбонатов группы кальцита и доломита. «Рентгенография минерального сырья». Сб. 2. Госгеолтехиздат, 1962.

Харьковский государственный университет

Дата поступления
6.IV.1966

УДК 553.78(262.4)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛОВЫХ ВОД КАЛЬДЕРЫ ВУЛКАНА САНТОРИН (ЭГЕЙСКОЕ МОРЕ)

З. В. ПУШКИНА

Вулкан Санторин расположен в южной части Эгейского моря, среди островов Греческого архипелага. Санторинская кальдера представляет собой относительно глубоководную, со всех сторон замкнутую впадину. В ее центральной части на острове Неокаймни находятся наземные и подводные fumarольные поля. Основными компонентами, поступающими в составе кислоты углекислых гидротерм в море, являются кремний, фосфор, железо и марганец. Расстояния, на которые способны мигрировать вносимые гидротермами элементы, незначительны. В основном они ограничиваются для железа, кремния, фосфора пределами бухт, а для марганца — пределами кальдеры вулкана Санторин (Пушкина, 1967).

Сбор материала был произведен М. А. Ратеевым и З. В. Пушкиной в июне 1961 г. на э/с «Академик Вавилов». Пробы отбирались по всей акватории бухт Санторинской кальдеры, а также в закальдерном пространстве с помощью дночерпателей (ст. 1021, 1024, 1008, 1007, 1011, 1042) и прямоточной ударной трубки (ст. 1009). Схема расположения станций отбора илов показана на фиг. 1.

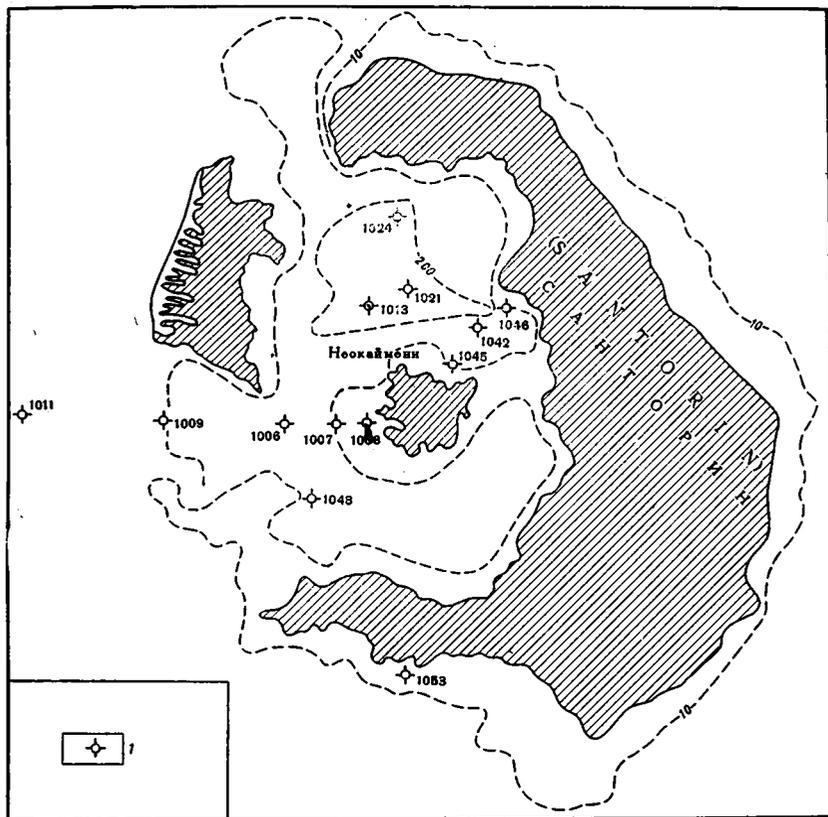
Отобранные образцы на борту корабля тщательно парафинировались и хранились в холодильной установке при температуре 5° до окончания рейса, после чего были отправлены в Москву. Для выделения иловых вод был применен метод отпрессовывания. Отжим иловых вод производился на масляном гидравлическом прессе при давлении до 250 кг/см² по методу П. А. Крюкова (1947). Таким путем из каждого образца было получено 30—50 мл иловой воды. Отжатые воды собирали в парафинированные пробирки, которые закрывали резиновой пробкой и сверху парафинировали.

Илы, из которых отжимали иловые воды, являются современными отложениями вулканогенно-осадочного происхождения. Это неуплотненные, сильно обводненные осадки с естественной влажностью (W_{ест}) 35—45%. Осадки ст. 1009 представлены в основном мелкими алевритами, чередующимися со светло-серыми и серыми песками. Осадки станций 1021, 1024, 1008, 1007, 1011, 1042 — также мелкие алевриты с большой примесью песка. Наиболее распространенными компонентами в составе терригенной части осадков, по данным Г. Ю. Бутузовой (1968), являются обломки эффузивных пород и вулканическое стекло.

В илах была определена естественная (до отжима) и остаточная (после отжима) влажность, а в иловых водах — рН, основной катионный и анионный состав (Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, K⁺, Na⁺, Cl⁻, SO₄⁻²), а также железо валовое (Fe_{вал}), сумма двух- и трехвалентного минерального железа (Fe_{мин}), валовой марганец минерального происхождения

(Мп_{вал}), фосфор неорганический, кремний, бор. Определения производились по методикам, примененным нами при изучении химического состава морской воды кальдеры вулкана Санторин (Пушкина, 1967). Результаты химических анализов сведены в таблицу.

Соленость воды Эгейского моря в районе вулкана Санторин 41,2—41,5 г/л, химический тип хлоридно-натриево-магниевый (Cl—Mg—Na), т. е. обычный морской. Химический тип иловых вод тот же, что и вод Эгейского моря. Соленость, содержание



Фиг. 1. Схема расположения станций отбора илов
1 — станции

Cl⁻, SO₄²⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺ в иловых водах из верхней части илов до глубины 5—10 см такое же, как и в морской воде Санторинской кальдеры. Соленость и содержание перечисленных выше элементов в иловых водах из колонки ст. 1009, гл. 2,0 м на различных глубинах неодинакова (см. таблицу, фиг. 2).

Соленость иловых вод ст. 1009 увеличивается с глубиной от 41,3 до 43,8—45,6 г/л. Из фиг. 2 видно, что увеличение солености происходит скачкообразно, с увеличениями и спадами между соседними образцами. На фиг. 2 изменение солености сопоставлено с естественной влажностью осадков. В соседних образцах иловых вод наблюдается обратная зависимость между естественной влажностью осадков и соленостью иловых вод: чем выше естественная влажность, тем ниже соленость иловых вод.

Одновременно с изменением солености происходят изменения в катионной и анионной частях иловых вод. Закономерность изменения содержания Cl⁻, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ аналогична изменению солености иловых вод. Содержание этих элементов с глубиной увеличивается: Cl⁻ от 619 до 672, Ca²⁺ от 23,5 до 25,0, Mg²⁺ от 121 до 140 мг·экв/л. Количество Cl⁻, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ по горизонтам изменяется также скачкообразно. Содержание SO₄²⁻ в иловых водах по сравнению с морской водой несколько повышено (66 вместо 63 мг·экв/л) и одинаково во всех исследованных иловых водах.

Скачкообразные изменения солености и хлорности иловых вод можно наблюдать, рассматривая данные химических анализов, приведенные в работе О. В. Шишкиной (1959, 1962), которая исследовала иловые воды Атлантического и Тихого океанов.

Б. Кулленберг (Kullenberg, 1952), изучавший иловые воды осадков Средиземного моря, также отмечает, что соленость их в различных интервалах 11-метровой толщи осадков колебалась.

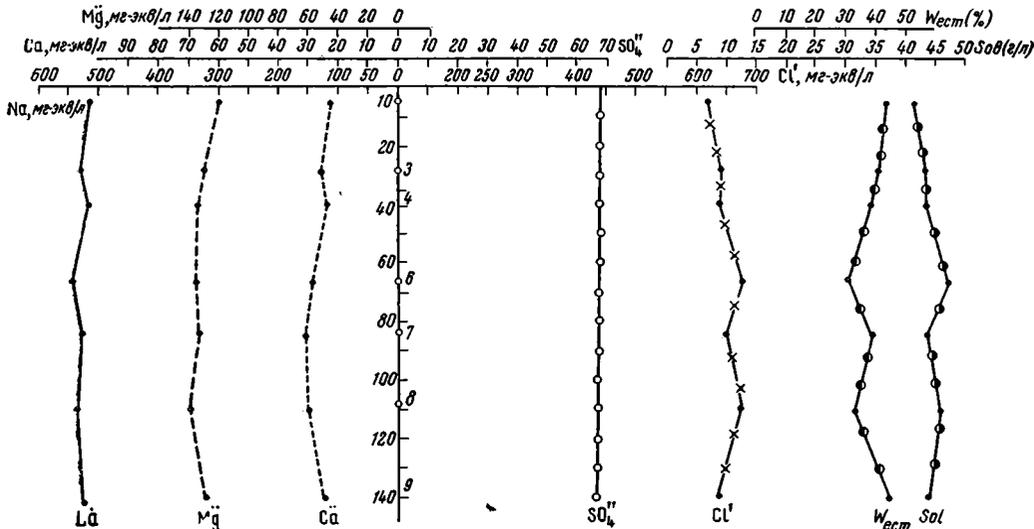
Различные концентрации Cl^- , Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} в иловых водах разных горизонтов ст. 1009, по-видимому, связаны с физико-химическими процессами диффузии и осмоса, происходящими на стадии раннего диагенеза в сильно обводненных, слабо дегидрированных осадках в условиях неуравновешенной физико-химической системы.

Из таблицы видно, что содержание Mn , P , Si значительно выше в иловых водах, чем в морской воде этих же станций.

В иловой воде станций 1009, 1007, 1011, 1042 содержание марганца в 200—300 раз, а в иловой воде станций 1021, 1024 в 500—750 раз выше, чем в морской воде. Количество фосфора и кремния в иловых водах в 10—15 раз больше по сравнению с морской водой кальдеры вулкана Санторин. Бор в иловых водах находится в том же количестве (15,0—5,5 мг/л), что и в морской воде Эгейского моря.

На ранних стадиях диагенеза в результате интенсивной микробиологической деятельности в осадке создается пестрота физико-химических условий по pH и Eh (Страхов, 1963). Одновременно с этим начинаются процессы изменения физико-механических свойств осадков: дегидратация, уплотнение, уменьшение пористости и т. д. Причем наиболее активно они, как показала И. Г. Коробанова (1965), происходят в первых семи-восьми метрах (от границы вода — осадок). Возникающее при этом наиболее тесное взаимодействие между твердой и жидкой фазами благоприятствует растворению твердых фаз и обогащению иловой воды элементами.

Вулканогенный марганец и железо в осадках кальдеры вулкана Санторин находятся главным образом в виде MnO_2 и $Fe(OH)_3$, которые в окислительной обстановке труднорастворимы. В результате поглощения организмами свободного кислорода из иловой воды начинаются процессы редукции гидроокислов железа и марганца. Среда из окислительной превращается в восстановительную, ее Eh понижается. В этих условиях редуцированные $Fe(OH)_2$ и $MnO \cdot OH$, соприкасаясь с иловой водой, постепенно растворяются, обогащая ее железом и марганцем.



Фиг. 2. Химический состав иловых вод кальдеры вулкана Санторин (скв. 1009)

$W_{ост}$ — естественная влажность; sol — соленость

Известно, что морская вода обладает ясно выраженной способностью к растворению силикатного материала и к непрерывному повышению количества кремнекислоты (Бруевич, 1953). Длительный и тесный контакт иловой (морской) воды с осадком создает условия, при которых растворение силикатных минералов и тем более органической кремнекислоты скелетов фито- и зооорганизмов, в данном случае скелетов диатомовых водорослей, радиолярий, мелких спикул губок, происходит наиболее активно. Поэтому иловые воды обогащаются кремнекислотой, а также фосфором.

Количество железа, марганца, фосфора, кремнекислоты в иловых водах зависит от содержания этих элементов в осадках. Это проявляется очень отчетливо в случае с марганцем. Осадки ст. 1021, 1024, расположенные в западной дна Санторинской кальдеры, по данным Г. Ю. Бутузовой (1968), обогащены гидроокислами марганца. Содержание марганца в них составляет 0,50—0,60%. Количество Mn в иловых водах,

Химический состав иловых вод кальдеры вулкана Санторин (Эгейское море)

№ образца	Станция	Глубина отбора проб илов, см	pH	SoI, г/л	Cl, г/л	Основной солевой состав, мг-экв/л								Fe _{взл.} мг/л	Fe ²⁺³ (раств.) мг/л	Mn	P	Si	B
						Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Сумма катионов	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	Сумма анионов						
27	1009	Морская вода	8,4	41,15	21,63	23,53	124,78	508,10	20,40	676,81	613,68	63,61	677,29	0,40	Нет	0,017	0,004	0,12	4,9
2	»	5—28	8,0	41,37	21,97	23,56	121,05	515,10	18,01	677,72	619,85	67,00	686,85	1,20	0,80	2,75	0,025	1,40	5,5
3	»	28—40	8,0	42,97	22,69	26,17	131,58	528,40	16,03	702,18	639,87	67,70	707,57	0,30	Нет	4,40	0,035	1,40	5,0
4	»	40—53	8,0	43,69	22,55	24,20	135,10	522,60	16,59	698,49	635,92	67,00	703,12	1,40	0,80	4,40	0,050	1,10	5,0
5	»	53—67	8,0	Не определялось								0,40	Нет	5,50	0,050	1,70	5,5		
6	»	67—84	8,0	46,82	23,84	29,38	136,88	545,70	18,04	730,00	672,30	67,08	739,38	0,60	»	4,95	0,050	1,40	5,5
7	»	84—131	8,0	43,41	23,09	30,81	132,36	528,10	16,99	708,26	651,15	66,60	717,75	0,34	»	4,40	0,025	1,10	5,5
8	»	110—120	8,0	45,67	23,84	29,10	140,12	535,30	17,68	722,20	672,30	67,70	740,00	0,60	»	4,40	0,025	0,90	5,5
9	»	140—150	8,0	43,83	22,57	25,27	130,75	530,30	17,39	703,71	636,49	66,60	703,09	1,40	0,60	4,40	0,025	0,90	5,5
14	1021	0—3	8,0	41,38	21,82	24,46	126,04	506,06	16,11	672,61	615,47	67,60	683,07	0,50	Нет	9,90	0,025	0,80	5,5
15	»	3—18	8,0	41,42	21,79	23,08	128,72	503,00	16,97	677,77	614,49	67,20	681,69	0,60	»	6,60	0,025	1,40	5,5
16	»	45—55	8,0	41,85	22,05	25,03	125,96	517,80	15,92	684,71	621,82	66,87	686,90	Не опр.	»	8,80	0,025	0,90	5,0
17	1024	0—3	8,0	41,20	21,66	24,13	122,39	508,90	16,55	671,97	610,82	67,50	678,32	0,50	»	15,41	0,037	1,70	5,5
18	1008	0—10	8,0	41,99	21,83	24,02	124,55	507,40	16,57	672,54	615,62	67,60	683,22	0,60	»	9,91	0,025	1,40	5,5
19	1007	0—10	8,0	41,42	21,85	24,47	125,66	508,80	16,02	674,95	616,18	66,60	682,78	0,40	»	5,50	0,025	1,40	5,5
20	1011	0—10	8,0	41,34	21,83	23,45	124,83	506,00	17,05	672,33	615,62	66,45	682,07	1,30	Не опр.	5,50	0,025	2,10	5,0
21	1042	0—10	8,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,70	» »	5,50	0,037	1,40	5,5

отжатых из этих осадков, достигает 9,90—15,4 мг/л. Осадки ст. 1009, 1007, 1011, 1042 содержат 0,2—0,3% марганца. Количество марганца в иловых водах этих станций составляет всего 2,7—5,5 мг/л.

Из приведенного материала ясно, что иловые воды, полученные из современных вулканогенных осадков кальдеры вулкана Санторин, по сравнению с морской водой, обогащены железом, фосфором, кремнием и особенно марганцем. Наибольшее количество марганца обнаружено в иловых водах из северной западины кальдеры вулкана Санторин, осадки которой отличаются от остальной части кальдеры повышенным содержанием гидроокислов марганца.

На содержание в иловых водах тех или иных элементов большое влияние, по-видимому, оказывает фактор времени. С увеличением возраста осадков соленость иловых (поровых) вод, а также количество железа, марганца, фосфора, кремнекислоты и ряда малых элементов в них увеличивается. Это подтверждается данными по изучению химического состава поровых вод современных четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия (Пушкина, 1965).

ЛИТЕРАТУРА

- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1953.
- Бутузова Г. Ю. Современный железорудный процесс в районе вулкана Санторин и его влияние на геохимию осадков. Тр. 7-го литологич. совещ., 1968.
- Коробанова И. Г. Стадии изменения физико-механических свойств глинистых осадков в разрезе скв. 4 и 8. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 115, 1965.
- Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов. В кн.: «Современные методы исследования физико-химических свойств почв». Т. 4, вып. 2. Изд. АН СССР, 1947.
- Пушкина З. В. Поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых отложений в разрезе скв. 4 и 8. В кн. «Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 115, 1965.
- Пушкина З. В. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде района вулкана Санторин (Эгейское море). Литология и полезн. ископ., № 2, 1967.
- Страхов Н. М., Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Шишкина О. В. Химический состав иловых вод Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 33, 1959.
- Шишкина О. В. и Быкова В. С. О химическом составе иловых вод Атлантического океана. Тр. Морского гидрофизического ин-та, т. 25, 1962.
- Kullenberg B. On the salinity of the water contained in marinesediments. Goteborg, 1952.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
3.VIII.1966

УДК 553.67(470.4)

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ МОНТМОРИЛЛОНИТА В АКЧАГЫЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

А. А. САБИТОВ, С. А. ВОЛКОВА

Акчагыльский век в геологической истории земной коры ознаменовался широким развитием горообразовательных процессов (альпийский орогенез). На Кавказе в это время интенсивно проявилась вулканическая деятельность. Пепел при этом разносился на значительные расстояния и покрывал большие площади. Прослой его зафиксированы Н. В. Кирсановым в Северном Прикаспии (у оз. Индер), Н. Я. Жидовиновым в Саратовском Заволжье, Москвитиным и др. на Хопре и Дону. В Воронежской области мощные прослой пепла (до 2 м) отмечали А. А. Дубянский (1939), Ю. И. Иосифова и др. Севернее он не обнаружен. Его маломощные прослой в керне скважин визуально не фиксируются. Изучение палеогеографии акчагыла Среднего Поволжья наталкивает на мысль, что вулканический пепел, очевидно, был разложен и преобразован в монтмориллонит. В самом деле, в акчагыльский век значительная часть территории Поволжья представляла собой обширный водоем, являвшийся большим заливом южного акчагыльского моря. Вулканические пепел и пыль, оседавшие в водоем, принимали

участие в осадкообразовании. Несомненно, какая-то его часть осталась неизменной и в диагенезе, но что указывают находки его прослоев в областях, расположенных вблизи очагов вулканической деятельности. В северных районах, куда доносилось меньше пепла, он мог оказаться полностью преобразованным.

Наша задача — выяснить участие вулканического пепла в образовании монтмориллонита в ачкагыльских отложениях Среднего Поволжья.

Из литературы известно, что монтмориллонит, образовавшийся из слюдяного материала, наследует его структуру и слоевой заряд, а «типичный» монтмориллонит, сформировавшийся из вулканогенного материала, наследует химический состав и, как правило, обладает меньшим слоевым зарядом. Первичная природа монтмориллонита может быть выявлена в результате обработки его калийсодержащими реагентами, после которой межплоскостное расстояние решетки монтмориллонита слюдяного происхождения сжимается до 10 Å, а вулканогенного — либо остается неизменным, либо сокращается до 11—12,4 Å (Уивер, 1962).

Однако некоторые исследователи, применявшие предложенную Ч. Е. Уивером методику, пришли к иным результатам. Например, Д. Фриз (Frasz, 1962) наблюдал полное исчезновение рефлексов со значениями d больше 10 Å. Имеются, кроме того, данные, подвергающие сомнению универсальность метода Ч. Е. Уивера в отношении самого смысла зависимости «фиксации» калия от природы монтмориллонита. А. Г. Косовская и др. (1963, 1964) считают, что насыщенный калием монтмориллонитовый минерал, развившийся заведомо по слюде (биотиту), не испытывает контракции вдоль оси c до 10 Å, а сжимается всего лишь до 14 Å. Однако мы в своих исследованиях использовали методику Уивера.

Чтобы избежать полного разрушения глинистого материала при интенсивной щелочной обработке (кипячение в 1 N KOH), насыщение калием производили путем кипячения образцов в 1 N растворе K_2CO_3 в течение двух и пяти часов, а при повторном эксперименте — вымачиванием в 1 N KOH при комнатной температуре в течение 15 часов.

Было исследовано пять образцов монтмориллонитов из Нурлатского (ТатАССР), Смышляевского, Долматовского (Куйбышевская область), Асканского (ГрузССР) и Огланлинского (ТуркмССР) месторождений. Образцы из двух последних представляют собой типичные продукты преобразования вулканического материала. Первые три являются образцами бентонитовых глин ачкагыльского возраста, образовавшихся в платформенных условиях на гумидной равнине, вдали от очагов вулканической деятельности. Это тонкодисперсные бескарбонатные глины от серого и темно-серого до черного цвета, жирные на ощупь, плотные, с тонко- и мелкокристаллической текстурой, часто с полураковистым изломом. Исследования (Кирсанов и др., 1965; Сабитов, Щерби-

Результаты рентгеноструктурного анализа образцов

Образцы из месторождений	Объемная катионная емкость	Величины первого базального рефлекса при различных способах обработки, Å								
		воздушно-сухой образец	насыщенный этилен-гликолем	прожженный при 400° С	кипячение в K_2CO_3 (1N) в течение 2 час.		кипячение в 1N K_2CO_3 в течение 5 час.		вымачивание в KOH в течение 15 час.	
					воздушно-сухой	с этилен-гликолем	воздушно-сухой	с этилен-гликолем	воздушно-сухой	с этилен-гликолем
Нурлатского	85,92	14,5	16,5	9,7	13,2	16,5	11,3	12,6	12,0	16,0
Смышляевского	93,87*	14,0	16,9	9,7	11,8	16,5	11,8	14,0	12,0	15,7
Долматовского	93,03	13,2	16,9	9,7	12,8	16,9	12,2	13,5	11,9	16,0
Асканского	107,7**	12,9	16,6	9,7	12,6	15,5	11,7	12,7	11,9	15,5
Огланлинского	133,57**	12,9	16,6	9,6	Нет данных		11,9	13,5	11,9	15,5

Примечание: * — валцовый образец из кирзери; ** — по данным А. Л. Туманского и А. Я. Калашниковой (1950). Остальные анализы произведены в Геологическом институте г. Казани.

нина, 1966) установлено, что бентонитовые глины Среднего Поволжья примерно на 80% сложены монтмориллонитом; в качестве примесей в них зафиксированы гидрослюда, каолинит (очень мало), аллофан (единичные зерна), из неглинистых — кварц, полевые шпаты и некоторые тяжелые минералы. Обменная емкость глин довольно высокая и колеблется от 60,2 до 97,6 м-экв на 100 г сухой породы. В обменном комплексе преобладают катионы кальция и магния, т. е. монтмориллониты бентонитовых глин Поволжья являются щелочноземельными. По химическому составу глины однородны; характерная особенность их — присутствие тонкорассеянной аморфной гидроокиси железа (содержание Fe_2O_3 от 6,1 до 8,8%). Рентгеноструктурные исследования показали, что монтмориллониты поволжских глин диоктаэдрического типа имеют отчетливые базальные отражения первого порядка, 12,4—14,2 Å, которые при насыщении этилен-

гликолем достигают 17—17,7 А. Гидрослюды, присутствующие в качестве примеси, также диоктаэдрического типа.

В акчагыльских глинах Поволжья была выявлена следующая закономерность. Обменная емкость глин южных месторождений выше обменной емкости северных. Доминирующий в обменном комплексе глин северных месторождений кальций на юге уступает место магнию. К югу заметно увеличивается роль натрия (Кирсанов, 1961). Следует отметить, что наивысшую обменную емкость, а также частое преобладание в обменном комплексе натрия имеют бентониты, образованные в результате изменения вулканогенных пород. Эти закономерности и сопоставления явились одной из причин постановки эксперимента.

Все исследованные образцы относятся к диоктаэдрическим глиноземистым разностям монтмориллонита. Помимо монтмориллонита, в них имеется примесь гидрослюдистого материала и каолинита (см. фигуру и таблицу).

Первый базальный рефлекс поволжских образцов имеет значения 14,5, 14,0 и 13,2 А для Нурлатского, Смышляевского и Долматовского месторождений соответственно. Это указывает на преимущественно щелочноземельный обменный комплекс, что согласуется с данными непосредственных его определений. Щелочные асканский и огланлинский бентониты имеют значение d_{001} , равное 12,9 А.

Все монтмориллониты разбухают после насыщения этилен-гликолем до 16,5—16,9 А, после прокаливания при 400° сжимаются до 9,6—9,7 А, т. е. ведут себя как типичные минералы этой группы (Мак-Юан, 1965).

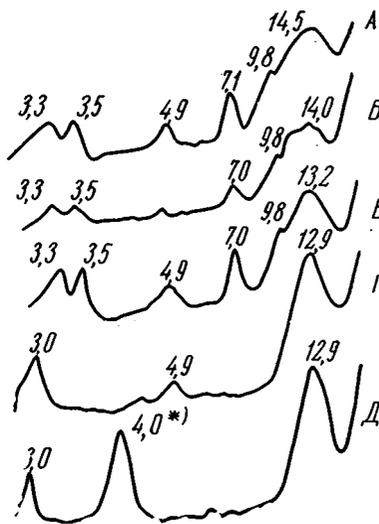
После двухчасового кипячения в K_2CO_3 образцы поволжских бентонитов обнаружили частичное сжатие (см. таблицу), но после насыщения этилен-гликолем разбухли до нормальной толщины (около 17 А). Пятичасовое кипячение вызвало дальнейшее сокращение решетки бентонитов (по сравнению с сокращением, полученным при 2-часовой обработке), кроме смышляевского. Решетка обработанных таким образом минералов после насыщения гликолем уже не расширяется до средельных значений, величины первого дифракционного максимума становятся равными 12,6, 14,0 и 13,5 А.

Вымоченные в КОН образцы показали довольно однообразную реакцию на эту обработку. Межплоскостные расстояния сократились до 11,9—12,0 А, насыщение этилен-гликолем дало разбухание до 15,7—16,0 А. Асканский и огланлинский бентонит ведут себя почти аналогично поволжским образцам (см. таблицу), а сокращение решетки после обработки КОН у них даже несколько более интенсивное, чем у поволжских.

Таким образом, в процессе насыщения поволжских монтмориллонитовых глин калием ни один из образцов не дал полного сжатия до 10 А. При этой обработке получились образования, которые можно, очевидно, рассматривать как неупорядоченные смешаннослойные структуры с содержанием жестко связанных калием десятиангстремовых слоев в количестве 20—50%. Остальные слои сохранили подвижный монтмориллонитовый характер, т. е. они обладают зарядом меньшим, чем следовало бы ожидать для минералов, производных от диоктаэдрических слюд. В связи с этим следует подчеркнуть, что типично вулканогенные монтмориллониты (асканский и огланлинский) в отношении фиксации калия ведут себя почти аналогично поволжским.

Трудно сделать какое-либо обоснованное заключение, исходя из первых результатов. Требуется дальнейшие эксперименты с эталонными образцами монтмориллонитовых глин, образовавшихся заведомо по диоктаэдрическим слюдам. Можно лишь предположить, что в образовании поволжских монтмориллонитовых глин акчагыльского возраста (или глин более древних пород, служивших для акчагыльских материнскими) довольно активное участие принимал пепловый материал. Разумеется, это предположение требует дальнейших подтверждений. Нельзя оставлять без внимания положения, высказанные А. Г. Коссовской и др. (1964) о существенной роли триоктаэдрических слюд как первичного слоистого материала.

В заключение авторы считают своим долгом выразить признательность Н. В. Кирсанову и В. В. Власову, способствовавшим проведению этих исследований.



Дифрактограммы ориентированных образцов бентонитов
 А — Нурлатский; Б — Смышляевский;
 В — Долматовский; Г — Асканский;
 Д — Огланлинский.
 Значения межплоскостных расстояний даны в А; звездочкой отмечен пик кристобаллита

- Дубянский А. А. Геология и подземные воды северной части Воронежской области. Воронеж, 1939.
- Кирсанов Н. В. Бенгонитовые и бенгонитоподобные глины Поволжья. Изв. Казанск. фил. АН СССР. Сер. геол.-минер., вып. 1, 1961.
- Кирсанов Н. В., Власов В. В., Сабитов А. А. О минералогическом составе бентонитовых глин Нурлатского месторождения в Татарской АССР. Литология и полезн. ископ., № 3, 1965.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных фмраций от условий осадкообразования. Литология и полезн. ископ., № 2, 1964.
- Мак-Юан Д. М. К. Монтмориллонитовые минералы. В кн. «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». Изд. иностр. лит., 1965.
- Сабитов А. А., Шербина Н. А. Смышляевское месторождение бентонитовых глин. В сб. «Бentonитовые глины Поволжья». Тр. Геол. ин-та (Казань), вып. 13, 1966.
- Уивер Ч. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала. Сб. «Вопросы минералогии глин». Изд. иностр. лит., 1962.
- Greas D. H. Occurrence, mineralogy and origin of the lower Golden Valley kaolinitic clay deposits near Dickinson, North Dakota. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 73, No. 11, 1962.

Геологический институт
г. Казань

Дата поступления
19.X.1966

УДК 553.67(470.311)

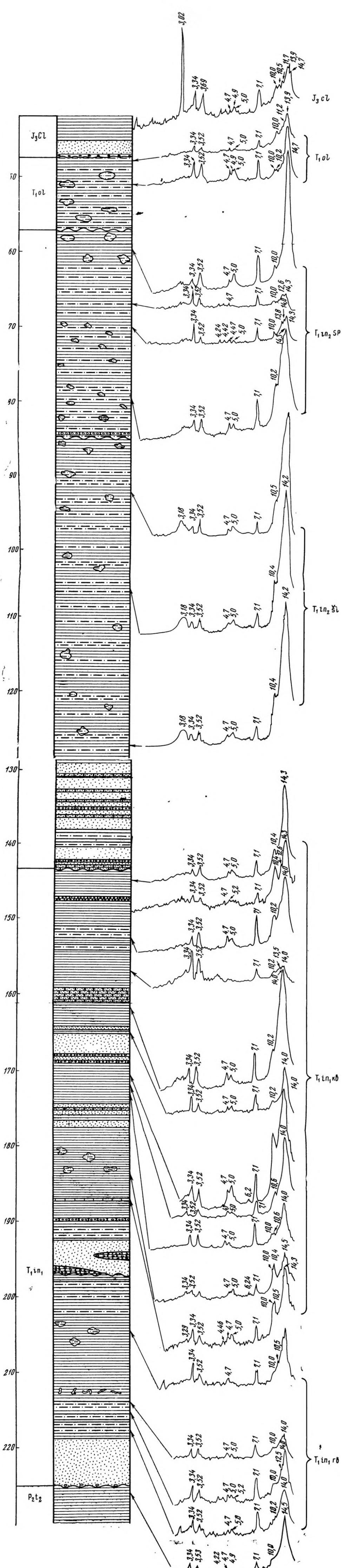
ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ НИЖНЕТРИАСОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИИ ОСЕВОЙ ЗОНЫ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В. Р. ЛОЗОВСКИЙ, В. А. ЕРЩЕВ-ШАК, О. В. УРАНОВА

Пестроцветные отложения нижнего триаса широко распространены в осевой зоне Московской синеклизы. Возраст их определяется на основании находок фауны наземных позвоночных, остракод и конхострак нижнетриасового возраста (Лозовский, 1967).

Для изучения глинистых минералов этих отложений был выбран разрез скв. 194, пробуренной у северной окраины г. Кологрива Костромской области, в наиболее погруженной части синеклизы. Здесь нижнетриасовые отложения мощностью 178 м залегают на размытой поверхности татарского яруса и перекрыты несогласно келловейскими породами. В их строении принимают участие шесть ритмически построенных пачек. Как правило, в основании ритма залегают косослоистые пески, реже алевроиты с прослоями песчаников и конгломератов (руслевая фация аллювия), сменяющиеся выше слоистыми глинами и алевроитами (пойменная фация), завершают ритм глины с конкрециями мергеля (озерная фация). В нижнем ритме выше песков встречены темно-серые глины с растительными остатками, содержащие споры и пыльцу. Такие образования, как это было показано на примере татарских отложений В. И. Игнатьевым (1963), представляют собой фацию старичного аллювия. В верхних двух ритмах русловые фации выражены слабо, и в их строении принимают участие исключительно пойменные и озерные фации. Таким образом, в изученном разрезе наблюдается шестикратная смена аллювиальных условий озерными.

Выделенные ритмы были сопоставлены с горизонтами, установленными Г. И. Бломом (1960) для нижнетриасовых отложений Волго-Вятского междуречья, причем каждому горизонту соответствует один ритм, за исключением второго (краснобаковского) горизонта, которому в данном разрезе отвечают два ритма: второй и третий. Согласно схеме Г. И. Блома, нижние четыре горизонта (рябинский, краснобаковский, шилихинский и спасский) соответствуют индскому ярусу, а верхний (федоровский) — оленекскому. Глинистые минералы были выделены из всех фациальных типов пород и изучены с помощью рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре УРС-50ИМ. Фракция, менее 0,001 мм пестроцветных тонкодисперсных глин татарского яруса представлена ассоциацией глинистых минералов, в которой преобладает монтмориллонит с межплоскостным расстоянием, соответствующим рефлексу 12,5—14,5 Å, а гидрослюда 10 Å и каолинит 7,1 Å являются сопутствующими (фиг. 1).



Фиг. 1. Геологический разрез скважины № 194 у д. Тодино Кологривского района Костромской области и рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции

Глинистая фракция отложений рябинского горизонта представлена аналогичным комплексом глинистых минералов, в котором главную роль играет монтмориллонит в ассоциации с гидрослюдой и каолинитом. Содержание последнего несколько увеличивается по сравнению с лежащими ниже глинами. Отличительная черта пород рябинского горизонта — появление минералов с межплоскостным расстоянием 10,2 Å и 10,5 Å. Эти минералы при насыщении глицерином набухают, при этом межплоскостное расстояние увеличивается до 11,7 Å и возникает интенсивный рефлекс около 9,7 Å, что характерно для минералов омешаннослойной структуры с беспорядочным чередованием неразбухающих гидрослюдистых и набухающих монтмориллонитовых пакетов.

Отложения краснобаковского горизонта по ассоциации глинистых минералов можно подразделить на две части: нижнюю и верхнюю. В нижней ассоциации глинистых минералов аналогична ассоциации рябинского горизонта: преобладающим является монтмориллонит и отмечаются довольно значительные количества каолинита, гидрослюды и смешаннослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В верхней части наблюдается качественное и количественное изменения ассоциации глинистых минералов: увеличивается содержание монтмориллонита, уменьшается содержание каолинита, полностью исчезает гидрослюда и увеличивается содержание смешаннослойных образований гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, причем, если в низах верхней половины краснобаковского горизонта преобладают смешаннослойные минералы с межплоскостным расстоянием 10,2 Å, то к кровле отложений этого горизонта межплоскостное расстояние увеличивается до 10,4 Å. Это обстоятельство свидетельствует о некотором увеличении набухающих монтмориллонитовых пакетов в смешаннослойных минеральных фазах.

В глинистой фракции отложений шилихинского горизонта преобладающими минералами являются монтмориллонит $d=14,2-14,3$ Å и смешаннослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Количественное значение этих минералов достигает наибольшей величины в отложениях нижнего триаса. В небольшом количестве содержится каолинит ($d=7,1$ Å).

Отложения спасского горизонта по ассоциации глинистых минералов также подразделяются на две части: нижнюю и верхнюю. В нижней содержится довольно значительное количество монтмориллонита ($d=14,3$ Å) и смешаннослойных минеральных образований, количество каолинита по сравнению с отложениями шилихинского горизонта резко возрастает. В подошве верхней части разреза спасского горизонта содержание монтмориллонита и каолинита уменьшается. К кровле спасского горизонта увеличивается содержание монтмориллонита и каолинита и исчезают смешаннослойные минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Существенно новым для верхней части разреза является появление гидрослюды ($d=10,0$ Å).

Отложения оленевского яруса сложены глинистыми минералами, состоящими из монтмориллонита, содержание которого уменьшается к кровле, небольшого количества гидрослюды и смешаннослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований с межплоскостным расстоянием, колеблющимся от 10,2—10,5 до 11,2—11,8 Å. Содержание каолинита по сравнению с верхней частью разреза спасского горизонта постепенно уменьшается вверх по разрезу.

Ассоциация глинистых минералов в отложениях келдовейского яруса, трансгрессивно залегающих на отложениях нижнего триаса, существенно не отличается от оленевского яруса.

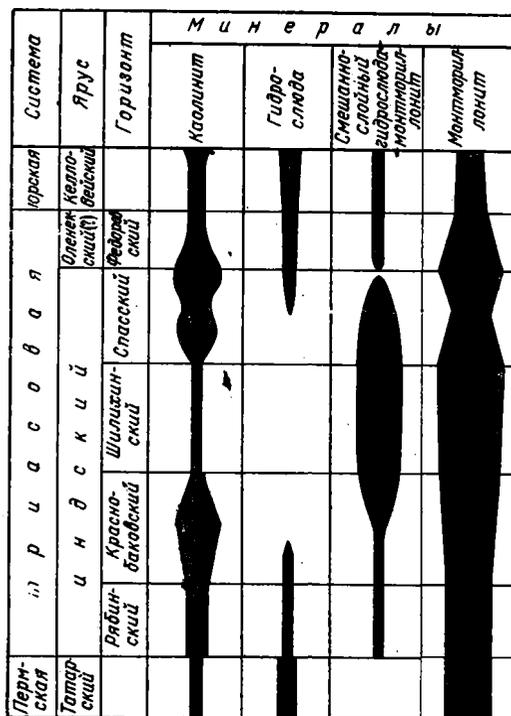
На основании фактического материала составлена схема распространения глинистых минералов в отложениях нижнего триаса осевой зоны Московской синеклизы, в подстилающих породах татарского яруса и в перекрывающих отложениях келдовейского яруса (см. фигуру).

Характерным для всех горизонтов нижнего триаса, независимо от их фациального типа является повсеместное преобладание минералов монтмориллонитовой группы и смешаннослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований. Гидрослюда отмечается лишь в горизонтах рябинском и в нижней части краснобаковского, т. е. в той части триаса, которая непосредственно залегает на перми, а также в кровле нижнего триаса. Каолинит, как правило, содержится в небольших количествах. Его содержание заметно увеличивается в середине краснобаковского и в нижней и верхней частях спасского горизонтов.

Аналогичный комплекс триасовых пестроцветных континентальных образований детально изучен в пределах Западной Европы (Ricour, 1960; Millot, Perriaux, Lucas, 1961; Perriaux, 1961). Условия формирования этих отложений трактуются различными исследователями по-разному. Некоторые авторы (Choubert, 1950; Ricour, 1960 и др.) считают, что красновёты образуются в условиях влажного тропического климата. Другие (Perriaux, 1961; Millot, Perriaux, Lucas, 1961) весьма убедительно доказывают, что триасовые породы красноветного облика сформировались в условиях климата с чередующимися влажными жаркими и засушливыми периодами. И та и другая концепции сходятся на понимании триасовых красноветов как продуктов эрозии более древнего элювия. Действительно, характер пород нижнего триаса осевой зоны Московской синеклизы свидетельствует о аллювиально-озерной аккумуляции эродированного элювия, сносимого с воздымавшегося герцинского сооружения Урала (Люткевич, 1939 и др.). Если принять точку зрения образования питающего элювия Урала в усло-

виях влажного тропического климата, то в этом случае глинистая фракция нижнетриасовых отложений должна была состоять из каолинита (Ерошев-Шак, 1961, Millot, 1964), а в составе слагающих их пород присутствовали бы железистые пизолиты, бокситы, зоны окремнения и доломитизации (сидеролитовая фация, Millot, 1964).

В триасовых пестроцветах Западной Европы установлено почти исключительное присутствие гидрослюды и лишь в некоторых горизонтах — наличие гидрослюдисто-монтмориллонитовых смешаннослойных минералов (Ricour, 1960; Millot, 1964). Видимо, триасовые пестроцветы Московской синеклизы образовались в условиях, аналогичных описанным для разновозрастных отложений Западной Европы (пестрый песчаник Вогез).



Фиг. 2. Схема распространения глинистых минералов в верхнепермских, нижнетриасовых и верхнеюрских отложениях

По данным Перрье и Милло (Pergiaus, 1961; Millot, 1961), формирование глинистых минералов в элювии до стадии гидрослюды обусловлено непрерывно действующей эрозией в условиях достаточной влажности и температуры, т. е. при непрерывной денудации красноцветного гидрослюдистого элювия.

Наблюдаемые отличия в составе глинистой фракции пестрого песчаника Вогез и нижнетриасовых отложений Московской синеклизы можно объяснить следующими причинами:

1. В составе обломочного материала Вогезских песчаников наблюдаются обломки кислых пород (гранитов, гнейсов и сланцев) (Millot, 1961), в то время как в породах Московской синеклизы встречается материал хлоритизированных и эпидотизированных основных и метаморфических пород Урала. Известно, что продуктом выветривания кислых пород в отмеченных выше условиях выветривания является гидрослюда. При выветривании же основных пород главным вторичным компонентом будет монтмориллонит и смешаннослойные минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

2. В пестром песчанике Вогез содержится большое количество полевого шпата (аркозовые песчаники), тогда как в пестроцветах Московской синеклизы содержание его незначительное. Последнее свидетельствует о более глубокой переработке выветриванием элювия пород Урала по сравнению с источниками сноса пестрых песчаников Западной Европы и объясняет присутствие каолинита в красноцветах Московской синеклизы.

Наличие гидрослюды в нижних горизонтах триаса является признаком унаследованности этого минерала из пермских пород. В верхних горизонтах триаса присутствие гидрослюды связано с уменьшением количества смешаннослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований. Это, по-видимому, является следствием реге-

нерации части смешаннослойных минералов в процессе инфильтрации калия из выше-лежащих юрских пород.

Выделенные впервые комплексы глинистых минералов при дальнейшем изучении могут послужить основой для более детального стратиграфического расчленения нижнетриасовых отложений Московской синеклизы, а также выяснению условий их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Блом Г. И. Нижнетриасовые отложения Волго-Вятского междуречья. Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX, т. 1, 1960.
- Ерошев-Шах В. А. Каолинит в осадках Атлантического океана. Докл. АН СССР, т. 137, № 3, 1961.
- Игнатьев В. И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы, ч. 11, Казань, 1963.
- Лозовский В. Р. Новые данные по стратиграфии нижнетриасовых отложений Московской синеклизы. «Сб. статей по геологии и инженерной геологии». Вып. 6, «Недра», 1967.
- Люткевич Е. М. Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист. 70 (Тотьма, Кадников, Солигалич, Кологрив). Тр. Сев. геол. управления, вып. 1. ГОНТИ, Архангельск, 1939.
- Chouberf G. Reflexions au sujet du Pliocène continental. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc., 76, 1950.
- Millot G., Perriaux J., Lucas J. Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triassides des Vosges et des grandes séries detritiques rouges. Bull. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine, 14, 1961.
- Millot G. Geologie des argiles. Paris, 1964.
- Perriaux J. Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mem. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine, 18, 1961.
- Ricour J. La genèse des niveaux salifères; cas du Trias français Rev. Géogr.; phys. géol. dynam., 3, 1960.

Лаборатория осадочных полезных ископаемых
АН СССР,
Экспедиция второго гидрогеологического управления
Москва,
Кострома

Дата поступления
1.IV.1966

МЕТОДИКА

УДК 553.66(470.4)

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНАЛИЗОВ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ СРЕДНЕВОЛЖСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(по поводу статьи Р. Г. Панкиной «Изотопный состав серы
 средневожских месторождений в связи с ее генезисом»)

А. И. ОТРЕШКО

К решению проблемы генезиса природной серы в последнее время привлечен высокоточный метод изотопного анализа серы как в элементарном ее нахождении, так и во вмещающих сульфатных породах. В статье Р. Г. Панкиной (1966) приведены результаты изотопного состава серы и сульфатов средневожских месторождений. На основании близких средних величин S_{32}/S_{34} самородной серы и гипсов Р. Г. Панкина пришла к выводу, что образование средневожских месторождений произошло одновременно с отложением сульфатов пермского моря и не связано с какими-либо вторичными процессами восстановления сульфатов и последующим превращением сероводорода до серы. Этот вывод противоречит результатам наших построений по вопросу генезиса, основанных на закономерностях строения и размещения сероносных залежей (Отрешко, 1960).

Этапы образования и превращения	Гипсы, образец	δS_{34}	Самородная сера, образец	δS_{34}
Исходные гипсы Начальный этап превращения гипсов и образования самородной серы Основной этап формирования сероносных залежей Этап разрушения сероносных залежей и дальнейших превращений и новообразований гипсов	Гипс мелкокристаллическизернистый	+4,5	Нет	
	Гипс мучнистый, пропитанный битумом	+6,5	Сера скрытокристаллическая	+6,2
	Гипс «марьино стекло»	+6,2	«Пропластки» серы	+6,35
	Гипс	+7,4	Сера в гнездах	+7,1
	Гипс	+10,4	Псевдоморфозы серы по гипсу	+8,3
			Сера крупнокристаллическая	+9,2
			Кристаллы серы	+9,5
			Сера порошкообразная	+8,85
	Гипс мучнистый разрушенный	+9,5		
	Гипс волокнистый	+10,8		
Гипс мелкокристаллический (?)	+11,5			

Образцы на изотопный анализ по Водинскому месторождению (I осерненного горизонта Западного участка), а они составляют подавляющую часть проанализированного материала, отобраны при нашем участии. При отборе образцов была поставлена задача охарактеризовать изотопным анализом различные по условиям образования разновидности серы и гипса. Как известно, на серных месторождениях выделяется скрытокристаллическая (аморфная), мелкокристаллическая и крупнокристаллическая сера. При разрушении залежей (окислении серы) самородная сера постепенно заменяется гипсом, становится порошкообразной и в конечном итоге превращается в мучнистый порошкообразный гипс.

Гипсы на серных месторождениях также представлены несколькими разновидностями. Первичные мелкокристаллическозернистые гипсы в связи с условиями формирования и преобразования сероносных залежей претерпевают существенные превращения. Парагенетическими сере являются крупнокристаллические таблитчатые (типа «марьино стекло»), волокнистые, а также мучнистые и другие разновидности гипса. При решении вопросов о генезисе изучение указанных разновидностей серы и гипса, несомненно, является крайне важным для познания процесса серообразования.

В соответствии с отмеченным выше представляется целесообразным результаты изотопного анализа Р. Г. Панкиной сгруппировать в таблицу.

В таблице отчетливо вырисовывается изменение изотопного состава серы в гипсах и в элементарном нахождении в связи с этапами формирования и преобразования рудоносных залежей. Эта особенность еще требует дальнейшего изучения. Результаты изотопного анализа представляются нам как еще одно весьма убедительное доказательство эпигенетического образования средневожских месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Отрешко А. И. Геология условия образования серных месторождений средневожского бассейна. Тр. Гос. ин-та горно-хим. сырья, вып. 6, 1960.
Панкина Р. Г. Изотопный состав серы средневожских месторождений в связи с ее генезисом. Сов. геология, № 8, 1966.

Геологический институт
Казань

Дата поступления
2.I.1967

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 552.57(571.5)

ЗАМЕЧАНИЯ К СТАТЬЕ Л. А. БОГДАНОВОЙ
«ТЕРМАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ УГЛИ ТУНГУССКОГО БАСЕЙНА»*

Л. И. САРБЕЕВА

В своей статье Л. А. Богданова дает петрографическое описание и результаты измерения отражательной способности в основном контактово-метаморфизованных углей и графита, образованного из угля.

По характеру изменения контактово-метаморфизованные угли Л. А. Богдановой разделены на следующие четыре группы (или зоны), в зависимости от контакта с изверженным телом: 1) обожженные — наименее измененные; 2) неравномерно-метаморфизованные; 3) равномерно-метаморфизованные и 4) графитизированные — наиболее измененные.

По нашему мнению, основанному на изучении большого количества различно метаморфизованных углей, названия первых трех групп, предложенные Л. А. Богдановой, — неудачны. Известно, что процесс контактового метаморфизма, как и любого другого его вида, проявляется неравномерно в различных микрокомпонентах угля, и это особенно отчетливо заметно в углях Тунгусского бассейна, вследствие их сложного петрографического состава (преобладания дюреновых и кларено-дюреновых фюзинитовых углей).

Неравномерно проявляется контактовый метаморфизм и в слабо измененном состоянии угля, которое Л. А. Богданова называет обожженным. Поэтому непонятно, почему слабо метаморфически измененный уголь нужно называть обожженным, а при более сильной степени изменения — неравномерно метаморфизованным? Обожженным скорее можно было бы назвать уголь, расположенный на контакте с изверженным телом.

Если учитывать, что различные микрокомпоненты угля и даже участки одного компонента отвечают на действие метаморфических факторов неодинаково, в зависимости от их состава, структуры, размера и окружающей среды, то все метаморфизованные угли следует считать неравномерно-метаморфизованными, в том числе и в антрацитовой стадии. Последние же почему-то Л. А. Богданова называет равномерно-метаморфизованными.

Вместо названий, предложенных Л. А. Богдановой, не отражающих единый процесс контактового метаморфизма, мы, вместе с другими¹ исследователями этого явления, предлагаем различные стадии метаморфических изменений угля под влиянием изверженного тела называть теми же буквами или римскими цифрами, что и стадии регионально-метаморфизованных углей, но с добавлением буквы к (контактовый) сверху справа. Например, тощий уголь контактовый обозначается символом Т^к и т. д. Определение же стадий контактового метаморфизма следует производить по комплексу петрографических признаков, отражательной способности, двутражанию и данным химического анализа.

В рассматриваемой статье при характеристике различных групп контактово-измененных углей Л. А. Богданова допустила ряд неточностей и неверных, по нашему мнению, положений.

1. Названные ею обожженные угли охарактеризованы неверно как сажистые, матовые, волокнистые и т. д., т. е. приближающиеся по своим свойствам к фюзиниту. Этому противоречит, прежде всего, их отражательная способность и химический состав. К тому же они далеко не все матовые и совсем не волокнистые, а по отражательной способности и химическому составу соответствуют различным стадиям метаморфизма витринита, от газовой до антрацитовой включительно.

* Литология и полезные ископаемые, № 5, 1965.

¹ Г. А. Ивановым, О. И. Гавриловой и С. А. Топорцом (ВСЕГЕИ).

2. Исходя из приведенных Л. А. Богдановой признаков обожженных углей, непонятно, почему она относит к ним пробы: 955, 961, 964, 966, 969 и 970 (см. таблицу в ее статье, стр. 44), так как витринит этих углей обладает значительной оптической анизотропией (судя по двуотражению) и характерной для тощих углей отражательной способностью.

Отражательная способность микрокомпонентов ографиченного антрацита и графита, $\lambda^* = 546$ мкм

№ образца	Микрокомпонент	В воздухе, %			В кедровом масле, %		
		R_{\max}	R_{\min}	$\Delta R_{\text{отн}}$	R_{\max}	R_{\min}	$\Delta R_{\text{отн}}$
1	Витринит бесструктурный	18.6—29.4	9.6—11.6	43—61	11.2—15.4	2.0—3.4	70—86
		23,3	11,0	51	13,7	2,1	79
	Витринит структурный (ксиловитрен)	19.0—23.4	10.6—12.0	44—54	—	—	—
		21,2	11,0	48			
	Семи фюзинит (семиксиловитренофюзен) пестрый	18.4—21.0	10.6—13.0	37			
19,5		12,1		7.0—8.0	2.2—2.7	64—70	
Семифюзинит структурный серый	12.2—17.0	8.2—12.4	26—32	7,6	2,5	67	
	15,3	10,7	30				
2	Графит с р. Курейки	—	—	—	9.2—14.2	3.1—5.0	60—78
					11,0	4,0	67
	Графит (Рамдор. 1962) $\lambda = 589$ мкм	—	—	—			
		23,5	5	79	16,0	2	87

* λ — длина волны.

3. Ошибочно также названы ею угли проб 800 и 804 полуантрацитом, так как по отражательной способности (см. таблицу) они являются антрацитами. Все же другие пробы, помещенные в таблице под названием «полуантрацит», следует относить по отражательной способности к тощим углям.

4. В группу неравномерно-метаморфизованных углей Л. А. Богданова поместила контактовые антрациты (пробы 23 и 847), а приведенные ею величины отражательной способности, возможно, замерены по семифюзиниту или фюзиниту.

5. Утверждение Л. А. Богдановой (стр. 54), что лептинит в антрацитах обладает более сильной оптической анизотропией, чем витринит,— неверно.

6. Неправильно называет Л. А. Богданова фрагменты растительных тканей с ксиловитреновой (вторично сетчатой) структурой паренхимом, так как исходная тканевая природа их совершенно не доказана.

Большая анизотропность ксиловитренов, чем бесструктурного витрена, установлена нами в антрацитах Донбасса еще в 1936 г. Поэтому это явление не следует считать спецификой тунгусских углей. Большая анизотропность тонких включений витринита, зажатых между более твердыми телами, и ореолы большей анизотропии витринита на контакте с подобными твердыми телами установлены и в антрацитах Донбасса. Нами это явление объясняется не возгоном гумусового вещества, как об этом пишет Л. А. Богданова (стр. 55), а влиянием напряжения сжатия вещества витринита около «жестких» тел фюзинита. Возникновение же каемок большей анизотропии витринита вокруг некоторых пор обусловлено, видимо, воздействием большого количества тепла, а, возможно, и давлением газов на стенку пор. Предположение о возгоме гумусового вещества и концентрации его с более совершенной молекулярной структурой в форме тонких каемок, нитей и т. п. (стр. 55) маловероятно и ничем не доказано.

7. Мы возражаем против выделения Л. А. Богдановой нового компонента угля под названием «графитинит» (стр. 55). Выявляющиеся в некоторых углях сильно анизотропные каемки (чаще вокруг слабо фюзенизированных микрокомпонентов или в них самих; изредка в такое вещество превращены целиком фрагменты фюзенизированных тканей) наблюдаются в углях разных стадий метаморфизма, начиная от длиннопламенных углей до антрацитов включительно. Помимо Тунгусского бассейна такие образования были обнаружены Н. М. Крыловой (1965) и в углях Кузнецкого бассейна. Изредка наблюдались они и нами в углях Донецкого бассейна различных стадий метаморфизма. Отражательная способность подобных более анизотропных, чем окружающее вещество, образований колеблется в значительных пределах, соот-

ветствующих стадиям метаморфизма тощих и антрацитовых углей, а в антрацитах несколько выше их витринита. Этот факт является главным доводом против названия их графитинитом, так как известно, что графит образуется в иных условиях, чем каменные и антрацитовые угли, и обладает определенной кристаллической структурой и значительно более высокой отражательной способностью.

Описанные же образования по отражательной способности соответствуют не графитовой, а угольной стадии изменения углеродистого вещества. Природа их еще не ясна.

8. Наконец, о графите. Л. А. Богданова приводит в таблице (стр. 44) слишком заниженные величины отражательной способности для графита и объясняет это невозможностью ее измерения вследствие мелкочешуйчатой структуры графита и разной оптической ориентировки отдельных чешуек. Действительно, тунгусский графит, возможно, имеет преимущественно мелкочешуйчатое и даже скрытокристаллическое строение, по-видимому, из-за большого количества фюзенизированных микрокомпонентов в углях, из которых он образовался. Но невозможность измерения отражательной способности такого графита не дает права приводить неверные ее значения. Рассуждения Л. А. Богдановой о различной степени графитизации угольных микрокомпонентов, вероятно, правильны, но предполагать, что фюзенизированные микрокомпоненты остаются при этом почти без изменения — неверно. Они, безусловно, тоже графитизируются, но, вероятно, не по всей площади, а отдельными мелкими участками, с чем и связана, как нам кажется, мелкочешуйчатая структура тунгусских графитов. Бесструктурный витринит, очевидно, графитизируется более равномерно, и в нем образуются большей величины кристаллы графита с нормальной для него отражательной способностью. Об этом свидетельствуют произведенные нами замеры отражательной способности различных микрокомпонентов графитизированного антрацита и графита Тунгусского бассейна (см. таблицу).

Приведенные в таблице цифры показывают, что с увеличением фюзенизации микрокомпонента отражательная способность в графитизированном антраците уменьшается. Очевидно, это характерно и для графита.

Отражательная способность графита с р. Курейки, замеренная нами, также несколько занижена из-за маленьких размеров измеряемых чешуек и недостаточно хорошей полировки, вследствие большой мягкости графита. Но данные Л. А. Богдановой для графита (пробы 807 и 825) ниже этих цифр, что, очевидно, обусловлено плохой полировкой.

В заключение с большим сожалением следует отметить, что в статье Л. А. Богдановой явление контактового метаморфизма рассматривается не как единый геологический процесс, а разрывается на отдельные, по существу не увязанные друг с другом явления.

ЛИТЕРАТУРА

- В о л ы н с к и й И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. «Недра», 1966.
- К р ы л о в а Н. М. Установление стадий и факторов метаморфизма углей оптическими методами. «Материалы к IX Совещ. работн. лаборат. геол. организ.», вып. 8. «Недра», 1965.
- Р а м д о р П. Рудные минералы и их сростания. (Перевод с немецк.) Изд. иностр. лит., 1962.
- С а р б е е в а Л. И. К вопросу о методике изучения антрацитов. Типы антрацитов. Химия твердого топлива, № 5, 1936.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
23.II.1967

ХРОНИКА

УДК 552.5(574)

ПЕРВОЕ РЕСПУБЛИКАНСКОЕ СОВЕЩАНИЕ ЛИТОЛОГОВ КАЗАХСТАНА

М. С. ГАЛНЕР

С 16 по 18 ноября 1966 г. в Алма-Ате состоялось первое республиканское Совещание литологов Казахстана, созванное Казахстанским отделением Комиссии по осадочным породам. В совещании участвовало около 200 человек, представлявших 20 организаций (научно-исследовательских институтов, лабораторий, вузов и производственных организаций) из 6 городов республики, а также Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Ташкента, Душанбе. На совещании было заслушано 40 докладов, посвященных различным вопросам литологических исследований, методам изучения минералов осадочных пород и их применению для решения практических задач.

Совещание открыла председатель Казахстанского отделения Комиссии по осадочным породам доктор геолого-минералогических наук П. Т. Тажибаева.

Во вступительном слове П. Т. Тажибаева осветила основные задачи, стоящие перед литологами Казахстана, в свете решений XXIII съезда КПСС и кратко охарактеризовала историю развития литологии в республике.

Систематическое и планомерное изучение осадочных и эффузивно-осадочных толщ в Казахстане начато недавно, с момента организации сектора литологии при Институте геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР. С целью координации и усиления литологических работ в 1963 г. при Академии наук КазССР по инициативе академика К. И. Сатпаева было организовано Казахстанское отделение Комиссии по осадочным породам.

К настоящему времени литологами Казахстана собран большой материал по литолого-геохимическим, минерало-петрографическим особенностям и фациальным условиям формирования разновозрастных осадочных толщ ряда регионов республики.

Месторождения рудных и нерудных ископаемых, залегающие близко к поверхности, на территории Казахстана в основном изучены. Дальнейшие возможности выявления новых месторождений связаны с изучением более глубоких горизонтов земной коры. В связи с этим должное внимание должно быть обращено литолого-геохимическому и фациальному методам исследования с выявлением аномалий различных химических элементов и путей их миграции.

Все более прочное и самостоятельное положение среди других геологических наук завоевывает учение о геологических формациях.

Широкое определение «формаций осадочных пород» дано академиком Н. М. Стреховым. Мобилизация материала и отложения осадков, как известно, происходят на различных геологических основаниях и в определенной географической среде. В этой связи литология в некоторой своей части примыкает к новому научному направлению — геохимии ландшафтов, развиваемому у нас в Казахстане профессором В. А. Соколовым (КазГУ).

Длительное время была предана забвению методика крупнейшего советского литолога Б. П. Батурина о терригенно-минералогических провинциях. В последнее время она снова начинает возрождаться и творчески развивается его учениками и последователями.

С дальнейшим развитием и усовершенствованием новейших методов изучения высокодисперсных образований (рентгеноструктурного, электронографического, электронно-микроскопического анализов и др.) связаны значительные успехи в изучении глинистых минералов.

В практическом отношении данные о глинистых минералах имеют определенное значение при бурении, в процессе разработки месторождений нефти и газа и в других областях нефтепромыслового дела и нефтегазовой геологии. Глинистые минералы играют большую роль в формировании залежей нефти и газа, и данные о них могут быть использованы для выяснения генезиса нефти и ее миграции.

В последнее время исследователями Казахстана открыты богатые месторождения щелочных амфиболов, нового типа агоруд — природных полимикродобреений, нефти, газа, угля, сырья для керамзита и других. Однако этим не исчерпываются возможности открытий новых месторождений полезных ископаемых.

Перед литологами Казахстана стоят большие и ответственные задачи в области изыскания и детального изучения полезных ископаемых с целью освещения частных и общетеоретических вопросов, связанных с формацией осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

В первом докладе В. А. Соколова (КазГУ) «Геохимические ландшафты, их классификация и связь с литологией материнских пород» были освещены пути развития новой научной отрасли — геохимии ландшафтов.

Развитие этой области науки будет способствовать развитию многих областей знаний, повышению плодородия почв и облегчит поиски месторождений полезных ископаемых.

В докладе П. П. Зотова (КазГУ) «Основы количественной теории седиментации» были рассмотрены возможности и пути разрешения задачи оценки абсолютных скоростей седиментации в интервале от кембрия до неогена.

В докладе М. В. Бунинной (КазИМС) «Литология и фации нижнемезозойских отложений Тургайского прогиба» на основе детального литолого-фациального анализа, проведенного по керну скважин бурогольных месторождений Тургайского бассейна, весь комплекс осадков угленосных серий (Карашиликской и Убаганской) рассматривается как гармоническое сочетание континентальных фаций, присущих тектоническим долинам и крупным озерным водоемам.

В докладе И. И. Ивкина и Н. М. Ивкина (КазГУ) в результате анализа закономерностей размещения нефтяных месторождений и гипотез нефтеобразования выдвигается предположение о происхождении нефти в связи с тектоно-магматическими процессами, происходящими в земной коре в различные геологические периоды.

Оценка перспектив нефтегазоносности Южного Мангышлака на основе данных изучения радиогеохимии почв была дана в докладе В. Б. Третьякова и А. В. Праздника (ИГН АН КазССР, Казгеофизтрест).

Следующая группа докладов была посвящена галогенным формациям и связанным с ними полезным ископаемым.

С. М. Кореневский (ВСЕГЕИ) на основе изучения галогенных формаций ряда регионов СССР, в том числе Прикаспия, осветил основные закономерности размещения литолого-фациальных комплексов в солеродных бассейнах, охарактеризовал их литологические особенности и закономерности размещения полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями.

О галогенных отложениях бороносных провинций доложила И. И. Халтурина (КазИМС). Бороносные отложения полно развитой галогенной формации входят в состав сильвин-карналлит-галитового фациального комплекса. Парагенетическая связь боратов с калийно-магниевыми солями и геохимические особенности бора обусловили их совместное нахождение.

В докладе В. М. Бочарова и И. И. Халтуриной (КазИМС) на основании изучения литологии и минералогии приводится классификация текстур и структур ряда галогенных отложений некоторых солянокупольных структур Прикаспия.

Характеристике карбонатов и сульфатов бороносных галогенных отложений был посвящен доклад З. Д. Юнусовой (КазИМС).

Следующие доклады касались кор выветривания.

О бокситоносных корях выветривания Казахстана доложили Б. А. Тюрин (КазПТИ) и М. И. Казанцев (КазИМС). Авторы описали схемы развития кор выветривания, последующего их размыва или деградации.

Фациальному анализу кор выветривания Западного Казахстана был посвящен доклад Б. М. Михайлова (ВСЕГЕИ).

Обзор никеленосных кор выветривания Казахстана и связанных с ними кобальт-никелевых месторождений был дан в докладе Д. В. Пономарева (КазИМС).

Н. В. Суспицын и К. С. Ахметов (КазИМС) доложили о корях выветривания ультраосновных пород востока Казахстана.

А. К. Бувалкин (ИГН АН КазССР) сделал доклад «Коры выветривания юрских угленосных отложений Центрального Казахстана». Большой интерес вызвал доклад И. З. Корина (ИГЕМ АН СССР) «Коры выветривания Кубы».

Особняком стоял доклад С. Б. Бакирова и Д. П. Беляшова (Каз. ПТИ) «Опыт применения теории случайных процессов для выяснения черт осадконакопления на примере верхнего палеозоя Чуйской и Джезказганской впадин». На основе применения этой теории для выяснения черт динамики осадконакопления авторам удалось сопоставить разрезы, удаленные друг от друга на несколько десятков и первые сотни километров. В результате сопоставлений получены данные, подтверждающие верхнепермский возраст нижнетузкольской подсвиты.

Большая группа докладов была посвящена минералогии, физико-химическим свойствам и методам исследования глин и глинистых минералов. Они были сделаны сотрудниками сектора литологии ИГН АН КазССР М. В. Эйришем («Рациональная система исследования физико-химических свойств глин с целью диагностирования их минералогического состава»), М. С. Галиевым («О бейделлите из района юго-запад-

ного Каратау»), А. А. Ивановой («Люминесцентная микроскопия глинистых минералов»), Н. Ф. Пшеничной («О механизме сорбции органических красителей на глинистых минералах по данным термического анализа») и др.

Интересным и содержательным был доклад П. Т. Тажибаевой и Н. М. Петровской (ИГН АН КазССР) «О некоторых особенностях механизма образования роду-сит-асбеста».

Вне программы выступили представители от Узбекистана. Эгамбердыевым (ИГИРНИГМ) был сделан доклад «Литоолого-фацциальные особенности меловых отложений Сурхандарьинской впадины и юго-западных отрогов Гиссарского хребта». Х. К. Исмагуллаев выступил с докладом «Терригенно-минералогические провинции меловых отложений Западного Узбекистана».

Итоги работы Совещания подвела П. Т. Тажибаева. В своем заключительном слове она отметила, что большинство заслушанных докладов было очень содержательным и охватило широкий круг вопросов, связанных с изучением актуальных проблем осадочного комплекса Казахстанского региона. Совещание постановило:

1. Рекомендовать научно-исследовательским и производственным геологическим организациям Казахстана расширить и углубить литологические исследования, что, несомненно, будет способствовать выявлению месторождений полезных ископаемых, детальному изучению их рещественного состава и условий формирования. Комплексное изучение осадочных и вулканогенно-осадочных толщ и связанных с ними полезных ископаемых послужит более ускоренному и эффективному раскрытию сырьевых ресурсов республики и разрешению общетеоретических вопросов литологии.

2. Обратить внимание Министерства геологии КазССР на необходимость комплексного изучения галогенных формаций Казахстана и связанных с ними полезных ископаемых (Прикаспийская, Джекказганская, Чу-Сарысуйская и межгорные впадины Тянь-Шаня).

3. Просить Министерство геологии КазССР провести научные работы по обобщению всех накопленных материалов по никеленосным корам выветривания Казахстана и издать их в виде монографии.

4. Просить Министерство геологии КазССР ввести обязательным элементом комплексных геологических съемок масштабов 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000, 1:100 000 и 1:50 000 картирование и надлежащее изучение кор выветривания, в связи с этим внести соответствующие дополнения в существующие инструкции по геологическому картированию и предусмотреть в СУСНах дополнительные затраты труда и средств на эти работы.

5. Обратиться в Министерство высшего и среднего специального образования, Министерство геологии СССР и КазССР об установлении на географических факультетах университетов специальности «геохимия ландшафтов» и о подготовке соответствующих специалистов для геологической службы, сельского хозяйства и других отраслей народного хозяйства.

6. Казахстанскому отделению Комиссии по осадочным породам при АН КазССР содействовать дальнейшим исследованиям природных полимикродобриений, которые проводятся в КазГУ, с целью окончательного установления их как нового высокоэффективного типа агроруд и внедрения их в сельскохозяйственное производство.

7. Рекомендовать руководству ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР укреплять экспериментальную базу сектора литологии для углубленных литологических исследований.

8. С целью обмена опытом проводить Республиканское совещание литологов Казахстана один раз в два года. Приглашать на них крупных ученых Советского Союза с докладами по основным проблемам седиментации, геохимии и палеогеографии.

9. Считать необходимым издать материалы I Республиканского совещания литологов Казахстана в виде самостоятельного сборника. О результатах I Республиканского совещания литологов Казахстана сделать краткое сообщение в «Известиях» АН КазССР и в журнале «Литология и полезные ископаемые».

10. Отметить большую работу Оргкомитета по проведению I Республиканского совещания литологов.

После окончания работы Совещания его участники ознакомились с лабораториями сектора литологии ИГН АН КазССР, с Республиканским геологическим музеем, а также совершили экскурсию на место уникального взрыва, произведенного с целью сооружения противоселевой плотины в урочище Медео.

Институт геологических наук
Алма-Ата

Дата поступления
11.III.1967

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

УДК 55(091)

О. М. АНШЕЛЕС И РАЗВИТИЕ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В СССР

В. Б. ТАТАРСКИЙ

10 лет назад, в 1957 г., скончался основатель и бессменный с 1924 г. руководитель кафедры кристаллографии Ленинградского университета профессор Осип Маркович Аншелес. В связи с этой датой хочется напомнить о его деятельности в области петрографии и минералогии осадочных пород и о значении ее для развития осадочно-петрографических исследований в СССР. Работал он в этой области недолго (1924—1932 гг.), опубликовал не много работ, причем наиболее крупная и важная его работа осталась в рукописи и погибла. В очерках истории развития науки об осадочных породах в СССР имя О. М. Аншелеса обычно не упоминается.

О. М. Аншелес первым применил иммерсионный метод для тонкого минералогического исследования осадочных образований. Его учениками были В. П. Батурин, С. Г. Вишняков, Т. В. Кривлева (Банковская), пишущий эти строки и некоторые другие.

Первыми объектами исследований О. М. Аншелеса были тихвинские бокситы и вмещающие их отложения (информация 1925, 1926; статья 1927). Изучив пески, глины и бокситы, он возражает против «аллювиально-латеритовой» гипотезы С. Ф. Малявкина в приложении к тихвинским бокситам, указывает ее слабые стороны и считает, что эти бокситы образовались на месте. Спустя 13 лет С. Г. Вишняков (1940) в своей монографии не разделяет генетические представления О. М. Аншелеса, но многократно цитирует фактические материалы его статьи и аттестует его минералогическую характеристику как «точную и основательную» в противовес данным других исследований.

Конечно, с современных позиций характеристика таких объектов, как глины и бокситы, далека от совершенства, но О. М. Аншелес сделал максимум того, что можно было сделать тогда при помощи поляризационного микроскопа. Для зерен крупнее 0,01 мм он использовал иммерсионный метод в комбинации со всем комплексом кристаллооптических исследований и, в частности, с применением коноскопии. Напомним, что в то время иммерсионный препарат считался пригодным только для измерения показателей преломления, а для исследования других оптических свойств предлагалось рыхлые объекты брикетировать, а из брикетов делать шлифы. Такая методика крайне ограничивала возможности определения минералов под микроскопом. Осип Маркович указывает неправильность подобных рекомендаций, которые делались В. А. Зильберминцем, Я. В. Самойловым и многими другими.

Осип Маркович радикально усовершенствовал иммерсионный метод и значительно расширил его возможности в отношении определения минералов с помощью изумительно простого нововведения. Именно, он ввел смену жидкости в препарате на столике микроскопа, причем исследуемое зерно, предварительно поставленное в центр поля зрения, сохраняет свое положение. Разработанные для этой цели простые приемы через учеников Осипа Марковича и учеников его учеников широко вошли в практику советских осадочников-микроскопистов. За рубежом эти приемы до сих пор неизвестны.

Летом 1926—1927 гг. О. М. Аншелесом и его учениками С. Г. Вишняковым и Т. В. Кривлевой были проведены полевые работы в Урало-Эмбенском нефтеносном районе. Первые результаты камеральной обработки — полуквантитативные данные о минеральном составе пород и их расчленение опубликованы им в 1927 г. Это — первая работа такого характера в СССР.

Более полные данные, включающие материалы сбора 1927 г., приведены в статье С. Г. Вишнякова (1929), который отмечает, что микроскопическое исследование проводилось по методу О. М. Аншелеса и что последний продолжает работать над выяснением генезиса этих отложений. Однако новых публикаций Осипа Марковича по эмбенским материалам не последовало.

В камеральных исследованиях 1926—1927 г. было применено на основе американского опыта разделение мелкопесчаной фракции (0,25—0,05 мм) на легкую и тяжелую части при помощи бромформа. Для количественного изучения тяжелой фракции Осип Маркович выбрал в качестве иммерсионной среды йодистый метилен ($n=1,74$), в котором акцессорные минералы разбиваются на три большие группы: с показателями преломления существенно выше, близкими и меньшими чем 1,74, что значительно облегчает их быстрое и правильное определение (в статье это не отражено). Эту методику от Осипа Марковича перенял и В. П. Батурина, который пользовался йодистым метиленом как основной жидкостью для изучения тяжелой фракции до 1932—1933 гг. В дальнейшем дефицит йодистого метилена (в то время импортного) вынудил В. П. Батурина и его учеников заменить его хлорнафталином ($n=1,634$), который в силу привычки применяется в многих литологических лабораториях и сейчас как «жидкость для тяжелой фракции».

За рубежом, почти повсеместно, акцессорные минералы изучаются в препаратах на канадском балъзаме, как описано еще в первом издании руководства Г. Б. Мильнера. Сохранение закрепленных в балъзаме препаратов весьма полезно. Автор этих строк, работая за границей, смог просмотреть в течение двух-трех дней препараты по нескольким разрезам и выявить корреляционные признаки, основанные на типоморфных особенностях минералов, оставшихся незамеченными при изучении минерального состава. Однако тот же просмотр обнаружил многочисленные ошибки в определении минералов, обусловленные трудностью их диагностики в канадском балъзаме.

Разработав методику и передав дальнейшую обработку эмбенских материалов С. Г. Вишнякову, Осип Маркович переключается на чокракские и караганские отложения (ср. миоцен) Грозненского нефтеносного района. В 1929 и 1930 г. было изучено около 15 полных разрезов по естественным обнажениям в меридиональных ущельях гор Западного Дагестана и Чечено-Ингушетии. Прекрасные описания обнажений, составленные для части этой области геологом Б. А. Алферовым (ныне профессор Ленинградского горного ин-та) дали возможность проследить во всех разрезах на протяжении свыше 180 км многие десятки выделенных Алферовым слоев и маркирующих горизонтов, которые, как оказалось, прекрасно выдерживаются по простиранию и узнаются в разрезах.

Собранный совершенно уникальный материал позволил выявить закономерности изменения гранулометрического состава отдельных слоев количественного и качественного, минерального состава их легких и тяжелых фракций. Отсюда вытекали выводы относительно физико-географической и геологической обстановки времени их образования.

Особое внимание было обращено на многочисленные прослой так называемых мергелей, также выдержанные на всей изученной территории. Эти породы частью оказались доломитами, а частью — сложной ассоциацией карбонатов кальция, магния и железа переменного состава с примесью глины. Они были изучены в шлифах и иммерсии с использованием химического анализа. Подобные породы, представляющие собой обычно тонкую смесь различных по содержанию железа анкеритов и магнисидеритов с примесью доломита и кальцита, до сих пор являются труднейшим объектом для петрографо-минералогического изучения. Термический анализ в приложении к ним практически ничего не дает; рентген не в силах выявить всю гамму присутствующих минералов. До сих пор основной метод исследования таких пород — это тонкая микроскопия в комбинации с химическим анализом. Работа Осипа Марковича была образцом такого изучения. За прошедшие 35 лет нам неизвестны ни в отечественной, ни в зарубежной литературе исследования, в которых так детально и обособованно устанавливался состав подобных образований, прослеживаемый к тому же для индивидуальных слоев, мощностью иногда всего в несколько сантиметров, на протяжении 150—180 км. Делались выводы о физико-химических условиях образования железистых карбонатов, увязанные с физико-географической обстановкой, выясненной на основании изучения гранулометрии и минерального состава песков и глин. Затрагивались и вопросы происхождения нефти.

Не приходится говорить, что своевременное опубликование монографии, написанной Осипом Марковичем Аншелесом, имело бы не меньшее значение, чем появление, примерно в то же время, известной работы В. П. Батурина по пескам продуктивной толщи. Она оказалась бы влияние на последующее изучение как песчаных, так и карбонатных, особенно железисто-карбонатных пород.

Рукопись (10 печатных листов) была представлена к печати в начале 1932 г., но дирекция Нефтяного института (НГРИ, ныне ВНИГРИ) сочла излишним публиковать литологическую монографию. В то время многие геологи считали литологию делом бесполезным и ненужным, и осадочная горная порода, по выражению В. П. Батурина попадала «прямо» из полевой записной книжки на страницы печатного труда». Осип Маркович сильно переживал невозможность опубликования своей работы; тем более, что в том же 1932 г. вышла книга, в которой большая глава была посвящена совершенно ошибочному освещению петрографии и минералогии тех же отложений. В. П. Батурина (1933) опубликовал резкую отрицательную рецензию на эту книгу, упомянув и используя рукопись О. М. Аншелеса.

К концу 30-х гг. отношение геологов-нефтяников к литологическим исследованиям значительно изменилось, но к тому времени О. М. Аншелес уже давно порвал связь

с Нефтяным институтом и с литологией вообще. Рукопись его монографии пролежала без движения до Отечественной войны, а во время войны погибла вместе с частью фондов института.

Еще до окончания работы по нефтеносным отложениям Грозненского района, с начала 1931 г., О. М. Аншелес возглавил литологическую часть организованной П. В. Кумпаном при ЦНИГРИ (б. Геолком, ныне ВСЕГЕИ) керновой лаборатории. Одной из задач этой лаборатории была организация на местах ячеек для всестороннего (макро- и микрофауна, литология) изучения кернов скважин разведочного на уголь бурения. В 1931 и 1932 гг. были налажены литологические работы в нескольких районах Донбасса, в Анжеросудженске, Кемерове, Кузнецке, в Иркутске и в некоторых других местах. Не везде эти работы в дальнейшем получили развитие, но ряд геологов, впервые приобщившихся к изучению осадочных пород благодаря деятельности бригад керновой лаборатории, включились затем в быстро растущую армию литологов Советского Союза.

В 1932 Осип Маркович отходит от работы в области литологии. Внешним толчком явился личный конфликт с П. В. Кумпаном, но основную роль сыграли, с одной стороны, отказ в опубликовании монографии по Грозненскому району, а с другой — желание отдавать больше внимания делу, которое он считал для себя основным — работе в области кристаллографии и развитию кафедры кристаллографии Ленинградского университета.

Из изложенного видно, что при другом стечении обстоятельств деятельность О. М. Аншелеса могла оказать значительно большее влияние на развитие советской литологии, но независимо от этого ему мы обязаны широким развитием и оригинальной, отличной от принятой за рубежом, методикой иммерсионных исследований. Это определило во многом характер отечественных работ, в которых используется иммерсионный метод (в том числе и основополагающих работ В. П. Батурина). Поэтому наши знания истории развития осадочной петрографии в СССР на ранних ее этапах существенно не полны, если не учитывать деятельности О. М. Аншелеса.

ЛИТЕРАТУРА

- Аншелес О. М. (без заглавия). Информационный отчет о микроскопическом исследовании осадочных отложений Тихвинского и Боровичского уезда. Известия Геол. комит., 1925, т. 44, № 2, стр. 247—248.
- Аншелес О. М. То же, Изв. Геол. комит., 1926, т. 45, № 4, стр. 430—431.
- Аншелес О. М. Микроскопическое исследование глины, песков и бокситов Череповецкой губернии. Изв. Геол. комит., 1927, т. 46, № 2, стр. 113—140.
- Аншелес О. М. и Володавец Н. И. Стронциевый минерал из тихвинских бокситов. Зап. Российск. минер. о-ва, 1927, ч. 56, вып. 1—2, стр. 53—60.
- Аншелес О. М. О микроскопическом исследовании осадочных пород. Геол. вестник, 1928, т. 6, № 1—3, стр. 55—60.
- Аншелес О. М. и Православлев П. А. Микроскопический состав вулканического пепла с р. Кубани. Тр. о-ва естествоиспытателей при Ленингр. ун-те, 1930, т. 60, вып. 1, стр. 149—159.
- Аншелес О. М. и Татарский В. Б. Регенерация полевых шпатов в девонских песках. Изв. главного геол.-развед. объединения, 1931, т. 50, вып. 25, стр. 412—414.
- Аншелес О. М. К минералогическому составу салаирского боксита. Изв. главного геол.-развед. объединения, 1931, т. 50, вып. 76, стр. 1169—1174.
- Аншелес О. М. Литология нефтеносных отложений Грозненского района. Рукопись (10 печатных листов), 1932.
- Аншелес О. М. О задачах лаборатории по обработке кернов Северного Кавказа. «Геология на фронте индустриализации» (Ростов на Дону), 1932, № 1—2, стр. 12—14.
- Батурина В. П. Минералогическое изучение осадочных пород в работе В. А. Сельского «Опыт исследования третичных отложений Грозненского района». «Азербайджанск. нефтян. хозяйство», 1933, № 3 (135), стр. 62—66.
- Вишняков С. Г. Микроскопическое исследование меловых и юрских отложений Урало-Эмбенского нефтеносного района. Изв. геол. комитет, 1929, т. 48, № 4, стр. 543—558.
- Вишняков С. Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. Госгеолыздат, 1940.



СЕВАСТЬЯНОВ ВИТАЛИЙ ФОМИЧ

5 июня 1967 трагически погиб младший научный сотрудник Черноморской научно-исследовательской станции (ЧЭНИС) Института океанологии АН СССР Виталий Фомич Севастьянов.

В. Ф. Севастьянов родился 11 февраля 1937 г. в г. Добруше Гомельской области. В 1959 г. он окончил химический факультет Горьковского университета, после чего был направлен на работу на ЧЭНИС.

Уже в студенческие годы Виталий Фомич проявил способность и склонность к научно-исследовательской деятельности.

Свою короткую, но плодотворную творческую жизнь Виталий Фомич посвятил вначале изучению влияния сероводорода на коррозию сталей, а с 1963 г. работал по теме «Геохимия диагенеза морских осадков», занимаясь вопросами перераспределения химических элементов в диагенезе и образования морских железо-марганцевых руд.

Одиннадцать научных работ, опубликованных Виталием Фомичем, являются ценным вкладом в исследование важнейших процессов, происходящих в водах и осадках моря, и получили заслуженную оценку как в СССР, так и за рубежом. Обширные знания и работоспособность снискали ему уважение среди товарищей по работе.

Виталий Фомич ушел из жизни в расцвете своей научной деятельности, не успев завершить начатых им интересных работ.

Образ Виталия Фомича будет неполным, если не упомянуть его человеческих качеств: талант геохимика-исследователя удивительно сочетался с поэтическим восприятием природы. Виталий Фомич был предан науке и беззаветно любил море.

Виталий Фомич навсегда останется в памяти всех, кто его знал,— чутким, нередкость обаятельным и отзывчивым человеком.

Группа товарищей

Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
Н. В. ЛОГВИНЕНКО, А. Б. РОНОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА,
В. Н. ХОЛОДОВ (ответственный секретарь), В. С. ЯБЛОКОВ

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
N. V. LOGVINENKO, A. B. RONOY, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA,
V. N. KHOLODOV (Secretary), V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИИ АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2/XII-1967 г. Т-01582 Подписано к печати 7/II-1968 г. Тираж 1300 экз.
Зак. 7049. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 4³/₄. Усл. печ. л. 13,3+2 вкл. Уч.-изд. листов 15,4

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

ОПЕЧАТКИ ПО № 5, 1967 г.

Страница и строка	Напечатано	Следует читать
Стр. 14, 1-я строка сверху	К. В. Родионовой	К. Ф. Родионовой
Стр. 16, 27-я строка сверху	З. И. Шibaева	Е. А. Шibaева
Стр. 17, 16-я строка снизу	Г. В. Макаровой	Т. В. Макаровой
Стр. 17, 7-я строка снизу	Г. Н. Куницкая	Т. Н. Куницкая

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ И АВТОРОВ:

В нашем журнале печатаются статьи, посвященные основным вопросам литологической теории, а также генезису, минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и полезных ископаемых.

В нем освещаются наиболее интересные результаты регионально-литологических исследований, материалы по составу и происхождению современных осадков, методические вопросы, результаты экспериментальных исследований, материалы по истории литологии, обзоры достижений и рецензии на статьи и книги, изданные в СССР и зарубежных странах, а также информации о съездах, совещаниях и научной жизни различных геологических организаций.

Особый интерес для журнала представляют статьи, посвященные условиям образования и закономерностям размещения осадочных полезных ископаемых, описанию рудных осадочных месторождений, текстур и структур осадочных руд, их геохимии и минералогии.

Правила оформления статей периодически публикуются в журнале (№ 6, 1967 г.; № 2, 1968 г.).

Редколлегия



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»