

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1974

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

ИЮЛЬ — АВГУСТ

1974

СОДЕРЖАНИЕ

В. А. Ковалев, А. Л. Жуховицкая, А. А. Соколовская. Связь химического стока рек с заболоченностью водосборов	3
В. В. Калининко, М. А. Ратеев, М. Б. Хеиров, А. Я. Шевченко. Глинистые минералы в осадках Белого моря	10
В. И. Муравьев. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана	24
Л. А. Матвеева, А. Г. Черняховский. О выветрелых породах голоцена Приморской Аджарии и некоторых вопросах теории химического выветривания	39
Ю. Г. Цеховский, Б. П. Градусов, А. Л. Дмитрик, Н. П. Чижикова. Горизонты почвообразования и выветривания латеритного типа в аркалыкской свите Центрального Казахстана	51
И. В. Рязанов, Я. Э. Юдович. К дифференциальной теории редкометалльного обогащения контактных зон угольных пластов	64
В. С. Войтович, И. К. Егорова, М. С. Коновалова, И. К. Стороженко. Протерозойские магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты северо-восточной Карелии и их металлогения	76

Краткие сообщения

А. А. Нырков, А. Ф. Горовой. О бокситах Камбоджи	85
А. М. Плякин. О возрасте латеритных бокситов Тимана	87
А. Д. Додатко, Л. П. Жлуктенко. К вопросу о диагностике гиббсита при поисках бокситов	91
Н. Т. Рягузов. Высокоглиноземистые породы Криворожского бассейна	94
А. Б. Посудиевский. О зависимости сцепления угольного пласта с непосредственной кровлей от условий ее образования	99
В. В. Заморуев. О штриховке на гальках и валунах	101
В. М. Куршс. Двойная косая слоистость и условия ее образования	107
Ю. Я. Валиев. Закономерности распределения бора в юрских отложениях Гиссарского хребта	112
Р. Г. Матухин, С. Р. Пашкевич, П. Н. Соколов, Е. А. Черевков. О среднедевонских галогенных отложениях на северном побережье оз. Лама (северо-запад Сибирской платформы)	116
В. С. Конищев. О взаимосвязи калийных горизонтов с конседиментационными соляными структурами Припятского прогиба	122
В. М. Ярошевич. Метасоматические доломиты северного склона Западного Саяна	126

Методика

В. П. Потапов, А. Ф. Евсеев. Прибор для ускоренного количественного осаждения глинистой фракции из суспензий низкой концентрации	131
--	-----

Критика и дискуссии

Г. И. Бушинский. О книге С. И. Шуменко «Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской Магнитной Аномалии», Издание Харьковского государственного университета, 1971 г.	134
Г. Ф. Крашенинников. Новая монография по генетическому исследованию осадочных пород (О книге Н. Blatt, G. Middleton, R. Murray. Origin of Sedimentary Rocks)	135
А. Б. Ронов. (К 60-летию со дня рождения)	141

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

4

JULY — AUGUST

1974

CONTENTS

V. A. Kovalev, A. L. Zhukhovitzkaia, A. A. Sokolovskaia. Relations between a chemical river run-off and the swamping of the drainage system	3
V. V. Kalinenko, M. A. Rateev, M. B. Kheirov, A. Ya. Shevchenko. Clay minerals in the White Sea sediments	10
V. I. Muraviev. On clay formation in oceanic sediments of the South—West Pacific	24
L. A. Matveeva, A. G. Cherniakhovskiy. On Holocene weathered rocks in Maritime Adzharia and some problems in the theory of chemical weathering	39
Yu. G. Tzekhovskiy, B. P. Gradusov, A. L. Dmitriy, N. P. Chizhikova. Horizons of soil formation and weathering of a lateritic type in the Arkalyk suite of Central Kazakhstan	51
I. V. Riazanov, Ya. E. Yudovich. To the diffusion theory of a rare—metal enrichment of contact zones in coal seams	64
V. S. Voitovich, I. K. Egorova, M. S. Konovalova, I. K. Storozhenko. Proterozoic magnetite-hematitic quartz conglomerates of North—Eastern Karelia and their metallogeny	76

Short Notes

A. A. Nyrkov, A. F. Gorovoi. On the bauxites of Cambodia	85
A. M. Pliakin. On the age of lateritic bauxites on Timan	87
A. D. Dodatko, L. P. Zhluktenko. To the problem of gibbsite diagnostics in a search for bauxites	94
N. T. Riaguzov. High-alumina rocks in Krivoi Rog basin	94
A. B. Posudievskiy. On the dependence of a cohesion between a coal seam and its roof upon the conditions of its formation	99
V. V. Zamoruev. On striations of pebbles and boulders	101
V. M. Kurschs. Double cross bedding and the conditions of its formation	107
Yu. Ya. Valiev. Regularities in the distribution of boron in Jurassic deposits of the Gissal mountain range	112
R. G. Matukhin, S. R. Pashkevich, P. N. Sokolov, E. A. Cherevkov. On Middle Devonian halogen deposits on the northern coast of Lama Lake (north—west of the Siberian platform)	116
V. S. Konishev. On the interrelation between potassium horizons and the con-sedimentary saline structures of the Pripiat depression	122
V. M. Yaroshevich. Metasomatic dolomites on the northern flank of Western Sayany	126

Methods of Research

V. P. Potapov, A. F. Evseev. Device for accelerated quantitative precipitation of the clay fraction from the suspension of low concentration	131
--	-----

Critique and Discussions

G. I. Bushinsky. On S. I. Shumenko's book «Lithology and rock-forming organisms (coccolithophorids) in Upper Cretaceous deposits of Eastern Ukraine and the area of Kursk Magnetic Anomaly». Publ. by Kharkov State University, 1971	134
G. F. Krashenninnikov. New monograph on the genetic study of sedimentary rocks (On the book «Origin of Sedimentary Rocks» by H. Blatt, G. Middleton and R. Murray)	135
A. B. Ronov. (To the 60-th anniversary of his birthday)	141

УДК 551.482.215.7+551.312.2

СВЯЗЬ ХИМИЧЕСКОГО СТОКА РЕК С ЗАБОЛОЧЕННОСТЬЮ ВОДОСБОРОВ

В. А. КОВАЛЕВ, А. Л. ЖУХОВИЦКАЯ, А. А. СОКОЛОВСКАЯ

На примере рек Белоруссии показано, что по мере заболачивания территории снижается количество механических взвесей, возрастает перенос железа, кремния, алюминия и других элементов в растворенных формах, а также увеличивается общая и относительная ожелезненность поверхностных вод.

В качестве объектов сравнения были взяты бассейны рек Западная Двина, Припять и Неман.

Водосборная площадь р. Западной Двины (рассматривается главным образом ее средняя часть) занимает север Белоруссии. Для современного рельефа этой площади характерно чередование холмисто-моренных гряд с водноледниковыми низинами, сформированными деятельностью последнего оледенения. Долины рек хорошо выражены, более заболочены лишь в верховьях. В районах конечноморенных гряд модули стока достигают 10—11 л/сек с 1 км² (Тюльпанов и др., 1948). Общая заболоченность бассейна менее 1/5 площади водосбора. Преобладают водораздельные торфяники верхового типа. Водосборной площадью Припяти в отличие от Западной Двины является низменная заболоченная равнина. В рельефе господствуют участки, состоящие из системы речных террас и задров, сложенных перемытыми и многократно перетложенными флювиогляциальными и аллювиальными песками. Высокий уровень залегания грунтовых вод, малые уклоны поверхности (от краев низменности к р. Припяти) замедляют подземный и поверхностный стоки, способствуя общему заболачиванию. Скорости течения рек малы, а среднегодовые модули стока не превышают 4 л/сек с 1 км². При общей заболоченности Полесской низменности около 30% в отдельных районах торфяно-болотные аккумуляции занимают более 50%. Морфологические и гидрогеологические условия бассейна способствуют развитию торфяников низинного типа.

Весь комплекс природных факторов формирования речного стока свидетельствует, таким образом, о контрастности водосборных условий в бассейнах Западной Двины и Припяти.

Без существенных дополнений это положение справедливо при сравнении бассейнов Припяти и Немана.

Многолетние наблюдения за гидрохимическим составом рек показывают, что основные компоненты гидрокарбонатно-кальциевых вод проходят сезонный цикл миграции с максимальными меженными и минимальными паводковыми концентрациями. При этом уровень содержания ионов и их вариации отражают особенности ландшафтных условий формирования состава в бассейне каждой реки.

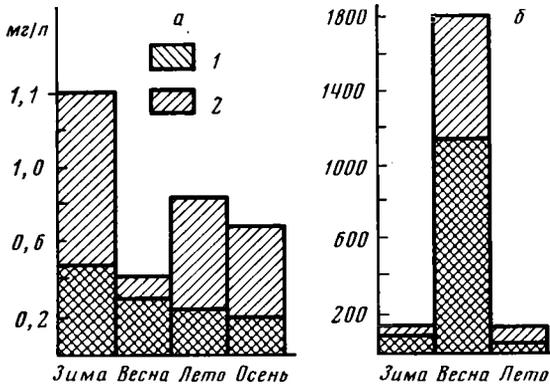
Из табл. 1 видно, что воды Припяти независимо от сезона содержат больше железа, чем воды Западной Двины. Сезонным меженным ми-

Содержание железа и кислорода в реках по сезонам, мг/л
(средние многолетние данные, 1953—1971 гг.)

Сезон года	р. Припять				р. Западная Двина			
	количество сезонов	количество проб	Fe	O ₂	количество сезонов	количество проб	Fe	O ₂
Зима	5	11	1,39	0,48	6	37	0,47	5,63
Весна	3	4	0,42	9,67	3	9	0,30	10,79
Лето	5	23	0,83	8,01	6	16	0,23	9,08
Осень	4	11	0,67	10,95	2	8	0,20	12,10
Среднегодовые	—	—	0,89	—	—	—	0,33	—

Примечание. В таблицу вошли данные авторов и Белорусского научно-исследовательского института санитарии и гигиены.

нимумам расходов соответствуют максимальные концентрации, причем в Западной Двине зимой железа содержится в 3 раза меньше, чем в Припяти. Летнего увеличения концентрации железа в Западной Двине в отличие от такового в Припяти не происходит, и, несмотря на низкие расходы, эта величина остается меньшей, чем весной (фиг. 1). Количество взвесей, переносимых паводковыми водами Западной Двины, повышено по сравнению с таковыми Припяти более чем вдвое.



Фиг. 1. Сезонная динамика концентрации железа (мг/л) (а) и расход воды (м³/сек) (б) в водах рек Западной Двины и Припяти
Реки: 1 — Западная Двина, 2 — Припять

Особенности физико-химической среды, в частности сезонные изменения содержания O₂, одновременно служат одной из причин сезонной динамики железа. Связь этих явлений была замечена давно и объяснялась более высокой интенсивностью потребления кислорода микроорганизмами в обогащенных органическим веществом болотных водах (Юданов, 1929). Сезонная динамика и концентрация железа в реках являются, таким образом, результатом не только изменения водного режима, но и физико-химических условий среды.

Особенности заболоченных рек заметнее проявляются на малых водотоках, реках второго и третьего порядков длиной менее 100 км (фиг. 2).

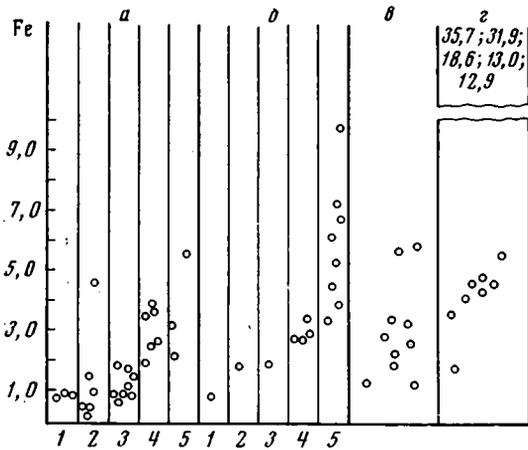
Содержание железа в притоках Припяти выше, чем в самой реке. Абсолютные количества зависят от степени заболоченности водосборов и достигают 8—10 мг/л в реках, питающихся преимущественно болотными водами (цветность >300).

Содержание железа в грунтовых водах бассейна Припяти
(средние данные, мг/л)

Притоки Припяти, реки	Заболоченность, %	Воды современных пойменно-аллювиальных и болотных отложений	Воды древнеаллювиальных, флювиогляциальных и моренных отложений
Птичь	22	2,58 (103)	1,11 (51)
Ясельда	43	3,42 (125)	1,73 (22)
Уборть	48	5,19 (62)	1,72 (104)

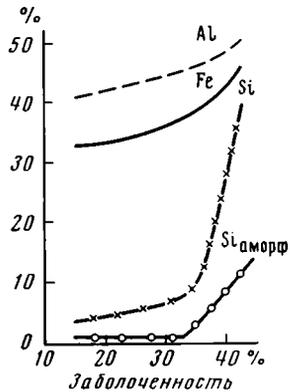
Примечание. В скобках — число анализов.

Высокая относительная заторфованность долин, замедленность течения в русле снижают до минимума эрозионные процессы. Оседающая на поверхности заболоченных пойм илстая взвесь после переработки в торфогенном слое становится источником железа для торфяных вод. Концентрация (мг/л) в последних достигает нескольких десятков (фиг. 2). Просачиваясь с атмосферными осадками вглубь, эти воды



Фиг. 2

Фиг. 2. Содержание железа в речных и болотных водах бассейна р. Припяти, мг/л
а — притоки длиной более 100 км; б — притоки длиной до 100 км; в — открытые выработки на торфянике (карьеры, копанки); г — гравитационные воды торфяных залежей; цветность вод (в градусах бихромат-кобальтовой шкалы): 1 — <50; 2 — 50—100; 3 — 100—200; 4 — 200—300; 5 — >300



Фиг. 3

Фиг. 3. Влияние заболоченности водосборов на вынос элементов тонкими фракциями взвесей речных вод, % от общего количества элемента во взвеси

создают соответствующий гидрохимический фон (табл. 2). В ряде случаев повышение концентрации железа в подземных водах коррелируется с залежами погребенного торфа (Остапеня, Коган, 1956).

Для зоны активного водообмена Полесья характерно отсутствие регионально выдержанных водоупоров и гидравлическая связь между водоносными горизонтами. Последнее обстоятельство позволяет говорить о влиянии повышенной ожелезненности торфяных вод не только на поверхностный, но и на подземный сток железа в реки. С другой стороны, там, где никак не проявлен болотный фактор, высачивающиеся грунтовые воды практически лишены железа (<0,1 мг/л). В этих случаях железо гидролизует еще на путях фильтрации, не доходя до поверхностных водотоков.

Соотношение компонентов твердого стока

Река, заболоченность водосбора, %	Объем воды, л	Количество взвесей		Грубые взвеси			Тонкие взвеси				
		г	мг/л	1	2	3	крупнопелитовая		мелкопелитовая		
							2	3	2	3	
Ясельда, устье, 43	118,15	0,2107	1,78	70,3	53,8	46,2	29,7	64,4	35,6	10,3	89,7
Припять, выше Пинска, 33	155,30	1,1737	7,55	86,9	90,8	9,2	13,1	68,5	31,5	34,6	65,4
Неман, у пос. Лунно, 15	153,65	4,7032	30,60	92,2	92,0	8,0	7,8	79,2	20,8	59,3	40,7

Примечание: 1 — процент от общего количества взвесей, в том числе: 2 — минеральных, 3 — органических.

Механизм влияния болот на состав речного стока целесообразно рассматривать с учетом форм переноса элементов. С этой целью в период весеннего половодья (апрель 1971 г.) из рек Немана, Припяти и Ясельды (заболоченность соответственно 15; 33 и 43%) были отобраны пробы воды объемом 118—155 л каждая. Для подавления микробиологических процессов добавляли хлороформ. После 7-дневного отстаивания в специальных полихлорвиниловых мешках, вложенных в 40-литровые бидоны, сифонирования и обработки на центрифуге твердые вещества отделялись от растворенных. Путем отмучивания взвеси были разделены на «грубые» ($>0,001$ мм) и тонкие. Из тонких после недельного отстаивания пробы условно выделена мелкопелитовая фракция верхнего слива. Химическими методами во фракциях и центрифугатах вод определялись кремний (общий и аморфный), алюминий, железо, кальций и магний (Залманзон, 1957; Тихонов, 1971).

Как показывают данные табл. 3, паводковые воды Немана по сравнению с водами р. Ясельды резко обогащены взвешенным материалом (в 17 раз). В то же время, по мере увеличения заболоченности водосбора возрастает относительная роль органических и тонких минеральных взвесей. Геолого-геоморфологические особенности водосборов в сочетании с характером долин (их заболоченностью) приводят, следовательно, к различию в гранулометрическом спектре и качественном составе переносимого материала.

Соответствуя характеру водосбора, водами Немана переносится по сравнению с таковыми рек Ясельды и Припяти большее количество основных породообразующих элементов. Химический сток р. Ясельды, одного из самых крупных и заболоченных притоков Припяти, характеризуется меньшими содержаниями кремния, алюминия, железа, кальция и магния (табл. 4).

С увеличением стока от Ясельды к Неману изменяется вынос элементов в составе механических взвесей. В Немане главными компонентами механического переноса являются крупные частицы; в Ясельде возрастает относительное значение тонких взвесей (фиг. 3). В единице объема ясельдинской воды с тонкими взвесями мигрирует в 10 раз больше (по сравнению с таковой Немана) кремния, в том числе в 40 раз больше аморфных форм, примерно на 10% больше алюминия и железа.

Среди взвесей во фракциях $>0,01$ мм резко преобладает кварц (80—85%), полевых шпатов 10—15%, и представлены они в основном калиевыми разностями, в единичных зернах встречены мусковит, амфибол, моноклинный пироксен, зеленая слюдка, эпидот, циркон, турмалин и очень редко гранат. Во взвесах Немана несколько увеличивается роль карбонатов (до 2—3%), которые в Ясельде не обнаружены. Наоборот,

Формы переноса элементов в реках

Река, заболоченность водосбора, %	Si				Al		
	1	2	2A	3	1	2	3
Ясельда, устье, 43	1,37	0,30 21,9	0,08 5,8	1,07 78,1	0,34	0,06 17,6	0,28 82,4
Припять, выше Пинска, 33	3,84	2,54 66,2	0,06 1,6	1,30 33,8	0,32	0,15 46,9	0,17 53,1
Неман, у пос. Лунно, 15	10,97	9,48 86,4	0,08 0,7	1,49 13,6	0,54	0,29 53,7	0,25 46,3

Река, заболоченность водосбора, %	Fe			Ca			Mg		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Ясельда, устье, 43	0,53	0,11 20,8	0,42 79,2	37,10	0,03 0,1	37,07 99,9	3,81	0,04 1,1	3,77 98,9
Припять, выше Пинска, 33	0,38	0,19 50,0	0,19 50,0	47,09	0,20 0,4	46,89 99,6	2,60	0,05 2,0	2,55 98,0
Неман, у пос. Лунно, 15	1,27	0,97 76,4	0,30 23,6	41,60	0,52 1,2	41,08 98,8	7,77	0,11 1,4	7,66 98,6

Примечание: 1 — общее содержание, мг/л; 2 — твердый сток (2A — в том числе аморфного Si); 3 — жидкий сток: верхняя строка — мг/л, нижняя — процент от общего содержания.

в Ясельде сильно возрастает количество опаловых частиц в форме скелетных остатков диатомовых водорослей, макро- и микросклер пресноводных губок и пластинок фиголитов (до 10—15% общей массы взвесей). Диатомовые во фракции 0,01—0,005 мм взвесей Припяти представлены 14 видами¹, среди которых наиболее распространены *Gomphonema constrictum*, *Synedra ulna*, *Fragilaria intermedia*, *Nitzschia communis*, *Pinnularia viridis*, *Eunotia robusta*, *Ciclotella sp.* Заметную роль играют также гумусово-железистые агрегаты и в меньшей мере аморфные желто-буроватые фосфаты.

В условиях таежно-лесной зоны, где поверхностные воды всегда содержат различные количества растворенных гумусовых веществ, преимущественно фульвокислот, железо и алюминий образуют разнообразные комплексные соединения, которые более устойчивы в аэрированных щелочных и нейтральных водах, чем любые минеральные формы. Даже в весенних паводковых водах, насыщенных кислородом, среди растворенных форм железа органосвязанные составляют нередко более 90% (табл. 5). В результате происходит увеличение не только в процентах от вала, но и абсолютного количества железа, мигрирующего в заболоченной реке в растворенной форме (табл. 4).

В отличие от железа растворенный кремний выносится речным стоком пропорционально общей массе мигрирующего кремниевого вещества. С ростом заболоченности возрастают относительные количества аморфного кремния и кремния, связанного с органическими соединениями (табл. 5). Последние обнаруживаются подобно железу после разрушения органического вещества.

Таким образом, отражаясь на составе основных химических компонентов речных вод, болотный процесс особенно ярко выступает как фактор увеличения в них общей концентрации и растворенных органосвязанных форм железа.

¹ Диатомовый анализ выполнен Л. П. Сувви.

Содержание органосвязанных форм железа и кремния в водах

Река	Дата отбора	Fe _{раств.} мг/л	В том числе Fe _{орг}		Si _{раств.} мг/л	В том числе Si _{орг}		С _{орг.} мг/л
			мг/л	% от Fe _{раств.}		мг/л	% от Si _{раств.}	
Ясельда	IV.1971	0,42	0,41	97,6	1,07	0,55	51,4	28,1
	VII.1970	1,68	0,69	41,1	—	—	—	27,1
Припять	IV.1971	0,19	0,15	79,0	1,30	0,56	43,1	27,4
	VII.1970	1,08	0,34	31,4	—	—	—	26,8
Неман	IV.1971	0,30	0,13	43,3	1,49	0,04	26,8	15,2
	VI.1964	0,10	0,02	20,0	—	—	—	—

Таблица 6

Коэффициент ожелезнения речного стока K

Река	Заболоченность водосбора, %	K	Река	Заболоченность водосбора, %	K
Ясельда	43	0,59	Обь	25*	0,17
Припять	33	0,12	Енисей	4,8*	0,11
Неман	15	0,11			

* По А. А. Соколову (1964).

Еще более важной представляется «рафинирующая» по отношению к железу роль болот. Механическая дифференциация элементов, а затем и химическая, размеры которых возрастают при выравнивании поверхности и неизбежном заболачивании территорий, ведут в областях умеренного гумидного климата к общему и относительному «ожелезнению» речных вод.

Эту тенденцию можно выразить через соответствующий коэффициент (K) — отношение содержания железа (во всех формах) к сумме Fe_{вал.}, Si и Al в форме механических взвесей:

$$K = \frac{Fe_{вал}}{Fe_{вал} + Al_{тв} + Si_{тв}}$$

В табл. 6 приведены «коэффициенты ожелезнения» речного стока, рассчитанные по нашим данным и по данным А. Э. Конторовича (1968) для двух крупнейших рек Сибири — Оби и Енисея. Несмотря на некоторый разброс значений, связанный, по-видимому, с водообильностью рек, их динамической силой и геологическими особенностями районов, более высокие значения K характеризуют более заболоченные водосборы.

В идеальном случае «коэффициент ожелезнения» может быть близким к 1 (особенно для небольших болотных рек), хотя практически он вряд ли когда-нибудь достигает своего предела в связи с наличием опаловых фитолитов и твердых скелетных остатков организмов (диатомовые водоросли), а также возможным синтезом глинистых минералов на путях миграции. Тем не менее можно определенно говорить о железистой специализации болотного процесса и о его явном влиянии на химизм речных вод, а через последний — на образование осадков в конечных водоемах стока.

Не с кремнеземисто ли железистым составом вод регионально заболоченных территорий связаны концентрации лептохлорит-сидеритовых

железных руд в прибрежно-морских отложениях геологического прошлого? Именно эта сторона болотного процесса нашла отражение в недавней публикации Н. М. Страхова (1971).

ЛИТЕРАТУРА

- Залманзон Э. С.* Определение форм некоторых элементов и анализ коллоидной фракции глин.— В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Конторович А. Э.* Формы миграции элементов в реках гумидной зоны.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Лукашев К. И., Жуховицкая А. Л., Замяткина А. А.* Некоторые особенности формирования химического состава вод рек Полесской низменности БССР.— Докл. АН БССР, 1963, т. VII, № 7.
- Остапеня П. В., Коган Ц. А.* Особенности химического состава подземных вод Полесской низменности.— Тр. компл. эксп. по изуч. водоемов Полесья. БГУ, М., 1956.
- Соколов А. А.* Гидрография СССР. Л., Гидрометеониздат, 1964.
- Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., «Наука», 1971.
- Тихонов В. Н.* Аналитическая химия элементов. Алюминий. М., «Наука», 1971.
- Тюльпанов А. И., Благутин В. Н., Борисов И. А.* Краткий справочник рек и водоемов. БССР. Минск, Госиздат БССР, 1948.
- Юданов И. Г.* К познанию замора р. Оби.— Тр. Сиб. научн. рыбхоз. станции. Красноярск, 1929, т. IV, 63.

Институт геохимии
и геофизики АН БССР
Минск

Дата поступления
4.1.1972

УДК 552.527 (268.4)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ БЕЛОГО МОРЯ

В. В. КАЛИНЕНКО, М. А. РАТЕЕВ, М. Б. ХЕИРОВ, А. Я. ШЕВЧЕНКО

Проведено первое систематическое изучение глинистых минералов в основных типах осадков на дне Белого моря в поверхностном слое отложений. Рассмотрены роль различных глинистых минералов в образовании шелитовой фракции осадков, соотношения, связи минералов друг с другом. Показаны закономерности распределения глинистых минералов на площади дна, влияние обстановок осадконакопления, условий питания бассейна терригенным материалом и других факторов на размещение и концентрацию отдельных глинистых минералов.

ВВЕДЕНИЕ

Глинистые минералы в осадках северных морей изучены мало. В 1968 г. при работах на Белом море экспедиции Института океанологии АН СССР на судне «Профессор Добрынин» был собран материал, на основании которого получена систематическая информация о глинистых минералах в осадках этого субполярного бассейна на всей площади дна. В задачу исследования входило выяснение вопроса о влиянии седиментационных процессов на распределение и концентрацию глинистых минералов, когда диагенетические явления еще не искажают первичную картину.

Исследовался поверхностный слой морских осадков (0—10; 0—15 см). Глинистые минералы изучены в 86 пробах из этого слоя. Дополнительно анализировались взвеси и аллювий рек, питающих Белое море, и коренные ледниковые отложения, обнажающиеся по берегам и на дне (40 образцов). Образцы взвесей и ледниковых отложений переданы нам В. С. Медведевым, Н. П. Морозовым и Ю. А. Богдановым.

Определения минералогического состава и количественная рентгенография тонкопелитовой фракции осадков основной части Белого моря, лежащей южнее Кольского полуострова, взвесей и ледниковых отложений выполнены М. Б. Хеировым в Азербайджанском научно-исследовательском институте нефтяной промышленности (АзНИИ), а осадков северной области моря — А. Я. Шевченко в Институте океанологии АН СССР. При этом применялась единая методика.

Общая глинистость осадков оценивалась по содержанию фракции <0,01 мм. Однако использовать для минералогических исследований всю эту фракцию в целом, без разделения, было нельзя, поскольку ее крупнопелитовая часть оказалась загрязненной терригенными неглинистыми компонентами, осложняющими диагностику глинистых минералов. Поэтому последние изучались по тонкопелитовой фракции <0,001 мм. Указанная фракция выделялась без химической обработки, так как беломорские осадки можно считать бескарбонатными. Дифрактометрические кривые снимались по трем видам препаратов: воздушно-

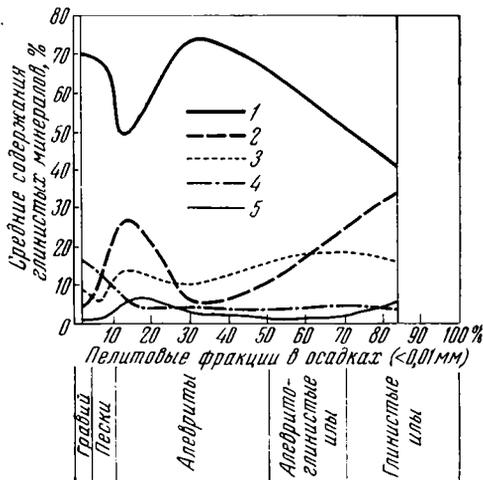
сухим, насыщенным глицерином, прогретым при 580—600° С. Работа выполнялась на дифрактометрах УРС-50 ИМ с применением отфильтрованного медного излучения.

Отдельные глинистые минералы устанавливались, исходя из параметров, общепринятых в мировой практике. Помимо изучения компонентного, минералогического состава тонкопелитовой фракции оценивалось количественное содержание в ней каждого из глинистых минералов. Приемы количественного определения глинистых минералов разработаны П. Е. Бискайе (Biscaye, 1964), Л. Г. Шульцем (Shulz, 1960), Т. Садо и др. (Sudo et al., 1961), К. Е. Вивером (Weaver, 1958) и др. При наших исследованиях количественная оценка содержания глинистых минералов производилась комбинированным способом: каолинита, гидрослюда и хлорита по методу П. Е. Бискайе (Biscaye, 1964), монтмориллонита по Т. Садо и др. (Sudo et al., 1961). Описание комбинированного способа приведено в работе М. А. Ратеева и др. (1966). Точность количественного определения глинистых минералов комбинированным способом — до 50%.

ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ

Белое море имеет сложные очертания: у него различаются открытая северная область, закрытая основная область, расположенная южнее Кольского полуострова, и узкий пролив Горло, открытая северная область моря и Горло — это обширное довольно плоское мелководье, где преобладают глубины 10—50 м. В закрытой области от Двинского залива через срединную часть моря в Кандалакшский залив протягивается желобообразная впадина с относительно крутыми склонами. Глубины по оси впадины 100—300 м, местами выше 300 м. Во впадине отмечены локальные повышения дна, которыми она как бы расчленяется на отдельные депрессии. Онежский залив в отличие от остальной части закрытой области моря чрезвычайно мелководен, в нем преобладают глубины 5—30 м.

Для открытой северной области и Горла характерны мощные приливо-отливные течения, интенсивные волнения, развивающиеся на этом обширном плоском мелководье при частых штормах, зыбь, проникающая из океана, сильный прибой, кроме того, здесь существуют постоянные течения (Тимонов, 1947). Столь активный и разнообразный гидродинамический режим оказывает огромное влияние на седиментацию. На дне моря накапливаются только сравнительно грубые песчаные осадки. В направлении действия течений происходит перемещение больших масс грубого и тонкого взвешенного терригенного материала, а на берегах и дне моря широко выражены явления абразии (Медведев, Кривоносова, 1971; Медведев, 1972). В Онежском заливе первостепенную роль играют штормовые волнения.



Фиг. 1. Изменение средних содержаний глинистых минералов во фракции <math><0,001\text{ мм}</math> по гранулометрическим типам осадков 1 — гидрослюда; 2 — монтмориллонит; 3 — каолинит; 4 — хлорит; 5 — смешаннослойные минералы

Во впадине моря (вместе с Кандалакшским и Двинским заливами) значение штормовых волн и прибоя сохраняется лишь в узкой прибрежной полосе, а за ее пределами на первый план выступают постоянные медленные циркуляции водных масс (Дерюгин, 1928; Тимонов, 1947). Внутри контура общей вдольбереговой циркуляции В. В. Тимонов (1947) наметил систему циркуляций меньшего масштаба. Малые циркуляции в осевой зоне впадины тяготеют к депрессиям дна. Из Горла во впадину Белого моря в придонном слое воды направлено сильное постоянное течение, вследствие которого в нее поступают тяжелые нормально-соленые баренцевоморские воды (Тимонов, 1947).

Среди рек, впадающих в Белое море, наиболее крупные Северная Двина, Мезень, Кулой, Онега, Выг, дренирующие обширную равнинную территорию. Под действием речного стока море несколько опреснено; одновременно реки поставляют обильный терригенный материал, главным образом в виде тонких пелитовых взвесей (Лопатин, 1949, 1951).

Осадки Белого моря представлены почти исключительно терригенными разностями, в которых содержание CaCO_3 , как правило, не превышает 2%, а аутигенного аморфного кремнезема 2—3%. По гранулометрическим признакам они подразделены на девять групп (Калиненко, 1973). Наиболее крупнообломочные разности осадков — галька, гравий. Далее следуют пески с гравием, пески крупно-среднезернистые, мелкозернистые, хорошо отсортированные. Все эти осадки отличаются низкими содержаниями пелитовых фракций ($<0,01$ мм) — 2—4%. Далее следуют пески мелкозернистые, алевритистые, в которых среднее содержание фракций $<0,01$ мм — 10%. Среди алевритовых разностей обнаружены собственно алевриты и несортированные алевритовые осадки сложного состава. Содержания пелитовых компонентов в них соответственно 12 и 29%. В двух группах осадков, относящихся к илам, главными компонентами становятся пелитовые фракции: в алеврито-глинистых илах среднее содержание таких фракций 58%, а в глинистых илах — 82% (до 90—96%).

Мелководье северной области (Воронка, Мезенский залив) и пролива занято перемытыми отсортированными песками. В Онежском заливе тоже преобладают пески, но встречаются пятна алевритовых осадков. Во впадине (включая Двинский и Кандалакшский заливы) осадки распределены концентрически-зонально. Вдоль берегов протягивается узкая зона песчаных осадков с пятнами гравия и галечников. Ниже, на склонах впадины, проходит зона разнообразных алевритовых и алеврито-глинистых осадков. Наиболее прогнутая осевая часть дна впадины выстлана глинистыми илами. Халистазам циркуляционных течений, приуроченным к депрессиям дна (в осевой зоне впадины), соответствуют участки поля глинистых илов с максимальным содержанием пелитовых фракций (до 96%). Однообразное поле глинистых илов прослеживается от дельты р. Северная Двина до середины Кандалакшского залива. Только в районе локального повышения дна это поле разорвано алевритами и песками. В Онежском заливе перед устьями рек Онега и Выг среди песков отмечены пятна алевритовых и глинистых осадков. В вершине Двинского залива за счет обильного терригенного материала, поставляемого р. Северная Двина, формируется обширная дельта с ее пестрым комплексом песков и алевритов.

ТЕРРИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ ОСАДКОВ

Терригенные минералы песчано-алевритовой фракции осадков имеют следующий состав.

Непосредственно вдоль южного берега Кольского полуострова в обломочной части осадков присутствуют, %: кварц — 23, калиевые поле-

вые шпаты — 27, плагиоклазы — 3, обломки пород — 25 неопределимые зерна (преимущественно сильно разрушенные полевые шпаты) — 15, остальное — мусковит, биотит и тяжелые минералы (Щербаков и др., 1972).

В других районах Белого моря минералогический состав обломочной части менее пестрый вследствие увеличивающейся роли кварца. Уже на склонах впадины моря на значительном удалении от берега фракция 0,05—0,10 мм алевритовых и алеврито-глинистых осадков имеет такой состав, %: кварц — 45, калиевые полевые шпаты — 27, микроклин — 2, кислые плагиоклазы — 23, слюда — 1, тяжелые минералы — 2.

В осадках мелководных районов содержание кварца, как правило, значительно превышает 50%. Следует заметить, что в зонах моря с интенсивным гидродинамическим режимом происходит энергичное дробление малостойких минералов, в первую очередь полевых шпатов. Мельчайшие обломки последних выносятся в спокойные части бассейна, сильно заражая пелитовую фракцию илов.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ТОНКОПЕЛИТОВОЙ ФРАКЦИИ ОСАДКОВ

Состав фракции <0,001 мм осадков Белого моря приведен в табл. 1. Главный минерал фракции <0,001 мм — диоктаэдрическая гидрослюда. Ее содержания в большинстве случаев выше 50%, реже 25—50% и как исключение ниже 25%. Отличительная черта гидрослюды — не только общие значительные содержания во фракции <0,001 мм, но

Таблица 1

Средние содержания глинистых минералов во фракции <0,001 мм осадков Белого моря, %

Осадок	Диоктаэдрическая гидрослюда	Монтмориллонит	Каолинит	Триоктаэдрический хлорит	Смешанно-слоистые (три типа)
Гравий, пески с гравием	70	5	10	15	Следы
Пески	65	15	5	15	»
Алевриты	50	25	15	5	5
Алевритовые осадки сложного состава	75	5	10	5	5
Алеврито-глинистые илы	60	20	20	5	Следы
Глинистые илы	45	35	15	5	5

и то, что она никогда не исчезает полностью из состава этой фракции. В осадках Белого моря гидрослюда создает основной, обычно высокий, фон, на котором в различных количествах обнаруживаются остальные глинистые минералы. Большую роль гидрослюды в составе фракции <0,001 мм осадков Белого моря отметили Ф. А. Щербаков и А. Я. Шевченко (1972). Однако не исключена небольшая примесь и триоктаэдрических гидрослюд.

За гидрослюдой следует монтмориллонит. Его содержания во фракции <0,001 мм чаще всего 5—35%, однако известно немало случаев, когда гидрослюда и монтмориллонит присутствуют в равных соотношениях, а иногда количество монтмориллонита увеличивается до 50—65%, и он оттесняет гидрослюду на второй план.

Каолинит, хлорит — менее существенные примеси. Их содержание во фракции <0,001 мм в отдельности обычно не выше 15%.

Смешаннослоистые минералы обычно также составляют небольшую примесь в тонкопелитовой фракции, но в некоторых единичных образцах преобладают и дают довольно четкие рефлексы на дифрактограммах, по которым можно уверенно выделить три типа упорядоченных образований: гидрослюда-монтмориллонитовые, гидрослюда-хлоритовые, слюда-вермикулитовые.

Слюда-монтмориллонитовые упорядоченные образования устанавливаются по $d(001) = 25,2$; $d(002) = 12,6$; $d(003) = 8,3$ Å воздушно-сухих препаратов, сменяющихся при насыщении глицерином соответственно на 27,7; 13,8 и 9,20 Å и совпадающих после нагревания с рефлексами гидрослюды.

Слюда-вермикулитовые упорядоченные образования определены рефлексами $d(001) = 24,2$; $d(002) = 12,1$; $d(003) = 8,06$ Å воздушно-сухих препаратов, стабильными после насыщения глицерином и совпадающими с рефлексами гидрослюды после нагревания при 550—580° С.

Слюда-хлоритовые упорядоченные образования диагностированы рефлексами $d(001) = 24,0$; $d(002) = 12,02$; $d(003) = 8,02$ Å, стабильными при насыщении глицерином и нагревании.

Смешаннослойные образования обнаружены в моренном суглинке, обнажающемся на восточном побережье Онежского залива (обр. БС-47), а также в прибрежных морских алевритовых илах Двинского залива (обр. БМ-64,74 и ТР-37). Мы предполагаем, что смешаннослойные образования, особенно 2-го и 3-го типов — здесь промежуточные продукты трансформации триоктаэдрических слюд, поступающих в небольших количествах в составе речных взвесей. Результаты химического анализа фракции $< 0,001$ мм показаны в табл. 2

Фракция $< 0,001$ мм образцов 173 и 198 отличается высоким содержанием гидрослюды, тогда как в обр. 230 преобладает монтмориллонит.

Тонкопелитовая фракция этих образцов осадков обогащена железом, причем в повышенном количестве присутствуют и Fe_2O_3 и FeO (табл. 2). Обилие Fe_2O_3 в пелитовой фракции верхнего слоя осадков в свободной форме весьма характерно для Белого моря и объясняется подтоком железа из нижних горизонтов осадочной толщи к поверхности (Калиненко и др., 1972). Что касается FeO, то незначительное увеличение его количества в составе фракции $< 0,001$ мм можно связать с некоторой железистостью диоктаэдрических гидрослюд, небольшой примесью триоктаэдрической ее разности, а также с примесью хлорита. Помимо закисного железа тонкопелитовая фракция осадков в некоторых случаях может содержать повышенное количество MgO (до 5,19%). Заметные вариации MgO, как и FeO во фракции $< 0,001$ мм, здесь могут быть связаны с различным содержанием хлорита, а частично и с небольшой примесью триоктаэдрических гидрослюд или смешаннослойных образований. О существенной роли триоктаэдрических гидрослюд в осадках Белого моря, вероятно, нельзя утверждать потому, что в образцах, содержащих максимальное количество гидрослюды ($> 90\%$), значение d/n рефлекса (060) не превышает 1,513 Å. Калий помимо гидрослюды частично может быть связан с небольшой примесью во фракции $< 0,001$ мм калиевых полевых шпатов, а Na_2O и CaO — плагиоклазов.

Гранулометрические разности осадков Белого моря существенно различаются средними содержаниями глинистых минералов во фракции $< 0,001$ мм (табл. 1). В первом приближении можно считать, что определенные глинистые минералы тяготеют к одним разностям осадков и менее свойственны другим. Например, для песков с гравием, песков алевритовых осадков сложного состава (продуктов переработки морены на дне бассейна) характерны весьма высокие содержания гидрослюды, но не типичен монтмориллонит. Напротив, в алевритах (главным образом дельтовых), в морских илах, особенно в их глубоководных глинистых разновидностях, заметно увеличена концентрация монтмориллонита. Обнаружено, что по всей гамме осадков содержания гидрослюды и монтмориллонита во фракции $< 0,001$ мм меняются противоположным образом; каолинит и смешаннослойные минералы имеют в какой-то мере сходное распределение с монтмориллонитом, тогда как распределение хлорита напоминает гидрослюду. Это видно на графике, где по горизонтали нанесены гранулометрические группы осадков в порядке воз-

Таблица 2

Химический состав фракции $<0,001$ мм осадков Белого моря, %

Компоненты	№ образца		
	173	198	230
SiO ₂	52,12	50,04	48,35
TiO ₂	0,95	1,00	0,79
Al ₂ O ₃	17,68	17,59	18,58
Fe ₂ O ₃	4,96	7,15	6,13
FeO	4,04	3,18	3,96
CaO	2,30	1,27	Нет
MgO	5,19	1,87	3,55
Na ₂ O	2,86	2,06	Нет
K ₂ O	4,00	3,73	2,88
H ₂ O ⁺	3,51	5,19	9,73
H ₂ O ⁻	2,39	3,92	6,03
Сумма	100,00	100,00	100,00

Таблица 3

Колебания содержаний гидрослюда и монтмориллонита во фракции $<0,001$ мм, %.

Осадок	Гидро- слюда	Монтморилло- нит
Пески	30—90*	0—55
	65	15
Алевриты	15—80	Следы—65
	50	25
Алевритовые отло- жения сложного состава	40—80	Следы—40
	75	5
Алеврито-глини- стые илы	40—80	0—35
	60	20
Глинистые илы	25—70	Следы—60
	40	35

* От — до
Среднее

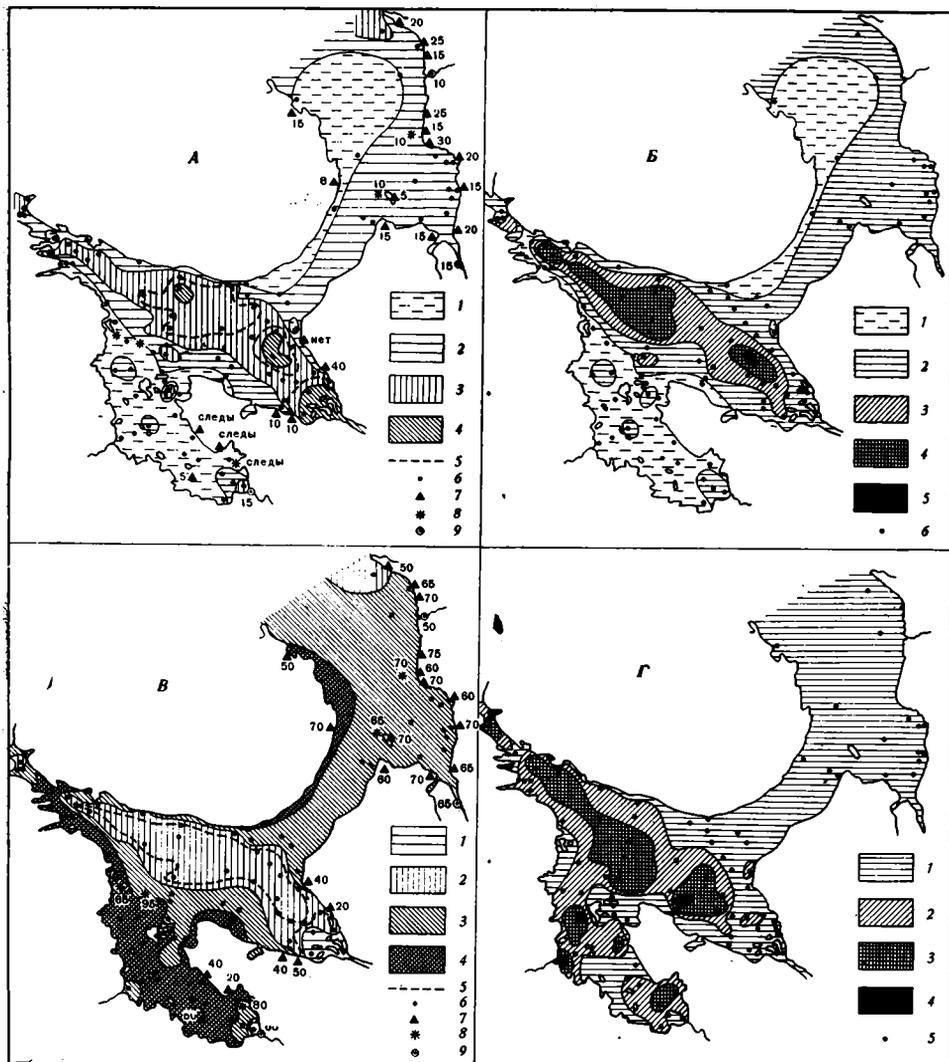
растающей глинистости, а по вертикали средние содержания глинистых минералов во фракции $<0,001$ мм (фиг. 1). Интересно, что резкие изменения соотношений глинистых минералов в составе фракции $<0,001$ мм происходят независимо от величины общей глинистости осадков.

Как уже отмечалось, приуроченность тех или иных глинистых минералов к определенным осадкам носит приближенный характер, поскольку детальное исследование показало, что строго постоянной, однозначной связи здесь нет и нередко приходится сталкиваться с отступлениями от этого правила. Хотя для каждого осадка средние значения содержаний глинистых минералов во фракции $<0,001$ мм наиболее распространены, в каждой группе осадков часть образцов отличается аномальными содержаниями: много ниже нормы или весьма высокими. Иллюстрируют это два важнейших глинистых минерала: гидрослюда и монтмориллонит (табл. 3).

Соотношения глинистых минералов во фракции $<0,001$ мм и связи их с осадками выглядят довольно сложно. Однако отмеченные особенности глинистых минералов находят объяснение после изучения их распределения на площади дна Белого моря при учете фациально-генетических обстановок осадконакопления.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ НА ПЛОЩАДИ ДНА МОРЯ

Карта содержаний монтмориллонита во фракции $<0,001$ мм осадков представлена на фиг. 2, А. Во впадине моря расположено поле значительных содержаний монтмориллонита — 25—50%. Оно распространяется непосредственно от дельты р. Северная Двина на северо-запад по наиболее глубоководной части впадины до Кандалакшского залива. По оси поля обнаружены три площади, где тонкопелитовая фракция осадков особо обогащена монтмориллонитом (50—75%). Самое крупное такое пятно охватывает дельту р. Северная Двина. При этом концентрация монтмориллонита во фракции $<0,001$ мм всех развитых здесь осадков от песков до илов достигает максимальных для Белого моря значений. Если не считать специфического района дельты, то осадки, тонкопелитовая фракция которых отличается обилием монтмориллонита (25—50 и свыше 50%), как правило, представлены глинистыми илами,



Фиг. 2. Схематические карты распределения глинистых минералов в донных осадках
 А — распределение монтмориллонита во фракции $<0,001\text{ мм}$, %: 1 — отсутствие — следы, 2 — следы, 3 — 25—50, 4 — 50—75; 5 — дополнительная изолиния содержания 40%; точки изучения глинистых минералов в: 6 — морских осадках, 7 — ледниковых отложениях на берегах, 8 — ледниковых отложениях, обнажающихся на дне моря, 9 — аллювии. Б — распределение монтмориллонита в расчете на весь осадок, %: 1 — отсутствие монтмориллонита, в осадках, 2 — <10 , 3 — 10—25, 4 — 25—50, 5 — >50 ; 6 — точки изучения. В — распределение гидрослюды во фракции $<0,001\text{ мм}$ осадков, % 1 — следы — 25, 2 — 25—50, 3 — 50—75, 4 — >75 ; 5 — дополнительная изолиния содержания 40%; 6—9 — см. фиг. 2. А. Г — распределение гидрослюды в расчете на весь осадок, %: 1 — <10 , 2 — 10—25, 3 — 25—50, 4 — >50 ; 5 — точки изучения; цифры при точках: содержания глинистых минералов в коренных породах

тяготеющими к прогнутой осевой части впадины. Что касается высоких концентраций монтмориллонита во фракции $<0,001\text{ мм}$ песков и алевритов, то это явление для Белого моря редкое, свойственное только отложениям приустьевых районов.

На склонах впадины прослеживаются алевриты и алеврито-глинистые, иногда глинистые илы с пониженными содержаниями монтмориллонита во фракции $<0,001\text{ мм}$ ($<25\%$). По краям впадины, т. е. в пределах полосы прибрежного мелководья, окаймляющего южное побе-

режье Кольского полуострова, берега Двинского залива, Карельский берег, протягиваются песчаные осадки, характеризующиеся весьма низкими содержаниями монтмориллонита либо отсутствием его.

По всему северному мелководью (Воронка, Мезенский залив), в Горле Белого моря, в Онежском заливе — везде, где широко развиты пески, роль монтмориллонита во фракции $<0,001$ мм незначительна. На карте эти обширные площади дна отмечены градацией $<25\%$, но фактически содержания редко достигают 10% , а часто монтмориллонита в песках нет.

Гидрослюда во фракции $<0,001$ мм осадков, как было установлено по средним содержаниям (фиг. 1), распределена противоположно по отношению к монтмориллониту. Карта содержаний гидрослюды в тонкопелитовой фракции осадков демонстрирует это обстоятельство в деталях (фиг. 2, В). Впадина моря занята глинистыми илами с содержанием гидрослюды $25-50\%$, причем у дельты р. Северная Двина ее $15-25\%$. От осевой части впадины к берегам Кольского полуострова, Карельскому берегу и Онежскому заливу по мере замещения глинистых илов алевритовыми осадками, а последних песками содержания гидрослюды во фракции $<0,001$ мм нарастают, достигая 75% и более. На мелководных пространствах (Воронка, Мезенский залив, Горло), покрытых песками, во фракции $<0,001$ мм последних прослеживаются такие же высокие содержания гидрослюды, как по краям впадины: $50-75$ и $>75\%$. Максимальные содержания гидрослюды характерны для песков, отложившихся непосредственно у берегов, а в Онежском заливе такие содержания обнаруживаются почти на всей площади дна.

Каолинит во фракции $<0,001$ мм осадков закрытой области моря представлен однообразными невысокими количествами — $10-20\%$. На площади Горла, Мезенского залива, Воронки его содержания еще ниже — $0-10\%$. Хлорита в северной области и Горле во фракции $<0,001$ мм песчаных осадков $5-25$, иногда до 40% , в осадках закрытой области моря $0-10-15\%$. Смешаннослойные минералы встречаются далеко не во всех пробах, распространены пятнисто, что пока затрудняет определение их локализации на площади ила.

В итоге оценки соотношений минералов во фракции $<0,001$ мм показывают, что на обширных мелководных пространствах пелитовая фракция песков резко обогащена гидрослюдой, а иногда и хлоритом, и отличается крайне низкими содержаниями монтмориллонита. В то же время глинистые илы, развитые в срединной части впадины моря, илы Двинского залива, расположенные против устья р. Северная Двина, а также песчано-алевритовые осадки, генетически связанные с речными выносами, характеризуются повышенными содержаниями монтмориллонита.

Для Белого моря авторы не ограничились рассмотрением содержаний глинистых минералов во фракции $<0,001$ мм осадков и соотношений минералов в составе этой фракции. Была также поставлена задача выяснить, сколько каждого глинистого минерала присутствует в осадках, если последние брать как целое и учитывать содержание в них всего пелитового материала. Для Белого моря это обстоятельство имеет большое значение, поскольку общая глинистость осадков $0-96\%$. Количество каждого глинистого минерала в составе всего осадка определялось как произведение содержания минерала в пелитовой фракции и величины общей глинистости осадка, деленное на 100. При этом условно принималось, что содержание каждого минерала во фракции $0,01-0,001$ мм близко к таковому во фракции $<0,001$ мм.

По этим данным были построены карты количества монтмориллонита и гидрослюды в осадках, взятых как целое (фиг. 2, Б, Г).

Монтмориллонит в осадках распределен на площади дна моря следующим образом. В песках, покрывающих обширные мелководья, т. е.

северную площадь, Горло, Онежский залив, его крайне мало или нет (фиг. 2, Б). Это определяется сочетанием низких содержаний (или отсутствием) монтмориллонита во фракции $<0,001$ мм песков (фиг. 2, В) с незначительной (2—4%) общей глинистостью последних. В осадках впадины моря количества монтмориллонита последовательно увеличиваются с удалением от берегов, причем в глинистых илах осевой зоны впадины монтмориллонита 25—50% и $>50\%$ от всего осадка (фиг. 2, Б). Конфигурация участков повышенных количеств монтмориллонита в осадках совпадает с размещением типичных глинистых илов, в которых пелитовых фракций $>70\%$. Кроме того, обнаружено отчетливое тяготение таких участков к депрессиям морского дна и согласованность их с положением циркуляционных перемещений водных масс.

При сравнении карт содержаний монтмориллонита во фракции $<0,001$ мм и общего количества монтмориллонита в осадках (фиг. 2, А, Б) обнаруживается, что эти карты сходны между собой. Одна из немногих отличительных деталей между ними — отсутствие на карте, показывающей количество монтмориллонита во всем осадке, пятна высоких градаций данного глинистого минерала у дельты р. Северная Двина. Это объясняется следующей причиной: хотя в тонкопелитовой фракции песков и алевроитов, сгружаемых на морском крае дельты, монтмориллонит — основной компонент (50—60%), общая глинистость данных осадков невелика; отсюда низкие количества монтмориллонита в расчете на весь осадок.

Подчеркивая аналогию распределения монтмориллонита во фракции $<0,001$ мм осадков и в составе осадков, взятых как целое, нужно заметить, что совершенно иная ситуация обнаруживается для гидрослюды. Оказалось, что карта количеств гидрослюды, отнесенных ко всему осадку (фиг. 2, Г), коренным образом отличается от карты распределения гидрослюды во фракции $<0,001$ мм осадков (фиг. 2, В).

На мелководьях и вдоль берегов впадины моря количества гидрослюды, отнесенные на весь осадок, незначительны (фиг. 2, Г), несмотря на то, что именно здесь гидрослюда резко преобладает в составе фракции $<0,001$ мм осадков над остальными глинистыми минералами (фиг. 2, В). Показательны в этом отношении пески, покрывающие северное мелководье и Горло. Для них характерны максимальные содержания гидрослюды в тонкопелитовой фракции: 50—75 и $>75\%$, но если брать такой песчаный осадок как целое, то окажется, что гидрослюды в нем лишь 0,5—0,7%, так как глинистость песков ничтожна. В алевроитовых, алевроито-глинистых илах, развитых на склоне впадины моря, содержания гидрослюды, рассчитанные на весь осадок, до 10—25%. Для глинистых илов, распространенных в депрессиях осевой зоны моря, было установлено относительно пониженное содержание гидрослюды во фракции $<0,001$ мм (фиг. 2, В), поскольку кроме гидрослюды в тонкопелитовой фракции илов содержится много монтмориллонита и несколько увеличено содержание других глинистых минералов. Все вместе они как бы вытесняют гидрослюду из состава фракции $<0,001$ мм. Тем не менее и при этих условиях гидрослюды в илах осевой зоны впадины моря, если брать эти осадки в целом, наибольшее количество: 25—50 и $>50\%$ (фиг. 2, Г).

Как было показано ранее, на тех же участках дна в таких же значениях (25—50 и $>50\%$) отмечались и высокие содержания монтмориллонита в илах (фиг. 2, Б).

Эти данные показывают, что в случае полиминерального характера пелитовой фракции картина распределения глинистых минералов в осадках будет далеко не полной, если ограничиваться сведениями об одном лишь составе тонкопелитовой фракции и не учитывать накопления глинистых минералов по отношению ко всему осадку.

**ПИТАНИЕ БАССЕЙНА ГЛИНИСТЫМИ МИНЕРАЛАМИ И ФАКТОРЫ,
УПРАВЛЯЮЩИЕ ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ В ОСАДКАХ**

Терригенный материал, в том числе глинистые компоненты, поступает в Белое море с речным стоком и за счет абразии ледниковых отложений. Особенность моря состоит в том, что для него существенное значение имеет этот второй источник питания (Медведев, 1972; Медведев, Кривоносова, 1968, 1971). Какие же глинистые минералы и в каких соотношениях доставляются в бассейны с речным стоком и при абразии?

Обилие монтмориллонита во фракции $<0,001$ мм осадков, развитых перед устьями рек, позволяет допускать поступление этого минерала в бассейн с продуктами речных выносов (главным образом р. Северная Двина) (фиг. 2, А). Судя по карте количеств гидрослюды, отнесенных на весь осадок (фиг. 2, Г), со стоком рек Онега и Выг в бассейн в большом масштабе, очевидно, выносятся и этот глинистый минерал. Однако, чтобы внести полную определенность в этот вопрос, глинистые минералы изучались непосредственно в русловом аллювии и речных взвесах.

Песчаные разности аллювия отличаются обилием гидрослюды и заметными содержаниями хлорита; монтмориллонит здесь тоже присутствует, но в небольшом количестве (табл. 4). Каолинит в русловом аллювии не обнаружен.

Таблица 4

Глинистые минералы во фракции $<0,001$ мм аллювия и взвесей рек, питающих Белое море, %

Река	Осадок	Гидрослюда	Монтмориллонит	Каолинит	Хлорит	Смешанно-слоистые
	А л л ю в и й					
Мезень	Песок с гравием	60	15	—	25	—
Шойна	Песок	50	10	—	40	—
Онега	Песок с гравием	50	15	—	35	—
	В з в е с и					
Мезень	Обр. 8 (II-3)	55	20	20	5	—
Северная Двина	Обр. 4 (I-1)	45	35	10	10	Следы
»	Обр. 6 (I-1)	45	30	15	5	5
»	Обр. 7 (I-1)	45	30	15	10	Следы

Следующий шаг — выяснение содержаний глинистых минералов в речных тонкодисперсных взвесах. Это тем более важно, что в твердом стоке главнейших рек бассейна Белого моря количество взвесей десятикратно превышает таковое материала, перемещаемого в форме влекомых наносов (Лопатин, 1949, 1951). Кроме того, тонкие взвеси распространяются в море на дальние расстояния и благодаря им формируются глинистые разности осадков. Состав глинистых минералов взвесей рек Северная Двина и Мезень показан в табл. 4. Имеются также опубликованные данные о взвесах рек Онега, Кулой и Мезень (Кривоносова и др., 1974).

В пелитовых взвесах рек, питающих Белое море (за исключением р. Онега), содержание гидрослюды обычно 45%, монтмориллонита — 30—35%, причем разрыв в содержаниях этих минералов часто совсем невелик. Наиболее важная особенность пелитового материала, взвешенного в речной воде — обилие монтмориллонита, присутствующего почти в таком же количестве, как гидрослюда. Только во взвесах р. Онега содержания монтмориллонита понижены (около 10%) и, напротив, они обогащены гидрослюдой. Кроме того, в речных взвесах имеется каоли-

нит (10—25%), который не был обнаружен в аллювии, хлорит же, наоборот, гораздо менее типичен для взвесей, чем для песчаного аллювия.

По особенностям распределения глинистых минералов в аллювии и речных взвесах можно заключить о разнообразии глинистых минералов в отношении морфологии и размеров частиц. Практически весь хлорит представлен относительно крупнопластинчатой инертной формой, тяготеющей к грубым обломочным компонентам аллювия. Что касается монтмориллонита, то, поскольку его подавляющая масса мигрирует в составе пелитовых речных взвесей, по всей вероятности, для него типична тонкодисперсная форма. В реках беломорского бассейна в тонкодисперсной форме мигрирует и каолинит. Дело в том, что монтмориллонит и каолинит оказались минералами в основном не местного происхождения, а поступающими в Белое море с речным стоком с юга. На длительных путях миграции происходит фракционное разделение взвесей по крупности, и до Белого моря доходит лишь очень тонкодисперсная фаза этих двух минералов. Гидрослюды много в грубообломочном аллювии и в пелитовых речных взвесах. Это указывает на существование двух форм данного минерала: крупнопластинчатой, аналогичной хлориту, и тонкодисперсной, по размерам частиц близкой монтмориллониту. Различие форм и размеров частиц глинистых минералов в сильной степени сказывается в ходе осадконакопления в морском бассейне.

Таким образом, с речными тонкодисперсными взвесями и частично с аллювием в бассейн поступает комплекс глинистых минералов, который наблюдается в морских осадках; в первую очередь это касается монтмориллонита. Однако, сравнивая соотношение содержаний глинистых минералов во фракции $<0,001$ мм речных взвесей и морских осадков, обнаруживаем несоответствие. В речных взвесах содержания гидрослюды и монтмориллонита довольно мало отличаются друг от друга

— $\frac{\text{гидрослюда}}{\text{монтмориллонит}} = 1,3$, в морских осадках эта величина для илов (суммарно глинистых и алевроито-глинистых) составляет 1,9.

В последнее время были получены сведения о глинистых минералах взвесей, распределенных в воде Белого моря (Кривоносова и др., 1974). Опираясь на эти данные, можно заключить, что во взвесах, находящихся в морской воде, соотношение между гидрослюдой и монтмориллонитом равно 1,8, т. е. отличается от того, что характерно для речных взвесей, но почти соответствует значениям, найденным для морских илов. Иначе говоря, в морской воде соотношение глинистых минералов во взвесах меняется в сторону увеличения содержания гидрослюды. Приходится допустить, что к довольно богатому монтмориллонитом взвешенному материалу, поступающему в морскую воду из рек, добавляются высокогидрослюдистые взвеси иного происхождения. В этой связи исследованы глинистые минералы ледниковых отложений, подвергающихся абразии по берегам и на дне моря (табл. 5).

Основной компонент фракции $<0,001$ мм ледниковых отложений — гидрослюда (табл. 5; фиг. 2, В). Это означает, что абрадируемые ледниковые отложения могут рассматриваться как дополнительный источник гидрослюдистых минералов, обогащающий морские взвеси, а после осаждения — и морские илы. Наряду с гидрослюдой ледниковые отложения иногда поставляют много хлорита; монтмориллонит же для них, как правило, мало характерен.

Важнейший фактор, контролирующий накопление глинистых минералов в осадках на площади дна Белого моря, — гидродинамический режим. Большое влияние на распределение оказывают различия в питании участков моря глинистыми минералами и способность каждого из них удерживаться в воде во взвешенном состоянии.

Активный гидродинамический режим, характерный для северной области и Горла моря, следующим образом влияет на общее осадкона-

Средние содержания глинистых минералов во фракции $<0,001$ мм ледниковых отложений, %

Отложения	Гидро- слюда	Монтмо- риллонит	Каолинит	Хлорит	Смешанно- слойные	Верми- кулит
Северо-восточный берег Кольского полуострова						
Суглинки (глины)	60	5	Нет	35	Следы	Нет
Берега п-ова Канин, Мезенского залива						
« »	65	15	Следы	20	Следы	Нет
Берега Двинского залива						
Моренные суглинки, супеси	40	15	15	Следы	10	20
Берега Онежского залива						
« »	50	Следы	15	Следы	5	30
Обнажение на дне моря у Соловецких островов						
Глинисто-алевритовые пески	90	Следы	10	Следы	Нет	Нет

копление в этой части моря и формирование минералогического состава пелитовой фракции осадков.

При абразии ледниковых отложений появляется масса грубообломочных продуктов, дающих начало песчаным осадкам. Одновременно возникает обильный взвешенный материал с высоким содержанием гидрослюды (Медведев, 1972; Медведев, Кривоносова, 1968, 1971; Кривоносова и др., 1974). К нему добавляются монтмориллонитсодержащие взвеси рек Мезень и Кулой. В рассматриваемой области моря гидродинамические условия таковы, что взвеси, несмотря на высокую концентрацию в воде, не могут переходить в осадок. Сами песчаные осадки взмучиваются, переоткладываются, из них удаляются остаточные пелитовые компоненты, что вызывает особую обедненность песков глинистыми фракциями. Глинистые минералы, способные удерживаться в осадке в столь неблагоприятных условиях, представлены гидрослюдой и хлоритом. Высокие содержания этих минералов (в основном гидрослюды) во фракции $<0,001$ мм песчаных осадков определяются, во-первых, обилием их в окружающих ледниковых отложениях, во-вторых, крупноагрегатным характером хлорита и некоторой части гидрослюды. Из открытой области моря гидрослюдистые взвеси выносятся в Баренцево море, но с придонным током воды и при приливах они частично поступают через Горло в срединную глубоководную впадину моря, пополняя в ней резерв взвешенного материала. В Онежском заливе гидрослюдистость фракции $<0,001$ мм песков (при практическом отсутствии монтмориллонита) усиливается еще и тем, что во взвезях рек Онега и Выг преобладает гидрослюда, а содержание монтмориллонита незначительно.

В узкой прибрежной полосе закрытой области моря вследствие сортирующей деятельности прибоя происходит процесс, аналогичный тому, какой отмечался для обширных мелководий. В результате и здесь резко повышается содержание гидрослюды в пелитовой фракции песков.

Итак, в условиях значительной активности водной среды на мелководьях и вдоль берегов происходит процесс дифференциации: разделение глинистых минералов по их способности диспергироваться. Из осадка преимущественно удаляются монтмориллонит, каолинит, а остаточная часть глинистого вещества (фракция $<0,001$ мм) песков приобре-

тает характерный почти мономинеральный гидрослюдистый (иногда хлорит-гидрослюдистый) состав. В то же время в пересчете на весь осадок количество глинистых минералов в песках снижается до ничтожной величины.

Во впадине (за пределами прибрежной полосы) осадкообразование происходит при ином гидродинамическом режиме, здесь иные масштабы и конечные результаты формирования пелитовой части осадков. Толща воды во впадине служит своего рода аккумулятором тонкодисперсного взвешенного глинистого материала сложного минералогического состава и разнообразного происхождения: поставляемого реками, распространяющегося от абрадируемых берегов, поступающего из северной области (через Горло).

Глинистые минералы, находящиеся во взвесах, представлены монтмориллонитом, мелкоагрегатной формой гидрослюды, каолинитом и смешаннослойными образованиями. Уже в толще воды впадины происходит смешение, интеграция глинистых минералов. При массовом совместном выпадении взвесей глинистых минералов в осадки в последних возникает сложная полиминеральная ассоциация, т. е. интеграция продолжается. Наряду с преобладающим явлением интеграции во впадине моря в своеобразной форме происходит некоторое разделение глинистых минералов. Во внутренних, халистатических, частях циркуляционных постоянных течений собираются наиболее тонкодисперсные, обогащенные монтмориллонитом взвеси, а на периферию отходят взвеси, более богатые гидрослюдой. Соответственно на дне моря появляются пятна глинистых илов с высоким содержанием монтмориллонита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для Белого моря влияние седиментационных, фациальных факторов на распределение глинистых минералов чрезвычайно велико. Можно думать, что черты распределения глинистых минералов, закладываемые на стадии седиментогенеза, сохраняются и на последующих этапах преобразования осадков. С нашей точки зрения, выяснение локализации глинистых минералов в седиментогенезе на площади дна моря в поверхностном слое осадков должно быть первым шагом изучения глинистых минералов любого бассейна. Сопоставление глинистых минералов верхнего слоя и серии все более глубоких горизонтов осадочной толщи позволит выявить признаки аутигенеза и трансформации глинистых минералов и затем исследовать новообразованные минералы более тонкими методами.

ЛИТЕРАТУРА

- Дерюгин К. М.* Фауна Белого моря и условия ее существования.— В кн.: Исследования морей СССР, вып. 7—8. Л., Изд-во Гос. гидролог. ин-та, 1928.
- Калиненко В. В.* Некоторые черты распределения химических элементов в осадках Белого моря.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 4.
- Калиненко В. В., Невеский Е. Н., Гризик Л. Г.* Формы железа в осадках Белого моря.— В кн.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., «Наука», 1972.
- Кривоносова Н. М., Медведев В. С., Ратеев М. А., Хейров М. Б.* Глинистые минералы во взвесах прибрежной зоны Белого моря.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 3.
- Лопатин Г. В.* Эрозия и сток наносов в Европейской части СССР и Северном Кавказе.— Изв. Всес. геогр. о-ва, 1949, № 5.
- Лопатин Г. В.* Зоны мутности рек СССР.— В кн. Вопросы географии, т. 26. М., Географгиз, 1951.
- Медведев В. С.* Схема литодинамики и баланс наносов северной части Белого моря.— В сб.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., «Наука», 1972.
- Медведев В. С., Кривоносова Н. М.* Изучение количественного распределения взвеси в прибрежных водах Белого моря.— Океанология, 1968, т. 8, вып. 6.

- Медведев В. С., Кривоносова Н. М.* Распределение взвешенного вещества в Белом море.— В сб.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971.
- Ратеев М. А., Емельянов Е. М., Хеирзов М. Б.* Особенности формирования глинистых минералов донных осадков Средиземного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Тимонов В. В.* Схема общей циркуляции вод бассейна Белого моря и происхождение его глубинных вод.— Тр. Гос. океанограф. ин-та, 1947, вып. 1(13), Л.
- Щербаков Ф. А., Невесский Е. Н., Глазалева З. А.* Литология прибрежно-морских песков юго-западного и южного побережья Кольского полуострова.— В сб.: Комплексные исследования природы океана, вып. 3. Изд-во МГУ, 1972.
- Щербаков Ф. А., Шевченко А. Я.* Особенности состава глинистой части современных прибрежно-морских отложений.— В сб.: Комплексные исследования природы океана, вып. 3. Изд-во МГУ, 1972.
- Biscaye P. E.* Mineralogy and Sedimentation of the Deep-Sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean and Adjacent Seas and Oceans. Geochemistry Technical Report 8, Department of Geology Yale University, 1964.
- Schulz L. G.* Quantitative evaluation of the kaolinite and illite in underclays. Proc. 7-th Nat. Confer. Clays and clay minerals, London, 1960.
- Sudo T., Oinuma K., Kobayashi K.* Mineralogical problems concerning clay mineral analysis of sedimentary rocks. Acta Univ. Carolinae, Praha, 1961.
- Weaver C. E.* Geologic interpretation of argilloceous sediments. Bull. Amer. Petrol. Geol., 1958, v. 42.

Институт океанологии АН СССР
Геологический институт АН СССР
АзНИИ
Москва
Баку

Дата поступления

УДК 552.527 (265)

О ГЛИНООБРАЗОВАНИИ В ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В. И. МУРАВЬЕВ

Проанализирован минеральный состав алевритовой и пелитовой фракций океанических илов, собранных в пределах глубоководных желобов и краевых морей западной части Тихого океана в 49-м рейсе НИС «Витязь». Главные породообразующие компоненты осадков — вулканические стекла и палагонит. Фракции $< 1 \text{ мк}$ сложены этим же материалом. Продукты раскристаллизации стекол и палагонита, представленные слоистыми силикатами, отмечены во всех размерных фракциях осадка. Рентгенография выбранных отдельных зерен палагонита показала присутствие в них минералов из группы монтмориллонита и серпентина. Минералы группы слюд представлены глауконитом.

МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИИ

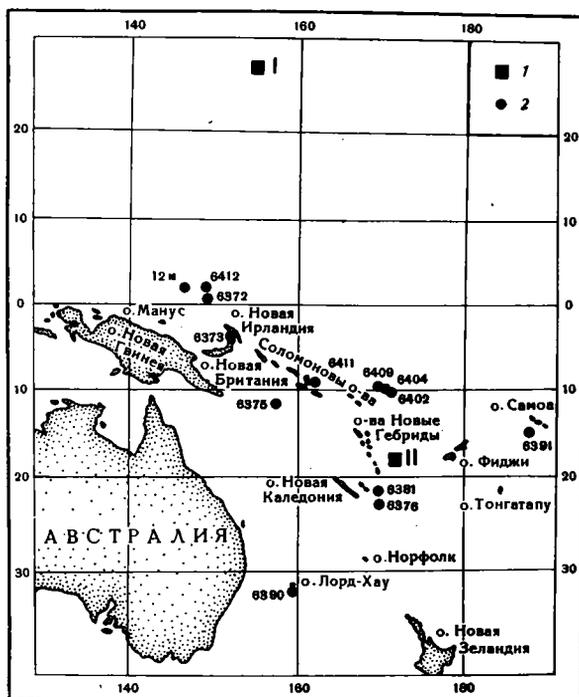
Океанические осадки — интереснейший объект исследования. Помимо того что они относительно наименее изучены, именно в них по мере накопления новых данных вскрывается огромное число специфических особенностей осадко- и породообразования, исследование которых невозможно на других моделях. Наибольшие перспективы изучения закономерностей океанического породообразования открываются в настоящее время в связи с появлением новых материалов по глубокому бурению океанического дна. При этом внимание к минимально измененным осадкам поверхностного слоя дна океана не может быть ослаблено, поскольку расшифровка состава исходного материала пород океанических впадин — ключ для понимания их дальнейшей истории.

В нашем распоряжении были образцы океанических илов, собранные в рейсе № 49 НИС «Витязь» в пределах глубоководных желобов и окраинных морей, обрамляющих с востока Тихоокеанскую впадину. Расположение станций показано на фиг. 1, привязка изученных образцов приведена в табл. 1.

Отобранные образцы представлены жидкими, полужидкими, вязкими или ломкими илами или реже непластичными осадками алевритового или песчаного облика. Во всех случаях предварительное определение «ил» давалось образцу осадка, обладающему пластичностью, уточненное название образца может быть дано на основании таблицы гранулометрического состава (табл. 2).

Образцы океанических осадков подняты с участков, расположенных достаточно близко от архипелага островов (первые сотни километров). Широкое развитие процессов выветривания на островах тропической зоны позволяло надеяться на обнаружение в океанических илах продуктов переотложения кор и в первую очередь терригенных глинистых минералов. Именно к такой интерпретации состава океанических осадков сводятся существующие представления, широко отраженные в литературе. По мнению многих исследователей (Ратеев и др., 1966; Горбунова, 1970; Griffin et al., 1968; и др.), глинистые минеральные фазы океаниче-

ских илов интерпретируются в большинстве случаев как каолинит, гидрослюда и хлорит. Кроме того, присутствуют разбухающие минералы, представленные монтмориллонитом и, по-видимому, сапонитом. При этом каолинит гидрослюда и хлорит рассматриваются как аллотигенные минералы, а монтмориллониты могут быть полигенетичны. Значительная или даже большая часть монтмориллонита может формироваться в оке-



Фиг. 1. Схема расположения точек отбора проб
1 — полигоны; 2 — станции

анических осадках по пирокластическому материалу. При такой интерпретации следует ожидать в наиболее тонких фракциях осадков максимального сосредоточения дисперсных глинистых минералов.

Интерпретированный таким образом материал позволил исследователям составить карты донных осадков и карты преимущественного сосредоточения в илах различных глинистых минералов (Горбунова, 1970; Лисицына и др., 1973).

Отобранные нами образцы располагались в зоне развития самых разнообразных осадков: красные глубоководные глины (полигон I, станция 6412), фораминиферовые илы (станции 12 «Хакухо-Мару», 6375, 6381), пелитовые или алевроитовые осадки, обогащенные пирокластическим материалом (станции 6373, 6391, 6404, 6407, 6409). Кроме того, использованы образцы пляжевых песков (обр. 61), образцы из прибрежной зоны лагун (обр. 8).

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛА

Для получения всесторонней характеристики минерального состава илов был применен метод разделения их на гранулометрические фракции без какого бы то ни было предварительного механического истирания проб. Жидкие или полужидкие илы из герметических банок переносились в батарейные стаканы, заливались дистиллированной водой, и

Распределение и характеристики проб

Положение образца и № точки	№ образца	Способ отбора	Глубина, м	Название образца по первичной документации
Район о. Маркус, I полигон, 155° в. д., 27° с. ш.	3	Илы, налипшие на контейнеры геофизических приборов	6100	Серый вязкий ил
Бухта Лоренгау, о. Манус	8	Илы с якорной цепи	30	Черный вязкий ил
Участок юго-западнее о. Новая Ирландия, станция 6373, 03°34' ю. ш., 151°41' в. д.	42	Трубка	2600	0—10 см — коричневый жидкий ил
	43	»		10—20 см — серый полужидкий ил
	44	»		20—25 см — коричневый алевроитовый ил
	45	»		25—30 см — серый глинистый песок
Участок юго-западнее Соломоновых островов, станция 6375, 11°48' ю. ш., 157°45' в. д.	46	Драга	2300	Желтый фораминиферовый ил
	47	»		Пемза
Участок восточнее островов Новые Гебриды, II полигон, 16°21' ю. ш., 172°33' в. д.	51	Ил, налипший на контейнеры геофизических приборов	3000	Коричневый пластичный ил
Новогебридский желоб, станция 6381, 21°27' ю. ш., 169°29' в. д.	52	Драга	2700	Желтый фораминиферовый ил с обломками пемзы
	53	»		Комочки уплотненного ила
Остров Норфолк, южный подводный склон о. Лорд-Хау, станция 6390	61	»	2200	Пляжевый песок
	67			Уплотненный ил
	68			Базальтовый туф
Северная часть желоба Тонга, станция 6391, 15°04' ю. ш., 172°57' з. д.	139	Дночерпатель	5300	Светло-коричневый полужидкий ил с редкой мелкой галькой базальтоидов
Желоб Витязя, станция 6404, 10°30' ю. ш., 170°13' в. д.	163	Драга	5400—5600	Коричневый вязкий ил
Желоб Витязя, станция 6407, 10°34' ю. ш., 170°15' в. д.	166	»	4400—4600	Комочки уплотненного ила
Желоб Витязя, станция 6409, 9°59' ю. ш., 169°43' в. д.	167	Трубка	5500	0—10 см — жидкий коричневый ил
	168	»		40—50 см — темно-бурый пластичный ил
	169	»		50—55 см — зеленый песчанистый ил (вулканический пепел)
	170	»		70—80 см — бурый уплотненный ломкий ил
	171	»		130—140 см — бурый уплотненный крошащийся ил
	172	»		175—180 см — бурый песок

Таблица 1 (окончание)

Положение образца и № точки	№ образца	Способ отбора	Глубина, м	Название образца по первичной документации
Участок восточнее Со- ломоновых островов, станция 6411, 9°08' ю. ш., 161°47' в. д.	175	Драга	2800—3000	Красно-бурые перетертые глины с галькой Красная глина с галечка- ми пемзы Зеленый глинистый песок Фиолетовые глины
	176	»		
	177	»		
	178	»		
Желоб Мусао, стан- ция 6412, 01°53' с. ш., 148°46' в. д.	183	»	6400—6600	Серо-бурые вязкие глины
Участок примерно в 300 км севернее о. Манус, станция 12 «Хакухо-Мару», 01°53' с. ш., 147°02' в. д.	187	Трубка	4550	50—60 см — серый пла- стичный карбонатный ил

Таблица 2

Гранулометрический состав илов, %

Размер, мк	№ образца																			
	3	8	42	43	44	45	51	52	53	67	139	167	168	169	170	171	172	176	183	187
>100	40	2	7	16	4	9	19	36	18	20	8	<1	2	2	1	5	29	62	<1	—
100—50	14	11	13	34	11	38	44	17	14	27	34	3	12	16	2	2	4	12	<1	79
50—10	9	31	16	16	17	17	14	10	11	25	31	9	19	22	8	5	12	7	4	9
10—5	17	26	31	21	45	18	19	25	37	15	16	18	37	33	26	19	18	7	12	3
5—2	16	11	20	11	18	13	3	9	15	4	6	22	14	11	22	23	19	4	20	6
2—1	4	7	7	2	5	3	1	3	5	4	3	22	10	10	18	24	10	3	25	3
<1	<1	12	6	<1	<1	2	—	<1	<1	5	2	26	6	6	23	22	8	5	38	<1

весь процесс отмучивания размерных фракций проводился лишь с помощью периодического взбалтывания и отстаивания суспензии. Таким образом, накапливались фракции <1; 1—2; 2—5; 5—10; 10—50; 50—100; >100 мк. Фракции >2 мк исследовались оптическим методом, а фракции <1; 1—2; 2—5 мк были использованы для получения дифрактограмм. Кроме того, было проведено химическое изучение валовых проб илов и фракций <1 мк.

Исключение механического истирания проб диктовалось тем обстоятельством, что слагающие илы фрагменты (панцири диатомей, обломочки пемзы и палагонита, вулканические стекла) столь хрупки, что даже минимальное механическое воздействие на них может существенно исказить картину распределения материала по размерным фракциям.

Помимо стандартных обработок проб, использованных для дифрактометрии, применялась обработка их в 10%-ной HCl при 100°C в течение 20, 30 мин. и 1 часа, а также обработка горячим раствором 10%-ной Na₂CO₃. В отдельных случаях для получения достоверных данных о наличии каолинита в образцах применялась последовательная обработка проб раствором Na₂CO₃ и затем HCl. Малая интенсивность рефлексов на дифрактограммах и отсутствие целочисленных серий отражений заставляли применять многократно повторяемую съемку только области 7 Å на малых скоростях. Эта операция была необходима для надежного получения значения *d* этого рефлекса.

Использовался также метод получения дебаеграмм с выбранных из препаратов и оптически изученных зерен размером около 0,1 мм. Этот

Таблица 3

Минеральный состав алевритовой фракции, %

Компонент	№ образца																				
	3	8	42	45	46	51	52	67	139	163	166	167	168	169	170	171	172	175	176	178	183
Палагонит	32	40	46	12	15	26	12	20	6	82	86	14	56	8	32	36	19	28		37	38
Пепловые стекла	21	2	12	87	25	58	82	1	71	6	5	57	8	84	28	26	20		1	1	55
Плагиоклазы	5	29	19		43	6	5	30	10	6	7	7	10	5	11	8	27	25	41	31	1
Авгит	1	2	<1		7	<1	1	10	6	4	<1	5	6	3	4	5	6	11	9	21	
Гиперстен		8	3		6				4			2	3	<1	1	2	6	2	2		1
Оливин	<1					4		5	1			2	2		2	1		1			
Энстатит												2						<1			
Кварц												<1	<1	<1						<1	
Серпентин			1	<1		2		<1				1	1	<1	2	2	<1		<1		5
Глауконит		<1	2		2				<1												<1
Цеолиты			4																		
Обломки пород		<1	4	1	<1		<1	29		<1	2		<1		<1	<1		1		10	
Неопределимые зерна и агрегаты	41	15	9	<1	2	4	<1	5	2	2	<1	10	14		20	20	22	31	47		<1
Органогенные обломки, % к фракции																					
Карбонатные		66	6		96	22	94													17	
Кремнистые	16		2		1	<1	2		1	4		3	1	2	4	16	2		2		34

прием оказался наиболее надежным для расшифровки состава кристаллической фазы, развивающейся по палагониту. В заключение следует сделать оговорку, касающуюся режимов съемки препаратов на дифрактометре. Малая интенсивность рефлексов заставила применять широкие щели (1 мм) при открытой шторке даже в малоугловой области. При таких режимах съемки ориентированных препаратов первые базальные рефлексы мономинеральных образцов глины имеют основание до $2-3^\circ \Theta$ и высоту, выходящую за пределы регистрации самописца. Экстраполированная высота такого пика равна около 50 см. На дифрактограммах реальных исследованных нами образцов океанических илов высота наиболее острых рефлексов не превышает 1,5—2 см. Сравнение дифрактограмм реальных илов и мономинеральных глины позволяет перейти к количественной оценке содержащихся в препаратах окристаллизованных минеральных фаз.

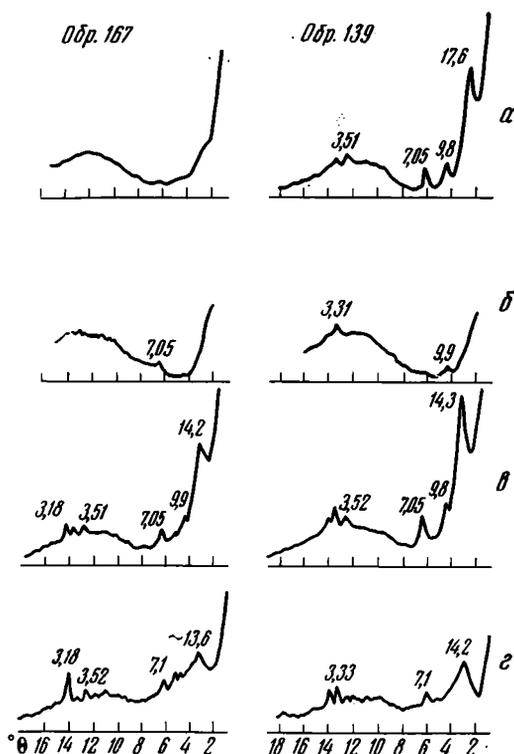
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полученные данные по гранулометрии осадков (табл. 2) свидетельствуют об их слабой отсортированности. Обращает на себя внимание часто встречающееся появление двух максимумов, связанное с одновременным присутствием двух или трех генетически разных групп обломков (биогенные, пепловые частицы и гиалокластик). Во фракции >100 мк иногда попадают мелкие галечки пемзы. В тонких фракциях (<10 мк) попеременно преобладают вулканические стекла, палагонит или панцири диатомей. Такая полигенетичность фрагментов, слагающих различные гранулометрические фракции, сильно затрудняет анализ данных гранулометрии. Ответственными за конфигурацию кривых распределения становятся факторы, не связанные друг с другом. Тип таких кривых определяется не только динамикой разноса материала, не только удаленностью от берега и глубиной, но и концентрацией в данных участках различных биогенных фрагментов, развитием микростяжений, концентрацией пепловых частиц и т. п. Минералогическое изучение наиболее крупных фракций (10—100 мк) позволило установить в них две главные ассоциации: пеплового (кристалло- и витрокластического) и гиалокластического материала (табл. 3). Эти две группы обломков составляют до 95% массы илов (без учета органогенных обломков). В ряде образцов резко увеличивается количество неопределимых зерен представляющих агрегатоподобные образования, интенсивно окрашенные гидроокислами железа. Раздавливание таких зерен и просмотр их обломков позволяет установить в них фрагменты изотропного стекловидного бурого или зеленого вещества, включающие умеренно двупреломляющие чешуйки. Очевидно, некоторые количества гиалокластического материала трансформированы в илах в подобные агрегативные зерна. Чрезвычайно большую роль вулканогенного материала в составе океанических (пелагических) илов отмечали Н. С. Скорнякова и И. О. Мурдмаа (1968). По их данным, в илах содержится также значительное количество «трудноопределимых зерен». По-видимому, малый темп осадконакопления в пелагической зоне обусловил увеличение относительной доли разрушенных палагонитовых зерен в поверхностных илах.

Просмотр более тонких фракций илов (10—2 мк) позволяет сделать вывод о сохранении и в этих классах того же набора минеральных фрагментов, на которые в ряде случаев накладываются заметные или даже весьма значительные количества органогенных остатков (главным образом панцири диатомей). Однако среди минеральных компонентов и в этих еще доступных для микроскопического изучения фракциях доминируют пепловые (кристалло- и витрокластические) частицы и палагонит. Доминирование аморфного вещества практически во всех размерных фракциях илов подтверждается характером дифрактограмм, полу-

ченных для трех наиболее тонких размерных фракций. Главная особенность дифракционных кривых — широкое гало в угловой области 8—18° Θ . На фоне этого гало прослеживаются базальные рефлексы крайне низкой интенсивности, отвечающие глинистым минералам. В ряде случаев на дифрактограммах отсутствуют какие-либо рефлексы.

Расшифровка состава фракции <1 мк помимо рентгеновского метода базировалась на параллельном оптическом изучении более крупных фракций (1—2 и 2—5 мк). В этих размерных фракциях оптическим методом регистрировался набор минеральных фрагментов, тождественный алевроитовой фракции, для которой составлена табл. 3. Отмечается воз-



Фиг. 2. Типы дифракционных кривых различных фракций океанических осадков а — фракция <1 мк, насыщена глицерином; б — та же фракция, обработана HCl или Na₂CO₃; в — фракция 1—2 мк; г — фракция 2—5 мк

растание роли биогенных обломков (главным образом обломки панцирей диатомей). Изменения количественных соотношений различных минеральных фаз закономерно. Так, в образцах 3, 52, 168, 170, 172 увеличивается доля палагонита и «неопределимых зерен», часть которых также, по-видимому, принадлежит палагониту. В образцах 46, 51, 167 заметно возрастает количество пепловых частиц (вулканического стекла).

Изучение ориентированных агрегатов фракции <1 мк позволило установить лишь изотропную фазу. Возникает вопрос, какие же фрагменты ответственны за появление на дифрактограммах рефлексов окристаллизованных глинистых минералов. Ориентировочная количественная оценка говорит о содержании окристаллизованных слоистых силикатов во фракции <1 мк не более 10%. На фиг. 2 приведены типы дифрактограмм, характеризующиеся набором базальных рефлексов в области 14(17), 10, 7Å или содержащие только гало. На этом же графике показано изменение типа дифрактограмм после обработки образцов HCl или раствором Na₂CO₃. Наконец, последний тип

кривых приведен для более крупных фракций тех же образцов. Результаты дифрактометрии сведены в табл. 4. Сопоставление данных дифрактометрии позволяет сделать вывод об идентичности набора слоистых силикатов, содержащихся в различных гранулометрических фракциях образцов. Для фракций 1—2 и 2—5 мк количественная оценка доли слоистых силикатов сохраняет тот же порядок; хотя именно в образцах, обнаруживающих во фракции <1 мк только гало и в более крупных фракциях (1—2 и 2—5 мк) фиксируются минимальные количества окристаллизованных глинистых минералов. Микроскопическое исследование этих фракций позволяет говорить о сосредоточении глинистых минералов внутри обломков стекол (палагонит и пепловые частицы).

Базальные отражения во фракциях образцов при различной обработке

№ образца	Фракция, мк					
	<1				1—2	2—5
	без обработки	глицерин	550°C	HCl		
3	14,1; 10,2; 7,1	14,4; 9,9; 7,06	14,0; 10,0	—	—	—
8	14,2; 7,17	17,6; 7,17	—	7,25	13,6; 7,06	13,4; 7,10
42	13,9; 7,16	17,8; 14,7; 7,16	14,0; 10,0	—	14,7; 7,1	14,7; 7,2
43	13,9; 7,16	14,3; 7,12	10,0	—	—	—
44	14,2	14,3	13,8; 9,8	—	—	—
45	13,9; 7,2	18,0; 7,2	10,0	—	14,1; 7,05	14,7; 7,2
46	13,4; 7,05	17,6; 7,05	9,8	—	14,2; 7,0	14,5; 7,0
51	Нет фракции					
52	Гало	Гало	Гало	—	—	—
53	»	»	»	—	—	—
67	13,2; 7,1	19,6; 9,8; 7,10	10,0	—	13,8; 7,1	13,2; 10,0
139	13,5; 9,8; 7,05	17,6; 9,8; 7,0	14,0; 9,8; 7,1	9,9	14,3; 9,8; 7,0	14,2; 7,1
163	12,6*; 7,0	17,7*; 10,0; 7,0	13,5; 9,8*	15,0	—	—
166	12,6; 7,0	17,7; 7,0	13,6; 9,8	14,0	13,8; 7,0	14,1; 7,0
167	Гало	Гало	Гало	—	14,2; 9,9; 7,0	13,6; 7,1
168	14,7; 7,2	18,9; 7,2	10,0	—	14,0	14,2; 7,1
169	13,8	Гало	Гало	—	14,5; 7,2	15,6; 7,1
170	14,2*; 7,16	17,6*; 9,9; 7,10	13,6; 10,0*; 6,4	14,6	14,0; 10,0; 7,0	13,8; 7,0
171	13,9*; 7,0	18,9*; 7,0	14,6; 10,0*	14,5	14,2; 9,9; 7,0	14,3; 7,0
172	13,9; 7,0	18,9; 7,0	14,6; 10,0	—	14,1; 7,0	14,4; 7,0
175	11,8**	16,4**	9,8**	14,5	14,2; 7,0	14,3
176	12,1**	17,7**	9,7**	14,3	—	14,3
177	12,5**	17,7**	9,7**	14,2	13,0	14,0
178	13,6**	17,6**	9,8**	14,3	—	—
183	12,6; 10,0; 7,0	17,6; 9,8; 7,0	13,8; 11,9; 9,8	9,9; 7,20	13,5; 9,9; 7,1	14,1; 10,0; 7,1
187	Гало	Гало	Гало	—	—	15,0; 10,0; 7,15

Интенсивность рефлексов: * — средняя; ** — сильная.

Таблица 5

Таблица базальных рефлексов фракций < 2 мк из истертых алевритовых зерен

№ образца	Без обработки	Глицерин	550°C	HCl	Na ₂ CO ₃	Na ₂ CO ₃ , глицерин
139	13,8; 7,2	17; 7,2	Нет	Нет	14,3; 7,25	17,7; 7,25
163	14,1	17,7	»	»	—	—

Наиболее важным минеральным фрагментом, содержащим чешуйки слоистых силикатов, является палагонит. Полностью изотропные зерна этого компонента редки. Подавляющее большинство зерен палагонита включает в себя продукты начавшейся раскристаллизации основной массы, представленные слабо или умеренно поляризующими чешуйками и редко кристалликами цеолитов. Интенсивное изменение (монтмориллонитизация) палагонита отмечено Е. Д. Бонатти (Bonatti, 1965), М. Н. Х. Петерсоном и Дж. Дж. Гриффином (Peterson, Griffin, 1964). Во всех размерных фракциях, доступных для оптического изучения, отмечены обломки пород, содержащие стекло, рудные минералы, мельчайшие кристаллы плагиоклазов, темноцветных минералов, апатита. Очень часто значительные массы обломков хлоритизированы. Наконец, в ряде случаев в составе осадков были встречены пепловые вулканические стекла, пронизанные ветвящимися струйками и гнездами, заполненнымк двупреломляющим веществом. Для определения минерального состава продуктов раскристаллизации вулканических стекол был выбран обр. 139, содержащий в алевритовой фракции более 70% стекол. Многие из них включали продукты начавшейся раскристаллизации.

Эта фракция была истерта в форфоровой ступке с небольшим количеством воды, и из полученной пасты отмучена фракция < 2 мк. Аналогично была получена фракция < 2 мк из зерен алевритовой размерности обр. 163, состоящих в основном из палагонита. Результаты дифрактометрического изучения этой фракции приведены в табл. 5.

В обр. 139 зарегистрированы два рефлекса 060 с $d = 1,509$ и $1,535$; в обр. 163 $d_{060} = 1,52$. Эти данные позволяют сделать вывод, что продуктом раскристаллизации вулканических стекол (обр. 139) был монтмориллонит. Исчезновение рефлексов после солянокислой обработки и прокаливания может быть связано с плохой окристаллизованностью монтмориллонита. Кроме того, присутствует минерал из группы серпентина. По палагонитовым зернам обр. 163 развивается нонтронит и (или) сапонит. Для уточнения минеральной фазы, развивающейся по палагониту, из образцов 163 и 67 были выбраны зерна палагонита размером около $0,1$ мм, в которых при микроскопическом изучении установились зонально расположенные розетки умеренно двупреломляющего чешуйчатого минерала. Зерна были наклеены на стеклянную нить и сняты в дебаевской камере. На дебаеграмме зерна палагонита обр. 163 присутствуют слабые рефлексы с $d = 14,2$ (001) и $4,50$ Å (020); на дебаеграмме палагонита обр. 67 прослежена серия сильных рефлексов с $d = 14,2$ (001); $4,48$ (020) $1,522$ Å (060), что также позволяет интерпретировать новообразованную кристаллическую фазу как нонтронит (или сапонит). Близость значений d_{060} нонтронита и сапонита, а также идентичность базальных рефлексов не позволяют однозначно идентифицировать эти минералы.

Минеральная природа окристаллизованных фаз во фракции < 1 мк интерпретируется весьма трудно. Так, пик в области 14 Å после насыщения глицерином не сохраняется или едва улавливается в виде ступени, осложняющей пик 17 Å. Прокаливание образцов при 550° С всегда приводит к заметному усилению рефлекса 10 Å и резкому уменьшению пика в области 14 Å. Обработка же образцов 10%-ной HCl полностью уничтожает минералы, ответственные за пик 14 Å. Эти эффекты могут быть связаны с тем, что разбухающая минеральная фаза представлена в значительной мере нонтронитом (сапонитом), а хлорит присутствует в резко подчиненных количествах. Содержание монтмориллонита незначительно.

Пик в области 10 Å в большинстве образцов не выражен либо проявляется в образцах, насыщенных глицерином, и имеет значения $9,8$ — $9,9$ Å. Обработка 10%-ной HCl приводит к уничтожению или резкому уменьшению интенсивности этого рефлекса. Исследование фракций > 2 мк позволило установить в них присутствие редких зерен глауконита, но пластинок слюд обнаружено не было. В более крупных фракциях в зернах палагонита микроскопически удается установить чешуйки или розетки чешуек с достаточно высоким двупреломлением. Все это дает основание относить 10 Å фазу к глаукониту или селадониту.

Пик в области 7 Å присутствует на подавляющем числе дифрактограмм и иногда является единственным рефлексом. Природа этого пика двояка. С одной стороны, в этой области проявляется второй порядок хлоритов, и кроме того, в этой же области может присутствовать первый базальный рефлекс самостоятельной минеральной фазы. Разграничение фаз крайне затруднительно, поскольку на дифрактограммах не наблюдается расщепления рефлекса в области $3,52$ — $3,57$ Å, а более дальние порядки отсутствуют. Однако следует отметить весьма важное обстоятельство: прецизионная, многократно повторенная съемка только этого рефлекса показывает, что во всех образцах (кроме обр. 8) значение этого пика колеблется в области $7,05$ — $7,10$ Å. Обработка образцов 10%-ной HCl приводит к полному уничтожению этого рефлекса либо сильному уменьшению его интенсивности с одновременным смещением в сторону меньших углов (до значений $7,2$ — $7,25$ Å). По-видимому, формирование

этого рефлекса обусловлено наложением второго порядка хлоритов на рефлексы минералов типа шамозита и группы серпентина. При этом скорее всего все три компонента присутствуют во фракции одновременно и все три компонента составляют продукты начавшейся раскristаллизации вулканических стекол и гиалокластиков. В этом случае прерывистая оболочка или пленка стекла (палагонита) на чешуйках минералов затрудняет их растворение, и после часовой обработки HCl при 100° С могут сохраниться лишь наиболее труднорастворимые компоненты (каолинит и отчасти серпентин). Fe-хлориты и шамозит должны уничтожаться значительно раньше. Только в образцах 8 (бухта Лоренгау) и 183 (желоб Мусао) обработка HCl не привела к уничтожению пика в области 7 Å, а вызвала лишь смещение рефлекса до значения 7,2—7,25 Å с одновременным появлением резкой асимметрии пика.

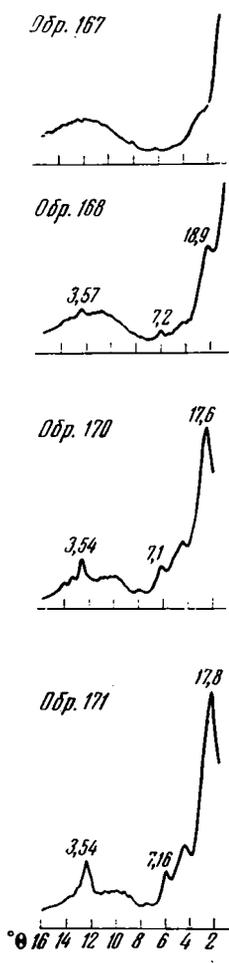
Наряду с тем, что в большинстве образцов во всех фракциях зарегистрированы окристаллизованные глинистые минералы, именно во фракциях <1 мк встречаются полностью аморфные фазы, представленные, по-видимому, палагонитом, вулканическим стеклом и мельчайшими обломками кремневых организмов (именно эти компоненты слагают следующие, более крупные фракции). Доля биогенного опала в изученных нами образцах невелика. Так, в обр. 167 во фракции <1 мк содержится 12,57% аморфного кремнезема, в обр. 170—12,07%; в обр. 171—7,20% (табл. 6).

Это максимальные количества аморфного кремнезема, определенные при химическом анализе образцов. Однако даже эти числа не могут быть целиком отнесены за счет органогенных фрагментов, так как в содовые вытяжки переводится не только опал, но и в значительной мере SiO₂ вулканических стекол и палагонита. Свидетельство растворения стекол — одновременное присутствие в содовых вытяжках алюминия: в обр. 167—0,97%, в обр. 170—0,89, в обр. 171—0,85. Принимая в палагонитах и стеклах андезитового состава Al₂O₃ : SiO₂ ≈ 1 : 3, следует около 3% SiO₂ аморф отнести за счет растворения этих компонентов. Вместе с тем растворение аморфного кремнезема (опала) и части стекол приводит к проявлению на дифрактограмме пика 7 Å (обр. 167, фиг. 2). Это может быть связано как со снижением аморфного фона, так и с высвобождением глинистых минералов из вмещающих их стекол и последующим улучшением ориентировки препаратов.

Рассмотрение химического состава образцов (табл. 6) и сравнение данных для проб в целом и фракций <1 мк позволяют обнаружить достаточно заметные расхождения в содержании отдельных компонентов и в первую очередь Na₂O, CaO, FeO, Fe₂O₃. Следует отметить повышенные количества MnO, характерные для образцов в целом и субколлоидных фракций.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

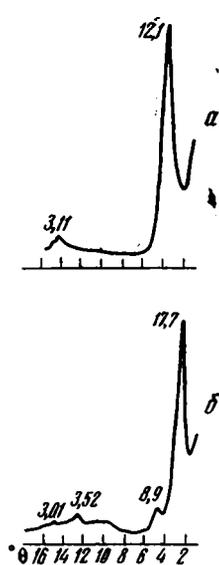
Изложенный фактический материал дает возможность перейти к обсуждению некоторых аспектов формирования окристаллизованных слоистых силикатов в океанических осадках. Многочисленные данные о составе фракции <1 мк в осадочных породах, по-видимому, определили представление о том, что именно в ней сосредоточены наиболее дисперсные минералы, а сама фракция может именоваться глинистой. Перенесение таких выводов на океанические осадки во многом обязано также исследованию выносов рек. В их взвеси, в частности, во фракциях <1 мк, действительно сосредоточены главным образом глинистые минералы. Однако область разгрузки континентального стока очерчена недостаточно четко. Вопрос о том, является ли областью разгрузки шельф или более значительная периферийная часть океанических бассейнов, требует специального исследования.



Фиг. 3

Фиг. 3. Изменение типа дифракционных кривых фракции $< 1 \text{ мк}$ в колонке (точка 6409)

Фиг. 4. Дифракционные кривые фракции $< 1 \text{ мк}$ гидротермально измененного осадка (обр. 176)
Образец: а — природный, б — насыщенный глициерином



Фиг. 4

Во всех изученных нами образцах независимо от того, взяты ли они из желобов или с участков абиссальной равнины, количества окристаллизованных глинистых минералов в жидких и полужидких осадках крайне невелики. Самая тонкая фракция ($< 1 \text{ мк}$) содержится не в преобладающих количествах, и часто доля ее близка к первым процентам. В валовом составе осадков резко преобладают вулканические стекла и палагонит. В весьма заметных количествах присутствуют зерна пироксенов при полном или почти полном отсутствии кварца, т. е. и в гранулометрии и в минеральном составе зернистой части осадков не удается установить каких бы то ни было черт унаследованности от продуктов континентального стока. Рассмотрение состава наиболее тонкой фракции позволяет констатировать парадоксальное обстоятельство: глинистые минералы практически не участвуют в образовании фракции $< 1 \text{ мк}$ либо присутствуют в ней в виде незначительной примеси, не определяющей по существу ее минерального состава. Главным же составным компонентом «глинистой» фракции изученных илов оказались не глинистые минералы, а тонкодисперсное стекло (и палагонит) и биогенный опал.

а

Естествен вопрос о скорости преобразования гиадокластического и витрокластического материалов. Некоторые данные о темпах раскристаллизации стекол можно получить из рассмотрения колонки длиной 1,8 м, поднятой на станции 6409 (табл. 1). В самом верхнем слое жидкого ила (обр. 167) фракция $< 1 \text{ мк}$ лишена уловимых количеств глинистых минералов. Лишь содовая обработка материала позволила получить ориентированный препарат, на дифрактограмме которого едва заметен пик в области 7 Å (фиг. 2). В образцах из более глубоких горизонтов колонки наблюдается последовательное возрастание интенсивности и остроты рефлексов, принадлежащих слоистым силикатам (фиг. 3).

Из этого ряда выпадают образцы пепловых туфов. Образец 169 отвечает пятисантиметровому прослою витрокластического пеплового туфа, а обр. 172 представляет кристалло-витрокластическую породу псаммитовой структуры. На дифрактограммах этих образцов рефлексы глинистых минералов едва намечены. Вулканические стекла, слагающие алевритовые фракции этих образцов, варьируют по составу, но среди них резко преобладают кислые разности с $N=1,505-1,51$. В пластичных коричневых илах, слагающих всю колонку, преобладают вулканические стекла с $N=1,53$. Таким образом, на одних и тех же уровнях степень

измененности осадка сильно варьирует и зависит от его исходного состава. Илы, сложенные палагонитом и основным пепловым стеклом, значительно раньше продуцируют глинистые минералы, чем осадки, в изначальном составе которых преобладают кислые стекла и кристаллические обломки.

Участок отбора пробы (точка 6409) расположен в зоне, для которой скорости осадконакопления 3—10 мм/тыс. лет (Лисицын, 1971). Возраст нижних горизонтов этой колонки может оцениваться соответственно в 200—600 тыс. лет. Исследование пород колонки показало, что этого отрезка времени еще недостаточно для заметной диагенетической переработки (глинизации) относительно кислых стекол и кристаллических минералов. Однако гиалокластика и основные пепловые стекла на этих же уровнях изменены, хотя и незначительно, но уже достаточно для оптического и дифрактометрического установления продуктов их преобразования.

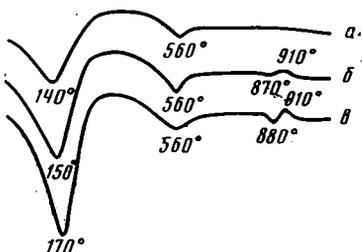
Приведенные данные, естественно, не могут претендовать на универсальное значение для всей акватории океана. С одной стороны, трудности каких-либо экстраполяций связаны с неравномерностью скоростей осадконакопления даже в пределах очерченных зон (Лисицын, 1971); эти зоны могут быть весьма достоверны лишь во всей их совокупности, но отклонения в каждой отдельно взятой точке могут быть весьма существенны. С другой стороны, необходима длительная прецизионная работа для установления относительной «свежести» стекляного материала осадка также в каждой исследуемой точке. К сожалению, нам неизвестны геологические сроки существования палагонитовых корок на донных океанических эффузивах. Неизвестны температурные режимы преобразования гиалокластики до того момента, когда массы ее могут быть сорваны с материнских пород с помощью мутьевых потоков или течений и вовлечены в процесс разноса и седиментации. Наконец, нам остается неизвестным и количество циклов переотложения материала. Сам факт присутствия в поверхностном слое жидкого ила из близко расположенных точек как фаз полностью аморфных, так и фаз с заметными количествами окристаллизованных глинистых минералов (сравните образцы 163 и 167), говорит о крайней неоднородности этого слоя.

Спорадическое присутствие на поверхности океанического дна сильно измененных, в том числе «глинизированных», осадков описано Н. С. Скорняковой и др. (1973). В нашем распоряжении была проба станции 6411 (образцы 175—178), также сложенная сильно измененными океаническими осадками. Здесь с глубины 3000 м был поднят агломерат, состоящий из различно окрашенных блоков вязкого ила; цвета окраски варьируют от белых до интенсивно фиолетовых. По швам между блоками прослеживаются пленки железистой охры. Исследование ряда образцов пробы показало резкое возрастание доли плагиоклазов в составе их зернистой части. Наряду с этим глинистая составляющая образцов представлена минералами монтмориллонитовой группы и смешанно-слоистыми образованиями (фиг. 4, табл. 3).

Увеличение относительной доли плагиоклазов связано с полным исчезновением из состава илов вулканических стекол. Присутствующие в крупных фракциях агрегаты представляют скорее всего продукты изменения палагонита. Это изотропные непрозрачные массы, окрашенные гидроокислами железа, включающие отдельные реликтовые участки бурого или зеленоватого стекла. Присутствие по крайней мере двух типов монтмориллонитовых минералов подтверждается резким снижением интенсивности первого базального отражения после обработки образца HCl. Последующее насыщение образца глицерином приводит к изменению этого рефлекса до 18 Å. В области 060 природных образцов отмечены рефлексы 1,505—1,509 и 1,520—1,527. Это позволяет сделать заключение об одновременном присутствии в образцах нонтронита (или сапонита) и монтмориллонита.

По-видимому интенсивное изменение стекол с практически полной их переработкой в глинистые минералы приводит к сохранению двух новообразованных фаз по двум исходным разнотипным компонентам. Палагонит — исходное вещество для формирования сапонита (и нонтронита), а вулканические стекла пеплового происхождения перерабатываются в монтмориллонит.

Полнота переработки исходных поликомпонентных стекол может иллюстрироваться сопоставлением термограмм (фиг. 5). Если на термограмме обр. 176 (фракция < 1 мк) четко проявлены эффекты 880 и 910° (сапонит), то для фракции < 1 мк обр. 171 эти эффекты едва намечены,



Фиг. 5. Термограммы фракций океанических осадков
а — обр. 171, фракция 2—5 мк; б — обр. 171, фракция < 1 мк; в — обр. 176, фракция < 1 мк

а в более крупнозернистой фракции того же образца они не улавливаются, хотя общая конфигурация кривой и достаточно похожа. Потери веса во фракциях составляют при 200 и 600°С соответственно: обр. 171—2—5 мк, 5 и 8%; обр. 171— < 1 мк, 8 и 14%; обр. 176— < 1 мк, 9 и 15%.

Генетическую специфику образцов точки 6411 скорее всего можно связывать с гидротермальной переработкой илов. Близкие по характеру породы были описаны Н. С. Скорняковой и др. (1973) из детально исследованного полигона в южной котловине Тихого океана. Авторы указывают на резкую смену окраски, появление железистых и марганцовистых корок и хорошую раскристаллизацию глинистого вещества в гидротермально измененных осадках. Степень сингенетичного и диагенетичного изменения палагонита и вулканических стекол достаточно наглядно проявляется и при сопоставлении валового химического состава илов и состава фракции < 1 мк. Анализ таблицы химического состава образцов (табл. 6) позволяет прийти к важному выводу о перераспределении химических компонентов при переработке исходного материала илов. Так, количества K_2O оказываются идентичными в валовом составе образца и в наиболее тонкой фракции. Более того, в породах в целом количество K_2O несколько выше, чем во фракциях < 1 мк. Поскольку главными носителями калия в рассматриваемых образцах могут быть стекла и гидрослюды (глауконит), следует сделать вывод о достаточно равномерном распределении минерала-носителя по гранулометрическим фракциям и об отсутствии тонкодисперсных калийсодержащих минералов (новообразованных). Лишь в образцах 139 и 176 намечается незначительное увеличение K_2O во фракции < 1 мк.

Повсеместное резкое преобладание CaO в валовых пробах по сравнению с тонкими фракциями может быть объяснено преимущественным сосредоточением плагиоклазов в относительно более крупных фракциях. Такое объяснение лишней раз подчеркивается сравнением количеств CaO во фракциях, осадках в целом, в гальках пемзы и туфа, извлеченных из илов, и в валовом составе пляжевого песка о. Норфолк (обр. 61). В геологическом строении о. Норфолк принимают участие шаровые лавы, базальты и их туфы.

Чрезвычайно показательное поведение закисного и окисного железа. Содержание FeO в илах вдвое более высокое, чем в тонких фракциях, в то время как количество Fe_2O_3 в тонких фракциях возрастает. Носителями закисного железа являются пироксены и отчасти стекла. Последние, видимо, не определяют баланса этого компонента, а пироксены, как и плагиоклазы, сосредоточены в крупных размерных фракциях. Окисное железо в значительных количествах содержится в палагоните и является главным пигментирующим веществом осадка. Некоторые количества

Таблица 6

Химический состав образцов пород и фракций, %

Компо- ненты	№ образца													
	47, пемза	61, песок	68, туф	139		167		170		171		172	176	
				ил	<1 мк	ил	<1 мк	ил	<1 мк	ил	<1 мк	<1 мк	ил	<1 мк
SiO ₂	58,34	49,36	46,18	54,92	46,78	44,39	45,66	45,44	45,46	43,79	43,98	41,78	43,99	45,48
TiO ₂	0,85	1,95	3,14	0,43	0,55	0,90	1,19	0,85	1,10	0,93	0,89	0,75	1,53	1,15
Al ₂ O ₃	12,55	13,29	14,93	11,08	11,11	14,21	14,57	12,69	14,42	13,46	15,67	14,75	16,28	11,56
Fe ₂ O ₃	3,34	6,03	14,63	4,40	11,09	11,20	14,80	10,45	13,76	10,52	13,99	14,43	16,89	15,04
FeO	2,24	3,24	0,12	3,62	1,73	0,54	0,24	0,46	0,29	0,36	0,14	0,25	0,26	0,81
MnO	0,32	0,14	0,28	0,41	0,54	0,98	1,40	1,17	1,35	1,12	1,08	0,88	0,03	0,11
CaO	7,43	10,05	10,12	6,40	0,79	3,88	2,42	4,24	3,33	4,48	2,47	1,67	1,28	3,32
MgO	1,67	6,65	4,55	7,31	9,36	3,39	3,47	3,89	3,24	4,73	4,20	4,03	1,36	5,52
Na ₂ O	5,07	3,51	4,25	3,33	0,68	5,39	0,68	5,13	0,88	5,18	0,81	2,08	2,09	0,23
K ₂ O	0,95	1,51	0,92	1,15	1,64	1,63	0,97	1,61	1,35	1,60	1,22	1,18	0,87	1,11
H ₂ O ⁺	2,87	0,88	0,65	4,90	8,59	5,97	8,03	6,72	9,10	6,84	9,71	8,40	6,33	5,09
H ₂ O ⁻	1,11	1,66	0,62	1,48	5,52	6,03	6,09	5,86	6,37	5,88	6,18	8,22	8,15	9,91
CO ₂	2,42	—	—	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—	0,90	—
C	0,32	—	—	—	0,99	0,42	0,19	0,26	—	0,17	0,26	0,64	—	—
P ₂ O ₅	0,41	0,39	0,23	0,23	0,37	0,36	0,08	0,79	0,01	0,59	0,01	0,44	0,13	0,18
Сумма	99,89	99,56	100,62	99,66	99,74	99,59	99,79	99,56	100,46	99,65	100,61	99,50	100,09	99,51
SiO ₂ аморф	—	—	—	—	—	—	12,57	—	12,07	—	7,20	—	—	1,40

окисного железа накапливаются в наиболее дисперсной фракции илов в виде самостоятельной фазы. Наконец, микроскопическое изучение зерен показывает практически повсеместное поверхностное пигментирование их гидроокислами железа. Особенно отчетливо прерывистые или реже сплошные железистые рубашки фиксируются на зернах палагонита. Уменьшение размера зерен и соответственное возрастание удельной поверхности фракции неизбежно должно сопровождаться возрастанием относительной доли Fe_2O_3 .

Последний элемент, на который следует обратить внимание,— магний. Возрастания относительных количеств MgO в тонких фракциях либо не наблюдается (образцы 167, 170, 171), либо оно незначительно (обр. 139), либо весьма отчетливо (обр. 176). Изменения количеств MgO , содержащихся в тонкой фракции илов, по отношению к валовому химическому составу образца прямо коррелируются со степенью раскristаллизации стекол. Во всех случаях, когда на дифрактограммах образцов рефлексы глинистых минералов отсутствуют или выражены слабо, отмечаются тождественные количества MgO в породе и тонкой фракции. Начавшаяся раскristаллизация стекол (обр. 139) немедленно отражается в картине распределения MgO (и K_2O). Последний образец (обр. 176) взят из зоны гидротермальной переработки донных осадков. В тонкой фракции этого образца практически не содержится аморфного вещества, как и в крупных фракциях не отмечено стекол. Это сказывается на химическом составе тонкой фракции, в которой резко возрастает относительная доля MgO .

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования как тонких фракций илов, так и глинистых минералов, выделенных из крупных фракций образцов, показывают, что слоистые силикаты, содержащиеся в изученных нами океанических илах, не концентрируются в субколлоидных фракциях. Они распределены во всем гранулометрическом спектре и представляют собой продукт изменения стекол. Примесь слоистых силикатов, за исключением глауконита, в подавляющей массе является не самостоятельной фазой, а включена в обломочки стекол. Изученные нами осадки в строгом смысле слова следует называть не глинистыми, а «стеклянными» (гиалокластическими и пелловыми) илами пелитовой или алевроитовой структуры.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, кн. 1. М., «Наука», 1970.
- Лисицын А. П. Скорость современного и древнего осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, № 6.
- Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дворецкая О. А., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках мирового океана.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г., Маракуев В. И. Донные отложения и вулканические породы полигона в южной котловине Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Bonatti E. D. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean.— Bull. Volcanol., 1965, v. 28.
- Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D. The distribution of clay minerals in the world ocean.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15, No. 4.
- Petterson M. N. H., Griffin J. J. Volcanism and clay minerals in the Southeast Pacific.— J. Marine Res., 1964, v. 22.

УДК 551.311.231 (479.233)

О ВЫВЕТРЕЛЫХ ПОРОДАХ ГОЛОЦЕНА ПРИМОРСКОЙ АДЖАРИИ И НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ТЕОРИИ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Л. А. МАТВЕЕВА, А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ

Исследования различных слоев голоценового разреза во влажных субтропиках Приморской Аджарии показывают, что в течение первых 800—1000 лет еще не возникают изменения, позволяющие квалифицировать эти отложения выветрелыми. Появление признаков «латеритного», т. е. содержащего свободные гидроокислы алюминия, профиля происходит за время порядка 1500—2000 лет, а 3500 лет достаточно для формирования хорошо выраженной, существенно обогащенной гипсцитом коры выветривания мощностью около 6 м. Механизм химического выветривания рассматривается с учетом современных представлений о структуре воды и водных растворов, находящихся в горных породах.

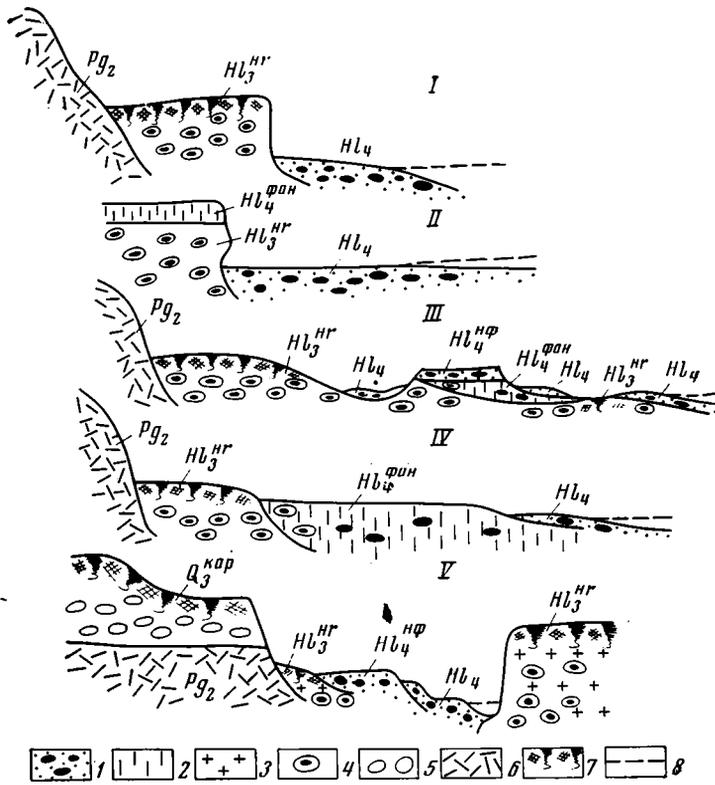
ВВЕДЕНИЕ

В составе голоценового комплекса пород Приморской Аджарии различаются четыре разновозрастных толщи: современные отложения морского пляжа и соответствующие им по возрасту аллювиальные русловые и пойменные образования, формирующие поверхности высотой до 1—1,5 м; нимфейские морские слои и разновозрастные аллювиальные отложения, слагающие I террасу высотой 2—2,5 м; фанаторийские континентальные слои; новочерноморские слои, образующие морские и речные террасы высотой 4—5 м (фиг. 1). По данным П. В. Федорова (1963, 1971), нимфейская и новочерноморская террасы отвечают двум трансгрессивным фазам послеледниковой трансгрессии Черного моря, а фанаторийские слои соответствуют фазе регрессии между ними. На основании археологических и исторических данных абсолютный возраст новочерноморской трансгрессии определяется им в 3500—5000 лет; фанаторийской регрессии—1500—3000 лет; нимфейского повышения уровня моря—около 1000 лет (фиг. 2).

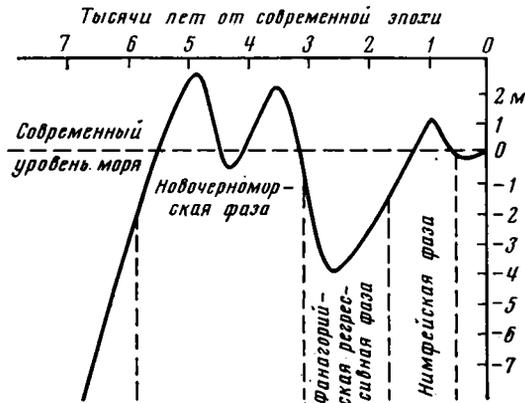
Описываемая область характеризуется избыточно влажным субтропическим климатом. Температура января в среднем выше 5° С, июля—22—23° С. Здесь выпадает в год 2500—2800 мм осадков при годовой испаряемости 600—700 мм (Атлас..., 1964). Анализ палинологических данных (Нейштадт и др., 1965; Гричук, 1969 и др.) свидетельствует о том, что температурные условия и степень атмосферного увлажнения за интересующий нас этап времени находились здесь в пределах, близких к существующим в настоящее время.

СОВРЕМЕННЫЕ МОРСКИЕ И АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Н1)

На пляже и в русловом аллювии преобладают песчано-галечно-валунные отложения, а в пойменных фациях—темно-серые суглинки с рассеянной галькой и линзами песчано-галечного материала. Валуны и



Фиг. 1. Строение толщи голоценовых отложений в Приморской Аджарии Hl_4 — современные морские и аллювиальные отложения; $Hl_4^{H\Phi}$ — нимфейские морские слои и I надпойменная (2 м) терраса р. Кинтриши; $Hl_4^{Фан}$ — фанаторийские слои; $Hl_3^{H\Phi}$ — новочерноморские морские слои и II надпойменная (4–5 м) терраса р. Кинтриши; Q_3^{KAP} — позднекарангатская — III терраса (8–12 м); Pg_2 — эоценовые породы коренного цоколя; 1 — свежие и относительно свежие пески и галечники; 2 — суглинки и пески серые, в верхних горизонтах пестрые; 3 — малиново-красный элювий элювий песков и супесей; 4 — выветрелые гальки с плотным ядром в центре; 5 — выветрелые до глины гальки; 6 — кора выветривания порфиритов эоцена; 7 — «зброидная» почва; 8 — уровень реки и моря



Фиг. 2. Кривая эвстатических колебаний уровня Черного моря в эпоху последниковой трансгрессии (по Федорову, 1971)

гальки пород, главным образом андезитового и базальтового ряда, с трудом разбиваются молотком. В отложениях пляжа и руслового аллювия они не несут никаких следов поверхностного изменения, но, находясь среди суглинков поймы, с поверхности слегка осветлены или имеют ржавые пленки. На некоторых из них есть влажная кайма толщиной 2—5 мм. Гальки хлоритизированных пород иногда пропитаны водой полностью. В пределах влажной поверхностной каймы происходит частичное выщелачивание кальцита.

В песчаной составляющей отложений пляжа резко преобладают зерна пироксенов и битая ракушка. В аллювиальных фациях наряду с пироксеном существенна примесь полевых шпатов. Алевритовая фракция в отложениях пляжа отсутствует, а в аллювии она представлена зернами зеленоватого или слегка побурелого хлорита с примесью пироксенов. Глинистое вещество в небольшом количестве обнаружено только среди суглинков поймы. Состав его смешанный с преобладанием триоктаэдрического разбухающего хлорита ($d_{001}=14,2 \text{ \AA}$; $17,7 \text{ \AA}$ —в глицерине; $13,6 \text{ \AA}$ при 550°C ; $d_{000}=1,530 \text{ \AA}$) и примесью гидрослюд ($d_{001}=10,0 \text{ \AA}$), и каолинита ($d_{001}=7,1 \text{ \AA}$; полосы 3630 и 3700 см^{-1} на ИК-спектрограмме).

НИМФЕЙСКИЕ МОРСКИЕ СЛОИ И ОТВЕЧАЮЩИЕ ИМ ПО ВОЗРАСТУ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ I НАДПОИМЕННОЙ ТЕРРАСЫ (Н₄^{нф})

Строение и состав их в общих чертах аналогичны соответствующим фациям современных образований, однако они заметно отличаются буроватыми тонами окраски.

подавляющее большинство галек не несет следов четко выраженного поверхностного изменения, связанного с выветриванием. Отмечается только патина толщиной до 0,1 мм (таблица), которая образована разрыхленными минералами исходного состава. Однако большинство галек имеет влажную кайму мощностью 2—6 мм. В карбонатизированных породах в пределах влажной каймы наблюдается полное выщелачивание кальцита.

В песчано-алевритовой составляющей пироксены не претерпевают заметного изменения, но хлориты частично разрушаются и вследствие этого окрашены гидроокислами железа в ржаво-бурые тона. Этим объясняется бросающаяся в глаза разница в окрасках современных и нимфейских отложений. Здесь также полностью разрушены фрагменты карбонатного состава.

Фракции глинистой размерности в морских фациях практически отсутствуют. В аллювии это главным образом хлорит ($d_{001}=14,4 \text{ \AA}$ —в глицерине; $14,0 \text{ \AA}$ —при 550°C ; $d_{000}=1,536 \text{ \AA}$) и продукты его трансформации, хлорит—вермикулит ($d_{001}=14,4 \text{ \AA}$ —в глицерине; $12,0 \text{ \AA}$ —при 550°C) и монтмориллонит ($d_{001}=17,8 \text{ \AA}$ —в глицерине; $10,0 \text{ \AA}$ —при 550°C) с незначительной примесью каолинита ($d_{001}=7,1 \text{ \AA}$; полосы 3630 и 3700 см^{-1} на ИК-спектрограмме).

ФАНАГОРИЙСКИЕ СЛОИ (Н₄^{фан})

На поверхности это охристо-желтые с ржаво-бурыми пятнами и разводами глинистые алевриты и песчаные глины с рассеянными валунами и галькой эффузивных пород, обломками древесины и многочисленными фрагментами керамики. Реже встречаются сцементированные железисто-марганцевым материалом косослоистые пески и галечники. На глубине 80—100 см породы приобретают серые и темно-серые тона. Скорее всего это сложные в генетическом отношении, затронутые почвообразованием отложения заболоченных приморских низин. Видимая мощность 2,0—2,1 м.

Гальки и валуны в массе остаются свежими. Поверхность их покрыта патиной или пленками гидроокислов железа. Однако вблизи склона, сложенного выветрелыми отложениями новочерноморской террасы, встречаются гальки с четко выраженной выветрелой каемкой толщиной в среднем 1,94 мм. Они обнаруживают полное сходство с описанными ниже гальками новочерноморской террасы и, несомненно, из нее переотложены. Интересно отметить, что сходные каемки выветривания толщиной в среднем из 20 измерений 1,51 мм наблюдались на щебне порфиритового состава среди строительного мусора, оставшегося после постройки раннесредневековой (IV—VII вв.) крепости мыса Цихидзири.

В песчаной фракции суглинков по-прежнему преобладают зерна пироксенов и хлоритов. В более тонких фракциях количество пироксенов уменьшается и основную роль играют хлориты, которые, как правило, выветрелы и окрашены гидроокислами железа, но встречаются и зеленые обломки.

Основная глинистая масса образована каолинитом ($d_{001}=7,1 \text{ \AA}$) с заметной примесью дисперсного гиббсита ($d_{001}=4,76 \text{ \AA}$; полосы 3410, 3460, 3540, 3630 cm^{-1} на ИК-спектрограмме), триоктаэдрического хлорита ($d_{001}=14,1 \text{ \AA}$ — в глицерине; 14,0 \AA — при 550° С; $d_{060}=1,530 \text{ \AA}$), хлорит-вермикулита ($d_{001}=14,1 \text{ \AA}$ — в глицерине; 12,0 \AA — при 550° С) и гидрослюды ($d_{001}=10,0 \text{ \AA}$). В разрезах, пространственно удаленных от склона новочерноморской террасы, и в более грубых по гранулометрическому составу прослоях содержание каолинитовой составляющей уменьшается, одновременно исчезает примесь гиббсита.

Верхние, измененные комплексом почвообразующих процессов, пестроокрашенные слои фанаторийского возраста отличаются рядом текстурных признаков, обусловленных перераспределением первичного глинистого вещества основной массы с образованием вторичных натечных форм, а также перераспределением гидроокислов железа и марганца. Следов существенного разрушения породообразующих минералов в затронутых почвообразованием горизонтах не отмечается.

НОВОЧЕРНОМОРСКИЕ МОРСКИЕ СЛОИ И ОТВЕЧАЮЩИЕ ИМ ПО ВОЗРАСТУ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ II НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ (Н_{1,3}^{нч})

Новочерноморские слои в морских фациях представлены песчано-галечно-валунными отложениями, а в аллювии это тонкие суглинки с линзами и прослоями валунно-галечного материала. Все они сильно изменены выветриванием.

В строении коры выветривания морских галечников различаются две зоны. В верхних горизонтах это пестрые, с характерным чередованием красно-бурых и серых полос и пятен, ореховатые, сильно оглиненные и в значительной степени потерявшие материнскую структуру породы, тождественные «зевроидному» горизонту всех более древних кор выветривания района (Лисицына, 1962; Разумова, 1965). Сохранившаяся мощность зоны порядка 1—1,5 м. Очевидно, что это горизонт В эродированной влажносубтропической лесной почвы.

Вниз по разрезу пестрые окраски исчезают и нижние сапролитовые горизонты коры выветривания представлены палевыми, иногда с ржавыми прослоями и пятнами, выветрелыми породами, хорошо сохранившими реликты материнской структуры. Видимая мощность сапролитовой зоны порядка 3—4,5 м.

Гальки и валуны представлены породами эоценового эффузивно-осадочного комплекса от трахиандезитового до базальтового состава. Все они несут отчетливо выраженные выветрелые корки. В «зевроидном» горизонте коры выветривания корки имеют зональное строение с серой или зеленовато-серой внутренней оторочкой толщиной 2—4 мм и ржавобурой внешней каемкой. В сапролитовом горизонте они, как правило,

Толщина выветрелых корок на валунах и гальках различных слоев голоценового разреза Приморской Аджарии

Разрез (сверху вниз)	Вероятная длительность воздействия агентов выветривания, тыс. лет	Средняя толщина выветрелых корок, мм	Количество измерений
Современные морские и аллювиальные отложения	0,5—0,6	0	100
Нимфейские морские слои и отложения I надпойменной террасы	0,8—1,0	0,1	50
Фанагорийские слои (выветрелая галька, переотложенная из новочерноморской террасы)	~1,5	1,94	114
Новочерноморские слои			
«Зеброидная» почва в интервале 0—1 м от поверхности	} ~3,5	6,07	78
Сапролитовая зона в интервале 1—1,5 м от поверхности		4,33	104
1,8 м от поверхности		1,85	112
2,35 м от поверхности		1,45	112
Позднекарангатские слои Q ₃ ^{кар}	100	10—100	—

зеленовато-серые. Во всех случаях корки представлены разрыхленным выщелоченным материалом, сохранившим реликты структуры материнского субстрата. Выщелачивание приводит к существенному снижению объемного веса (до 1,68—1,35 против 2,53—2,33 в свежей породе) и повышению пористости (до 46,9% против 10,3% в свежей породе). Соответственно выносятся от 27,9 до 45,8% общей массы вещества исходной породы.

Толщина выветрелой каемки колеблется в зависимости от состава и структуры породы, но главным образом от того, на каком расстоянии от поверхности находится галька (таблица).

Исследование выветрелых каемок показывает, что наиболее быстро разрушаются плагиоклазы: уже на границе со свежим ядром, когда все другие минералы не претерпевают никаких следов изменения, они превращаются в белесую сыпучку, которая образована причудливо корродированными остаточными зернами того же полевого шпата с примесью некогда заместивших плагиоклаз устойчивых эпигенетических минералов. В поверхностных частях выветрелых галек «зеброидного» горизонта плагиоклазы растворяются полностью. На их месте остаются поры или глубокие каверны.

Выветривание пироксенов несколько задерживается, но в дальнейшем они также растворяются с образованием остаточной сетки, очевидно, гетитового состава. В узлах этой сетки некоторое время сохраняются зубчато-корродированные остаточные зерна.

Скорость выветривания роговых обманок существенно меньше. Они полностью растворяются с образованием сетки гетита только в приповерхностной части галек «зеброидного» горизонта почвы.

Хлориты разрушаются слабо. Они остаются зелеными, и именно этим, а также устойчивостью роговых обманок объясняются белесые и зеленоватые тона выветрелых корок сапролитовой зоны.

В поверхностных частях галек «зеброидного» горизонта хлориты разрушаются несколько интенсивнее. Это сопровождается выделением железистого пигмента, вследствие чего выветрелые корки становятся ржаво-бурыми. Однако термические и рентгеновские анализы и ИК-спектроскопия свидетельствуют о незначительном минералогическом изменении хлоритов. Оно сводится к появлению дефектов структуры или

возникновению смешаннослойного хлорит-вермикулита ($d_{001}=14,2 \text{ \AA}$ — в глицерине; $13,8-12,3 \text{ \AA}$ — при 550°C) и вермикулита ($14,2 \text{ \AA}$ — в глицерине; $10,0 \text{ \AA}$ — при 550°C) в зависимости от исходного материала с диоктаэдрическим или триоктаэдрическим характером заполнения октаэдрических позиций. Другими словами, хлориты оказываются одними из самых устойчивых породообразующих минералов, поскольку плагиоклазы, пироксены и роговые обманки растворяются здесь полностью, и на их месте остаются лишь поры.

Заметное разрушение хлоритов с образованием каолинита происходит только в цементной массе выветрелых галечников.

Анализ химического состава свежих ядер, галек и их выветрелых корок полностью соответствует таким представлениям. Выветривание сопровождается существенным выносом главным образом кремния (до 71 г/100 см^3), алюминия (до 28 г/100 см^3), кальция (до 15 г/100 см^3) и натрия (до 7 г/100 см^3), т. е. элементов, входящих в состав полевых железосодержащих минералов, в данном случае роговых обманок и хлоритов, подчеркивается большим содержанием в выветрелых корках закисного железа (до 13%) и магния (до 8%).

Помимо хлоритов в выветрелых корках сохраняются и относительно накапливаются кварц, халцедон, серицит, алунит и др. В результате корки оказываются образованными комплексом остаточных, унаследованных от материнской породы и трансформированных минералов. Какие-либо иные новообразования, кроме синтетического гетита, случайные выделения в порах гиббсита и т. д. отсутствуют.

В противоположность выветрелым каемкам в цементной массе галечников широко развиты синтетические новообразования.

В нижних горизонтах сапролитовой зоны и в разрезах, расположенных на пониженных элементах древнего рельефа, цементная масса представлена плотным изотропным белым, палевым или красно-бурым веществом. Судя по оптическим свойствам, данным термического и рентгеновского ($d_{001}=7,6 \text{ \AA}$) анализов и ИК-спектрометрии (полосы 920, 1050, 1650, 3630 и 3700 см^{-1}), это галлуазит. Иногда цементная масса образована аллофаном (соответственно эндо- и экзоэффекты при 120 и 950°C на термограммах). Цемент подобного состава можно видеть и среди слабовыветрелых пород, содержащих в еще больших количествах зерна плагиоклазов и пироксенов. Это свидетельствует об аллохтонном происхождении растворов, послуживших источником материала цементной массы.

В более высоких горизонтах сапролитовой зоны основная масса представлена палевым дисперсным глинистым веществом со слабовидимой агрегатно-волокнутой или плохо выраженной коллоидной структурой. Вещество основной массы пересекается сетью прожилков, образованных желтовато-оранжевым материалом с заметно более высоким рельефом ($Nm=11,567$). Оптические свойства, а также данные термического, рентгеновского ($d_{001}=7,3 \text{ \AA}$ и $4,8 \text{ \AA}$), химического ($\text{SiO}_2=29,57$; $\text{Al}_2\text{O}_3=38,46\%$) анализов и ИК-спектрометрии (полосы 920, 1050, 3410, 3460, 3540, 3630, 3700 см^{-1}) свидетельствуют о том, что это метагаллуазит и гели свободных гидроксидов алюминия гидроксидового состава. В некоторых случаях гиббсит — преобладающий компонент системы.

В «зэброидном» горизонте почвы преобладает метагаллуазитовая составляющая ($d_{001}=7,4 \text{ \AA}$). Рентгеновским анализом установлено, кроме того, присутствие вермикулитовой фазы ($d_{001}=13,7 \text{ \AA}$). Глинистое вещество имеет резко выраженную тенденцию к образованию в различной степени окрашенных гидроксидными железами природно ориентированных агрегатов.

Кора выветривания на аллювии II надпойменной террасы в общих чертах аналогичная. В толще тонких суглинков полевые шпаты и пиро-

кшены полностью растворяются. Об их былом присутствии можно судить лишь по сохранившим форму зерен многочисленным порам. Объемный вес выветрелых суглинков снижается вследствие этого до $0,92 \text{ г/см}^3$. Преобладающий компонент элювия здесь — продукты трансформации хлоритов. Зерна выветрелых хлоритов в деталях сохраняют присущие им формы, но отличаются серыми интерференционными окрасками. Оптические свойства новообразованных продуктов ($Nm=1,553—1,556$) приближаются к каолиниту. Преимущественно каолиновый состав выветрелых суглинков подтверждается данными термического и рентгеновского ($d_{001}=7,2 \text{ \AA}$) анализов. Освобождающееся при каолинизации хлоритов железо придает породе интенсивную красную окраску.

Все рассеянные в суглинках валуны и гальки несут аналогичную описанной выветрелую корку, мощность которой в среднем из 60 измерений достигает $2,93 \text{ мм}$.

Продукты выветривания галечно-валунных линз и прослоев, находящихся среди тонких суглинков, резко отличны. Породы оказываются плотно сцементированными палевым или в различной степени окрашенным гидроокислами железа и марганца коллоидальным ($Nm=1,572$) или хорошо раскристаллизованным гиббситом и метагаллуазитом ($Nm=1,567$), но в большинстве случаев гиббсит — резко преобладающий компонент системы. Как правило, он целиком выполняет поровое пространство между гальками, а также проникает в выветрелые части самих галек, инкрустирует поры, оставшиеся после растворения неустойчивых минералов песчаной размерности, или образует кристификационные оторочки вокруг гравийных и песчаных зерен устойчивых минералов, главным образом каолинитизированных слюд и хлоритов.

Гальки из галечно-валунных прослоев также несут выветрелые каемки, но они существенно обогащены синтетическими гиббситом и каолинитом. Как правило, кристаллические выделения гиббсита ($Ng'=1,587$; $Np'=1,567$; $Ng'-Np'=0,020$) в виде рыхлых порошковатых продуктов образуют полные псевдоморфозы по выщелоченным минералам, и выветрелые корки приобретают вид «структурных бокситов», подобно тем, что описаны в странах влажнотропического пояса. В других случаях гиббсит лишь инкрустирует поры или выполняет прожилки в породе. Гиббситовое заражение отсутствует в гальках существенно хлоритового состава. Выделения каолинита встречаются реже и обычно тесно ассоциируют с гиббситом.

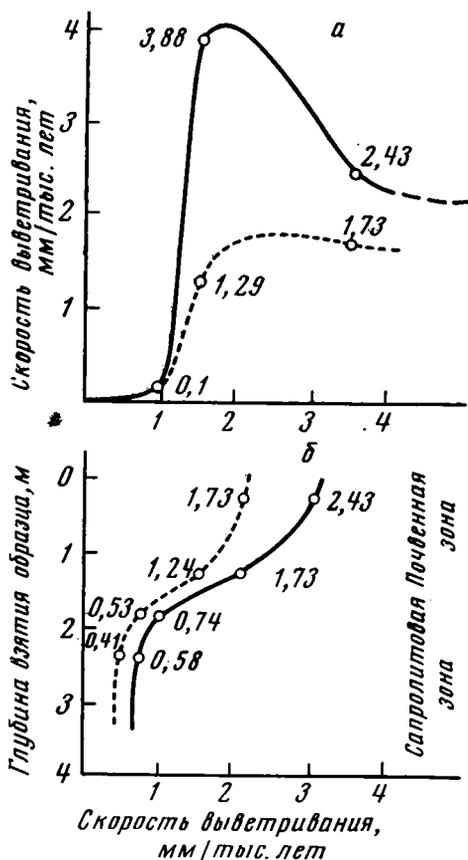
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Достаточно уверенные абсолютные датировки в различной степени выветрелых слоев, входящих в состав голоценового комплекса Приморской Аджарии, а также состав и строение осадков делают их уникальным объектом для разработки ряда теоретических аспектов, касающихся скорости и механизма химического выветривания в автоморфных ландшафтах.

Приведенные материалы показывают, что формирование отчетливо выраженного профиля коры выветривания, существенно обогащенного свободными гидроокислами алюминия, даже в условиях субтропического климата требует ничтожно малого отрезка геологического времени. Вместе с тем, если использовать в качестве индикатора толщину выветрелых каемок на гальках (таблица), отчетливо проявляется неравномерность развития процесса во времени и на разных горизонтах профиля. Исследования современных морских и аллювиальных отложений и слоев нимфейского возраста показывают, это в течение первых 800—1000 лет еще не вырисовываются сколько-нибудь отчетливые признаки, позволяющие называть эти отложения выветрелыми. Гальки различных пород из отложений нимфейского возраста отличаются от современных

лишь тонкой патиной. Заметно разрушаются только карбонатизированные разности. То же касается песчано-алевритовой и глинистой составляющих породы, в которых, за исключением ракушки, образованной кальцитом, сохраняются первичные минеральные ассоциации.

Присутствие заимствованных из новочерноморской террасы выветрелых галек, каолинита и гипбсита в слоях фанаторийского возраста показывает, что 1500—2000 лет уже достаточно для оформления признаков «латеритного» профиля. Учитывая, что в первые 800—1000 лет истории



Фиг. 3. Изменение экстенсивной составляющей скорости выветривания во времени (а) и на разных горизонтах профиля коры выветривания (б) голоценовых отложений Приморской Аджарии (сплошная линия — фактическая, пунктир — средняя)

развития коры выветривания еще не появляются отчетливые признаки разрушения породы, мы должны признать, что последующие 500—1000 лет как раз и являются тем отрезком времени, когда происходит резкий качественный скачок, характеризующийся более чем 30-кратным увеличением скорости процесса, в течение которого практически свежая порода превращается в геологическое тело коры выветривания. Однако и в этот период скорость выветривания галек не превышает 3,88 мм/тыс. лет. В дальнейшем скорость процесса снижается. По-видимому, основная причина этого — ухудшение условий дренажа вследствие появления синтетического глинистого цемента, а также постепенное использование резерва легкодоступных малоустойчивых минеральных компонентов.

Изменение скорости процесса в первые периоды жизни коры выветривания иллюстрируется графиком фиг. 3, а. Весьма незначительная скорость выветривания галечного материала все же приводит к быстрому формированию достаточно мощного и отчетливо выраженного профиля коры выветривания. Это можно понять лишь в том случае, если представить зону выветривания не в виде какой-то реакционной плоскости, постепенно опускающейся вниз, как это принимается при соответствующих расчетах (Петров, 1967, и др.), а именно зоной, мощность которой в конечном результате

определяется глубиной, на которую в данных условиях осуществляется промывной режим в коре выветривания. Процессы выветривания одновременно, но с разной скоростью (фиг. 3, б), протекают по всей этой зоне вдоль системы пор (или открытых трещин разгрузки в случае выветривания скальных массивов) и, следовательно, довольно быстро перерабатывают значительные толщи. В данном случае максимум за 3500 лет сформировалась кора выветривания мощностью более 6 м.

Принимая во внимание отмеченные факты, мы подходим к представлению о существовании двух составляющих единого процесса химического выветривания. Одна из составляющих, которую можно назвать экстенсивной, характеризует медленный процесс разрушения плотных и

тонкодисперсных блоков горных пород, обладающих слабыми и весьма слабыми фильтрационными свойствами, с образованием остаточной элювиальной фазы. Другая — интенсивная, направленная в основном вдоль системы водопроницающих пор и открытых трещин и имеющая достаточно большие числовые значения скорости — это транспортировка и отложение освобождающегося при выветривании материала в форме различных синтетических минералов и метасоматитов.

Отмеченная тенденция в данном случае исключительно четко проявляется в разнице состава продуктов выветривания корок на гальках и цемента галечных прослоев. Причину пространственного разделения процессов разрушения горной породы и синтетического минералообразования в коре выветривания скорее всего следует искать в резко различных свойствах воды и водных растворов, находящихся в системе пор разного размера.

Исходя из современных представлений в структуре и свойствах воды — основного агента химического выветривания, схема процесса разрушения горной породы и образования коры выветривания гумидных ландшафтов представляется следующим образом.

Известно, что молекула воды обладает собственным дипольным моментом $1,844 \text{ дебая}$, зависящим от характера электронной поляризации. В свободной воде, передвигающейся в системе пор и трещин сечением более 700 \AA (Кононов, Ильин, 1971) под воздействием градиента силы тяжести, дипольные молекулы ориентируются по отношению к соседним таким образом, что образуют ассоциаты с тетраэдрически координированными водородными связями, которые соответствуют структуре льда (Самойлов, 1957.). Возникновение льдоподобных ассоциатов в воде существенно увеличивает поляризацию связи $O-H$, что приводит к возрастанию дипольного момента до $2,6 \text{ дебая}$ и соответственно ее диэлектрической постоянной до 80 при 20° C . Аномально высокое значение диэлектрической постоянной и является основной причиной высокой растворяющей способности воды по отношению к минералам с преимущественно ионным типом связи, таким, как галогениды, сульфаты карбонаты и т. п. Сила взаимного электростатического притяжения диполей воды и ионов оказывается в этом случае настолько значительной, что энергии теплового движения уже достаточно для разрыва связей и растворения минерала.

Существенно иной механизм можно предполагать при взаимодействии воды с силикатами и алюмосиликатами, в которых преобладают ковалентные или смешанные ионно-ковалентные типы связей. Основу структуры силикатов и алюмосиликатов составляют кремне- и алюмо-кислородные тетраэдры и октаэдры Al , Fe и Mg , в вершинах которых расположены крупные атомы кислорода — наиболее электроотрицательного по сравнению с ними элемента. Молекулы воды, попадая в сферу действия электронных полей атома кислорода, сначала притягиваются, однако силы взаимного отталкивания электронов молекулы воды и внешних электронов кислорода не позволяют им подойти друг к другу на более близкое, как в случае ионов, расстояние. Поскольку энергия электростатического взаимодействия обратно пропорциональна квадрату расстояния между взаимодействующими частицами, она в этом случае оказывается недостаточной для разрыва связей между атомами. Это, очевидно, одна из главных причин того, что соединения, относящиеся к классу силикатов и алюмосиликатов, труднорастворимы в воде, находящейся в объеме, но отмеченные выше факты растворения минералов при выветривании тонких суглинков и поверхностных частей галек свидетельствуют, что картина меняется в случае взаимодействия минерала со связанной водой, т. е. водой, находящейся в тонких порах минеральной системы.

Как известно, в силу существования двух неподеленных электронных пар в валентном слое кислорода и смещения валентных электронов в связях Si—O, Al—O и т. п. к атомам кислорода поверхность силикатных и алюмосиликатных минералов имеет некоторый избыток отрицательного заряда. Кроме того, вследствие механических нарушений и дефектов структуры в отдельных участках поверхности кристаллов возникают активные центры с координационно или валентно ненасыщенными атомами кремния, алюминия, кислорода и др. Молекулы воды, попадающие в сферу действия электрического поля поверхности минералов, ориентируются по отношению к нему противоположно заряженными концами диполей или сорбируются вокруг активных центров. Поверхностные силы минеральных систем обычно во много раз превосходят силы сцепления, осуществляемые за счет водородных связей в льдоподобных молекулярных ассоциатах воды в самой воде. Это приводит к искажению и разрыву тетраэдрической системы водородных связей и, следовательно, к изменению определяемых водородными связями химических и физических свойств связанной воды.

Для наших целей важно отметить уменьшение диэлектрической проницаемости связанной воды до величин 10—20, а у наиболее прочно связанной — до 2—5 и, что особенно важно, существенное увеличение степени ее диссоциации, которая может возрасти по сравнению с диссоциацией воды в объеме на пять—шесть порядков (Блох, 1969, 1970). Если это так, то связанная вода при взаимодействии с минералами в дисперсных системах выступает не только в качестве полярного растворителя, но и как донор ионов водорода, концентрация которых в ней на несколько порядков выше, чем у объемной. Ион водорода, небольшой по размеру и с высокой плотностью положительного заряда, легко проникает во внешнюю электронную сферу атома кислорода, находящегося в вершинах октаэдрических и тетраэдрических сеток минералов, и вступает с ним в химическую связь (Лебедев, 1957). При этом неизбежно перераспределение энергии по связям и возникновение дополнительных колебаний атомов, которые в конечном счете могут привести к ослаблению или разрыву связей, разрушению кристаллических решеток и растворению минералов.

К подобному же результату приводит повышенная концентрация иона водорода, обусловленная любой другой причиной, например присутствием в растворе органических кислот в почвенной зоне коры выветривания. Влияние органических кислот почвы на скорость выветривания галечного материала хорошо иллюстрирует график на фиг. 3, б. Очевидно, в слое связанной воды создаются иные концентрации элементов, отличные от тех, которые существуют в объемной воде, свободно циркулирующей по системе водопроводящих каналов. Возникает градиент концентрации, величина и знак которого определяются в конечном счете минералогическим составом выветривающейся породы, интенсивностью промывного режима в коре выветривания и местными гидрогеологическими условиями. Градиент концентрации — причина однонаправленного (но для разноименных ионов, возможно, противоположного знака) диффузионного движения освобождающихся при разрушении кристаллической структуры элементов. Скорость этого движения помимо величины самого градиента концентрации определяется внешней температурой среды, увеличивающей скорость самодиффузии на 2—3,5% на каждый градус, и свойствами растворенных ионов. У ионов с так называемой положительной гидратацией, особенно у Fe^{3+} и в меньшей степени Al^{3+} , Mg^{2+} и др., скорость самодиффузии мала, а ионы с отрицательной гидратацией диффундируют с большей скоростью (Самойлов, 1957; Кононов, 1968; и др.). Другими словами, уже на начальных этапах миграционного цикла осуществляется возможность разделения освобождающихся элементов.

В том случае, когда концентрация элементов в свободной воде, циркулирующей в системе водопроводящих каналов, относительно невелика, возникают условия, причиной которых является появление описанных элювиальных корок на гальках и красноцветного элювия тонких суглинков, как и элювия верхних подпочвенных горизонтов большинства кор выветривания автоморфных ландшафтов, в которых преобладают процессы разрушения первичных минералов. Обратная ситуация, когда концентрация некоторых элементов в свободной воде, относительно связанной, повышена, является причиной образования метасоматитов. В данном случае это «структурные бокситы» на гальках среди грубого аллювия II террасы, а в общем — метасоматические продукты нижних горизонтов мощных кор выветривания.

Переход освобождающихся ионов в свободную воду, циркулирующую в крупных полостях среди выветривающихся массивов, в данном случае среди галечных прослоев, означает качественный скачок в состоянии системы. Здесь происходит резкий перепад в величинах растворимости, здесь же, по-видимому, осуществляется возможность изменения координаты некоторых элементов и возникает ближняя упорядоченность ионов, свойственная структуре образующихся тут минеральных видов (Самойлов, 1957₂). Для более труднорастворимых соединений, таких, как минералы гидроокиси железа и алюминия, в отсутствие комплексообразователей быстро достигается предел насыщения, и они выпадают из раствора. Другая часть элементов переносится на то или иное расстояние вертикальным или горизонтальным потоком грунтовых вод иногда за пределы коры выветривания или в ее нижние горизонты. Отражением этих процессов и являются аккумуляции гиббсита, фарфоровидного синтетического галлуазита и аллофана в цементе выветрелых галечников новочерноморской террасы.

Нетрудно увидеть, что результаты действия экстенсивной составляющей единого процесса химического выветривания, определяющей разрушение минеральных систем в гумидных ландшафтах, обусловлены физическим состоянием и минералогическим составом выветривающейся породы и мало зависят от температуры внешней среды. Поэтому в деталях аналогичные явления можно видеть в корках выветривания, формирующихся в тропическом и субполярном климатических поясах. Именно на эту составляющую процесса обратил внимание Б. Б. Полюнов (1934), создавая свою теорию химического выветривания, имеющего, по его представлениям, принципиально единое направление при любых климатических условиях. Напротив, интенсивная составляющая, характеризующая комплекс процессов, связанных с транспортировкой освобождающихся при разрушении минеральных систем элементов и синтетическим минералообразованием, целиком обусловлена климатическими (и гидрогеологическими) причинами, и это определяет строгое соответствие типов кор выветривания определенным ландшафтно-климатическим зонам.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас Грузинской ССР. Тбилиси — Москва, Главное управление геодезии и картографии Госгеолкома СССР, 1964.
- Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969.
- Блох А. М. О свойствах связанной воды при повышенных температурах. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Гричук В. П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Голоцен. М., «Наука», 1969.
- Кононов В. И. К вопросу о влиянии температуры и давления на распределение ионов в природных растворах. — В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций, № 1. М., Изд-во ВИМС, 1968.
- Кононов В. И., Ильин В. А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма. — В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций, вып. 2. М., Изд-во ВИМС, 1971.

- Лебедев В. И.* Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л., Изд-во ЛГУ, 1957.
- Лисицына Н. А.* О гибситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Нейштадт М. И., Хотинский Н. А., Девирц А. Л., Маркова Н. Г.* Имнатское болото (Грузинская ССР).— В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., «Наука», 1965.
- Петров В. П.* Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967.
- Полынов Б. Б.* Кора выветривания. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Разумова В. Н.* Четвертичный элювий Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., «Наука», 1965.
- Самойлов О. Я.* Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Самойлов О. Я.* Структуры некоторых жидкостей. II. Структура воды и водных растворов электролитов.— Физическая химия, т. XXX, вып. 3, 1957.
- Федоров П. В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 88.
- Федоров П. В.* О послеледниковой трансгрессии Черного моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVI (2), 1971.

ИГЕМ,
ГИН
Москва

Дата поступления
31.III.1972

УДК 551.311.231 + 551.311.234 (574.3)

**ГОРИЗОНТЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ
И ВЫВЕТРИВАНИЯ ЛАТЕРИТНОГО ТИПА
В АРКАЛЫКСКОЙ СВИТЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

**Ю. Г. ЦЕХОВСКИЙ, Б. П. ГРАДУСОВ, А. Л. ДМИТРИК,
Н. П. ЧИЖИКОВА**

В аркалыкской свите выделен ряд горизонтов почвообразования и выветривания латеритного типа. Эти горизонты в верхних частях обогащены гидроксидом железа, местами гематитом. В них происходило перераспределение гидроокислов железа, разрушение каолинита несовершенной структуры, вынос кремнезема и накопление алюминия в форме гидроксидов. Мощность каждого элювиального горизонта до 4—5 м, а мощность содержащихся в них пластов бокситов до 1—2 м. Латеритные почвы и латеритные коры выветривания служили источником глинозема для переложенных бокситов. В позднем мелу — раннем палеогене отмечается чередование этапов накопления каолиновых и каолинит-гидроксидовых осадков аркалыкской свиты с этапами их интенсивного выветривания.

ВВЕДЕНИЕ

Многие геологи, изучавшие месторождения осадочных бокситов Центрального Казахстана, считают, что слагающие их толщи испытали воздействие вторичных процессов латеритизации. В результате этого происходила десилификация каолиновых пород или бедных бокситов и превращение их в богатые бокситы. Замещение кварца и каолинита гидроксидом в бокситах Подмосковья, Мугоджар, северо-западного Казахстана и Енисейского кряжа Г. И. Бушинский (1956) объясняет процессами диагенеза.

На Аркалыкском месторождении вторичные процессы латеритизации наиболее полно охарактеризовали Н. А. Лисицына и М. В. Пастухова (1963, 1964), но они не установили достаточно четко, когда и как происходили эти процессы. По мнению других геологов, большие мощности бокситовых пластов и их переслаивание в центральных частях карстовых депрессий с линзами углистых или гумусированных пород противоречат представлению о латеритизации этих пластов. Следуя гипотезе вторичной латеритизации, можно ожидать приуроченности пластов осадочных бокситов к верхам осадочной формации, к зонам тектонических разломов или к контакту с известковистыми породами, т. е. участкам, где вторичные процессы должны проявиться наиболее интенсивно. Но в казахстанских месторождениях пласты каменистых и сухаристых бокситов встречаются на разных глубинах, прослеживаются к центральным частям депрессий, не обнаруживая приуроченности ни к верхам залежи, ни к зонам тектонических разломов. Учитывая эти и некоторые другие факторы, Б. М. Михайлов, например, отрицает влияние вторичных процессов на формирование бокситов.

Другую концепцию выдвинул Ю. И. Ким (1971). Он доказывает ведущую роль многоэтажной вторичной латеритизации в образовании

бокситов Озерного месторождения на западе Тургайского прогиба. По его мнению, пласты бокситов — погребенные латеритные коры выветривания, сформировавшиеся на «мусорных каолиновых глинах» — переотложенных продуктах коры выветривания. При цикличном углублении карста на первой стадии происходило заполнение его мусорными глинами, на второй стадии в верхах осадочной толщи формировались латерит-бокситы. Каждый новый цикл углубления карста приводил к захоронению латеритного пласта новой порцией мусорного материала с последующей латеритизацией кровли осадков.

Гипотеза Ю. И. Кима дает возможность по-иному представить процесс латеритизации. Но Ю. И. Ким не установил, какие же литологические либо текстурно-структурные особенности погребенных бокситов позволяют бесспорно относить их к своеобразным латеритным корам. Поэтому пока нет достаточных оснований считать все бокситы Озерного месторождения элювиальными образованиями. С другой стороны, наличие бокситовых пластов большой мощности (до нескольких десятков метров) и присутствие среди них пород, несомненно, обломочного происхождения не позволяют прямо использовать гипотезу Ю. И. Кима для расшифровки генезиса бокситов других месторождений в Казахстане и считать все их латеритами.

Для решения вопросов генезиса бокситов в 1971—1973 гг. мы провели детальные литолого-фациальные и минералогические исследования на Аркалыкском бокситовом месторождении.

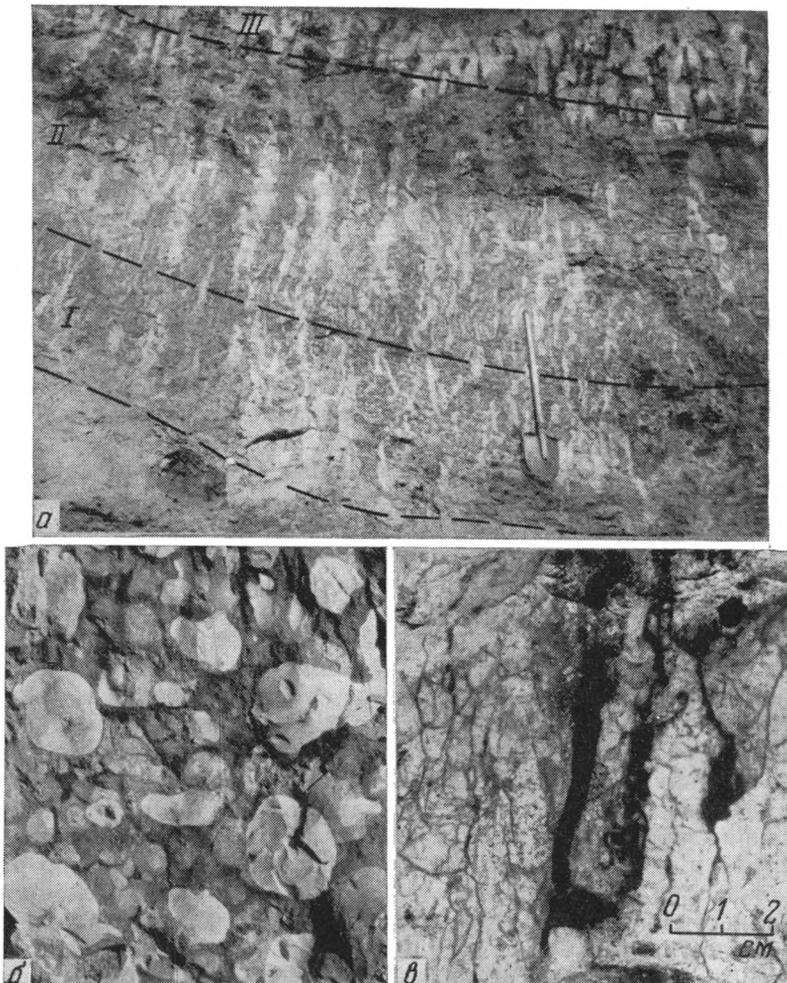
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ РАЗРЕЗОВ АРКАЛЫКСКОЙ СВИТЫ

Аркалыкское месторождение представляет собой серию карстовых воронок, заполненных бокситоносными отложениями аркалыкской свиты позднемелового — среднеэоценового возраста. Глубина воронок до нескольких сотен метров. Для данной свиты характерна быстрая смена различных по гранулометрии и генезису осадков, обилие внутриформационных перерывов, чередование в разрезах горизонтально-слоистых, крутопадающих и наклоннослоистых пачек пород, наличие оползней, перемещений блоков по карстовым разломам. Все это значительно затрудняет изучение строения тела бокситоносной формации по данным бурения, но в карьерах можно проследить взаимоотношения между ее литологическими и генетическими единицами.

В качестве примера рассмотрим бокситоносную толщу на участке Аркалыкского рудника.

Строение вскрытых карьером средней и верхней частей бокситоносной толщи и взаимоотношение слагающих пачек наблюдались во 2-м и 3-м уступах от дна карьера. В ее разрезе здесь выделяются пять пачек (снизу вверх): А, Б, В, Г, Д. Выше залежали пестроцветные глины анжарской свиты палеогена.

Пачка А развита в северо-восточной части карьера и представлена снизу слоистыми красно-бурыми и желто-бурыми глинами, хорошо сортированными, мощностью 2 м, переходящими кверху в бокситы. В средней части пачки (1,5 м) появляются вертикально ориентированные пятна обеления и ожелезнения. Выше глины становятся все более плотными, комковатыми, пористыми и переходят в кровле сначала в сухаристый, а затем в каменистый боксит (2,5 м), сохранивший макро- и микроструктуру исходных глин. Таким образом, верхнюю пестроокрашенную часть пачки А можно рассматривать как зонально построенный латеритно-почвенный профиль мощностью 4—5 м, сформировавшийся на глинистых породах. Доказательства почвенных признаков в профиле 40 пачки А приведены ниже.



Фиг. 1. Породы аркалыкской свиты, измененные процессами латеритизации
a — элювиальный профиль 47 (7-й участок, 1—2 залежь, западная стенка карьера; I, II, III — почвенные зоны); *б* — форма стержневидных пятен обеления глин в плане (зона I); *в* — комковатые текстуры и прожилки гематита (черное) в каменистом пелитоморфном боксите (обр. 40^и из зоны III, профиль 40)

Облик пород, измененных латеритно-почвенными процессами, показан на фиг. 1. В профиле 47 (фиг. 1, *a*) выветриванию подвергались материнские глинистые редкособовые породы каолинового состава с примесью гиббсита и гематита. Сформировавшийся профиль состоит из трех зон. Пятнистая зона (I) сложена породами, сходными с материнскими, но содержащими множество вертикальных стержневидных пятен обеления, имеющих округлую форму в горизонтальных срезах (фиг. 1, *б*). В пестроцветной гематит-каолинит-гиббситовой зоне (II) возрастает содержание гиббсита, гидроокислы железа образуют вертикально-ориентированные пятна, возникают комковатые текстуры пород. В пестроцветной гематит-гиббситовой зоне (III) доминируют гиббсит и гематит, породы имеют комковатое строение (фиг. 1, *в*). Подобное строение имеет и элювиальный профиль, развитый в верхах пачки А. Видимая мощность пачки 6 м.

Пачка Б развита в северо-восточной части карьера, где с размывом залегает на пачке А. Нижняя ее часть (2 м) представлена красноцветным бокситовым гравийником (бобовником), сцементированным глинистым материалом и имеющим делювиально-пролювиальный генезис. В делювиально-пролювиальных отложениях обломки разделяются по размеру и степени окатанности; преобладает гравий (бобовины) и песчаные зерна, присутствует галька, иногда щель, дресва. Цвет и состав обломков различные; наиболее часто встречаются красно-бурые каолинит-гематит-гиббситовые обломки и светлые каолинит-гиббситовые. Различия в форме, размере, цвете, составе обломочного материала, ориентировке, плохая отсортированность — все это характерно для отложений делювиально-пролювиального генезиса. Последние, как и рассматриваемые разности бокситов, часто не имеют слоистости, в них наблюдается быстрая смена литогенетических типов, содержащих различные по гранулометрии и степени окатанности обломки, и для них характерны бурые цвета пород.

Особенность делювиально-пролювиальных отложений аркалыкской свиты в том, что слагающий ее обломочный материал представляет собой продукт разрушения латеритного элювия; многие из обломков неотличимы от элювиальных пород пачки А, часть из них представляет собой вымытые из латерита гематит-гиббситовые конкреции. В верхней части пачки Б (2 м) содержание грубообломочного материала сокращается и появляются пласти неслоистых красноцветных песчаных глин, содержащих лимонитизированные обрывки растительного детрита и имеющих пролювиально-озерный генезис. Видимая мощность пачки 4 м.

Пачка В развита в северо-восточной и северной частях карьера, где с резким размывом залегает на пачке А. Она начинается красным глинисто-гравийно-щелнистым слоем (1,2 м) делювиального генезиса. Состав обломков каолиновый, гематит-каолиновый, местами гематит-каолинит-гиббситовый. Обломки неокатаны и несортированы, белые, желтые, красные, фиолетовые, пестрые, в 0,5—20 см. Вверх по разрезу делювиальные отложения сменяются пролювиальными красноцветными сильноглинистыми песками (1,8 м). Состав песчаных зерен каолиновый, каолинит-гематитовый, каолинит-гематит-гиббситовый. Пески плохо сортированы, их слоистость пологонаклонная либо горизонтальная. Среди песков встречаются мелкие линзы с обломками гравийно-бобово-галечников преимущественно гематит-гиббситового состава, сцементированными глинистым материалом. Иногда поры и пустоты в цементе выполнены аутигенным гиббситом. Это характерно для линз сухаристых или каменистых бокситовых конгломератов и гравелит-песчаников. Западнее по уступу карьера песчаные породы пачки В фациально сменяются каолиновыми глинами с редкими гравийными (бобовыми) обломками.

В самой верхней части пачки В (3 м) появляются вертикальные пятна и прожилки обеления и ожелезнения. Породы становятся комковатыми и превращаются в сухаристый и каменистый латерит-боксит, всегда сохраняющий структуру первичной породы песчаную — галечно-гравийную (бобовую), глинистую редкогравийную (редкобобовую). Мощность пачки 6 м.

Пачка Г развита в северной части карьера и тоже с размывом залегает на элювиальных породах пачек А, Б и В. Она представлена толщей пролювиальных красно-бурых глин, редкогравийных (редкобобовых) с линзами бокситовых галечников — гравийников (бобовников), мощностью до 3 м. В ее средней и верхней частях (4 м) появляются вторичные текстуры обеления и ожелезнения. Породы становятся пестроцветными, комковатыми и представляют собой латерит-боксит, сохраняющий структуру редкобобовой исходной глины. Мощность пачки до 7 м.

Пачка Д развита в северной части карьера, залегает на пачке Г с глубоким размывом и сложена в нижней части (2 м) галечниками и каолинит-гиббситовыми глинами (балочный аллювий). Кверху (4 м) галечники сменяются аллювиальными глинами, белыми, каолиновыми, горизонтально-слоистыми. Мощность пачки 6 м.

Выше с размывом залегает пестроцветная акжарская свита палеогена. Как видно, только в средней — верхней частях разреза аркалыкской свиты установлено три элювиальных профиля — в верхах пачек А, В и Г — мощностью до 4—5 м каждый. Формирование этих профилей связано с внутриформационными перерывами накопления осадков. Подобные элювиальные профили наблюдаются и в других карьерах Аркалыкского месторождения. Количество их — до 5 в одном разрезе.

Следует подчеркнуть, что вторичное перераспределение гидроокислов железа и образование пестроцветных либо обеленных пород в бокситовой толще связано с различными процессами.

1. Диагенетическое пластовое обеление — описано ранее (Бушинский, 1971; Пастухова, 1972).

2. Обеление в форме вертикальных пятен, обычно стержневидной формы, приурочено чаще всего к кровле аркалыкской свиты. Оно связано, видимо, с галлуазит-каолинитовым выветриванием и ресилификацией бокситоносных осадков во время формирования акжарской свиты (Гладковский и др., 1964; Разумова, 1961; Бушинский, 1971; и др.).

3. Обеление в форме вертикальных стержневидных пятен, подобных отмеченным выше, но сопровождавшееся десилификацией исходных пород в результате их латеритного выветривания. Встречается на различных стратиграфических уровнях аркалыкской свиты. Рассмотрим эти обеленные и латеритизированные породы подробнее.

ПОРОДЫ АРКАЛЫКСКОЙ СВИТЫ, ИЗМЕНЕННЫЕ ПРОЦЕССАМИ ЛАТЕРИТИЗАЦИИ

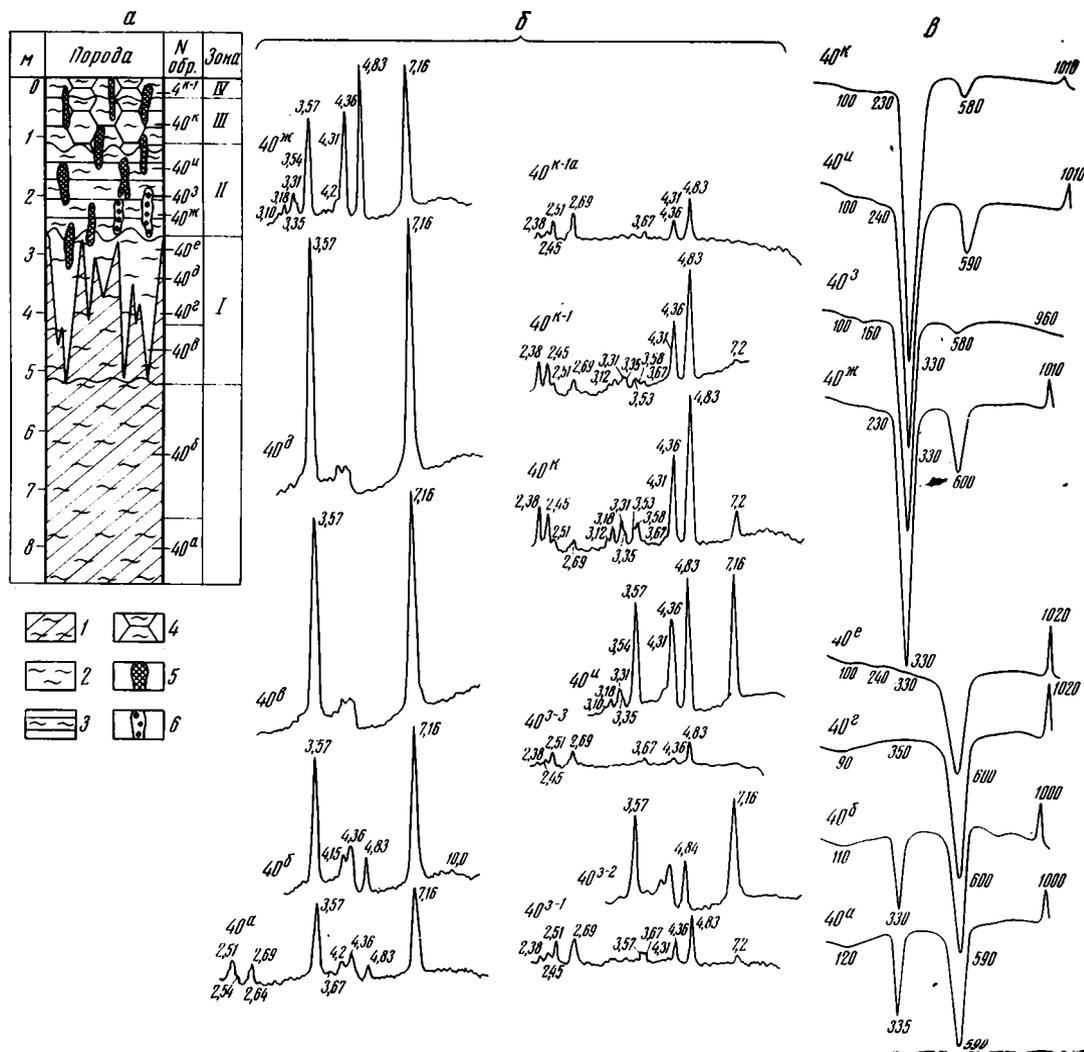
Строение элювиальных профилей. Субстратом элювиальных профилей в аркалыкской свите служили каолиновые и каолинит-гиббситовые породы делювиально-пролювиального либо пролювиально-озерного генезиса. В качестве примера рассмотрим строение почвенного профиля 40 (фиг. 2) (верхи пачки А, северо-восточная часть карьера, уступ № 2).

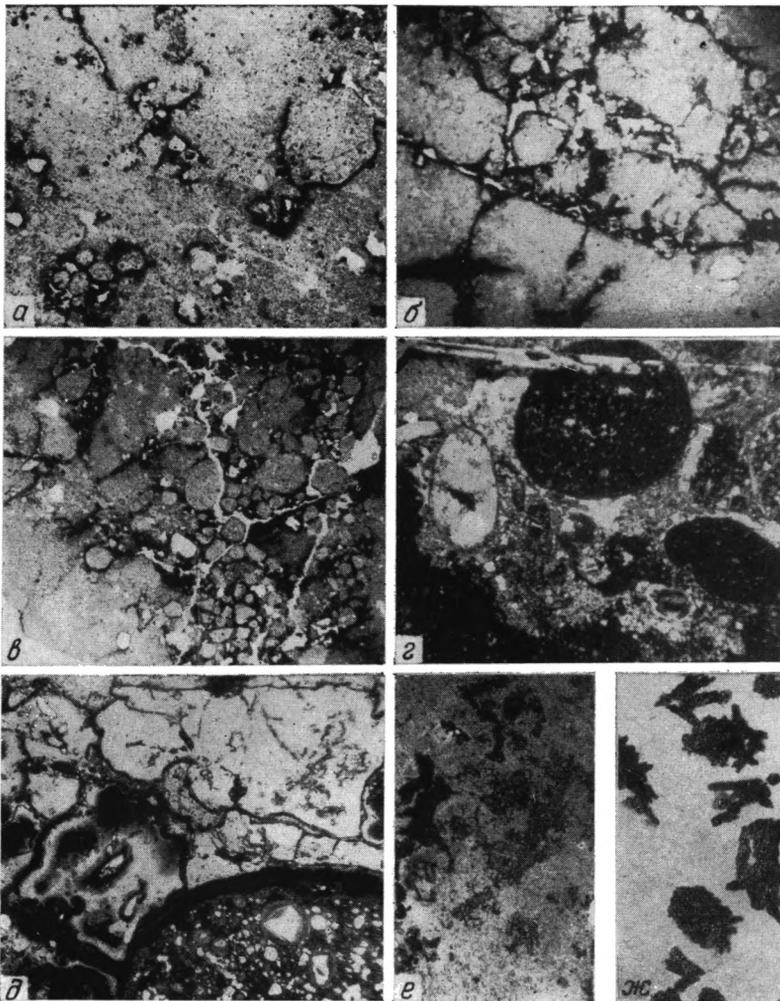
Материнские породы профиля представлены здесь красно-коричневыми, каолиновыми, горизонтально-слоистыми глинами с небольшой примесью гиббсита. Видимая мощность 4 м.

В профиле наблюдается четыре зоны выветривания (снизу вверх):
Мощность, м

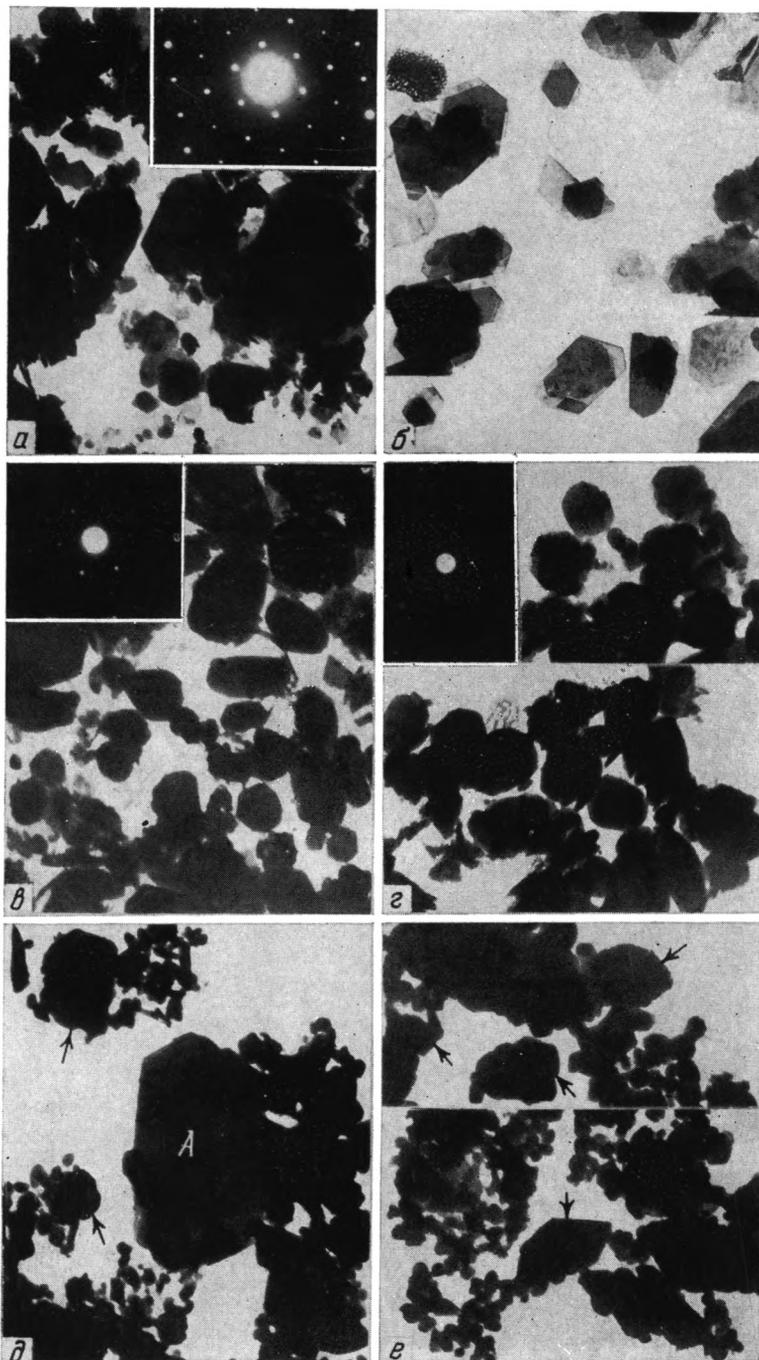
I. Пятнистая каолиновая зона. Глины аналогичные материнским, но содержащие вертикально ориентированные белые пятна часто стержневидной формы, длиной 0,1—2,5 м (фиг. 1, а, б). Форма их в горизонтальном сечении часто округлая или эллипсоидная. Густота окраски в вертикальных красных остаточных пятнах усиливается за счет частичной концентрации в них соединений железа, вынесенных из обеленных участков. Первичная горизонтальная слоистость в глинах сильно нарушена, но она часто хорошо сохранилась в красных участках 2,5

II. Пестроцветная гематит-гиббсит-каолиновая зона. Глины плотные, пестроцветные, гематит-гиббсит-каолиновые. Постепенно сменяются вверх по профилю глиноподобными сухаристыми бокситами, гематит-каолинит-гиббситовыми, тоже пестроцветными. Гидроокислы железа образуют вертикально ориентированные вишнево-красные пятна, полосы и прожилки, или часто приурочены к макро- и микротрещинам, пустотам и порам. Среди обеленных участков породы видны тонкие гетит-гематитовые кольца Лизенгенга.





Фиг. 3. Шлифы и электронно-микроскопические снимки пород аркалыкской свиты
a — начальная стадия формирования агрегированных микротекстур в элювиальной сахаристой глинисто-гипсовитовой породе, профиль 40, зона II, обр. 40^ж, $\times 10$, николь один;
б, в — микрокомковатое (агрегированное) строение глиноподобного пористого элювиального каменистого боксита, профиль 40, зона III, обр. 40^ж, $\times 30$, николь один; *г* — галечно-гравийный (бобовый) рыхлый невыветрелый боксит, обломки гипсовит-гематитовые (темное) и каолинит-гипсовитовые (светлое), сцементированные песчано-глинистым цементом, обр. 27^б, $\times 10$, николь один; *д* — галечно-гравийный (бобовый) выветрелый, каменистый боксит, гравий (бобовины) окружен гипсовитовой оторочкой, цемент комковато-сетчатой текстуры, зона III, обр. 33^в, $\times 30$, николь один; *е* — выделения гидроокислов железа, напоминающие зооглейносетчатые колонии бактерий, зона III, обр. 24^ж, $\times 30$; *ж* — выделения гидроокислов железа, напоминающие под электронным микроскопом колонии бактерий, обр. 40, зона II, $\times 12000$



Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки и микродифракционные картины пород из элювиального профиля 40, $\times 26\ 000$
a — обр. 40^a — материнская порода; *б* — обр. 40^a из зоны I; *в*, *г* — обр. 40^в из зоны II; *д*, *е* — обр. 40^д из зоны III; А — кристаллы неразрушенного каолинита; стрелочками показаны остатки полуразрушенных аморфизированных кристаллов каолинита

В верхах зоны полностью исчезает первичная горизонтальная слоистость, породы становятся трещиноватыми, комковатыми, пористыми (фиг. 3, а). Гиббсит тонко рассеян в боксите, сохраняющем пелитоморфную микроструктуру. Иногда среди вертикальных красных пятен ожелезнения встречаются бобовины конкреций гематит-гиббситового состава диаметром 2—6 мм. Породы зоны II слагают среднюю часть элювиального профиля 1,6

III. Пестроцветная гематит-гиббситовая зона. Боксит каменистый, белый и розовый, пелитоморфный, гематит-гиббситовый с примесью каолинита. Часто наблюдаются вертикальные пятна, полосы ожелезнения, темно-вишнево-красные или индиго-синие. Боксит рассечен обильными трещинами (0,1—5 мм), полностью либо частично заполненными гематитом (см. фиг. 1, в). Пересечения трещинок и прожилков гематита различного направления приводят к возникновению в породах своеобразных комковато-сетчатых макротекстур. В шлифах видно (фиг. 3, б, в), как основная масса глиноподобной, существенно гиббситовой породы распадается на агрегаты или комочки угловатой, угловато-округлой либо эллипсоидной формы (0,2—2 мм). Наблюдаются стадии распада монолитной массы на агрегаты по мере приближения к участкам интенсивной трещиноватости. Эллипсоидные микрокомочки копированного происхождения (фиг. 3, в), как и в обр. 40^а, из зоны II (фиг. 3, а) тяготеют к участкам повышенной трещиноватости пород, более охотно заселяющимся червями и термитами. Ветвисто-сетчатые выделения гидроокислов железа (фиг. 3, д, е, ж) часто напоминают колонии железобактерий. (Эти формы выделения железа чрезвычайно часто встречаются в почвенных профилях, развитых как на глинистом, так и на глинисто-бобовом (фиг. 3, з) исходном субстрате) 0,8

IV. Зона брекчированного боксита. Имеет локальное развитие. Боксит пестроцветный каменистый, пелитоморфный, комковатый, брекчированный, гематит-гиббситовый с примесью каолинита, пористый, отличается от пород нижележащей зоны большим числом вертикальных трещин, заполненных сизыми выделениями гематита. Возникновение брекчированной структуры обусловлено элювиальной просадкой породы в верхних частях почвенного профиля 0,3

Общая мощность выветренных пород в профиле 40—5,2 м.

Доказательство элювиального генезиса характеризуемых пород — закономерное сочетание их друг с другом и образование зонально построенного почвенного профиля. Для последнего (фиг. 1, а) характерен неровный карманообразный контакт между зонами, не совпадающий с первичной слоистостью либо с напластованием пород, присутствие в каждой более верхней зоне реликтов пород нижних частей профиля. Элювиальные процессы приводят к возникновению в первичных осадках вертикальных пятен, полос, прожилков обеления и ожелезнения трещинок, пор, пустот либо ожелезненных корешков. В пятнах ожелезнения местами формируются гематит-гиббситовые конкреции: бобовины в 2—6 мм.

Известно, что процессы почвообразования и выветривания тесно взаимосвязаны и протекают одновременно. Можно согласиться с мнением М. А. Глазовской (1960), что практически сфера интенсивного действия первых может быть ограничена глубиной проникновения корневой системы растений. Хотя мощность почвы в различных климатических зонах различна, обычно ее нижняя граница проводится на глубине 1—5 м. Если мощность коры выветривания лежит в тех же пределах, нет основания отделять почвенный профиль от профиля коры выветривания.

Можно предполагать, что в ландшафтах позднемеловой — палеоценовой саванны Центрального Казахстана (Пономаренко, 1968) разрезы элювия были увенчаны тропическими или субтропическими почвами. Это находит подтверждение в рассматриваемых профилях.

Широкое развитие в измененных выветриванием породах трубообразных пятен обеления (длиной 0,1—3 м, шириной 1—10 см), часто утончающихся и разветвляющихся к низам профиля (фиг. 1, а, б), может быть связано с корнями растений. Они служили путями миграции почвенных растворов, обеляющих осадок. Появление червеобразных каналов обеления скорее всего обусловлено деятельностью червей либо термитов. В современных почвах возникновение подобных червеобразных текстур описано в работах В. Кубиены (Kubiena, 1938) и В. М. Якушева (1968). Вертикальные пятна обеления и ожелезнения, горизонты с железистыми конкрециями, внешне сходные с вышеохарактеризованными, по данным Ф. Дюшофура (1970) и И. А. Денисова (1971), широко развиты в ферралитных африканских тропических почвах.

Именно в результате почвенных процессов осадки аркалыкской свиты утрачивали первичную слоистость, становились комковатыми, пористыми (фиг. 1, в). Подобные комковатые текстуры, формы трещиноватости и пористости типичны для многих современных почв (Дюшофур, 1970; Brewer, 1964).

Еще больше элементов сходства рассматриваемых бокситовых пород и современных почв фиксируется при микроскопических исследованиях. Те и другие характеризуются агрегированным строением. Среди микрокомочков бокситов (фиг. 3, а—в, д), как и в почвах, выделяются угловатые, угловато-округлые разности и эллипсоидные формы. Последние представляют собой копролиты термитов или червей (Kubiena, 1938; Brewer, 1964). Для многих современных типов почв подобно бокситам (фиг. 3, а—в, д—ж) характерны также сетчатые микропрожилки гематита (Kubiena, 1962), ветвисто-узелковые либо точечные выделения, представляющие собой колонии железистых либо железисто-марганцевых бактерий (Аристовская, 1965; Перфильев, Габе, 1964), колец Лизе-ганга из гидроокислов железа (Kubiena, 1938), а также обилие своеобразных по форме микропор и пустот (Brewer, 1964).

Ранее геологи отмечали сходство ряда горизонтов пород бокситовой формации с элювием. В частности, В. Н. Разумова (1961) указывает, что «глины, вмещающие бокситы, часто практически не отличимы от глин коры выветривания» (стр. 87). По мнению Н. А. Лисицыной и М. В. Пастуховой (1963), некоторые горизонты бокситовых пород напоминают элювий основных пород Батумского Кавказа, Северного Вьетнама и Гавайских островов. Подобное сходство пород нельзя рассматривать как результат простого переотложения коры выветривания. Многократное появление в разрезах аркалыкской свиты горизонтов с признаками элювия свидетельствует о том, что циклы накопления осадочного материала сменялись эпохами его интенсивного выветривания. Б. М. Михайлов указывает (1971) на присутствие в средней части аркалыкской свиты элювиального горизонта (бугровый боксит), напоминающего своим строением латеритный покров. Однако он считает, что образование данного боксита — случайный процесс, обусловленный крупным стратиграфическим перерывом между подрудной и рудной пачками в аркалыкской свите.

Элювиальные профили аркалыкской свиты, как и северо-зайсанской (Цеховский, 1973), сформировались при совместном воздействии процессов почвообразования, выветривания и гидроморфизма. По мощности, масштабу преобразования исходного вещества и интенсивности перераспределения ряда компонентов аркалыкские профили отличаются от современных тропических почв (Дюшофур, 1970; Денисов, 1971) и сближаются с корами выветривания. Поэтому в разрезе элювия мы

Химический состав образцов пород из элювиального профиля 40, %

Компонент	40 ^а	40 ^б	40 ^д	40 ^ж	40 ^з	40 ^и	40 ^к
SiO ₂	36,06	37,66	43,81	15,79	5,99	13,27	2,74
TiO ₂	2,21	2,42	2,45	2,42	3,52	2,79	3,13
Al ₂ O ₃	35,71	32,08	37,87	53,59	36,85	52,23	51,47
Fe ₂ O ₃	9,60	14,11	1,90	0,79	31,05	4,42	13,75
FeO	0,14	Нет	0,11	0,07	0,23	0,07	0,11
MnO	Нет	»	Нет	Нет	0,07	Нет	0,02
CaO	0,73	0,73	0,61	0,61	0,84	0,73	0,73
MgO	Нет	Нет	0,04	0,04	Нет	0,09	0,08
Na ₂ O	0,18	0,23	0,23	0,14	0,14	0,18	0,09
K ₂ O	0,12	0,15	0,15	0,09	0,11	0,11	0,08
H ₂ O ⁺	14,18	11,91	13,09	25,83	19,80	25,68	27,17
H ₂ O ⁻	0,68	0,62	0,40	0,26	0,72	0,32	0,44
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	0,18	Нет	Нет
C	»	»	»	»	Нет	»	»
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,08	0,04	0,11	0,07	0,07
Сумма	99,69	99,70	99,93	99,67	99,61	99,96	99,88

Примечание. Во всех исследованных образцах обломочный кварц отсутствует.

выделяли не почвенные горизонты, а зоны различно преобразованных пород.

Процессы минералообразования в латеритных профилях аркалыкской свиты. В качестве примера рассмотрим изменения химического состава пород и их минералогические преобразования в вышеохарактеризованном профиле 40 (фиг. 2).

Содержание SiO₂ в материнских глинах (таблица, обр. 40^а)—36,06% в верхах профиля (обр. 40^и)—2,74%. Свободного глинозема от 35,71% в материнских породах до 51,47% в зоне III.

Содержание Fe₂O₃ в красноцветных материнских породах (обр. 40^а) 9,6%. В измененных выветриванием породах распределение соединений железа крайне неравномерное: в обеленных участках снижается до 1,2%, в красноцветных пятнах ожелезнения, содержащих гематит-гипсбитовые бобовины-конкреции, возрастает до 31,05%.

Результаты термического и дифрактометрического анализов (фиг. 2, б, в) свидетельствуют, что материнские породы (образцы 40^а, 40^б) сложены каолинитом (базальные рефлексы 7,16; 3,57 Å; термические остановки 590, 1000° С) с небольшой примесью гипсбита (рефлексы 4,83; 4,36 Å; термические остановки 330, 335° С) и гетита (рефлекс 4,15 Å). На электронных микрофотографиях этих образцов (фиг. 4, а, обр. 40^а) их основная масса сложена хорошо образованными шестиугольными табличками каолинита, дающими четкую микродифракционную картину.

В зоне I примесь гипсбита исчезает, все образцы слагаются такими же хорошо образованными кристалликами каолинита (фиг. 2, обр. 40^а, 40^б, 40^з, 40^и; фиг. 4, б, обр. 40^а).

В зоне II появляется гипсбит, а содержание каолинита резко сокращается (фиг. 2, обр. 40^ж, 40^з, 40^и). На электронных микрофотографиях наблюдаются различные стадии разрушения кристаллов каолинита, которые постепенно теряют шестиугольные очертания и округляются. Одновременно разрушается внутренняя структура кристаллов, что выражается в ухудшении микродифракционной картины (фиг. 4, в, г, обр. 40^ж), возникают аморфизированные (аллофанизированные) каолиниты, а сильноокруглые частички, лишенные микродифракционной картины, можно рассматривать как аллофаны.

В зонах III и IV каолинит составляет лишь небольшую примесь к гипсбиту (фиг. 2, обр. 40^к, 40^{к-1}). На электронных микрофотографиях

(фиг. 4, *д, е*, обр. 40^к) представлены мелкие гроздеобразные кристаллы гиббсита с остатками полуразрушенных аморфизированных кристаллов каолинита (последние показаны стрелочками). Изредка встречаются хорошо ограненные крупные кристаллы неразрушенного каолинита (А).

Сходный процесс аморфизации каолинита наблюдался в кремнистых горизонтах почвообразования и выветривания, синхронных по возрасту аркалыкским, но сформировавшимся в более сухих районах палеосаванны (Цеховский, Дмитрик, 1970). Но если в условиях сухой палеосаванны Восточного Казахстана (Цеховский, 1973) распаду каолинита и выделению свободного глинозема препятствовало сильное окремнение палеопочв, то в Аркалыкском районе кремнезем, выделявшийся при разрушении каолинита, выносился из почв, а глинозем накапливался. Стадии распада аллофанизированного каолинита и появление гроздеобразных, более мелких, слабо ограненных кристалликов гиббсита видны на фиг. 4, *д, е*.

Вопрос о возможном разрушении каолинита с превращением в свободные окислы в зоне гипергенеза дискутируется до настоящего времени (Лисицына, 1973; Разумова, 1967; Бушинский, 1971; Куковский, 1963; Никитина и др., 1971; и др.). В пользу его положительного решения многие авторы приводят наблюдения о строении тех резервов элювия, где гиббитовая зона располагается над каолинитовой и, следовательно, формируется за счет разрушения каолинита. Возникновение гиббсита на галлуазитовом элювии Гавайских островов описал Т. Ф. Бейтс (1964). На промежуточной стадии выветривания (как и в профилях, описанных нами) здесь формируется аллофановое вещество, местами сохраняющее форму первичных галлуазитовых трубок. Опыты А. Оберлина и К. Чубара (Oberlin, Tchoubar, 1957) и Ж. Педро (1971) свидетельствуют об ухудшении структуры каолинита и его частичном разрушении в результате промывания образцов пресной водой при различных температурах. Аналогичные температурные условия существуют, например, в жарком тропическом поясе.

А. С. Долобовская и В. И. Ремезов (1972) установили возможность разрушения каолинита бактериями, а Е. Г. Куковский (1963) считает, что этот процесс имеет место при воздействии на породу органическими кислотами либо бактериями.

Распад каолинита в результате жизнедеятельности диатомовых водорослей установлен работами А. П. Виноградова и Е. А. Бойченко (1942), Д. Хатчинсона (1969) и др.

Хотя выветрелые породы аркалыкской свиты практически бескремнистые, в некоторых гидроморфных типах почв обнаружены единичные остатки диатомовых водорослей, деятельность которых — один из факторов, способствующих разрушению каолинита. Характерно, что содержащиеся в тех же препаратах кристаллы каолинита обычно сильно аллофанизированы.

Следовательно, в почвах аркалыкской свиты, сформировавшихся в условиях жаркого тропического или субтропического климата, сочетались многие условия, способствующие разрушению каолинита. Интенсивное промывание пород дождевой водой, обилие разрушающейся биомассы и возникающих агрессивных органических кислот, жизнедеятельность диатомовых водорослей, бактерий, значительные температурные колебания — все это повышало скорость разрушения каолинита в палеопочвах.

Интересно, что в верхних зонах профиля 40 встречаются единичные крупные хорошо ограненные кристаллы каолинита без следов разрушения (фиг. 4, *д*), имеющие четкую микродифракционную картину, аналогичную таковой каолинитов из материнских пород. Подобные единичные кристаллы мы наблюдали также в материнских породах, что позволяет сделать вывод о неоднородном составе субстрата, подвергшегося вывет-

риванию. Основная его масса сложена несовершенным по оси *b* каолинитом. Это подтверждается результатами рентгенометрических исследований (рефлексы со значением 4,4 и 4,15 Å на порошкограммах слабо разрешаются). Несовершенство структуры каолинита находит отражение и на термографических кривых (фиг. 2, *в*, образцы 40^а, 40^б, 40^г, 40^д, 40^ж), эндотермический пик удаления гидроксильной воды смещен по сравнению с таковыми совершенных каолинитов в низкотемпературную область на 10—15° (590—600° С).

С увеличением степени выветривания пород эндотермический пик удаления гидроксильной воды в образцах 40^а, 40^д, 40^ж на термограммах смещается в еще более низкотемпературную область (580—590° С), что может быть связано с увеличением степени несовершенства минерала вверх по профилю. Поэтому в рассмотренном элювиальном профиле происходит главным образом разрушение каолинита с несовершенной структурой, слагающего основную часть субстрата породы. Единичные крупные кристаллы каолинита, вероятно, имеющего совершенную структуру, не испытывают заметного изменения даже в наиболее сильно преобразованных выветриванием породах.

Окислы железа представлены в элювиальных профилях плохо раскристаллизованным гематитом (фиг. 2, *б*, дифрактограммы 40^{а-г}, 40^{д-ж}, 40^{з-и} и другие рефлексы 3,67; 2,69; 2,51 Å). Следует подчеркнуть, что если в материнских породах латеритных почв среди выделений окисного железа преобладает гетит либо гетит-гематит, то после наложения процессов выветривания гематит становится главенствующим минералом. Интересно появление корунда в верхней зоне элювиального профиля (фиг. 2, *б* дифрактограммы 40^а, 40^{д-и}, рефлекс 3,54 Å).

Следовательно, в профиле 40 происходило разрушение каолинита, вынос SiO₂, накопление Al₂O₃, перераспределение или частичное накопление Fe₂O₃.

Строение, состав и направленность процессов преобразования вещества в остальных изученных профилях сходны с вышеохарактеризованным. Выветривание рыхлых красноцветных песчаных, бобовых, галечных, щебнисто-галечных пород (фиг. 3, *з*) делювиально-пролювиального генезиса, имеющих каолинит-гиббсит-гематитовый состав, приводило к формированию в верхних зонах профилей сухаристых и каменистых пестроцветных гиббсит-гематитовых пород, сохраняющих исходную структуру (песчаную, бобовую, галечную, щебнистую). В данных элювиальных профилях происходила гиббситизация каолиновой составляющей обломков и цемента. Наиболее интенсивное преобразование испытывало в них глинистое вещество, цементирующее обломки. Именно в цементе сформировались трубообразные и червеобразные каналы обеления, появились поры и пустоты, возникли сетчатые и ветвистые выделения гематита (фиг. 3, *д*, *е*), струйки алюмогеля. Вокруг гиббсит-гематит-каолинитовых обломков в процессе их выветривания часто возникает гематит-гиббитовая оторочка (фиг. 4, *д*).

В настоящей статье рассмотрены лишь процессы минералообразования в автоморфных почвенных профилях аркалыкской свиты. Изучению гидроморфных палеопочв и таких вторичных процессов, как пластово-диагенетическое обеление, гиббситизация обломочных руд, вследствие циркуляции в них грунтовых вод, ресилификация бокситов и мн. др., способствовавших интенсивному преобразованию бокситоносных осадков, следует уделить специальное внимание.

ВЫВОДЫ

1. В разрезе аркалыкской свиты описаны три — пять древних разновозрастных горизонта почвообразования и выветривания латеритного типа, приуроченных к внутриформационным перерывам накопления осадков.

2. Процессы почвообразования и выветривания перерабатывали каолиновые либо каолинит-гипсбитовые осадки аркалыкской свиты и приводили к формированию пластов бокситов мощностью 0,2—0,25 м, местами содержащих скопления аутигенных гематит-гипсбитовых конкреций-бобовин.

3. Перемыв данного латеритного элювия способствовал образованию перетолженных обломочных осадочных бокситов — щебнистых, галечных, гравийных (бобовых), песчаных.

4. В ходе почвенного выветривания вокруг обломков латерита и перемытых гематит-гипсбитовых конкреций часто формировались гипсбитовые либо гематит-гипсбитовые оторочки.

5. Гипсбитовые оторочки вокруг обломков могли также возникать при диагенезе осадков либо в результате миграции в линзах грубообломочного материала обогащенных алюминием почвенно-грунтовых вод.

6. С процессами диагенеза или миграцией почвенно-грунтовых вод связано также образование гипсбитового цемента в линзах обломочных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристовская Т. В. Микробиология подзолистых почв. М.—Л., «Наука», 1965.
- Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита и гипсбита на Гавайских островах.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Виноградов А. П., Бойченко Е. А. Разрушение каолинита диатомовыми водорослями.— Докл. АН СССР, 1942, т. 37, № 4.
- Гладковский А. К., Шарова А. К., Храпцов В. Н. Закономерности состава, происхождения и изменения мезокайнозойских месторождений бокситов азиатской части СССР.— В кн.: Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. Свердловск, Изд-во АН СССР, 1964.
- Глазовская М. А. О соотношении процессов выветривания и почвообразования.— В сб.: Доклады советских почвоведов к VII Международному конгрессу в США. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Денисов И. А. Основы почвоведения и земледелия в тропиках. М., «Колос», 1971.
- Долобовская А. С., Ремезов В. И. Превращения глинистых минералов в аэробных условиях при взаимодействии с гетеротрофной микрофлорой.— Докл. АН СССР, 1972, т. 20, № 2.
- Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М., «Прогресс», 1970.
- Ким Ю. И. Закономерности размещения и условия формирования бокситов Озерного месторождения на западе Тургайского прогиба.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, т. 169.
- Курковский Е. Г. Некоторые соображения о кристаллохимических особенностях выветривания минералов.— В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 231.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 95.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. О роли вторичных процессов в формировании платформенных бокситов.— В сб.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. М., «Наука», 1964.
- Михайлов Б. М. Замечания по поводу осадочной гипотезы генезиса бокситов Тургайского прогиба.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, т. 169.
- Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., «Наука», 1971.
- Пастухова М. В. О влиянии вторичных процессов на литологический и химический состав бокситов.— Литол. и полез. ископ., 1972, № 2.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971.
- Перфильев Б. В., Габс Д. Р. Изучение методом микробного пейзажа бактерий, накапливающих марганец и железо в донных отложениях.— В сб.: Роль микроорганизмов в образовании железомарганцевых озерных руд. М.—Л., «Наука», 1964.
- Пономаренко З. К. Палеоклиматические условия образования бокситов Казахстана.— В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1968.

- Разумова В. Н.* Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 242.
- Разумова В. Н.* Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 174.
- Хатчинсон Д.* Лимнология. М., «Прогресс», 1969.
- Цеховский Ю. Г.* Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации (Восточный Казахстан).— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 242.
- Цеховский Ю. Г., Дмитрик А. Л.* Об аллофанизации каолинита.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Якушев В. М.* О влиянии жизнедеятельности термитов на формирование латеритного покрова.— Почвоведение, 1968, № 1.
- Brewer R.* Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley and Sons, New York — London — Sydney, 1964.
- Kubiena W.* Micropedology, Ames, Iowa, 1938.
- Kubiena W.* Die taxonomische Bedeutung der Art und Ausbildung von Eischoxidhydrat-mineralien in Tropenboden. Arbeiten aus dem Gebiet der Mikromorphologie des Bodens. Verlag «Chemie», Weinheim, 1962.
- Oberlin A., Tchoubar K.* Etude en microscopie electronique de l'alteration des cristaux de kaolinite. Paris, t. 244, No. 1, 1957.

Геологический институт АН СССР,
Почвенный институт
им. В. В. Докучаева АН СССР
Москва

Дата поступления
23.VII.1973.

К ДИФФУЗИОННОЙ ТЕОРИИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОБОГАЩЕНИЯ КОНТАКТНЫХ ЗОН УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

И. В. РЯЗАНОВ, Я. Э. ЮДОВИЧ

Развита теория постседиментационного диффузионного обогащения контактных зон угольных пластов элементами — примесями, являющаяся дальнейшим развитием ранее выдвинутой (Юдович, 1965) концепции. Теория, по крайней мере качественно, удовлетворительно объясняет наблюдаемые факты. Энергичность диффузионного массопереноса и нетребовательность этого механизма к особым условиям в недрах хорошо согласуется с фактами глобального развития обогащенных контактных зон угольных пластов во всех угленосных бассейнах мира. Предполагается, что диффузия элементов к пласту осуществлялась в два этапа. На первом (быстром) создавался запас металла в тонкой пленке на контакте пласта с породой. Этот этап можно сопоставить с ранним диагенезом. На втором (медленном) запас распределялся в пласт по механизму самодиффузии. Коэффициенты диффузии на втором этапе в миллион и более раз ниже, чем на первом и составляли 10^{-12} — 10^{-14} см²/сек. Развита теория объясняет не только плавные профили распределения металла с убыванием его концентрации от контакта вглубь пласта, но и случаи с максимумами на некотором удалении от контакта. Подобные профили обусловлены либо петрографической неоднородностью угля в контактной зоне, либо осложняющим влиянием кислых торфяных вод, выжимающихся навстречу диффузионному потоку в соседний коллектор почвы или кровли. Библ. 16, рис. 2, табл. 1. Я. Э. Юдович.

Угольные пласты всех угленосных бассейнов мира независимо от возраста и геотектонической принадлежности последних, как правило, содержат прилегающие к почве и кровле тонкие пачки (контактные зоны), сильно обогащенные элементами-примесями по сравнению с центральными пачками этих же пластов. Аналогичное явление наблюдается и вблизи внутрипластовых минеральных прослоев.

В таблице дана полная сводка идей, когда-либо высказанных относительно механизма обогащения контактных зон. За исключением некоторых очень неправдоподобных механизмов (например, идея С. А. Гордон), все они объясняют часть фактического материала и по этой причине имеют право на существование.

Высказанные концепции были проанализированы нами в обзорной работе по вопросу геохимии «контактных зон» угольных пластов. Основные выводы обзора (Юдович, 1965, стр. 139—140) заключались в следующем.

1. Обогащение угольных пластов редкими элементами вблизи почвы, кровли и внутрипластовых минеральных прослоев — явление всеобщее, характерное для всех угленосных бассейнов мира.

2. Мощность зон обогащения составляет в среднем 10 см у почвы и 15 см у кровли со значительными колебаниями и не зависит от состава пород почвы и кровли. Мощность зон обогащения под и над внутрипластовыми прослоями зависит от мощности самих прослоев (больше в случае более мощных прослоев).

3. Для германия (наиболее изученного элемента в углях) концентрация его в угле контактных зон обратно пропорциональна логарифму расстояния от контакта.

Сводка гипотез, предложенных для объяснения редкометального обогащения контактных зон угольных пластов

Суть процесса обогащения	Стадия углеобразования	Автор	Примечание
Инфильтрация растворов в угольный пласт, захват германия углем из воды или из газа (!)	По смыслу — катагенез	А. Хедли (1955)	Б. Паркс возразил, что в угольных пластах нет сплошной фильтрации воды; минерализация может происходить только по трещинам
Вымывание германия из центральной части пласта под влиянием латерального потока воды	По смыслу — катагенез (?)	С. А. Гордон (1959)	Получается, что обогащение контактовых зон реликтовое, а не дополнительное; движение латерального потока воды с параболическим распределением скоростей в угольном пласте мало вероятно
Изменение концентраций металла (германия) в среде торфяника как результат смены фациальных обстановок	Седиментогенез : торфонакопление	А. Б. Травин (1960)	Указано, что начальные и конечные этапы жизни торфяника характеризуются усиленным привносом минеральных веществ (в том числе германия)
Проникновение германийсодержащих растворов в торфяной пласт через свежеложенную кровлю	Диагенез	То же	Указано, что источник металла — сами вмещающие породы
Изменение концентраций германия под воздействием морских вод при регрессии (почва пласта) и трансгрессии (кровля пласта)	По смыслу — скорее диагенез	А. В. Павлов, Е. И. Фокина (1962)	Указано, что механизм редкометальных обогащений контактовых зон должен быть аналогичен механизму формирования «угольных почек»
Перераспределение элементов из центральных пачек пласта к контактовым за счет «отодвигания щелочного барьера» при метаморфизме угля	Катагенез	Ф. В. Бетелл (Bethell, 1962)	Идея подробно не раскрыта
Перераспределение германия из центральных пачек пласта в контактовые в результате отжимания торфяных вод после захоронения	По смыслу — диагенез	В. Т. Сургай (цитируется по Ю. А. Ткачеву, 1964)	Процессы перераспределения весьма вероятны для некоторых элементов (вплоть до выноса их из торфяного пласта), но не универсальны
Изменение концентрации германия в водах при миграции фациальных обстановок торфонакопления	Седиментогенез : торфонакопление	Ю. А. Ткачев (1964)	Припочвенная пачка торфа, «омываемая водами суши», извлекает из этих вод почти весь германий, последующие пачки накапливаются при воздействии «стерильных» вод; прикровлевое обогащение возникает за счет «вод, формирующих кровлю»
Привнос элементов в погребенный торфяник из пород кровли и почвы как неизбежный результат процесса диагенеза; механизм обогащения сходен с механизмом обогащения угольных включений	Диагенез	Я. Э. Юдович (1965)	Другие механизмы не отвергались, но им отводилось только частное значение; указывалось на выщелачивание элементов из вмещающих пород под влиянием отжатых кислых торфяных вод
Привнос элементов в погребенный торфяник или в угольный пласт	Катагенез	То же	Этот механизм (пример — ураноносные угли Запада США) рассматривался как относительно редкий по сравнению с универсальным диагенетическим механизмом
Изменение концентраций германия в водах по мере накопления аллохтонного торфяного пласта в бассейне (?)	Седиментогенез : торфонакопление (для припочвенной пачки) и диагенез (?) для прикровлевой	А. В. Павлов (1966)	Контактовое обогащение предлагается именовать «законом Зильберминца» (в честь В. А. Зильберминца); первые порции органики, попадая в бассейн, извлекают из воды весь германий; прикровлевая пачка обогащается «из воды через маломощную и слабо уплотненную кровлю»

4. Имеется по меньшей мере три варианта контактового обогащения. А) Контактное обогащение пластов, имеющих неоднородное строение. Например, если контактные пачки угля представлены блестящим углем, а центральные — матовым, или если контактные пачки представлены высокозольным, а центральные — низкозольным углем, то феномен контактового обогащения трудно отделить от других факторов: обогащение может быть вызвано не только «контактовым» положением пробы, но и петрографическим составом угля или его зольностью. Б) Контактное обогащение пластов однородного строения. Причина обогащения сомнения не вызывает, хотя весьма часто контактные пачки имеют несколько увеличенную зольность. Внутри контактной зоны обогащение четко контролируется петрографическим составом угля. В) Обогащение контактных зон пластов различного строения, но в явной зависимости от проницаемости вмещающих пород, а также от современных или древних гидрогеологических и структурных факторов. Такое обогащение обычно не зависит от петрографического состава угля. Классический пример — ураноносные угли Запада США. Первые два варианта охватывают процессы, протекавшие в стадии торфонакопления и диагенеза, третий — отвечает обогащениям на стадиях диагенеза и катагенеза. Однако для всех трех вариантов главным является в широком смысле эпигенетическое (по отношению к торфонакоплению!) обогащение торфяного (угольного) пласта после его формирования, и подчиненным — сингенетическое торфонакоплению обогащение.

5. Рассмотрение гипотез, объясняющих механизм контактового обогащения, показало, что само явление очень сложно и скорее всего гетерогенно. Однако мы отдавали предпочтение универсальному диагенетическому обогащению, которое протекает как бы автоматически, «в силу внутренних причин», т. е. не может не происходить с того момента, как только торфяной пласт будет погребен под осадками или внутрипластовый минеральный прослой не окажется в окружении торфяной массы. Основная идея объяснения контактового обогащения заключалась в представлении о геохимическом барьере на контакте угля (торфа) с вмещающими (сопровождающими) породами. Подчеркивалось также агрессивное воздействие выжатых из пласта кислых вод на вмещающие породы. Наконец, впервые обращалось внимание на то, что по содержанию некоторых элементов контактные зоны не богаче, а, наоборот, беднее, чем центральные пачки пластов (Ba, Sr, B(?), Si); для таких случаев предполагались процессы выноса элементов из контактных зон во вмещающие породы.

Опубликованные работы последних лет (к сожалению, конкретный цифровой материал стал приводиться редко) в общем вписываются в намеченные закономерности, хотя и не всегда свободны от ошибок. Пример неоправданного упрощения — работа П. В. Лазебника и М. А. Гринвальда (1971). Авторы исследовали связь содержания германия с содержанием структурного витрена в одном из пластов каменного угля. Было обнаружено, что в контактных зонах (вблизи почвы и кровли) содержание германия выше, чем в средней части пласта, независимо от того, какое количество структурного витрена в них находится. При объяснении своих данных авторы повторили ошибку Е. О. Погребницкого (1959), не разделив объект исследований: они пришли к выводу, что петрографический состав не влияет на содержание германия. Ясно, что в данном случае роль петрографического фактора могла быть замаскирована более мощным действием диагенетического обогащения германием. Авторам следовало сопоставить содержания германия в разных микрокомпонентах в пределах одних и тех же пачек пласта так, как это было сделано А. В. Павловым и Е. И. Фокиной (1962), А. В. Павловым (1966), а не сравнивать разные пачки.

С другой стороны, если в пределах контактных зон витрен действительно не концентрат германия (что материалами авторов отнюдь не доказано!), то это можно было бы трактовать как указание на сравнительно поздний процесс обогащения — в период, когда витрен уже не обнаруживал своего специфического сродства к германию (например, после углефикации).

Интересный материал для проверки альтернативных моделей обогащения контактных зон дает изучение углей в участках раннеэпигенетических размывов пластов. П. В. Лазебник и др. (1967) провели детальное опробование некоторых каменноугольных пластов в зонах их размыва. Хотя авторы в своем кратком сообщении не приводят фактического материала, высказанные ими соображения очень интересны (стр. 61): «...Почти во всех случаях уголь на контакте с породой зоны размыва содержит повышенное количество германия независимо от того, в какой части пласта он находится... Полученные нами данные... с очевидностью свидетельствуют о том, что обогащение германием растительного материала в зонах размыва угольных пластов произошло после захоронения торфяника... Этот период развития углей является наиболее благоприятным для накопления германия и с точки зрения химизма процесса, так как он характеризуется наличием максимального количества гуминовых кислот».

Состояние наших знаний о геохимических процессах, приведших к обогащению контактных зон, следует признать достаточно бедным. Объяснения не идут дальше элементарных высказываний о том, что «...элементы поглощаются ближайшими слоями торфяного пласта и связываются в органо-минеральные соединения» (Юдович, 1965, стр. 139). Как протекает это связывание в пространстве и во времени, остается совершенно неясным.

В цитированной сводке обращалось внимание на то, что процессы обогащения контактных зон угольных пластов должны иметь много общего с процессами обогащения изолированных угольных включений. Поскольку механизм редкометалльных обогащений включений нами уже рассматривался (Юдович, 1972), это позволяет более уверенно описать механизм контактового обогащения угольных пластов.

СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ УГОЛЬНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ И КОНТАКТНЫМИ ЗОНАМИ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

В контактных зонах уголь находится в непосредственной близости к вмещающим породам. То же и для угольных включений. Разница в том, что пласт (пренебрегая зонами выклинивания) соприкасается с породой только двумя плоскостями, а включение — всей поверхностью. Обогащение и тех и других происходит в основном по механизму сорбции. Различие в том, что один сорбент был в свое время торфом и сформировался в торфяном болоте, а другой представляет собой углефицированную древесину, захоронявшуюся, как правило, минуя торфяно-болотные фации. Для обоих объектов огромную роль играет характер окружающей (прилегающей) среды осадка-породы: влажность, пористость, проницаемость, Eh, pH, концентрация элементов в поровых водах, скорости движения поровых вод (фильтрация) или скорости движения растворенных металлов по поровому пространству, заполненному водой (диффузия в случае неподвижной воды, конвективная диффузия в случае движущейся воды). Разница в том, что для включений относительная масса сорбента ничтожна, ресурс элемента в окружающей среде можно считать значительным, ограничения на сорбцию накладываются скорее свойствами самого включения (насыщение сорбционной емкости?), нежели количеством металла в среде.

Для участка контактной зоны, равного по массе угольному включению, условия существенно иные. Во-первых, относительно меньше ре-

курс элемента в поровых водах, который должен распределиться в гораздо большей массе сорбента. Так, если толщина угольных включений, представляющих собой сильно сплюснутые стволы, ветви, корни и т. д., редко превышает 5—10 см, а максимальное расстояние «порода — уголь» — 2—5 см, то для контактных зон мощностью 20 см это расстояние равно 20 см. Известны примеры еще более мощных контактных зон (до 1 м и более), для которых расстояние «порода — уголь» еще выше. Во-вторых, концентрация металла в контактном слое резко падает от непосредственного контакта в глубину пласта. Процессами «внутреннего» перераспределения элемента здесь ни в коем случае нельзя пренебречь, тогда как распределение сорбированного элемента в объеме включения не имеет большого значения, и часто его можно приближенно считать равномерным.

Наконец, если небольшое угольное включение в процессе обогащения ведет себя достаточно «пассивно», создавая геохимический барьер лишь в непосредственной близости от своей поверхности, то захороненный торфяник в известной мере сам определяет условия внешней среды. Будучи водоупором, торфяной пласт выжимает под влиянием нагрузки кровли кислые воды в перекрывающие его коллектора, понижает Eh и pH поровых вод у своих контактов, что не безразлично для поведения ряда растворенных элементов.

МЕХАНИЗМ ДИФфуЗИОННОГО БОГАЩЕНИЯ КОНТАКТНЫХ ЗОН

Диффузия в угольный (торфяной) пласт протекает под действием градиента концентрации между пластом и вмещающей средой. Поскольку этот градиент невелик, процесс обогащения должен быть длительным. Процесс, несомненно, очень сложен, ибо со временем изменяются свойства сорбента и вмещающей среды; кроме того, помимо чистой диффузии могут иметь место осложняющие процессы в виде конвективной диффузии и фильтрации. Мы вынуждены сильно упростить задачу и рассмотреть вначале чисто диффузионный процесс, не осложненный другими явлениями. Легче внести коррективы в идеализированную схему, чем сразу рассматривать очень сложное явление. Ограничимся пока только вторым вариантом: пластинами однородного строения.

Границы пласта будем считать параллельными, а диффузионный поток металла — направленным по оси z , перпендикулярной к ним. Контактное обогащение должно протекать как нестационарная, т. е. развивающаяся во времени, диффузия. Линейное уравнение нестационарной диффузии, осложненной взаимодействием (сорбцией) металла с веществом угля (Голубев, Гарибянц, 1968), имеет вид

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial c}{\partial t} = D_0 \frac{\partial^2 c}{\partial z^2}, \quad (1)$$

где q , c — объемная концентрация металла в сорбированной и подвижной фазе соответственно; D_0 — коэффициент диффузии в объеме раствора. Для точного решения уравнения (1) необходимо знать, как происходит процесс взаимодействия между диффундирующим веществом и средой диффузии, а именно способ взаимодействия (например, хемосорбция, физическая адсорбция, ионный обмен, химическая реакция), характер его (порядок и обратимость реакции, вид изотермы в случае сорбции), область протекания реакции (внешнедиффузионная, внутридиффузионная, смешанная).

Выбор условий взаимодействия определяет вид уравнения (Голубев, Гарибянц, 1968):

$$\frac{\partial q}{\partial t} = f(c, q, k_i, D_0, c_i), \quad (2)$$

где k_i , c_i — константы реакции и концентрации реагирующего с метал-

лом вещества угля. Совместное решение системы уравнений (1) и (2) дает искомое распределение металла в контактной зоне при заданных граничных условиях. К сожалению, конкретный вид уравнения (2) неизвестен, поэтому точно описать процесс пока невозможно. Следовательно, полученные ниже результаты характеризуют скорее качественно, нежели количественную сторону процесса.

Воспользуемся возможностью рассматривать контактную зону в качестве распространяющейся в пласт диффузионной волны. Развитие процесса диффузии удобно характеризовать безразмерным критерием Фурье (Смирнов, 1971): $F_0 = D\tau/h^2$, где D — коэффициент диффузии металла в пласте, $см^2/сек$, τ — время формирования контактной зоны, $сек$, h — мощность контактной зоны, $см$, иначе говоря, расстояние до переднего фронта диффузионной волны.

Будем называть контактной зоной такой слой угля, прилегающего к породе, в котором весовая концентрация металла x убывает на два порядка в сравнении с максимальной x_{max} . В центральных пачках концентрацию считаем фоновой. Следовательно, если в угле одной из проб контактной зоны найдено 0,01% германия, то контактная зона кончается в той точке, где концентрация германия упала до 0,0001%.

В этом случае величина критерия Фурье находится из соотношения

$$erfc \frac{1}{2\sqrt{F_0}} = \frac{x}{x_{max}} = 0,01,$$

где

$$erfc y = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{y/\sqrt{D\tau}} e^{-m^2} dm$$

и равна $F_0 \cong 1/13$ (точнее, 0,076). Отсюда для мощностей $5 < h < 30$ $см$ произведение $D\tau$ составит: $1,9 < D\tau < 69$. Пусть τ равно 1 млн. лет. В этом случае коэффициенты диффузии D получаются крайне низкими: порядка 10^{-12} — 10^{-14} $см^2/сек$. Между тем в реальных водонасыщенных горных породах они не ниже 10^{-9} — 10^{-8} $см^2/сек$, а в воде вообще 10^{-6} — 10^{-5} $см^2/сек$. Если же принять реальные коэффициенты диффузии, то снова получим неправдоподобный результат: окажется, что контактовое обогащение заканчивалось за тысячи и даже сотни (!) лет, чего мы, безусловно, не имеем в погребенных четвертичных торфяниках.

Разумным допущением является предположение о стадийности диффузионного обогащения: на первой (быстрой) стадии происходит диффузионный переток вещества из вмещающей породы к контакту с угольным (торфяным) пластом, на второй (медленной) стадии происходит формирование профиля контактной зоны: диффузия металла в глубь угольного пласта.

Первая стадия характеризуется коэффициентами диффузии порядка 10^{-9} — 10^{-8} $см^2/сек$, вторая — примерно в 100 000 раз более низкими. На второй стадии диффузия металла протекает не по поровым каналам, заполненным водой, а внутри гелифицированного органического вещества, которое эффективно поглощает диффундирующие ионы. На первой стадии создается запас сорбированного металла, который на второй стадии расходуется на обогащение контактной зоны.

Рассмотрим вначале быструю стадию процесса и будем считать, что запас металла создается в тонкой пленке толщиной l на плоском контакте пласта с вмещающей средой. Коэффициент диффузии металла в этой пленке не должен сильно отличаться от такового во вмещающей породе (D_0). В пределах же контактной зоны коэффициент диффузии будет гораздо ниже: $D_1 \ll D_0$. Пусть концентрация металла c в окружающей среде постоянна и равна $n \cdot c_0$, где c_0 — объемная кон-

центрация металла в растворе, g/cm^3 , n — пористость среды, %. Считая для простоты процесс диффузии уже установившимся, опишем его уравнением:

$$\frac{\partial^2 c}{\partial z^2} = 0, \quad (3)$$

где c — концентрация подвижного металла в пленке, g/cm^3 , z — расстояние от верхней границы пленки, cm . Граничные условия уравнения: $c = nc_0$, $z = 0$, $c = 0$, $z = l$. Отсюда распределение подвижного металла в пленке будет

$$c = nc_0 \left(1 - \frac{z}{l}\right), \quad (4)$$

и, следовательно, по первому закону Фика, поток растворенного металла на единичную площадку пласта в единицу времени будет равен

$$\left. \frac{dc}{dt} \right|_{z=0} = D_0 \frac{nc_0}{l}. \quad (5)$$

На выходе из пленки растворенный металл отсутствует (весь металл сорбируется), поэтому полное количество металла, сорбированного пленкой в единицу времени, составит:

$$\frac{dq}{dt} = D_0 \frac{nc_0}{l}, \quad (6)$$

а за время τ :

$$q = D_0 \frac{nc_0}{l} \tau. \quad (7)$$

Переходя к весовым процентам и принимая плотность сухого органического вещества ρ , получим среднюю весовую концентрацию металла в пленке за время ее формирования:

$$x_{cp} = D_0 \frac{nc_0}{\rho l^2} \tau, \quad \tau < \tau_1.$$

Рост концентрации x будет ограничиваться двумя факторами: емкостью поглощения в тонком слое l и диффузионным расходом металла в пласт. Естественно ожидать, что между сорбцией в пленке и диффузионным переносом в пласт должно установиться равновесие. Схематизируем процесс следующим образом. Примем, что ко времени τ_1 концентрация металла в пленке достигает максимальной равновесной концентрации x_{max} (фиг. 1). Дальнейшее накопление металла (при отсутствии диффузионного переноса в пласт) приводит к росту ширины «зоны насыщения» металлом в соответствии с формулой

$$h_1 = \sqrt{\frac{D_0 nc_0 \tau}{x_{max} \rho}}. \quad (8)$$

Весовой запас металла Q при этом растет следующим образом:

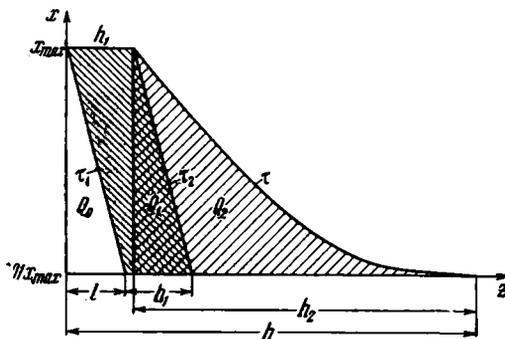
$$Q = \sqrt{x_{max} \rho D_0 nc_0 \tau}. \quad (9)$$

За время τ диффузия металла в пласт через границу зоны насыщения уносит количество металла (Смирнов, 1971, стр. 21)

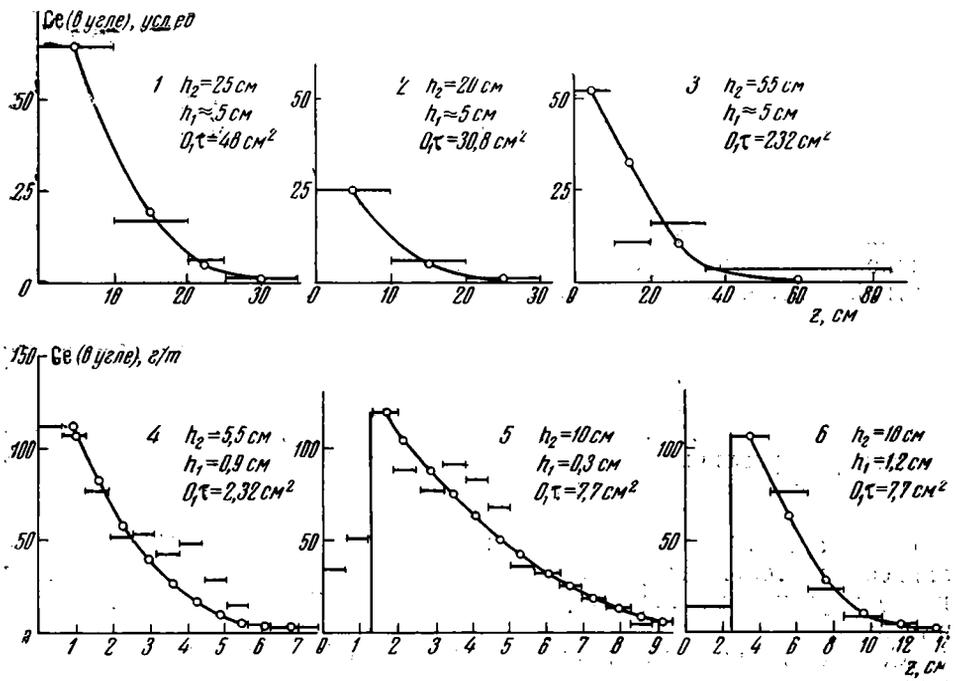
$$Q_2 = 2x_{max} \rho \sqrt{\frac{D_1 \tau}{\pi}}. \quad (10)$$

Следовательно, запас металла в зоне насыщения определится как разность:

$$Q_1 = Q - Q_2 = x_{max} \rho \left(\sqrt{\frac{D_0 nc_0}{x_{max} \rho}} - 2 \sqrt{\frac{D_1}{\pi}} \right) \sqrt{\tau}, \quad (11)$$



Фиг. 1. Схематическая картина диффузионно-го обогащения контактных зон
Объяснение индексов в тексте



Фиг. 2. Сопоставление фактических данных и расчетных кривых распределения германия в контактных зонах угольных пластов
1 — пласт каменного угля (кровля); 2 — пласт каменного угля (почва); 3 — пласт каменного угля (кровля) (1—3 — Фокина, Клитина, 1968); 4 — пласт Сьювелл (кровля); 5 — пласт Бэйкерстоун (почва) — опробование мелкими секциями; 6 — пласт Бэйкерстоун (почва) (4—6 — Corey e. a., 1959, Хедли, 1955)

а скорость смещения границы зоны насыщения будет

$$u(t) = \left(\sqrt{\frac{D_0 n c_0}{x_{\max} \rho}} - 2 \sqrt{\frac{D_1}{\pi}} \right) \frac{1}{2 \sqrt{\tau}}$$

Перед движущимся фронтом зоны насыщения формируется диффузионная зона за счет переноса через границу зоны насыщения металла в количестве Q_2 . С формальной стороны этот процесс весьма напоминает процесс конвективной диффузии, который можно описать уравнением:

$$\frac{\partial x}{\partial t} = D_1 \frac{\partial^2 x}{\partial z^2} - u(\tau) \frac{\partial x}{\partial z} \quad (12)$$

Граничные условия, при которых оно должно решаться, имеют вид:

$$\begin{aligned}x(0, t) &= x_{\max}; & x(z, 0) &= 0; & z &\geq 0; \\x(h_1, t) &= x_{\max}; & x(\infty, t) &= 0.\end{aligned}$$

Точное решение уравнения (12) найти трудно, поскольку граничные условия разрывны и скорость движения границы зоны насыщения $u(t)$ зависит от времени (затухает по мере формирования профиля контактной зоны). Приближенное решение для равновесных условий найдем, пренебрегая малым членом $u(t) \frac{\partial x}{\partial z} \approx 0$. Тогда распределение металла в пласте можно описать уравнением (Смирнов, 1971, стр. 20):

$$x = x_{\max} \operatorname{erfc} \left(\frac{z - h_1}{2\sqrt{D_1 t}} \right). \quad (13)$$

Применим полученное решение к анализу фактических данных. На фиг. 2 представлены расчеты по формуле (13) для трех пластов, опробованных в Аппалачах и Донбассе. Теоретические (расчетные) профили контактных зон показаны в виде гладких кривых, реальные содержания показаны здесь же. В целом согласие теоретических идеальных профилей с реальными следует признать удовлетворительным. При этом замечательно как раз то, что согласие тем лучше, чем однороднее опробованный пласт и чем более мелкими секциями он опробован. В частности, очень хорошо согласуются расчетные и реальные данные для однородного пласта Бэйкерстоун, опробованного мелкими секциями. Почти везде расхождение расчетных данных с реальными можно объяснить петрографической неоднородностью пласта в контактной зоне. Чем чаще и сложнее чередование различных угольных литотипов в контактной зоне, тем сильнее реальный профиль будет отличаться от идеального. Для донецких пластов, опробованных Е. И. Фокиной и Л. В. Клитиной (1968), доказано, что повышенные концентрации германия в контактной зоне тяготеют к прослоям угля с повышенным содержанием гелифицированных микрокомпонентов. Характерно различие в обогащении кровли и почвы пласта (фиг. 2, 4, 5). Большой уровень обогащения кровли можно объяснить лучшей проницаемостью пород кровли, чем почвы (алевролиты по сравнению с углистыми аргиллитами). Различие же мощностей контактных зон могло зависеть не только от разного запаса металла в пленке l , но и от разных диффузионных характеристик самого вещества пласта у почвы и кровли.

Следует подчеркнуть принципиальную особенность развитого выше механизма диффузионного обогащения, а именно наличие гипотетической зоны насыщения, начинающейся непосредственно от контакта пласта с вмещающей породой. Как видно из расчетных данных, мощность этой зоны — 10—20% всей мощности контактной зоны. Следовательно, если развитая здесь теория верна, то при достаточно мелком секционном опробовании на самой границе между пластом и породой должен залегать слой угля с примерно постоянной концентрацией металла, которая на границе этого слоя резко начинает убывать. Альтернативной является другое распределение, в котором концентрация металла начинает убывать уже на каком угодно малом удалении от породы в глубь пласта. Чтобы получить такое распределение (напоминающее экспоненциальное), следует применить другой формальный аппарат, для которого мы пока не видим оснований.

При интерпретации фактических данных (фиг. 2) уже говорилось о тех осложнениях, которые накладываются на идеальный профиль в случае неоднородного сложения контактной зоны. Если представить себе контактную зону в виде серии слоев с различной сорбционной способностью (именно такова пачка, сложенная различными угольни-

ми литотипами), то мы придем к математической модели линейной нестационарной диффузии «в неоднородном разрезе». Задача была решена В. С. Голубевым и А. А. Гарибянцем (1968, стр. 34) для случая двух пластов с различными скоростями диффузии, но не была решена в общем виде. Предварительное рассмотрение вопроса показывает, что в этом случае вполне возможно появление максимума концентрации в слое, удаленном от непосредственного контакта пласта с породой, если этот слой обладал лучшими сорбционными свойствами. Такое распределение, когда слой с наивысшей концентрацией несколько сдвинут в глубь пласта, вовсе не редкость; известны также примеры не с одним, а с двумя максимумами. Такая картина, следовательно, отнюдь не противоречит развитой теории, в основу которой положено представление об эпигенетическом привносе растворенного металла в пласт из вмещающей среды.

Приведенный выше критерий Фурье, связывающий дальность диффузии и время диффузии, позволяет, зная полный запас металла в контактной зоне $\bar{Q} = Q_1 + Q_2$, оценить такие важные параметры процесса, как время диффузии и коэффициенты диффузии. Запас металла в диффузионной зоне Q_2 оценим по кривой его распределения (13):

$$Q_2 = x_{\max} \rho \int_0^{h_2} \operatorname{erfc} \left(\frac{z}{2\sqrt{D_1\tau}} \right) dz. \quad (14)$$

Воспользуемся для вычисления этого интеграла разложением подынтегральной функции в ряд:

$$\operatorname{erfc} y = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n y^{2n+1}}{n! 2n+1}. \quad (15)$$

Степенной ряд (15) при $y \geq 1$ обладает довольно медленной сходимостью: в нашем случае приходится брать не менее 8 членов ряда, чтобы получить результат интегрирования с точностью во втором знаке после запятой:

$$Q_2 = 0,30x_{\max}\rho h_2. \quad (16)$$

Полный запас металла, накопленный в контактной зоне за время τ , составит

$$\bar{Q} = x_{\max}\rho (h_1 + 0,3h_2). \quad (17)$$

Приравнявая его к запасу, вычисленному на основании формулы (9) ($Q = \bar{Q} - Q_0$), и учитывая количество металла Q_0 , накопленного за время становления зоны насыщения,

$$Q = x_{\max}\rho (h_1 + 0,3h_2 - l/2), \quad (17a)$$

получаем

$$x_{\max}\rho (h_1 + 0,3h_2 - l/2) = \sqrt{x_{\max}\rho D_0 n c_0 \tau}, \quad (18)$$

откуда сразу находим

$$\tau = \frac{(h_1 + 0,3h_2 - l/2)^2 x_{\max}\rho}{D_0 n c_0}. \quad (19)$$

Теперь можно определить коэффициент диффузии металла во внутридиффузионной области:

$$D_1 = \frac{h^2}{13\tau} = \frac{D_0 n c_0}{13x_{\max}\rho} \left(\frac{h}{h_1 + 0,3h_2 - l/2} \right)^2. \quad (20)$$

Применим полученные уравнения к анализу данных А. Хедли (1955) (фиг. 2). Максимальное содержание германия в этом пласте — 120 г/т ($1,2 \cdot 10^{-4}$ г/г), мощность контактной зоны — 10 см. Приняв с долей условности значения остальных параметров $\rho = 1,4$ г/см³, $n = 0,3$ (30%), $D_0 = 10^{-6}$ см²/сек, $c_0 = 6 \cdot 10^{-11}$ г/см³, $h_1 = 0,3$ см, $l \cong 0$, находим:

$$\tau = \frac{(0,3 + 0,3 \cdot 9,7)^2 \cdot 1,2 \cdot 10^{-4} \cdot 1,4}{1 \cdot 10^{-6} \cdot 3,16 \cdot 10^7 \cdot 0,3 \cdot 6 \cdot 10^{-11}} \cong 3 \text{ млн. лет,}$$

$$D_1 = \frac{1 \cdot 10^{-6} \cdot 0,3 \cdot 6 \cdot 10^{-11}}{13 \cdot 1,2 \cdot 10^{-4} \cdot 1,4} \left(\frac{10}{0,3 + 0,3 \cdot 9,7} \right)^2 \cong 1 \cdot 10^{-13} \text{ см}^2/\text{сек.}$$

Для пластов с мощностью контактной зоны 25—55 см оценка длительности формирования контактной зоны τ примерно на порядок выше. Таким образом, мы получили, что при вполне правдоподобных коэффициентах диффузии во вмещающих породах ($D_0 = 10^{-6} - 10^{-7}$ см²/сек) формирование контактной зоны обогащения занимает от единиц до десятков миллионов лет и происходит при коэффициенте диффузии металла в угольном веществе порядка $10^{-12} - 10^{-14}$ см²/сек. Заметим, что подобные параметры характеризуют самодиффузию в коллоидных системах.

Все сказанное относилось только к процессу необратимой сорбции металла, поступающего в пласт извне. Однако реальная картина формирования контактной зоны может значительно усложниться, если процесс диффузионного обогащения хотя бы частично перекрывается во времени с процессом отжимания торфяных вод вовне. Несомненно, что выжимающиеся воды вызывают изменение условий сорбции (в частности, можно думать, что реакция среды становится более кислой). Однако известно, что сорбция редких элементов торфами проходит через максимум в строго фиксированных интервалах рН среды; в более кислых и более щелочных условиях может преобладать десорбция. Например, для германия оптимум сорбции в интервале 5,5—6,5, для галлия — 3,0—6,0 и т. д. Поэтому можно допустить, что наряду с сорбцией могут протекать и процессы десорбции, в тех случаях, когда условия в контактной зоне уклоняются от оптимальных. Думается, что именно поэтому не случайно встречаются пониженные содержания в контактных зонах таких элементов-гидролизатов, как бериллий и галлий. Для них, по-видимому, условия слишком щелочные (сильная нейтрализация торфяных вод) либо, наоборот, чрезмерно кислые. Кроме того, следует иметь в виду, что многие металлы образуют гуматы, неустойчивые в щелочной и нейтральной средах. Поэтому если на контакте пласта с породами будет происходить разрушение гуматов, то это может вызвать диффузионный поток металлов из пласта вовне.

ВЫВОДЫ

1. Развита теория диффузионного обогащения контактных зон угольных пластов элементами-примесями. Она по крайней мере качественно удовлетворительно объясняет наблюдаемые факты. Энергичность диффузионного массопереноса и нетребовательность этого механизма к сочетанию каких-либо необычных условий в недрах хорошо согласуются с фактами глобального развития контактных зон в угольных пластах всех угленосных бассейнов.

2. Предполагается, что диффузионный массоперенос осуществлялся в две стадии. На первой (быстрой) стадии создавался запас металла в очень тонкой пленке на контакте пласта с вмещающей породой. На второй (медленной) этот запас распределялся в пласт по механиз-

му самодиффузии, характеризующемуся очень низкими коэффициентами диффузии (порядка 10^{-12} — 10^{-16} см²/сек).

3. Предполагается, что за фронтом диффузионной волны в пласт продвигалась «зона насыщения» с максимальной и постоянной концентрацией металла. Оценки мощности зоны насыщения, сохранившейся после завершения формирования профиля контактной зоны, дают 5—20% от мощности всей контактной зоны. Если при очень дробном секционном опробовании угольных пластов удастся выявить существование такой зоны, то это будет экспериментальным подтверждением правильности развитой теории.

4. Сравнение расчетного и фактического профилей контактового обогащения на некоторых примерах показывает их удовлетворительную сходимость. Отклонения фактических профилей от идеальных вызываются скорее всего петрографической неоднородностью угля в контактных зонах.

5. Развита теория объясняет не только плавные профили распределения металла с убыванием его от контакта в глубь пласта, но и случаи с максимумами металла на некотором удалении от пласта. Эти факты объясняются петрографической неоднородностью вещества в контактной зоне, либо осложняющим влиянием кислых торфяных вод, выжимающихся из пласта в соседний коллектор.

ЛИТЕРАТУРА

- Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., «Недра», 1968.
- Гордон С. А. Адсорбция как путь накопления германия в углях.—Тр. Моск. горн. ин-та, 1959, сб. 27.
- Лазебник П. В., Гринвальд М. А., Долгополов В. М. Распространение германия в зонах размыва угольных пластов в отдельных районах СССР.—В кн.: Геология и горное дело. Днепропетровск, 1967.
- Лазебник П. В., Гринвальд М. А. К вопросу о связи германия со структурным втреном.—Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, 1971, вып. 54.
- Павлов А. В. Вещественный состав золы углей некоторых районов западного Шпицбергена.—Учен. зап. н.-и. ин-та геол. Арктики. Региональная геол., 1966, вып. 8.
- Павлов А. В., Фокина Е. И. Распределение германия в разрезе угольного пласта простого строения.—Инф. сб. Ин-та геол. Арктики, 1962, вып. 30.
- Позребицкий Е. О. О некоторых закономерностях распределения германия в углях Донецкого бассейна.—Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1959, т. 35, вып. 2.
- Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1971.
- Ткачев Ю. А. О причинах концентрации германия и других элементов-примесей в ящиках и лежачем боках угольных пластов.—Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук, 1964, т. 6, вып. 3.
- Травин А. Б. Некоторые закономерности распространения германия в углях Западной Сибири.—Геол. и геофизика, 1960, № 2.
- Фокина Е. И., Клитина Л. В. Некоторые особенности распределения германия в пласте угля.—В кн.: Материалы по геологии и петрографии углей СССР.—Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 132.
- Хедли А. Германий и другие элементы в угле и возможности их извлечения.—В кн.: Германий. М., Изд-во иностр. лит., 1955 (из Mining Engineering 5, 10, 1955, 1011—1014).
- Юдович Я. Э. Распределение элементов в вертикальном профиле угольных пластов.—В сб.: Материалы к IX совещанию работников лабораторий геологических организаций. Вып. 7. Углехимическая секция. Л., «Недра», 1965.
- Юдович Я. Э. Геохимия угольных включений в осадочных породах.—Л., «Наука», 1972.
- Bethell F. V. The distribution and origin of minor elements in coal. Brit Coal Util. Res. ass. (B. C. U. R. A.) Monthly Bull., 1962, v. 26, 401—429.
- Corey R. C. et al. Occurrence and determination of germanium in coal ash from power plants.—U. S. Bur. Mines Bull., 1959, № 576, 68 pp.

Печорская геофизическая экспедиция
Воркута
Геологический институт
Сыктывкар

Дата поступления
23.VII.1973

УДК 552.512 : 552.56 (470.22)

**ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГНЕТИТ-ГЕМАТИТОВЫЕ КВАРЦЕВЫЕ
КОНГЛОМЕРАТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ КАРЕЛИИ
И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

***В. С. ВОЙТОВИЧ, И. К. ЕГОРОВА, М. С. КОНОВАЛОВА,
И. К. СТОРЖЕНКО***

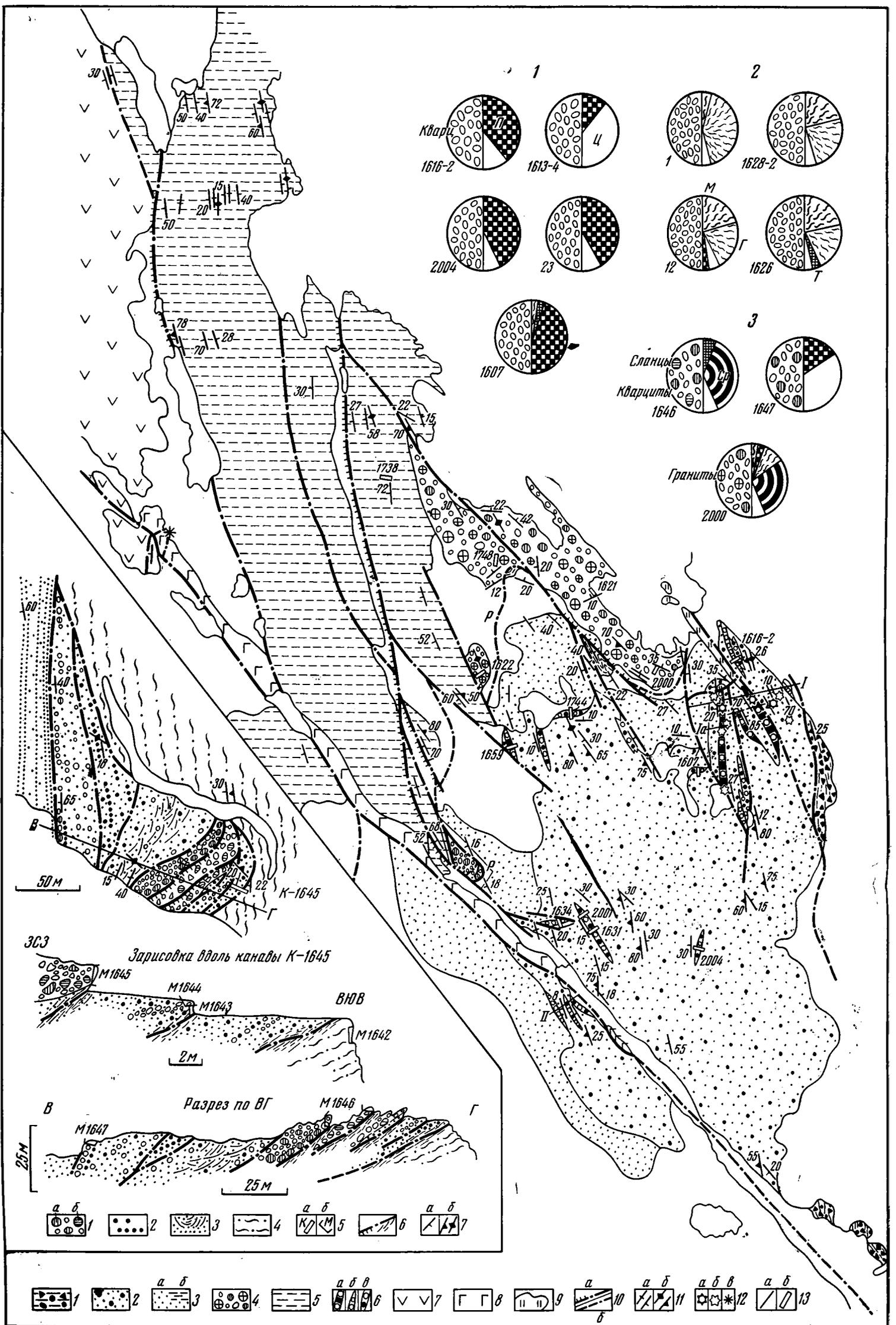
Магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты приурочены к отложениям ятулийского отдела среднего протерозоя. Охарактеризованы особенности их геологического положения, литологии, минералогии и металлогении. В косослоистых терригенных отложениях ятулия со струями магнетит-гематитового шлиха обнаружены проявления полезных ископаемых, в значительной части приуроченные к выдержанной залежи конгломератов. Доказывается россыпной генезис многих рудных минералов в магнетит-гематитовых конгломератах, отмечаются черты их сходства с золотосносными конгломератами Тарквинского месторождения Африки.

В северо-восточной Карелии местами распространены протерозойские кварцевые конгломераты, обогащенные магнетитом и гематитом и содержащие проявления различных полезных ископаемых (Негруга и Негруга, 1965; Яковлева и др., 1969; и др.)

Исследования авторов настоящей статьи представили интерес для понимания геологического положения, литологических и минералогических особенностей и закономерностей металлогении магнетит-гематитовых конгломератов в характерном районе их развития. При изучении конгломератов их протолочки обогащались с комбинированным применением концентрационного стола и гидроциклонов, что производилось в Тульском отделе экспериментальных исследований ЦНИГРИ под руководством Г. А. Стаханова.

Магнетит-гематитовые конгломераты приурочены к терригенным отложениям ятулийского отдела среднего протерозоя, которые развиты в тектонических блоках или образуют синклинали, оборванные по разломам, в пределах ниже-среднепротерозойского зеленокаменного вулканического пояса глубинной зоны сочленения беломорид и карелид.

Конгломераты наиболее изучены в районе оз. Риговаракское, где прослеживается широкая полоса выходов ятулийских отложений, в общем полого падающих к западу и осложненных продольным Риговаракским надвигом. Он по характеру залегания близок к межпластовому (фиг. 1, врезка) и сопровождается мелкими разрывными нарушениями, зонами рассланцевания и дробления; в развитых здесь ятулийских конгломератах гальки иногда несколько раздавлены и развальцованы, местами наблюдается интенсивное обохривание пород гидроокислами железа и окислами марганца. Устанавливаются также продольные разрывные нарушения типа малоамплитудных взбросов и сбросов, секущие взбросо-сдвиги, в отдельных блоках — осложняющие складки разных порядков. Так, близ южной оконечности оз. Риговаракское в узком, шириной до 0,5 км, блоке между продольными взбросами прослеживаются сопряженные антиклиналь и синклиналь с магнетит-гематитовыми



Фиг. 1. Схема геологического строения района оз. Риговарское
 С х е м а. 1-6 — средний протерозой. 1 — сариолий, полимиктовые конгломераты и сланцы; 2-5 — ятулий; в блоке восточнее Риговарского надвига: 2 — преимущественно гравелиты и грубозернистые кварцито-песчаники с прослоями конгломератов, 3 — преимущественно кварцито-песчаники и кварциты, б — сланцы; в блоке западнее Риговарского надвига: 4 — преимущественно грубообломочные конгломераты с обломками: гранитов, кварцитов, сланцев, кварца, 5 — преимущественно кварцито-песчаники и сланцы, б — конгломераты: а — кварцевые магнетит-гематитовые, б — кварцевые, в — кварцевые мелкогалечные, переходящие в гравелиты; 7 — вулканогенные образования нижнего и среднего протерозоя нерасчлененные; 8 — габбро-диабазы; 9 — четвертичные отложения, в том числе озера, и озы; 10 — разрывные нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые, уступы — бергштрихи; 11 — элементы залегания: а — слоев, б — сланцеватости; 12 — проявления полезных ископаемых: в кварцито-конгломератах, знаки благородных металлов в пробе: а — единицы, б — десятки; в — в рудных сульфидно-кварц-карбонатных жилах; 13 — а — врезка, б — пробы. 1-11 — детали разрезы у оз. Риговарское и зал. Летегуба. Р — Риговарский разлом

Врезка. Риговарский надвиг на левобережье зал. Летегуба. 1-4 — ятулий; в надвиговом блоке: 1 — грубообломочные конгломераты и отдельные гальки, в том числе: а — кварцитов, б — сланцев, 2 — гравелиты и отдельные гравийные обломки, 3 — кварцито-песчаники, в том числе косослоистые (штрихи); в поднадвиговом блоке: 4 — кварциты и мелкозернистые кварцито-песчаники; 5 — горные выработки и интервалы опробования: а — канавы, б — минералогические пробы; б — разломы и сопровождающие их зоны рассланцевания, уступы в рельефе — бергштрихи; 7 — элементы залегания: а — слоев, б — сланцеватости.
 Циклограммы. Слева состав обломков, справа — главные минералы тяжелой фракции ятулийских конгломератов; Ц — циркон, М — мартит и магнетит, Г — гематит, Т — турмалин, П — пирит, Ср — сростки железных кварц-серицитовых пород. Шлихо-минералогические пробы: 1 — из кварцевых конгломератов: 1613-4 — из слоя средней части ятулийских отложений по разрезу у зал. Летегуба (II), 23 — из слоя в низах ятулийских отложений по опорному Риговарскому разрезу (I); 2 — из магнетит-гематитовых кварцевых конгломератов: 1 — из выдержанной залежи конгломератов по опорному разрезу у восточного ограничения блока между продольными взбросами, 1628-2 — то же у западного ограничения этого же блока по пересечению в 120 м южнее линии опорного разреза, 12, 1626 — из выдержанной залежи конгломератов западнее блока по опорному разрезу (I) и к югу от него (Ia); 3 — из грубообломочных олигомиктовых конгломератов

конгломератами на крыльях (фиг. 1). К крупному Летегубскому взбросо-сдвигу приурочены габбро-диабазы и сульфидные кварц-карбонатные жилы Шуезерского рудопроявления.

В восточной части изученного района (в блоке восточнее Риговаракского разлома) в нижней части ятулийских отложений преобладают разнозернистые до гравийных песчаники и гравелиты с кварцевыми и магнетит-гематитовыми кварцевыми конгломератами, выше развиты преимущественно кварцито-песчаники, кварциты и изредка сланцы.

По детальному разрезу близ оз. Риговаракское (фиг. 1, I) в этих отложениях наблюдаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кварцито-песчаники светло-серые с желтовато-бурыми пятнами гидроокислов железа. Основание их сорвано по разлому	> 6
2. Кварцевые конгломераты мелкогалечные, с неравномерным распределением гальки, количество ее 10—50%, размеры — 0,7—4,0 см, окатанность средняя (II и III классов, по классификации А. В. Хабакова, 1933)	0,7
3. Кварцито-песчаники, сходные с охарактеризованными в основании разреза	3
4. Кварцито-песчаники разнозернистые желтовато- и зеленовато-серые, иногда розовые, в них часто наблюдается точечная вкрапленность бурых гидроокислов железа	37
5. Кварцито-песчаники светло-серые крупнозернистые, часто гравийные, преимущественно плохо сортированные и неслоистые; изредка в них наблюдаются поверхности поверхности интрузивных разрывов, подчеркнутые скоплением над ними гравийных обломков и иногда мелких рассеянных галек кварца. Кровля этих отложений сорвана по продольному взбросу	> 60
Выше лежащие отложения в узком блоке между продольными взбросами собраны в синклиналиную складку, в их составе наблюдаются:	
6. Магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты, переслаивающиеся с кварцито-песчаниками; конгломераты образуют слои и быстро выклинивающиеся линзы мощностью 0,1—1,0 м. В целом эта залежь переслаивающихся конгломератов и песчаников довольно выдержанная и прослеживается на обоих крыльях синклиналиной складки	> 2—4
7. Гравийные кварцито-песчаники большей частью косо-слоистые, с характерными струйками черного рудного шлиха в косо-слоистых сериях; присутствуют редкие маломощные прослои и линзы гравелитов	25
Выше по разрезу, западнее блока, ограниченного взбросами, вскрыты:	
8. Кварцито-песчаники среднезернистые	2,5
9. Кварцито-песчаники гравийные	2
10. Кварцито-песчаники мелкозернистые сливные	1,9
11. Магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты с подчиненными прослоями песчаников; они в целом образуют выдержанную залежь, прослеживающуюся более чем на 0,8 км по простиранию (фиг. 1). По опорному разрезу в составе этой залежи наблюдаются: а) конгломераты, кверху постепенно переходящие в гравелиты — 2 м; б) конгломераты — 1,2 м; в) кварцито-песчаники косо-слоистые — 0,2 м; г) конгломераты — 1,3 м. По детальному пересечению в 0,2 км южнее линии опорного разреза увеличивается количество песчаников, среди которых конгломераты частично наблюдаются в виде невыдержанных линз; здесь снизу вверх вскрыты: а) конгломераты — 0,2 м; б) кварцито-песчаники — 0,4 м; в) конгломераты — 0,5 м; г) гравийные кварцито-песчаники — 0,5 м;	

д) кварцито-песчаники — 0,4 м; е) конгломераты — 1 м; ж) гравийные кварцито-песчаники с маломощными, 0,1—0,3 м, линзами конгломератов — 4—5 м 9—10

12. Кварцито-песчаники разнозернистые, часто гравийные, иногда содержат мелкую рассеянную гальку кварца, в нижней части косослоистые со струйками рудного шлиха, обогащенного магнетитом и гематитом 26

Выше по разрезу развиты монотонные мелкозернистые кварцито-песчаники и кварциты, в основном горизонтально-слоистые, в верхах ятулийских отложений местами присутствуют лилово-серые гематитсодержащие кварц-серицитовые сланцы (фиг. 1). Общая мощность охарактеризованных ятулийских отложений не менее 300—350 м. Т. Ф. Негруца расчленила их на три свиты: шараваракскую, летегубскую (ей соответствует слой 5 приведенного разреза) и риговаракскую, начинающуюся с магнетит-гематитовых конгломератов; при этом для летегубской свиты характерны аркозы. Последние, по данным наших исследований, неравномерно распространены, развиты в основном у зал. Летегуба и по простиранию быстро переходят в полевошпат-кварцевые песчаники, наблюдающиеся, в частности, в охарактеризованном разрезе. Выше лежащие отложения, включающие магнетит-гематитовые конгломераты (риговаракская свита), в основном представлены кварцевыми песчаниками.

В западной части изученного района (в блоке западнее Риговаракского разлома) ятулийские отложения, детально изученные В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца (1965 и др.), в нижней части представлены грубообломочными до валунных полимиктовыми и олигомиктовыми конгломератами, которые переслаиваются с кварцито-песчаниками и гравелитами, иногда содержащими прослой и линзы сланцев и карбонатных пород. Мощность этих накоплений — не менее 40—50 м. Выше по разрезу развиты разнозернистые и гравийные песчаники и затем преимущественно мелкозернистые кварцито-песчаники и кварциты; местами присутствуют прослой филлитовидных сланцев.

До выявления Риговаракского надвига отложения восточной и западной частей района В. З. и Т. Ф. Негруца рассматривали как разновозрастные серии ятулия, разделенные размывом и грубообломочными конгломератами. Однако эти конгломераты, наблюдающиеся на плоскости надвига, аналогичны валунно-галечным конгломератам, развитым в основании и низах ятулия в прилежащих районах северо-восточной Карелии (например, в районе дер. Машозеро — оз. Ватулма). Поэтому можно предполагать, что конгломераты и вмещающие их ятулийские отложения были сорваны с основания и надвинуты по разлому на ятулий поднадвигового блока. Этому предположению не противоречат рассматриваемые ниже литологические особенности грубообломочных конгломератов: их состав испытывает существенные изменения в разных частях изученного района вне связи с перекрытыми по разлому ятулийскими образованиями, хотя для такого рода накоплений характерны незначительные расстояния переноса обломочного материала, представленного чаще всего непосредственно подстилающими породами. В составе галек и валунов преобладают гранитоиды и филлитовидные сланцы, однако доятулийские образования с породами такого состава, которые могли бы служить источниками обломочного материала, в рассматриваемом районе и близ него не известны и, по-видимому, также перекрыты по надвигу.

Все же при настоящей изученности вопрос о том, является ли Риговаракский разлом межформационным срывом или надвигом значительной амплитуды, нельзя считать решенным, что следует иметь в виду при дальнейших геологических исследованиях и бурении.

В ятулийских отложениях изученного района развиты разнообразные конгломераты: полимиктовые и олигомиктовые, кварцевые и кварцевые магнетит-гематитовые.

Полимиктовые и олигомиктовые конгломераты распространены у зал. Летегуба и близ оз. Риговаракское (фиг. 1).

У зал. Летегуба наблюдаются глыбово-валунные конгломераты и конгломерато-брекчии, состоящие из плохо окатанных и угловатых обломков и глыб филлитовидных сланцев и валунов кварцитов и кварцито-песчаников; кроме того, наблюдаются крупногалечные конгломераты с галькой кварцитов и кварца (фиг. 1, врезка).

Близ оз. Риговаракское развиты конгломераты преимущественно с галькой и небольшими валунами кварца и гранитов.

Повсеместно конгломераты образуют прослои и линзы мощностью от 0,1—0,2 до нескольких метров среди гравийных песчаников и гравелитов с линзами сланцев и карбонатных пород. В целом эти отложения, по-видимому, накапливались в прибрежной части бассейна, в которую бурными потоками выносился грубообломочный материал из резко расчлененной области сноса. Возможно, что частично конгломераты, особенно глыбово-валунные района зал. Летегуба, являются аллювиально-пролювиальными накоплениями.

В соответствии с ярко выраженными литологическими различиями конгломератов на разных участках минеральный состав их тяжелой фракции также разный. В глыбово-валунных конгломератах у зал. Летегуба с обломками сланцев и кварцитов много турмалина и ожелезненных кварц-серицитовых сростков; в развитых здесь же конгломератах с валунами и гальками кварцитов и кварца преобладают циркон, иногда турмалин и пирит, встречаются зерна эпидота, изредка граната и мартита. В кварц-гранитных конгломератах побережья оз. Риговаракское в тяжелой фракции преобладают циркон, гематит, мартит и гидрокислы железа, в отдельных пробах — пирит, присутствуют также редкие зерна апатита, эпидота и цоизита.

В. З. и Т. Ф. Негруца (1965 и др.) считали, что гальки кварцитов и кварцито-песчаников в грубообломочных конгломератах образовались за счет размыва ятулийских отложений восточной части рассматриваемого района (блока восточнее Риговаракского разлома). Однако такие же породы переслаиваются с грубообломочными конгломератами и местами подстигают их (фиг. 1, врезка). Они и могли служить одним из возможных источников обломков этого состава. Породы, типичные только для ятулия восточной части района, например магнетит-гематитовые конгломераты и песчаники, а также лилово-серые гематитсодержащие сланцы в обломках рассматриваемых грубообломочных конгломератов, отсутствуют.

Аналогичные особенности состава обломков полимиктовых конгломератов устанавливаются к северу от изученного района и оз. Риговаракское, где они местами налегают по Риговаракскому надвигу непосредственно на магнетит-гематитовые гравийные песчаники.

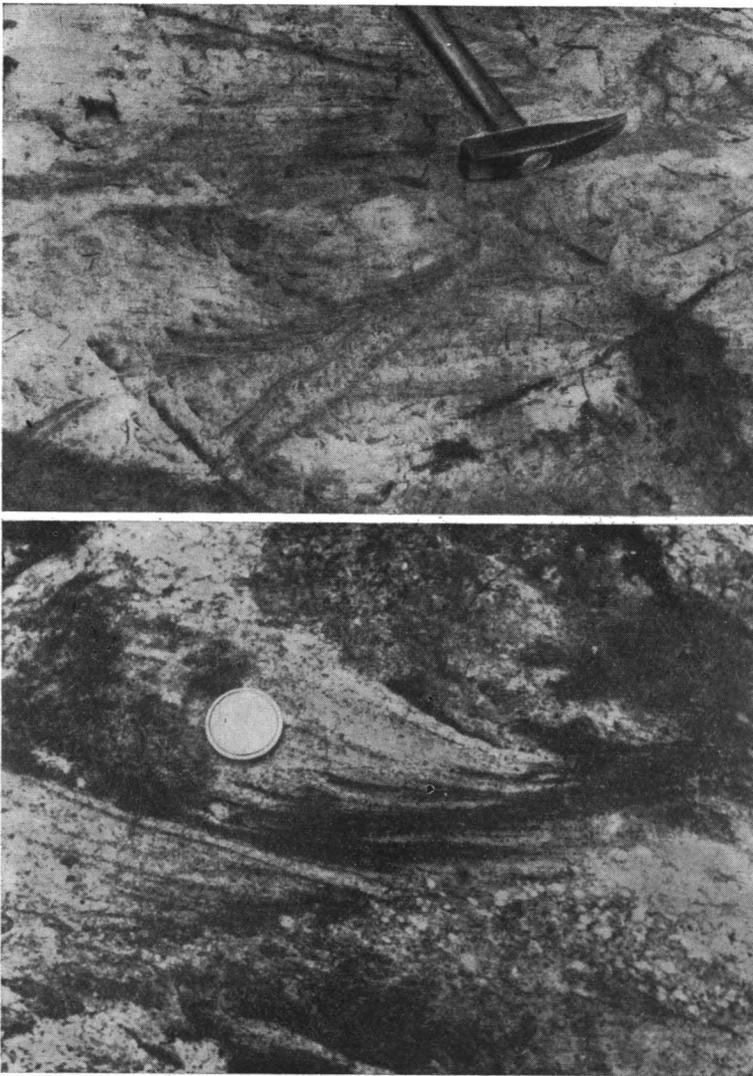
При современной изученности не устанавливается явных признаков перемывания ятулийских отложений восточной части района при накоплении грубообломочных конгломератов. Так, минеральный состав тяжелой фракции этих образований различается. Кварцевые и магнетит-гематитовые конгломераты и вмещающие их отложения восточной части района характеризуются пирит-цирконовой и циркон-магнетит-гематитовой ассоциацией минералов тяжелой фракции и ее разнообразным составом за счет присутствия различных минералов, в том числе рудных, что подробно рассматривается ниже. В грубообломочных полимиктовых и олигомиктовых конгломератах состав тяжелой фракции более однообразен, в них наблюдаются следующие минеральные ассоциации: пирит-турмалин-цирконовая (у зал. Летегуба) и пирит-гематит-цирко-

новая (у оз. Риговаракское). В этих конгломератах обломочные зерна минералов тяжелой фракции обычно отличаются по форме и, как правило, превосходят по размерам аналогичные минералы из кварцевых конгломератов и вмещающих их ятулийских отложений. Например, зерна пирита в грубообломочных конгломератах крупные (0,3—0,6 мм в поперечнике), округленной формы с явными признаками окатанности; они, естественно, не могли возникнуть за счет перемывания более мелких (до 0,1—0,2 мм), почти не окатанных зерен пирита, характерных для ятулийских отложений восточной части района. Таким образом, литологические и минералогические особенности грубообломочных полимиктовых и олигомиктовых конгломератов соответствуют высказанному выше предположению о том, что они приурочены к низам ятулия и надвинуты на более молодые отложения по Риговаракскому надвигу.

Кварцевые конгломераты развиты в ятулийских отложениях восточной части изученного района (фиг. 1). Они неравномерно распространены и местами образуют линзовидные залежи неправильной формы, постепенно переходящие во вмещающие отложения. Наблюдаются также хорошо выраженные слои конгломератов мощностью до 0,5—2,0 м, прослеживающиеся на сотни метров по простиранию. В общем, среди конгломератов преобладают мелкогалечные разности со среднеокатанной округлой галькой полупрозрачного, иногда голубовато-серого кварца размером до 0,5—1,5 см в поперечнике; галька составляет до 50—70% породы. Реже встречаются среднегалечные конгломераты с галькой кварца размером до 2—5 см в поперечнике. Заполняющая масса представлена кварцевыми или кварц-полевошпатовыми песчаниками с кварц-серицитовым цементом.

Магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты развиты в основном близ оз. Риговаракское, где они переслаиваются преимущественно с гравийными косослоистыми песчаниками, также обогащенными магнетитом и гематитом. Для этих отложений в целом характерна косая слоистость перистой и пучковидной формы (фиг. 2), реже — разнообразная перекрестная слоистость. Наклоны слоек в косослоистых сериях преимущественно к северу. Присутствуют также горизонтально-слоистые песчаники. В целом эти терригенные отложения с характерными струями магнетит-гематитового шлиха скорее всего накапливались в палеодельте. Конгломераты наблюдаются в виде слоев мощностью до 1—3 м и маломощных быстро выклинивающихся линз, что уже рассмотрено выше. В основании отдельных слоев установлены поверхности размывов, свидетельствующие, очевидно, о перемывании подстилающих отложений; иногда над ними наблюдаются скопления галек, составляющих до 70—80% породы. В рассматриваемых магнетит-гематитовых кварцевых конгломератах повсеместно преобладают мелкие, 0,5—2,5 см в поперечнике, среднеокатанные гальки несколько удлиненной формы (соотношение короткой и длинной осей около 1:1,5, редко до 1:2). Гальки сложены светло-серым полупрозрачным, реже сахаровидным кварцем; наблюдается также характерный голубовато-серый кварц, типичный для вкрапленников кварцевых порфиров и кератофитов нижнепротерозойской тунгудско-надвоицкой серии, развитых непосредственно восточнее изученного района. Изредка в конгломератах наблюдаются мелкие гальки метапорфиров и кварцевых порфиров. Заполняющая масса сложена кварцевым кварцито-песчаником с серицит-кварцевым цементом.

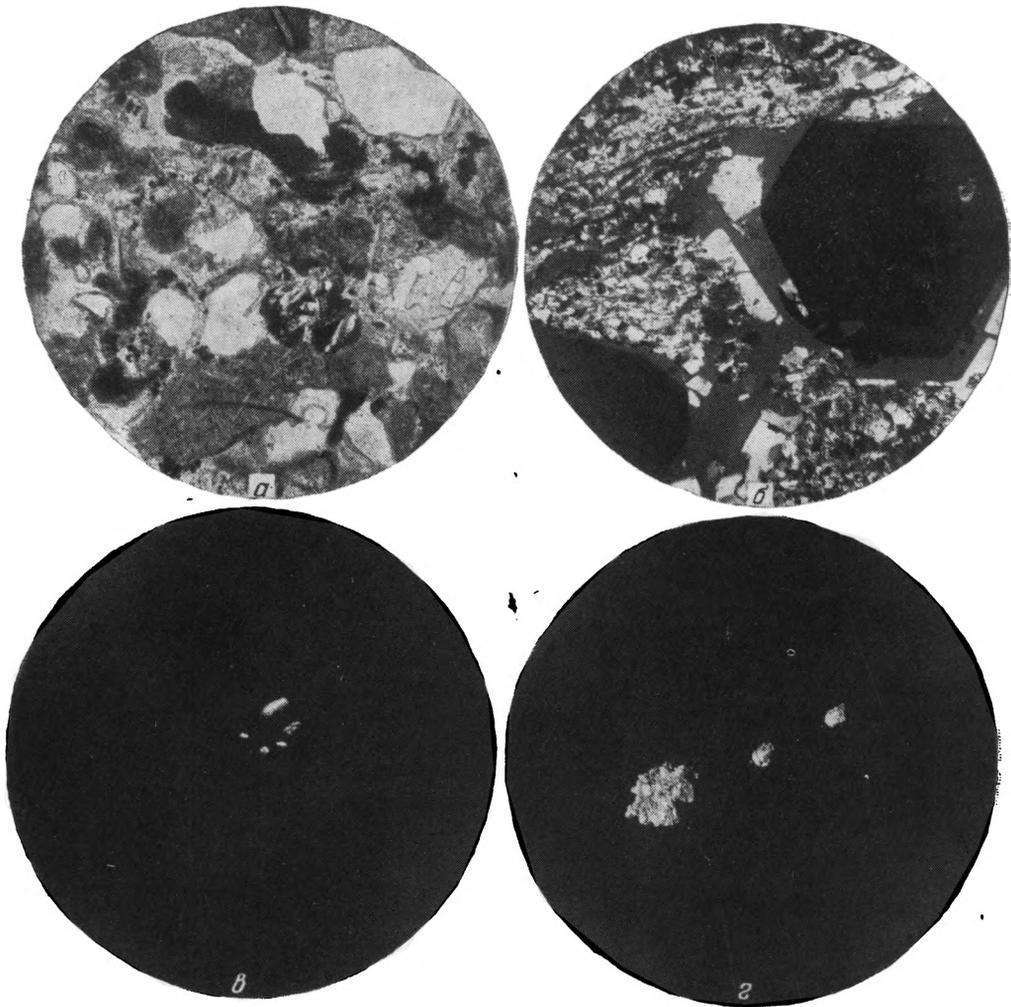
Рудные минералы в конгломератах представлены в основном гематитом и магнетитом, причем последний большей частью замещен слабомагнитным мартитом. Эти минералы, образующие струйки в косослоистых отложениях, имеют, несомненно, россыпной генезис. В то же время за счет метаморфических преобразований они большей частью наблюдаются в виде метаморфогенных выделений неправильной, извилистой и



Фиг. 2. Косая слоистость, подчеркнутая струями рудного шлиха, в магнетит-гематитовых гравийных песчаниках и конгломератах

заливчато-зубчатой формы, а также образуют идеально выраженные крупные, до 1—3 мм, метакристаллы (фиг. 3).

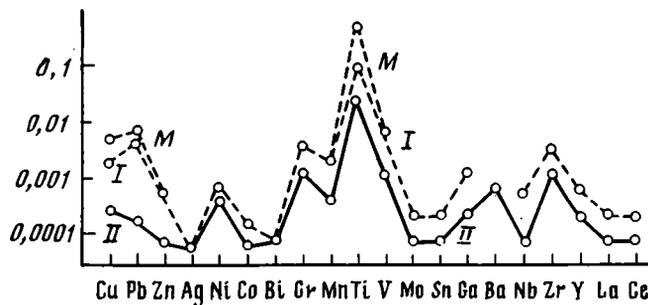
По данным В. З. и Т. Ф. Негруца и наших исследований, магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты характеризуются неравномерным и значительным выходом тяжелой фракции, составляющей килограммы, иногда до 10—15 кг/т. В ее составе резко преобладают гематит, мартит и магнетит, кроме них в кварц-магнетит-гематитовых и кварцевых конгломератах присутствует циркон (с содержанием обычно не более 10 г/т породы), часто встречаются пирит (до 3—5 г/т), иногда турмалин и рутил (до 1 г/т), в незначительных количествах (в основном в виде единичных, реже десятков зерен) — апатит, малахит, лейкоксен, монацит, барит, гранат, молибденит, пирротин, халькопирит, ярозит, ставролит, эпидот, ксенотим, окислы марганца. Кварц-магнетит-гематитовые конгломераты литологически и по минеральному составу сходны с золотоносными протерозойскими конгломератами Тарквинского место-



Фиг. 3. Метамофогенные выделения гематита в конгломератах
а — неправильной формы; *б* — монокристаллы; золото; *в* — конгломератов, *г* — рудной
 сульфидно-кварц-карбонатной жилы

рождения Ганы, также обогащенными магнетитом и гематитом (Рожков, 1967). По литературным данным, подтвержденным изучением проб тарквинских конгломератов, представленных И. С. Рожковым, магнетит в них в основном мартитизирован; среди аксессуарных минералов часто встречаются циркон, рутил, турмалин, ильменит, гранат и др. Правда, нужно заметить, что в рассматриваемых ятулийских конгломератах, кроме резко преобладающих минералов окислов железа, содержание остальных аксессуариев (с преобладанием циркона) невелико и составляет единицы — десятки граммов, в то время как в тарквинских конгломератах — сотни граммов — до 1—3 кг на 1 т породы.

Ятулийские отложения, развитые у оз. Риговаракское и вмещающие магнетит-гематитовые конгломераты, по сравнению с изученными по разрезу у зал. Летегуба (см. фиг. 1, I, II) характеризуются несколько более высокими содержаниями ряда элементов (фиг. 4), в частности Pb, Cu, Zn, Ti, что, быть может, свидетельствует о размывавшихся рудных проявлениях в области сноса отложений первого из отмеченных участков.



Фиг. 4. Средние содержания элементов в ятулийских отложениях:

I — у озера Риговаракское (в том числе *M* — в магнетит-гематитовых конгломератах и песчаниках), *II* — у зал. Летегуба (по данным 140 спектральных анализов)

В ятулийских отложениях преимущественно близ оз. Риговаракское обнаружены проявления полезных ископаемых, в значительной части приуроченные к выдержанной залежи магнетит-гематитовых конгломератов. Иногда рудными минералами обогащены преимущественно нижние части слоев конгломератов, насыщенные галькой над поверхностью размыва в основании слоя (что установлено минералогическим изучением протолок по детально опробованным пересечениям). Знаки золота из конгломератов преимущественно мелкие, размером 0,05—0,3 мм, они представлены слабо окатанными зернами кластогенного облика, а также метаморфогенными выделениями неправильной формы (дендритами, крючками и др.) и реже — монокристаллами. В этой связи следует еще раз подчеркнуть, что, несомненно россыпные, магнетит и гематит в конгломератах также наблюдаются преимущественно в виде выделений неправильной формы и монокристаллов за счет последующего метаморфизма.

О россыпном генезисе основной массы рудных минералов свидетельствует их приуроченность к конгломератам, обогащенным тяжелой фракцией шлиха, и иногда к основанию слоев над поверхностями внутриформационных размывов.

В рудных жилах Шуезерского рудопроявления обнаружены рудные минералы в виде крупных выделений типично рудного облика, отличающихся от выявленных в конгломератах (фиг. 3). В гидротермально измененных обохренных породах и кварцевых жилах зоны Риговаракского и других разломов иногда наблюдаются небольшие содержания полезных ископаемых. В то же время охарактеризованные их россыпные проявления в магнетит-гематитовых конгломератах не обнаруживают какой-либо приуроченности к секущим кварцевым жилам и зонам разрывных нарушений.

Таким образом, на изученной территории установлены два типа проявлений рудных полезных ископаемых: россыпной — в конгломератах и гидротермальный — в кварцевых и сульфидно-кварц-карбонатных жилах.

Выходы магнетит-гематитовых кварцито-песчаников, гравелитов и конгломератов прослеживаются к северу от изученного района (фиг. 1) не менее чем на 7—8 км, причем в этом направлении, судя по отдельным известным выходам, количество рассеянной гальки и кварцевых конгломератов в металлоносных отложениях уменьшается. По-видимому, они накапливались в палеodelьте, вершина которой располагалась в районе нынешнего южного окончания оз. Риговаракское, где и происходило максимальное сгущение галек, а севернее — накопление в об-

щем более мелкого, преимущественно гравийно-песчаного материала. Это предположение подтверждается преобладающими наклонами к северу слоев в косослоистых сериях.

Магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты известны в ряде районов северо-восточной Карелии. Так, крупногалечные их разности развиты у сел. Бороваракка, а в 3—4 км севернее, в пределах небольших гряд коренных пород среди морены у автодороги пос. Летний — оз. Летнее выходят мелкогалечные кварцевые конгломераты и гравийные песчаники. По-видимому, здесь металлоносные отложения с конгломератами развиты на протяжении не менее 4—5 км, но большей частью скрыты под наносами. По мнению В. З. и Т.-Ф. Негруца (1965 и др.), подтвержденному и нашими наблюдениями, крупногалечные кварцевые конгломераты, развитые у сел. Бороваракка, накапливались в надводной части дельты, а охарактеризованные выше мелкогалечные конгломераты района оз. Риговаракское — в подводной части дельты в пределах бассейна.

На ряде участков в конгломератах северо-восточной Карелии выявлены проявления полезных ископаемых. На этой же территории рудопроявления обнаружены в образованиях, подстилающих ятулийские отложения, в частности в колчеданных рудах среди нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных отложений Парандовского месторождения и в зеленокаменных породах вулканического пояса.

К этим образованиям, возможно, приурочены коренные источники россыпных рудных минералов магнетит-гематитовых кварцевых конгломератов. Последние обнаруживают черты сходства с золотоносными конгломератами Тарквинского месторождения и интересны для дальнейших металлогенических исследований и поисков полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Рожков И. С.* Золотоносные конгломераты протерозойского возраста месторождения Тарква (республика Гана).— М., ЦНИГРИ, 1967, вып. 73.
- Хабаров А. В.* Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов.— М., Гос. научно-техн. геол.-разв. изд., 1933.
- Яковлева В. В., Шустов Б. Н., Мирюлюбова З. П.* Перспективы золотоносности докембрийских конгломератов Карелии.— В сб.: Проблема металлоносных древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969.

Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных и благородных металлов
Москва

Дата поступления
25.XI.1971

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.492.1 (596)

О БОКСИТАХ КАМБОДЖИ

А. А. НЫРКОВ, А. Ф. ГОРОВОЙ

Бокситопрооявления пермского возраста находятся недалеко от месторождения знаменитых «сиамских» сапфиров в провинции Баттамбанг, граничащей на северо-западе Камбоджи с Таиландом. Бокситоносная площадь расположена в зоне перехода южного склона Индосинийского докембрийского массива в Меконгскую впадину. Значительная часть этой площади — древнеаллювиальная равнина с выходами пермских известняков в виде холмов-останцев высотой до 200 м и диаметром у основания 0,3—1 км. Известняки пригодны для производства цемента. Среди них встречаются фосфориты с содержанием P_2O_5 10—36% и пластообразные залежи бокситов. Местное население добывает лишь известняк, а бокситы и фосфориты идут в отвал.

Под известняками залегает «сланцево-песчаниковая» серия, относимая И. Гублером к девон-карбону. Известняки перекрываются отложениями триаса («песчано-конгломератовая» толща). Непосредственные контакты известняков с подстилающими и перекрывающими толщами не наблюдались.

Возраст известняков — средняя и верхняя часть перми — определяется находками остатков фауны (Gubler, 1935). Мощность известняков окончательно не установлена: по разным данным, 400—800 м. Падение пластов на холме Пном Кдонг 10—15° к югу.

Известняки серые, темно-серые, массивные, состоят из кальцитовых раковин брахиопод, гастропод, кораллов, криноидей и фораминифер (до 40%), сцементированных микрозернистым кальцитом. Наблюдаются единичные зерна обломочного кварца размером 0,05—0,10 мм. Иногда встречаются скопления пирита неправильной формы размером 0,1—0,2 мм. Пустотки и трещинки заполнены зернистым кальцитом.

По данным четырех наших анализов, известняки содержат, %: CaO — 41,33—51,19; MgO — 0,88—4,62; MnO — 0,01—0,02; ($Fe_2O_3 + FeO$) — 0,40—2,72; П. П. П. — 36,32—40,26; SiO₂ — 2,77—13,15; Al₂O₃ — 0,39—1,45.

В известняках Пном Кдонга отмечены два пласта бокситов мощностью 0,7—1,6 м каждый, расположенных друг от друга в 10—12 м. Границы бокситов с вмещающимися породами резкие, четкие.

Бокситы нижнего пласта красноватые, плотные, массивные, редкобобовые. Размеры бобовин 1—4 мм. Их количество не превышает 10—13%. Бокситы верхнего пласта буровато-красные, трещиноватые, с неравномерно рассеянными бобовинами. Трещинки заполнены окислами и гидроокислами железа.

№ образца	Площадь	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П. п. п.
1	Баттамбангская	55,39	9,39	16,78	2,50	14,17
2	»	54,56	9,15	15,91	2,62	13,12
3	»	53,60	8,15	21,89	2,44	11,50
4	»	61,08	7,46	16,56	2,30	12,50
5	»	32,80	27,51	19,81	1,52	13,76
6	Сисофонская	44,04	21,12	13,40	1,16	13,49
7	»	35,39	23,99	21,46	0,96	13,88
8	»	32,58	26,28	22,99	1,16	11,83

По подсчету эксперта ООН Каррела, запасы бокситов в холмах Баттамбанга 3 млн. т. Увеличение запасов возможно при разбурировании равнинного пространства между холмами, где на глубине 12 м уже доказано наличие бокситов (In Pha, 1968).

Различные исследователи выполнили около 30 химических анализов бокситов и бокситоподобных пород. Анализы показали, что бокситы разного качества, пригодны для получения глинозема и производства электрокорунда, огнеупоров, цемента. Содержание SO₃ до 0,20%, P₂O₅— до 0,10%.

По мнению французских геологов, бокситы Камбоджи диаспоровые и потому в настоящее время нерентабельны (In Pha, 1968).

Мы в холме Пном Кдонг отобрали образцы, для которых в Новочеркасском политехническом и Коммунарском горно-металлургическом институтах были выполнены дифрактометрические, термические и химические анализы (таблица).

Рентгеновские данные баттамбангских бокситов показывают присутствие диаспора в качестве главного компонента и примесей каолинита и гематита. На термограммах отмечается большой эндотермический эффект дегидратации диаспора и каолинита при 540—600°С и менее выраженный экзотермический пик каолинита около 980°С.

Сисофонская площадь находится в 60—70 км севернее Баттамбангской, в 2—3 км западнее г. Сисофон. Здесь на территории 15—20 км² наблюдается несколько близко расположенных холмов, создающих впечатление гористого рельефа. Они также сложены пермскими известняками. Падение пластов северное под углом 25—30°. Мы вместе со студентом-дипломантом Высшего технического института кхмеро-советской дружбы Тунг Ким Ленгом обнаружили пласт бокситистых пород видимой мощностью 1,2—3,0 м и проследили его по простиранию на 2,5 км. Порода пласта массивная, красная, редкобовая. Размеры бобовин — 2—5 мм. Бобовины темно-красные, иногда черные. Качество бокситистых пород низкое.

Спектральный анализ показывает присутствие элементов, %: Sc — 0,001—0,0015; V — 0,01—0,015; Cr — 0,01—0,015; Co — 0,006—0,008; Ni — 0,005—0,008; Cu — 0,002—0,003; Zn — более 0,01; Ga — 0,001—0,002; As — 0,006; Zr — 0,003—0,01; Mo — 0,0002—0,0005; Sb — 0,001; Ba — 0,006.

На рентгенограммах бокситов Сисофона наиболее сильны линии бёмита, А: 6,10—3,15—2,344—1,980—1,861—1,854—1,770—1,660—1,529—1,450. Термические кривые характеризуются хорошо выраженным эндотермическим эффектом при 560—570°С (бёмит), слабым эндотермическим эффектом при 120°С и экзотермическим тоже небольшим подъемом при 830—890°С, указывающими на примеси.

Таким образом, в Сисофоне устанавливается другой минералогический тип бокситов — бёмитовый.

Разведочной канавой, заданной у основания холма под песчано-глинистыми аллювиальными отложениями, был вскрыт второй пласт бокситоподобных пород красного цвета, расположенный стратиграфически ниже в 50 м. Мощность пласта 1,5—1,7 м. Химический анализ трех образцов указывает на значительную примесь глинистого материала, %: Al_2O_3 —29,64; SiO_2 —37,65; Fe_2O_3 —15,47; H_2O —12,34. Породы этого пласта следует рассматривать в качестве поискового признака для дальнейших разведочных работ.

По данным спектрального анализа, бокситистые породы характеризуются отсутствием Sc, но содержат, %: Y—0,001; Sn—0,0002—0,0003; Ib—0,001; V—0,015; Cr—0,015; Co—0,06; Ni—0,01; Cu—0,002—0,003; Zn—более 0,01; Ga—0,001—0,002; As—0,006; Zr—0,001; Ba—0,006.

В заключение следует отметить широкое распространение латеритов и в общем благоприятную перспективу нахождения бокситов в Камбодже. Отмеченные рудопроявления показывают, что речь может идти об осадочных месторождениях бёмит-диаспоровых бокситов дальнекарстового типа (Бушинский, 1971). Вероятно, бокситоносные площади имеют общую геологическую историю и одинаковое происхождение. Вместе с тем следует отметить весьма слабую изученность бокситовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
Gubler J. Etude géologique du Cambodge Occidental. Bull. du serv. géographique de l'Indochine, vol. XXII, fasc. 2, Hanoi, 1935.
In Pha. Les bauxites; minerals d'aluminium existent au Cambodge.—J. «Cambodge», Phnom Penh, 1968.

Новочеркасский политехнический институт
Коммунарский горно-металлургический институт
Новочеркасск

Дата поступления
12.IX.1973

УДК 553.492.1 (470.13)

О ВОЗРАСТЕ ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТОВ ТИМАНА

А. М. ПЛЯКИН

Установленные в пределах Среднего Тимана латеритные бокситы характеризуются положением в разрезе между верхнерифейскими карбонатными породами и нижнефранскими вулканогенно-осадочными образованиями. Верхнерифейский возраст подстилающих бокситы карбонатных пород доказан остатками водорослей, определенных М. Е. Раабен (Журавлев и др., 1966). Нижнефранский возраст вулканогенно-осадочных пород обоснован определениями растительных остатков пашийско-кыновского времени. Таким образом, время образования латеритных бокситов Среднего Тимана имеет широкий диапазон — от верхнерифейского до нижнефранского.

В. Г. Колокольцев и др. (1971) на основании первых материалов по латеритным бокситам Тимана высказали мнение о франко-турнейском их возрасте, базируясь на двух основных фактах: доступные в то время

материалы позволяли считать, что бокситы перекрываются визе-намюрскими породами; материнскими для бокситов были признаны туфы базальтов нижнефранского возраста. Новые данные, полученные в результате проведенных поисковых буровых работ, показали, что бокситы перекрываются и нижнефранскими вулканогенно-осадочными породами. Следовательно, при условии образования бокситов по туфам базальтов нижнефранского возраста и их возраст может быть определен как нижнефранский. Однако в последнее время (В. Г. Колокольцев, В. М. Пачуковский) высказывают мнение об образовании бокситов по карбонатно-терригенным породам верхнерифейского возраста. Соответственно опускается и становится неопределенным и нижний возрастной предел.

Это мнение основано на следующих фактах: в пределах бокситоносных участков на верхнерифейских карбонатных породах повсеместно развита каолинит-гидрослюдистая кора выветривания с содержанием глинозема до 30,6% и кремневым модулем до 1,18. Иногда в верхней зоне этого профиля отмечается в небольших количествах бемит. В изученных разрезах по скважинам пока не установлены постепенные переходы от неизмененных туфов к латеритным бокситам. Бокситы, каолинит-гидрослюдистые породы и доломиты характеризуются близкими значениями титанового модуля, равными 17—20. В бокситах отмечается неясно выраженная слоистость.

Приведенные доводы, по нашему мнению, не могут являться серьезным аргументом для безоговорочного принятия в качестве материнских для бокситов верхнерифейских карбонатных пород на основании следующих фактов и соображений.

1. Каолинит-гидрослюдистая кора выветривания на верхнерифейских породах развита и на тех участках, где бокситы отсутствуют. 2. Когда эти коры выветривания перекрываются более древними (живетскими) или более молодыми (каменноугольными) отложениями, на них бокситы также отсутствуют. 3. В составе латеритных бокситов петрографическими исследованиями (по материалам В. А. Лебедева и автора) установлены бокситизированные обломки базальтов, в которых отчетливо наблюдаются реликты плагиоклазов, и сохранившаяся литокластическая структура пород. 4. При изучении разрезов по скважинам довольно четко отмечается перерыв между каолинит-гидрослюдистой корой выветривания и бокситами. Этот перерыв хорошо выражается и по результатам аналитических работ — по резкому изменению содержания основных компонентов. Кроме этого, если для каолинит-гидрослюдистых пород характерны иттрий и барий, то в бокситах при незначительных содержаниях этих элементов появляется молибден и резко увеличивается содержание никеля (до 0,03%). Весьма характерно и очень резкое разграничение каолинит-гидрослюдистой коры выветривания и бокситов по кремневому модулю. Так, если в подошве бокситов он равен 4,74 (скв. 525), то в кровле каолинит-гидрослюдистой коры выветривания по той же скважине — не более 0,69. Подобные резкие перепады наблюдаются и по другим скважинам на участке. Таким образом, во всех разрезах фактически отсутствуют переходная, типично аллитовая, зона и зона низкомодульных бокситов, которые являлись бы связующим звеном между бокситами и каолинит-гидрослюдистой корой выветривания. 5. Присутствие в некоторых случаях небольших количеств бемита в верхней части каолинит-гидрослюдистой коры выветривания может быть объяснено, во-первых, неточностями при проведении опробования и, во-вторых, некоторой проработкой в результате развития корообразовательных процессов верхних зон каолинит-гидрослюдистой коры выветривания в нижнефранское время. Здесь могли иметь существенное значение незначительные по времени и амплитуде колебания в общем устойчивого уровня грунтовых вод.

Отсутствие постепенных переходов от неизменных туфов к бокситам на Среднем Тимане можно объяснить большой интенсивностью кооробразовательных процессов, в результате чего, как отмечают А. П. Никитина и др. (1971), «в профиле могут выпадать промежуточные зоны» и образовываться неполный профиль выветривания. Хороший пример неполного профиля выветривания — бокситы Либерийского щита (Михайлов, 1966) и, видимо, Среднего Тимана.

Титановый модуль латеритных бокситов Тимана близок не только доломитам и каолинит-гидрослюдистым породам коры выветривания, но и слабо измененным туфам базальтов нижнефранского возраста. В то же время весьма показательным постоянством $Al:Fe:Ti$ для бокситов и туфов: $1:1,1-1,4:0,5-1,0$. Для доломитов верхнего рифея оно равно $1:1,1-1,9:4,0-5,0$, а для сланцев того же возраста — $1:2,1-3,0:2,5-3,0$. Г. И. Бушинский (1964) подобное постоянство характеризует как признак родства материнских пород и продуктов конечного их выветривания, в данном случае бокситов и туфов базальтов.

Неясно выраженная слоистость в бокситах — первичная сохранившаяся слоистость туфов. Б. Н. Леонов и Н. И. Гогина (1968) при описании кембрийских туфов на северо-востоке Сибирской платформы отмечают в нижней части слоя туфов элементы слоистости, близкой к горизонтальной, которая вверх по разрезу становится более четкой. Слоистость в латеритных бокситах Тимана выражена весьма слабо и также близка к горизонтальной, в то время как слоистость в верхнерифейских породах достигает на участке $20-25^\circ$.

Изложенные выше факты и соображения позволяют, на наш взгляд, в отношении определения материнских для латеритных бокситов пород на Среднем Тимане отдать предпочтение туфам базальтов, хотя нельзя, видимо, полностью исключать и верхнерифейские породы с той лишь оговоркой, что решающую роль в бокситообразовании играли туфы базальтов нижнефранского возраста, латеритизация же верхнерифейских пород в нижнефранское время происходила по предварительно выветрелым в доверхнедевонское время породам. Следует добавить, что выветриванию в нижнефранское время подверглись не остаточные, а перетолженные, видимо, делювиальные породы коры выветривания. Основание для такого заключения — материалы по анализу мощностей каолинит-гидрослюдистой коры выветривания, подстилающей бокситы. В разрезе по залежи бокситов во впадинах динижефранского рельефа мощность их $13-15$ м, а на поднятиях — не более 5 м.

Об этом же говорят палеотектонические и палеоклиматические реконструкции. В вендско-кембрийское время Тиман был областью активной тектонической и интрузивной деятельности, о чем свидетельствует широкое развитие здесь интрузивных, дайковых и жильных образований, имеющих абсолютный возраст $480-640$ млн. лет (Ивенсен, 1964). Отсутствие более молодых интрузивных образований в районе позволяет говорить об установлении на Тимане относительного тектонического покоя по крайней мере с середины ордовика. Окончательно Тиман как горная страна оформился в таконскую фазу тектогенеза. Следовательно, начиная с силурийского времени, Тиманское горное сооружение разрушается и происходит его пенепленизация, завершившаяся для Среднего Тимана в среднедевонское время. Среднедевонские отложения здесь развиты мало и представлены преимущественно кварцевыми песчаниками, содержащими прослойки каолинитовых глин.

Из этого можно заключить, что к началу среднедевонского времени на верхнерифейских породах были сформированы каолинитовые коры выветривания. Подтверждение этому имеется в обнажениях по р. Коренной (приток р. Цильмы) и в многочисленных разрезах по буровым скважинам на Среднем Тимане, где каолинитовые коры выветривания

перекрываются среднедевонскими песчаниками. К среднему девону относится и начало гумидизации климата на территории Евразии, максимум которой приходится на нижнефранское время (Синицын, 1967; Страхов, 1960, 1962).

Таким образом, на территории Тимана благоприятные для латеритного корообразования климатические условия установились во второй половине девона. Тектонические движения в нижнефранское время вели к образованию поднятых блоков, представлявших собой поверхности выравнивания, сложенные эффузивно-осадочными породами ранне-нижнефранского возраста. В условиях относительного тектонического покоя, характерного для времени между излияниями базальтов, и переменного влажного тропического климата на этих поверхностях выравнивания образовался латеритный профиль выветривания по туфам базальтов. Незначительные колебания уровня грунтовых вод в процессе корообразования могли привести к латеритизации переотложенных кор выветривания на верхнерифейских породах, подстилающих туфы, с образованием в них минералов свободного глинозема. Возобновившиеся в поздненижнефранское время тектонические движения привели к опусканию отдельных блоков с латеритным профилем выветривания, а покровные базальты покрыли их прочной покрывкой, благодаря чему бокситы оказались захороненными и сохранились от размыва в последующее время именно в этих опущенных блоках.

ВЫВОДЫ

1. Латеритные бокситы на Среднем Тимане образовались главным образом по туфам базальтов нижнефранского возраста в нижнефранское время.

2. Второстепенным источником для их образования также в девонское время могли служить переотложенные продукты коры выветривания на верхнерифейских породах карбонатно-терригенного состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И., Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов.— В кн.: Латериты. М., «Недра», 1964.
- Журавлев В. С., Забродин В. Е., Раабен М. Е., Черный В. Г. К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа.— Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1966, т. XII (2).
- Ивсенен Ю. П. Магматизм Тимана и п-ова Канин. М.—Л., «Наука», 1964.
- Колокольцев В. Г., Пачуковский В. М., Плякин А. М., Беляев В. В. Палеозойские латериты на Тимане.— Разведка и охрана недр, 1971, № 4.
- Леонов Б. Н., Гогина Н. И. Раннепалеозойский вулканизм на северо-востоке Сибирской платформы.— Сов. геология, 1968, № 4.
- Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита.— В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
- Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К. Минералого-химические закономерности формирования профилей выветривания и полезных ископаемых коры выветривания. М., «Наука», 1971.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. М., «Недра», 1967.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. ч. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1960, 1962.

Ухтинская геологоразведочная
экспедиция

Дата поступления
31.III.1972

К ВОПРОСУ О ДИАГНОСТИКЕ ГИББСИТА ПРИ ПОИСКАХ БОКСИТОВ

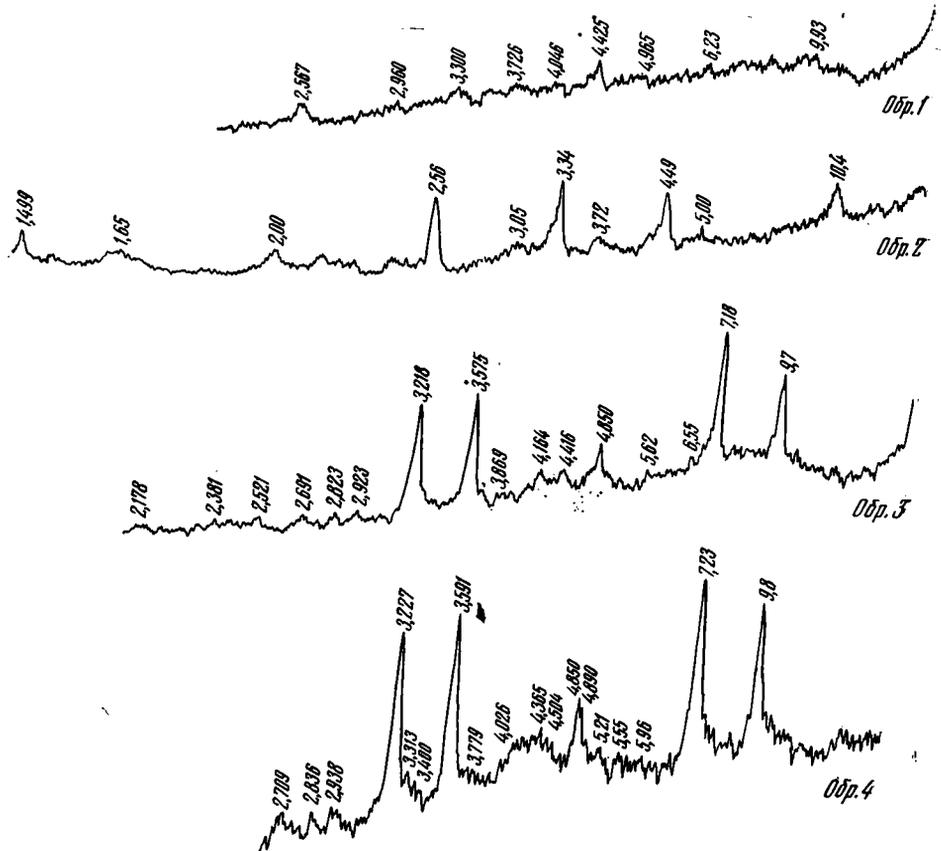
А. Д. ДОДАТКО, Л. П. ЖЛУКТЕНКО

Наиболее широко распространенными методами диагностики минералов свободного глинозема в осадочных породах и коре выветривания являются: определение оптических констант под микроскопом (в шлифах и иммерсионных препаратах), термический и рентгеновский анализы. Химический анализ используется реже, так как он дороже, длительный и не дает однозначного ответа, указывая лишь на присутствие (или отсутствие) свободного глинозема. В практике выполнения работ еще встречаются случаи, когда, получив положительные показания по одному из методов диагностики, исследователь делает определенные выводы, не подкрепляя их другими методами анализа. Вместе с тем наш опыт работы показывает, что при таком подходе могут быть допущены ошибки. В некоторых случаях самые надежные данные одного метода не подтверждаются другими методами диагностики. Приведенные ниже примеры убеждают в справедливости высказанного замечания.

Для изучения вещественного состава мы получили образец красной породы бобового сложения, отобранный в районе южной окраины Донбасса из обнажения по р. Мокрая Волноваха (Стыльское рудопроявление). Под микроскопом в шлифах было установлено, что порода состоит главным образом из окислов и гидроокислов железа (гематит и гетит) и карбоната, по показателям преломления близкого к кальциту. Содержание названных минералов, %: окислы железа — 20—50, карбонат — 45—65. Общая сумма их не превышает 90—95%. В породе почти полностью отсутствуют терригенные примеси. Редко отмечаются мелкие неправильной формы зерна кварца со следами разведания их кальцитом. Окислы железа и значительная часть карбоната имеют концентрически-зональное строение, образуют бобовины и оолиты в 2—3 мм и иногда до 1 см в диаметре. Промежутки между бобовинами и оолитами заполнены обычно кальцитом, но в некоторых местах присутствует минерал (до 5—8%), по внешнему виду и оптическим данным сходный с гиббситом. Встречается этот минерал между оолитами среди карбонатного цемента и внутри некоторых оолитов, слагая отдельные центры. Многочисленные определения оптических констант в иммерсионных жидкостях показали, что показатель преломления минерала по $N_g = 1,585—1,587$, а двупреломление 0,019—0,021. Согласно справочным руководствам (Лазаренко, 1971; Қостов, 1971; и др.), такие показатели преломления характерны для гиббсита.

Контрольные определения оптических констант в минералогических кабинетах трестов «Киевгеология» и «Днепрогеология» дали такие же результаты и подтвердили диагностику минерала (гиббсита). Однако получить подтверждение его присутствия в пробе другими методами не удалось. Анализ смеси минералов на дифрактометре УРС-5 ОИМ показывал присутствие лишь окислов железа и кальцита, причем большинство отражений были слабыми и нечетко выраженными. Присутствие отражений гиббсита или какого-либо другого алюмосиликата не отмечалось. Термический анализ дал такие же результаты.

Для окончательного решения вопроса образец был направлен в лабораторию обогащения ИМР, где из него был выделен минерал с оптической характеристикой гиббсита. В иммерсионных препаратах выделенный минерал имел указанные выше показатели преломления и не содержал других примесей. На дифрактограмме этой пробы (фигура,



Дифрактограммы исследованных образцов

Условия съемки: обр. 1, 3, 4 — УРС-50 ИМ, $Fe_{K\alpha}$, скорость счетчика — $2^\circ/\text{мин}$, $I = 8 \text{ ма}$, $V = 35 \text{ кв}$, шкала — 200, щели 1 : 1 : 0,5; обр. 2 — ДРОН-1, $Si_{K\alpha}$, скорость счетчика — $2^\circ/\text{мин}$, $I = 20 \text{ ма}$, $V = 30 \text{ кв}$, шкала — 1000, щели 0,5 : 0,5 : 0,5

обр. 1), снятой на УРС-50 ИМ, зафиксированы очень слабые отражения, которые позволяют лишь предположительно судить о гидрослюдистом составе пробы. Контрольный анализ на установке ДРОН-1 (лаборатория ИГФМ АН УССР) подтвердил это предположение. На дифрактограмме (фигура, обр. 2) получены не сильные, но довольно отчетливые отражения гидрослюд, причем базальные рефлексы прослеживаются до седьмого порядка (1,499 Å). Следовательно, минерал, имеющий показатели преломления гибсита, по данным рентгеновского анализа, оказался гидрослюдой. На установке «Боксит» (лаборатория треста «Днепрогеология») в этом минерале было определено 29% Al_2O_3 , а примерно столько же его и в высокоглиноземистых гидрослюдах.

При изучении линейной коры выветривания в контакте средней (саксаганской) и верхней (фрунзенской) свит криворожской серии было установлено, что наиболее зрелые по степени выветрелости породы имеют гидрослюдисто-каолиновый или каолиновый состав. Количество гидрослюд в этих породах обычно небольшое — не более 10%. В зрелых и в менее зрелых продуктах выветривания (где гидрослюд значительно больше) при рентгеновском анализе гидрослюд всегда имеют четкий базальный рефлекс 001 с межплоскостным расстоянием 10 Å. Иногда это расстояние уменьшается до 9,9 Å или увеличивается до 10,1—10,4 Å. Рефлекс 002 также фиксируется четко и имеет межплоскостное расстояние 4,98—5,05 Å. При этом отмеченные и другие рефлексы

гидрослюды остаются без изменения при насыщении проб этиленгликолем и нагревании их до определенной температуры (Зхус, 1966).

При рентгеновском анализе одной пробы из зоны устойчивых продуктов выветривания линейной коры была получена несколько необычная дифракционная картина. Под микроскопом и по данным термического анализа было установлено, что порода сложена преимущественно каолинитом и содержит примесь гидрослюды и углистого вещества. Гидрослюды не более 10%, причем она имеет явные следы гипергенного изменения: двупреломление значительно понижено (0,015—0,018), чешуйки расщеплены, а некоторые из них частично замещены каолинитом. Содержание калия в пробе также очень низкое — 0,06—0,10%. На дифрактограмме этой пробы (фигура, обр. 3) отражения каолинита (7,18; 3,575 Å и др.) четкие и наиболее сильные. Кроме каолинитовых на дифрактограмме довольно отчетливо фиксируются рефлексы гидрослюды (9,7; 3,218 Å и др.). Два более слабых рефлекса с межплоскостным расстоянием 4,85 и 4,416 Å, согласно данным Х. П. Руксби (1965), принадлежат гиббситу и, казалось бы, свидетельствуют о его присутствии в анализировавшейся пробе.

Повторная съемка образца дала аналогичный результат (фигура, обр. 4): рефлекс гидрослюды 001 имеет межплоскостное расстояние 9,8 Å, отражение 002 — отсутствует, 003—3,313 Å — очень слабый, но рядом с ним присутствует очень сильный рефлекс с межплоскостным расстоянием 3,227 Å. Рефлекс, относимый к гиббситу, разделился на два с межплоскостным расстоянием 4,89 и 4,85 Å. При насыщении образца этиленгликолем и при нагревании до 400°С характер дифракционной картины не изменился.

На основании приведенных дифрактограмм (фигура, обр. 3, 4) можно было сделать вывод о присутствии в анализировавшейся пробе гиббсита. Однако, по данным термического анализа и микроскопическим наблюдениям, в изучавшейся пробе его не оказалось. Настораживало и то, что среди отражений гидрослюды отсутствует второй базальный рефлекс (002) с межплоскостным расстоянием 4,98—5,05 Å, а также сохранение рефлекса 4,85 Å при нагревании образца до 400°С. Известно, что при нагревании до 200—220°С гиббсит теряет конституционную воду и превращается в $X = Al_2O_3$ и бемит (Бушинский, 1971). У последнего наиболее сильное отражение имеет межплоскостное расстояние 6,11 Å (Руксби, 1965), которое на дифрактограммах после прокаливании проб не отмечалось.

Все эти данные позволяют считать, что отражения с межплоскостным расстоянием 4,85—4,89 Å принадлежат не гиббситу, а являются вторым базальным рефлексом гидрослюды (002). По каким-то, еще неясным, причинам первый базальный рефлекс гидрослюды (001) иногда смещается и имеет межплоскостное расстояние 9,7—9,8 Å, второй рефлекс (002) имеет межплоскостное расстояние 4,85—4,89 Å, третий (003) — отсутствует либо выражен очень слабо (3,32 Å), одновременно рядом появляется сильный рефлекс с межплоскостным расстоянием 3,218—3,227 Å. На дифрактограммах других образцов гидрослюды из пород коры выветривания этот рефлекс отмечается, но обычно он имеет слабую интенсивность. Совпадение межплоскостных расстояний второго базального рефлекса (002) таких гидрослюды и наиболее сильного рефлекса гиббсита (4,85 Å) может приводить к ошибочным выводам при диагностике минералов.

Описанные случаи редки, однако они показывают, что к диагностике гиббсита при поисковых работах необходимо относиться серьезно. Используя лишь данные микроскопического изучения пород или только данные рентгеновского анализа, можно прийти к ошибочным выводам. Только при использовании комплекса методов (микроскопия, рентген,

термика) можно надежно определять присутствие гиббсита в осадочных породах и корях выветривания и избежать ошибок при выборе направления поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
Зхус И. Д. О достоверности определения глинистых минералов в природных ассоциациях различными методами исследования.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1966, № 12.
Костов И. Минералогия. М., «Мир», 1971.
Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., «Высшая школа», 1971.
Руксби Х. П. Окислы и гидроксиды алюминия и железа.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. М., «Мир», 1965.

Днепропетровская группа отделов
ИМР, МГ УССР

Дата поступления
22.II.1972

УДК 553.492 (477.6)

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ КРИВОРОЖСКОГО БАССЕЙНА

Н. Т. РЯГУЗОВ

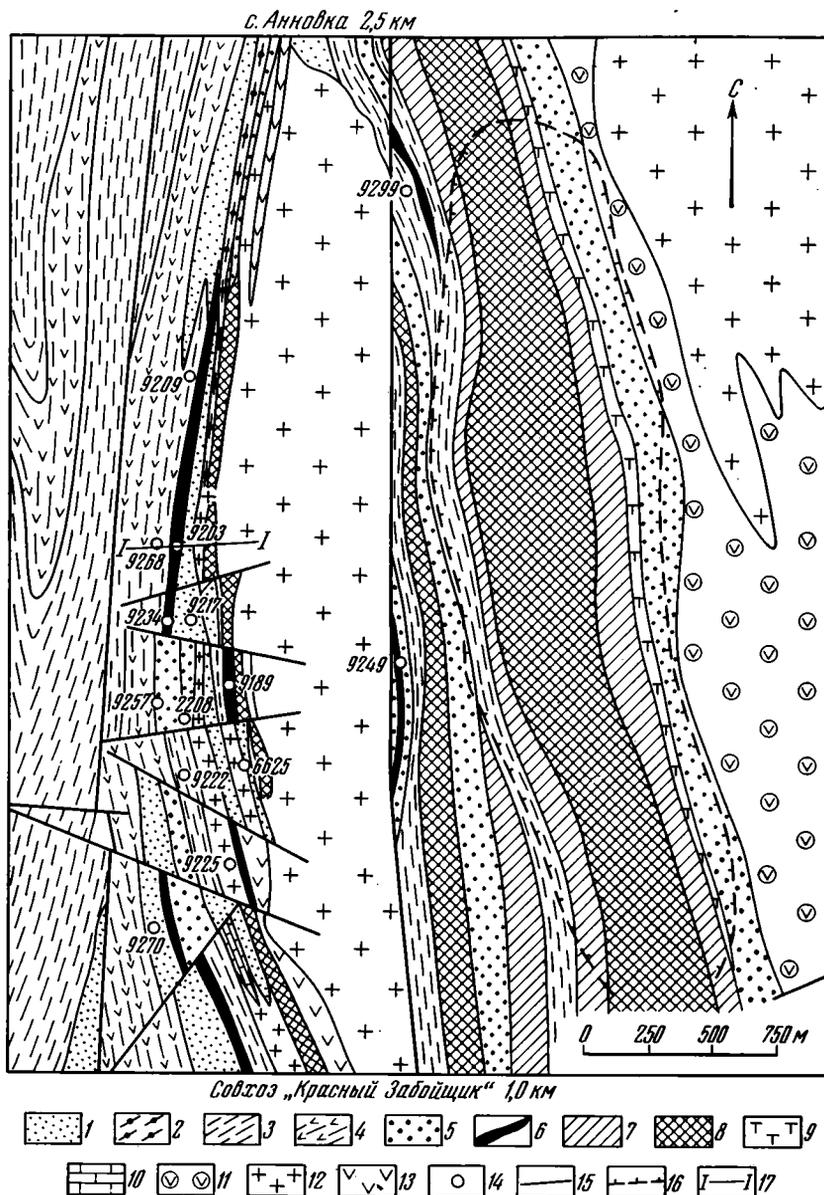
Широкое распространение высокоглиноземистых кристаллических сланцев в Северном районе Криворожского железорудного бассейна было установлено в 1967—1970 гг. при структурно-профильном бурении в полосе развития гнейсо-сланцевого комплекса докембрия и при карьерных вскрышных работах на Анновском месторождении железистых кварцитов.

В 1963—1965 гг. поиски силлиманитовых руд в Северном Криворожье выполняла тематическая партия треста «Кривбассгеология» (Л. Г. Загоруйко, В. Г. Качан). В результате этих поисков установлено, что высокоглиноземистые породы представлены в этом районе силлиманитсодержащими сланцами, залегающими в виде маломощных прослоев среди пород верхней (надрудной) свиты криворожской серии (скв. 9100), с содержанием силлиманита 3—5%. Б. И. Горошников (1971) указывает на отсутствие высокоглиноземистых сланцев и гнейсов в районе криворожских железорудных месторождений. Эти выводы послужили основанием считать Северный район Кривбасса бесперспективным на поиски промышленных запасов сырья для производства алюминия.

Однако проведенные в 1967—1969 гг. в этом районе работы (Рягузов, Шаповалова, 1970) с целью литолого-стратиграфического расчленения широко распространенного гнейсо-сланцевого комплекса докембрия показали, что высокоглиноземистые сланцы развиты здесь широко, образуют горизонты различной мощности и протяженности и могут служить объектом поисков высокоглиноземистого сырья.

В геологическом строении территории Северного района Кривбасса участвуют все три свиты криворожской серии: нижняя — скелеватская, средняя — саксаганская и верхняя — фрунзенская.

Скелеватская свита представлена кварцито-песчаниками с фукситом и мусковитом и кварц-серицит-мусковитовыми сланцами. Саксаганская свита сложена горизонтами железистых кварцитов и джеспилитов в пе-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Анновского месторождения железистых кварцитов на севере Кривбасса

1 — метапесчаники; 2 — кварцуглистые сланцы; 3 — кварц-полевошпат-биотитовые сланцы; 4 — кварц-полевошпат-амфибол-биотитовые сланцы; 5 — кварцито-песчаники; 6 — силлиманитовые сланцы; 7 — куммингтонит-хлоритовые сланцы; 8 — магнетитовые кварциты; 9 — тальковые сланцы; 10 — мраморы; 11 — амфиболиты; 12 — микроклиновые граниты; 13 — дайки диабазов; 14 — скважины, вскрывшие силлиманитовые сланцы (наклон скважин к востоку); 15 — тектонические нарушения; 16 — контур Анновского карьера; 17 — линия геологического разреза на фиг. 2

реслаивании с горизонтами кварц-куммингтонит-хлоритовых, кварц-биотитовых и хлорит-куммингтонитовых сланцев, содержащих ставролит и андалузит. Фрунзенская свита распространена в районе наиболее широко и представлена пестрым по составу комплексом кристаллических сланцев и гнейсов, который четко подразделяется на три подсвиты: нижнюю — кварцито-сланцевую, среднюю — сланцевую и верхнюю — метапесчанико-конгломератовую.

Кристаллические породы смяты в сложные складки субмеридионального простирания и образуют в региональном плане Анновскую синклинальную структуру. В восточном крыле синклинали интродуцирована микроклиновыми гранитами днепровско-токовского комплекса.

Горизонты высокоглиноземистых сланцев установлены бурением в разрезе нижней подсвиты фрунзенской свиты (Рягузов, Шаповалова, 1970). Наиболее мощный и выдержанный горизонт высокоглиноземистых сланцев вскрыт в восточном крыле Анновской синклинали скважин 9268, 9234, 9222, 9270, 9227 (фиг. 1).

По простиранию горизонт прослежен на 3 км и подсечен по падению на глубинах от 27 (скв. 9270) до 611 м (скв. 9254) от поверхности. Угол падения горизонта 45—50°.

В западном крыле Анновской синклинали высокоглиноземистые сланцы отмечены по скв. 10477 и 10559, а также в осевых частях антиклинальных складок второго порядка (скв. 6103). Мощность горизонта сланцев на восточном крыле синклинали изменяется от 3—5 (скв. 9270) до 50 м (скв. 9268). По профилю скв. 9268, 9203 средняя мощность горизонта 40 м и выдержана по падению до глубины 230 м (скв. 9268). Горизонт прослежен на площади между центральной усадьбой совхоза «Красный забойщик» и сел. Анновка на расстоянии 3 км.

Высокоглиноземистые сланцы представлены силлиманитсодержащей разновидностью, серые, светло-серые или буровато-серые, текстура их отчетливо сланцеватая, часто микроплойчатая, структура фиброгранолепидобластовая, гранолепидобластовая. Состав сланцев: силлиманит (5—40%), кварц (20—30%), мусковит (15—20%), биотит (10—20%), графит (5—10%), иногда гранат; вторичные — хлорит, серицит; акцессорные — апатит, циркон.

Силлиманит присутствует в виде тонковолокнистой, игольчатой, шестоватой разновидности фибролита, иногда образует игольчато-призматические, сноповидные агрегаты с тонкими призмочками в 0,2—5,5 мм по длинной оси, распределен в породе неравномерно, часто образует мусковит-фибролитовые прослойки мощностью до 6 мм. Содержание его обычно увеличивается в направлении от лежащего бока горизонта сланцев к висящему, участками достигая 40%. К высокоглиноземистым разновидностям нами отнесены сланцы, содержащие 10% и выше силлиманита, и 20% и выше Al_2O_3 . Среднее содержание силлиманита в сланцах по разрезу на фиг. 2—20, Al_2O_3 —24%.

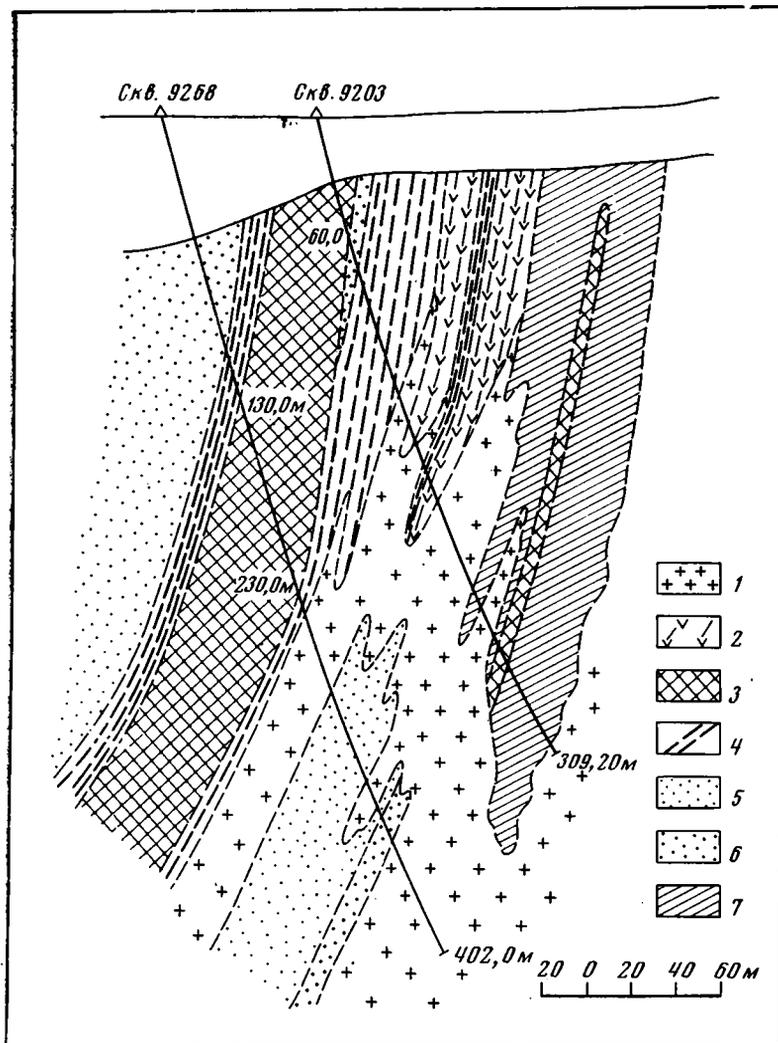
Кварц — неправильные, ксеноморфные, удлинённые зерна с волнистым погасанием, иногда содержится в виде включений в биотите и гранате. Размер его зерен 0,2—1,5 мм в поперечнике.

Биотит — удлинённые чешуйки в 0,5—2 мм, ориентированные по сланцеватости. Плеохроирует от светло-желтого до зеленовато-коричневого цвета, часто замещается хлоритом, содержит включения кварца и сагенита.

Мусковит — доминирующий после кварца породообразующий минерал. Его чешуйки ориентированы параллельно, обуславливая сланцеватую и сланцевато-плойчатую текстуру сланцев. Форма чешуек резко удлинённая, пластинчатая, без концевых граней. Размер 0,3—3 мм. В виде включений в мусковите встречается кварц.

Аналогичные по минеральному составу силлиманитсодержащие сланцы установлены также в пределах центрального района Кривбасса (на участке Тарапак, в районе рудников им. Фрунзе, им. XX партсъезда, им. Красной Гвардии, им. Ленина), что свидетельствует об их широком распространении.

Химический состав силлиманитсодержащих сланцев перечисленных участков приведен в таблице. Во всех случаях он характеризуется повышенным содержанием глинозема (18,89—27,85%) и несколько пони-



Фиг. 2. Характер залегания горизонта силлиманитсодержащих сланцев в разрезе верхней (надрудной) свиты криворожской серии Анновского района Кривбасса
 1 — граниты аплитонидные; 2 — парагнейсы роговообманково-биотитовые; 3 — силлиманитсодержащие сланцы; 4 — сланцы кварц-полевошпат-биотитовые; 5 — метапесчаники; 6 — кварцито-песчаники; 7 — железистые кварциты (кумминг-тонит-магнетитовые)

женным содержанием кремнезема (49,24—59,84%). Во вмещающих кварц-биотитовых сланцах и метапесчаниках содержание глинозема обычно не выше 12—14%, а кремнезема — не ниже 65. Петрохимические пересчеты химических составов сланцев по методу П. Ниггли, А. Симонена и Н. П. Семененко показывают устойчивое положение пород в поле глинистых и песчано-глинистых осадков, что свидетельствует об их первично-осадочной природе.

По поводу источника первично-глинистого материала существуют разные точки зрения. Ю. Г. Гершойг (1971) считает, что средняя (железорудная) и верхняя (осадочно-терригенная) свиты криворожской серии разделены эпохой корообразования, и силлиманитсодержащие сланцы — метаморфизованная площадная кора выветривания. Б. И. Горошников (1971) справедливо указывает на первично-осадочное происхождение

Химический состав высокоглиноземистых (силлиманитсодержащих) сланцев, %

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П.пл.	Сумма
1	49,24	0,73	22,65	1,80	0,46	0,148	0,30	2,87	0,22	3,17	0,034	—	1,18	14,37	100,7
2	53,26	0,66	25,11	0,80	4,71	0,045	0,40	2,24	1,32	2,73	0,067	—	1,07	8,47	100,8
3	59,84	0,58	21,80	1,00	4,52	0,06	0,14	2,28	0,60	3,70	0,067	0,18	1,15	4,9	100,8
4	56,1	0,32	23,28	0,85	4,9	0,02	0,35	2,14	0,40	4,34	0,065	0,70	0,86	4,72	99,4
5	49,83	0,73	27,85	0,32	2,59	—	1,79	0,40	0,29	4,80	0,03	0,36	1,77	11,49	100,4
6	52,56	0,92	20,04	2,75	7,19	0,11	2,54	1,80	2,08	7,68	Следы	0,20	0,34	1,64	99,8
7	54,6	1,06	23,9	1,43	3,62	0,04	0,64	1,53	1,94	4,69	—	—	0,26	6,22	99,9
8	58,20	0,99	21,72	1,70	3,62	0,03	Следы	2,05	0,44	3,08	—	—	0,20	7,19	99,2
9	54,86	0,35	18,89	0,93	2,84	0,06	2,50	3,04	0,43	4,70	0,069	1,53	0,28	7,89	98,3
10	56,86	0,63	24,40	0,66	5,58	0,14	0,60	2,02	0,73	4,93	0,073	0,054	0,83	3,28	100,7
11	53,40	0,63	23,82	0,24	4,84	0,014	0,80	2,20	3,97	3,97	0,036	0,924	0,27	5,26	100,3

1—4 — Анновский район Северного Криворожья;

5—6 — Западно-Ингулецкая зона, по Б. И. Горошникову (1971);

7—11 — Саксаганский район Кривбасса (Тарапак, рудники: им. Фрунзе, им. XX Партсъезда, им. Красной Гвардии, им. Ленина).

глинистого материала, учитывая его выдержанное пластовое залегание и переслаивание с такими породами, как кварцито-песчаники, мраморы, сланцы, первично-осадочная природа которых не вызывает сомнений. Г. И. Каляев (1965) на основе формационного анализа докембрия Украинского щита показал, что верхняя осадочно-терригенная толща криворожской серии отражает собой смену начальных и ранних этапов развития (прогибания) геосинклинали этапом общей инверсии (средний, доорогенный этап). Видимо, именно с этим этапом связан размыв древних кор выветривания и пород архея и снос глинистого материала в протерозойские бассейны седиментации.

В частности, о наличии древних метаморфизованных кор выветривания под отложениями криворожской серии в районе Кривого Рога указывали Ю. Г. Гершойг, Е. Я. Каплун (1971). Повсеместное распространение высокоглиноземистых сланцев и их устойчивая стратиграфическая позиция в разрезе верхней свиты криворожской серии свидетельствуют о сравнительно одновременном накоплении пластов глинистых осадков в пределах Криворожского бассейна и, возможно, всей Криворожско-Кременчугской полосы.

Приведенное Б. И. Горошниковым (1971) литолого-стратиграфическое сравнение докембрия Украины с докембрийскими толщами различных регионов СССР показало, что высокоглиноземистые породы в разрезах докембрийских комплексов размещены закономерно и приурочены главным образом к протерозойским осадочно-терригенным формациям. Как показали наши исследования, разрез докембрия Криворожского бассейна, в частности его Северного района, не составляет в этом отношении исключения. Он уверенно коррелируется по стратиграфическому положению силлиманитсодержащих сланцев, их составу и минералогическому петрографическим особенностям с разрезами нижнепротерозойских толщ Украинского щита.

ЛИТЕРАТУРА

- Горошников Б. И. Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Допротерозойская метаморфизованная кора выветривания зеленокаменных пород Саксаганского района в Криворожском бассейне.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1971, т. 197, № 5.
- Гершойг Ю. Г. Генетическая классификация железных руд Кривбасса.— Геол. рудн. месторожд., 1971, т. XIII, № 4.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.

Рягузов Н. Т., Шаповалова Г. П. Новые данные по стратиграфии и рудоносности Северного Криворожья.— Сов. геология, 1970, № 9.

Криворожский геологоразведочный
трест «Кривбасгеология»,
Комплексная ГРЭ

Дата поступления
4.1.1972

УДК 622.23.02

О ЗАВИСИМОСТИ СЦЕПЛЕНИЯ УГОЛЬНОГО ПЛАСТА С НЕПОСРЕДСТВЕННОЙ КРОВЛЕЙ ОТ УСЛОВИЙ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

А. Б. ПОСУДИЕВСКИЙ

Степень сцепления (крепость контакта) между угольным пластом и непосредственной кровлей имеет практическое значение при отбойке и обогащении угля, оказывает влияние на засорение его боковыми породами, а также является одним из природных факторов, определяющих выбор типа комбайна для выемки угольного пласта (Курносов и др., 1964). При наличии слабого сцепления между угольным пластом и породой непосредственной кровли преднамеренно оставляют увеличенную по мощности верхнюю угольную пачку для более легкого отделения ее от кровли под действием собственного веса. В случае если между верхней пачкой пласта и непосредственной кровлей имеется прочное сцепление, применяют комбайны, исполнительные органы которых позволяют отделять уголь по всей мощности пласта. Но и такие комбайны все же полностью не обеспечивают отделения от кровли верхней пачки пласта, в результате чего рабочие угольных комплексных бригад затрачивают немало времени на отделение вручную угля от кровли пласта, а иногда прибегают даже для этой цели к взрывным работам. Характер сцепления угольного пласта с непосредственной кровлей совместно с крепостью верхней части угольного пласта учитываются при выборе паспортов крепления очистных выработок для обеспечения устойчивости кровли, необходимой для безопасности людей при выемке угля.

Однако до настоящего времени в геологических отчетах, являющихся исходным материалом для проектирования вскрытия и отработки угольных пластов и отдельных горизонтов, данные о прочности сцепления пород непосредственной кровли с угольным пластом по материалам геологоразведочных работ не приводятся из-за отсутствия методики оценки этого сцепления и методики его прогнозирования. Визуально характер сцепления угольного пласта с непосредственной кровлей может наблюдаться по разведочным скважинам при крепком сцеплении и достаточно высокой крепости угля. При встрече колонковыми снарядами в буровых скважинах таких угольных пластов породу непосредственной кровли и уголь извлекают в виде одного монолита. Но даже подобные случаи в первичной геологической документации до настоящего времени не фиксируются. В большинстве случаев при встрече угольного пласта обычно происходит отделение угля в скважине от пород непосредственной кровли под воздействием промывочной жидкости и вращения бурового инструмента, измельчение его и вымывание глинистым раствором, и на дневную поверхность поднимается из скважины только kern непосредственной кровли. Таким образом, характер сцепления угольного пласта с породой непосредственной кровли визуально по буровым сква-

жинам может наблюдаться только в редких случаях, а обычно он может быть оценен только по косвенным признакам. Объяснение отделимости угля от вмещающих пород, которая не везде одинакова, следует искать в условиях образования контактной зоны и в последующих физико-химических процессах, происходивших в ней (например, цементация солями растворов — Васильев, 1955).

На шести шахтах (Брянковская и № 12 им. Дзержинского комбината «Кадиевуголь», № 15 и им. Менжинского комбината «Первомайскуголь», Енакиевская и Полтавская Комсомольская № 2 комбината «Орджоникидзеуголь») произведены детальные литологические описания непосредственной кровли угольных пластов. Одновременно отмечалась интенсивность сцепления между нею и угольным пластом. Кроме того, были использованы имеющиеся материалы шахтной геологической документации. В соответствии с разделением с генетической точки зрения непосредственной кровли угольных пластов в Донбассе по Б. И. Чернышеву (1931) и И. Н. Ефимову (1934), для изученных пластов она была разбита на пять зон.

1. *Надугольная зона.* Образовалась в условиях болота и представлена темными аргиллитами и алевролитами, содержащими обильные растительные отпечатки, иногда обугленные. К этой зоне относятся также песчаники с растительным детритом и редкими отпечатками флоры. Сцепление между угольным пластом и породами непосредственной кровли отсутствует. Пример: пласты m_3 и l_5 (непосредственная кровля — аргиллиты и алевролиты), l_7 и l_8 (непосредственная кровля — песчаники) на шахте «Брянковской».

2. *Зона начала морской трансгрессии.* Аргиллиты и алевролиты этой зоны образовались в спокойном мелком несколько распресненном морском водоеме, уничтожившем прежнюю растительность. Имеют они более светлую окраску, мелкий растительный детрит и фауну пресноводных пелеципод *Carbonicola*, *Anthracomya*, *Najadites*, а также *Estheria*. Зона характеризуется слабым сцеплением между породами непосредственной кровли и угольным пластом. Пример: пласт l_8^{*+a} на шахте № 15 комбината «Первомайскуголь».

3. *Глинисто-морская зона.* Образовалась при последующем углублении моря. Представлена аргиллитами и алевролитами с морскими пелециподами *Aviculorecten* и др., примитивными брахиоподами (*Lingula*) и острокодами. Сцепление непосредственной кровли с угольным пластом более интенсивное, чем в предыдущих зонах. Пример — пласт l_2 на шахте им. Менжинского.

4. *Зона сероводородного заражения.* Характеризуется исчезновением морской фауны. Представлена немymi аргиллитами и алевролитами с частыми включениями серного колчедана. В Донбассе они часто подстилают известняки. Сцепление между непосредственной кровлей и угольным пластом хорошее. Пример — пласт l_4 на шахте им. Менжинского.

5. *Зона морских отложений.* Представлена известняками и известковистыми аргиллитами с морской фауной брахиопод. Характеризуется наибольшим сцеплением пород непосредственной кровли и угольного пласта и сопровождается повышенной крепостью угля в приконтактной части. Пример — пласты l_3 , l_2^1 , l_1^1 на шахте Брянковская (непосредственная кровля — известковистые аргиллиты и алевролиты) и пласты l_6 и l_3 на шахте им. Менжинского (непосредственная кровля — известняки).

Таким образом, сцепление непосредственной кровли с угольным пластом наибольшее при залегании в кровле пласта пород зоны морской трансгрессии и наименьшее при залегании в кровле пласта пород надугольной зоны. В случае если непосредственная кровля пласта представлена породами промежуточных зон, сцепление постепенно увеличивает-

сы от пород надугольной зоны к породам зоны морской трансгрессии в связи с увеличением солености морской воды и меньшей степенью разложения растительного материала, из которого образовались при дальнейших процессах угольные пласты. В соответствии с этим при оценке интенсивности сцепления непосредственной кровли с угольным пластом следует применять пятибалльную систему. Для прогноза этого сцепления по геологоразведочным данным необходимо как основной фактор изучать условия образования непосредственной кровли по керну скважин.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев С. П. Шахтная геология угольных месторождений. М., Углетехиздат, 1955.
Курносов А. М., Розентретер Б. А., Устинов М. И. Научные основы проектирования угольных шахт для разработки пологих пластов. М., «Наука», 1964.
Ефимов И. Н. Распределение органических остатков в кровле пластов каменных углей Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1934, т. 2, № 6.
Чернышев Б. И. *Carbonicola*, *Anthracomya* и *Najadites* Донецкого бассейна.— Тр. Главного геологоразведочного управления. М., 222У, 1931, вып. 72.

Управление геолого-тематических
и проектно-экспертных работ
Донецк

Дата поступления
12.1.1973

УДК 552.122 : 552.512

О ШТРИХОВКЕ НА ГАЛЬКАХ И ВАЛУНАХ

В. В. ЗАМОРИУЕВ

После того как Д. Гейки (Geikie, 1874) и П. А. Кропоткин (1876) опубликовали описания и изображения валунов и галек со штриховкой из ледниковых отложений, у многих ученых сложилось устойчивое представление, что валуны и галька со штриховкой свойственны исключительно ледниковым образованиям и являются надежным диагностическим критерием. Долговечности этого убеждения способствовало то обстоятельство, что в течение долгого времени осадки другого генезиса, но сходного облика (склоновые, пролювиальные), возбуждали гораздо меньший интерес и изучались не так тщательно. Сообщения о штриховке, возникшей неледниковым путем, появились уже в то время (Лопатин, 1871; Hughes, 1895, 1898), но не привлекли к себе достаточного внимания. Многие исследователи до сих пор полагают, что штриховка на гальке и валунах является бесспорным указанием на ледниковое происхождение вмещающих их осадков. Во многих случаях отнесение мореноподобных отложений к ледниковым основывается практически лишь на наличии штриховки (Никольская, 1972; Кыштым, 1972; Вгй-скнер, Anderson, 1971; Okamoto, 1972).

В настоящее время проблема диагностики ледниковых отложений, умения отличать их от мореноподобных осадков другого генезиса еще далека от разрешения. Необходимость же этого очень велика, так как ледниковые горизонты нередко являются той основой, на которой строятся стратиграфические схемы и весь круг представлений о палеогеографии какого-либо района.

Накопившийся к настоящему времени обширный материал показывает, что штриховка может образоваться под действием разнообразных агентов и встречается в отложениях различного генезиса (Заморуев, 1971). Неоднократно описывались валуны со штриховкой из пролювиальных (селевых) отложений. Г. Гаррингтон (Harrington, 1971) обна-

ружил валун с отчетливой параллельной штриховкой в русле временного потока в пустыне Атакама. В селевых отложениях на склонах одного из валунов о. Ява Д. Б. Скривенор (Scrivenor, 1929) описал валуны со штриховкой, с полированными и штрихованными поверхностями. Е. Л. Винтерер и К. К. Борч (Winterer, von der Borch, 1968) установили, что значительная часть гальки в селевых осадках р. Хукина-Крик в Австралии (верхнеплейстоценового — голоценового возраста) покрыта штриховкой.

Автор наблюдал многочисленные валуны и гальки со штриховкой в мореноподобных отложениях в долине р. Восточная Хандыга в Верхоянском хребте. Ледниковый генезис этих осадков исключается, так как они содержат обильные обломки древесины, обладают слоистостью, причем некоторые прослои обогащены растительным детритом и залегают не на отполированном ледниковом ложе, а на разрыхленной карстованной поверхности, в углублениях которой сохранилась кора выветривания. Несортированность материала и характер залегания, очевидно, свидетельствуют о селевом происхождении этих отложений.

Имеются упоминания о штриховке на обломках в склоновых образованиях (Горшков, 1967; Карамышева, 1960; Wright, 1892). Многие исследователи отмечали штриховку на валунах и гальке в солифлюкционных отложениях. Г. Брейль (Breuil, 1934) сообщает о штриховке на валунах из солифлюкционных образований северной Франции, Ли-Пин и др. (1966) — провинции Хубэй (Китай), А. Хайм (Heim, 1936) — в районе горы Минья-Гонкар (Тибет).

Известны многочисленные случаи находок валунов со штриховкой в аллювиальных отложениях речных террас южной части США, где перетотложение ледникового материала исключается (Wentworth, 1928). Нередко штриховка на валунах и гальке образуется под действием речного льда, особенно при ледяных заторах (Лопатин, 1871; Wentworth, 1936₂; Hodge, 1931; Hamelin, Cook, 1967). Штриховка на валунах и поверхности коренных пород может возникнуть также за счет снежных обвалов, вулканических извержений и тектонических подвижек (Заморув, 1971).

Как видно, возникновение штриховки на гальке и валунах за счет действия различных агентов совершенно бесспорно, и сам факт наличия или отсутствия штриховки не может служить диагностическим признаком генезиса отложений.

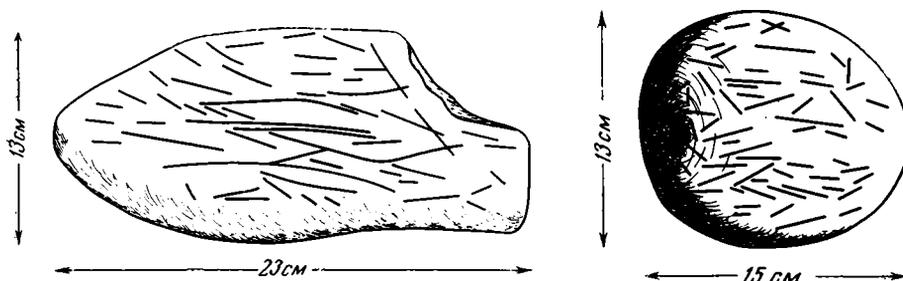
Обратимся к отдельным признакам штриховки и их соотношениям с другими характеристиками галек и валунов и отложений в целом.

Форма штрихов. В большинстве случаев независимо от генезиса вмещающих отложений преобладают прямые ровные штрихи, глубина и четкость которых мало меняются по длине. Существует мнение (Бурачек, 1955; Fairbridge, 1965), что такого рода штрихи свойственны преимущественно галькам из ледниковых отложений. Однако этими же признаками обладают штрихи на обломках из осадков другого генезиса. Так, Ли-Пин и др. (1966) отмечают, что наблюдавшиеся ими штрихи на валунах в солифлюкционных отложениях были разными и прямыми, длиной до 50 см. Как видно на фотографиях К. К. Вентворта (Wentworth, 1928), на поверхности валунов из аллювиальных отложений южной части США также преобладают ровные прямые штрихи. Такой же характер имеет штриховка на валуне, найденном в русле временного потока в пустыне Атакама (Harrington, 1971). На валунах и гальках из селевых отложений в долине р. Восточная Хандыга, наблюдавшихся автором, также преобладают прямые штрихи (фиг. 1). С другой стороны, не все штрихи на валунах из заведомо ледниковых отложений имеют строго прямолинейную форму. А. Гайгалас (1965), описывая валуны из ледниковых образований Литвы, указывает, что некоторые штрихи «не выдерживают прямой линии и изгибаются» (стр. 128). Как видно на фо-

тографиях валунов из ледниковых отложений Шпицбергена и Пиренеев (Лаврушин, 1969; Alimen, 1964), среди прямых штрихов встречаются и несколько изогнутые.

Соотношение направления штрихов с длинной осью обломка. В большинстве случаев независимо от генезиса вмещающих отложений направление штрихов совпадает с направлением длинной оси обломка или близко к нему. Во многих случаях имеется несколько направлений, перекрещивающихся под острым углом. На поверхности изометричных обломков преобладают более короткие штрихи, ориентированные в различных направлениях.

Соотношение штриховки с формой галек и валунов. Принято считать, что характерной формой валуна, подвергшегося ледниковой обработке, является форма «утюга» (von Engel, 1930;



Фиг. 1

Фиг. 2

Фиг. 1. Утюгообразный валун со штриховкой (мелкозернистый песчаник) из селевых отложений

Длина р. Восточная Хандыга, Верхоянский хребет

Фиг. 2. Хорошо окатанный валун со штриховкой (мелкозернистый песчаник) из аллювиально-пролювиальных отложений

Западное подножие Верхоянского хребта в районе пос. Теплый Ключ

Шанцер, 1966) или грубопараллелепipedальная (Евтеев, 1960). Такие валуны имеют уплощенные сточенные грани, на которых вероятнее всего появление штриховки. Сочетание такой формы с наличием штриховки рассматривается как характерный признак ледниковых валунов. Однако обломки сходной формы нередко встречаются и в отложениях другого генезиса и в ряде случаев покрыты штриховкой. Примером могут служить некоторые гальки и валуны из селевых отложений в долине р. Восточная Хандыга (фиг. 1), а также валуны из аллювия террас южной части США (Wentworth, 1928). Вместе с тем нередко штриховка встречается и на гальках и валунах, имеющих хорошую и даже совершенную окатанность (фиг. 2). Такое сочетание, вероятнее всего, свидетельствует о неледниковом происхождении штриховки. Даже если допустить, что хорошо окатанная галька была захвачена ледником, весьма мало вероятно, что ледниковая обработка свелась исключительно к нанесению штрихов на ее поверхность, ни в малейшей степени не изменив форму гальки.

Цифровые данные о форме галек, несущих штриховку, весьма немногочисленны. К. Д. Холмс (Holmes, 1960), проведя статистическую обработку результатов измерений большого числа валунов со штриховкой из ледниковых отложений штата Нью-Йорк, пришел к выводу, что среднее процентное содержание валунов различной формы более или менее одинаково, хотя и колеблется в зависимости от дальности транспортировки. К. Биркенмайер (Birkenmajer, 1964), изучавший ледниковые отложения Шпицбергена, установил, что штриховкой покрыты пре-

Окатанность галечного материала из мореноподобных отложений, слагающих аккумулятивную равнину у западного подножия Верхоянского хребта, %

Глубина, м	Общее число галек	Число галек со штриховкой	Класс окатанности (по шкале А. В. Хабакова)				
			0	I	II	III	IV
4—5	100	—	—	22	41	33	4
4—5	—	59	—	18 (11)	36 (21)	40 (24)	6 (3)
16	100	—	—	25	40	29	6
16	—	73	—	23 (17)	44 (32)	28 (20)	5 (4)

Примечание. Размер гальки 5—10 см; в скобках — число галек.

имуущественно угловатые валуны, причем процентное содержание угловатых валунов среди валунов со штриховкой примерно равно процентному содержанию угловатых валунов в породе в целом. Автором было подсчитано процентное содержание галек различных классов окатанности (по шкале А. В. Хабакова) в мореноподобных отложениях, слагающих аккумулятивную равнину у западного подножия Верхоянского хребта в районе пос. Теплый Ключ (таблица). Большое содержание окатанного материала, наличие слоистости и характер залегания говорят об аллювиально-пролювиальном генезисе этих отложений. Как видно из таблицы, окатанность галек со штриховкой почти не отличается от общей окатанности галечного материала, подсчитанной без учета наличия или отсутствия штриховки. Таким образом, пока не удастся установить четкую зависимость между наличием или отсутствием штриховки и формой гальки или валуна.

Количество обломков со штриховкой. Число обломков со штриховкой в отдельных случаях значительно колеблется. В заведомо ледниковых отложениях их количество относительно невелико (Шанцер, 1966; Flint, 1971). По данным Р. В. Фэрбриджа (Fairbridge, 1965), «во многих известных моренах четвертичного возраста отношение «типичных» ледниковых валунов к «остальным» может быть меньше 1 : 100» (стр. 92). Как сообщает Г. Алиман (Alimen, 1964), количество галек со штриховкой в ледниковых отложениях Пиренеев в среднем не превышает 5—10%, лишь в отдельных случаях достигая 33 и 55%. По данным К. Биркенмайера (Birckenmajer, 1964), в моренах Шпицбергена число валунов со штриховкой составляет 12—23% и лишь в одном случае — 43%. К. Д. Холмс (Holmes, 1960) указывает, что в ледниковых отложениях штата Нью-Йорк штриховку имеют 28% валунов, оговариваясь при этом, что в большинстве случаев она очень слабо выражена. К. К. Вентворт (Wentworth, 1936) установил, что в моренах штата Висконсин число валунов с хорошо выраженной штриховкой не превышает 3—4%. Указания на немногочисленность валунов со штриховкой в моренах Западного Пакистана и Северной Гренландии имеются в работах С. К. Портера (Porter, 1970) и Р. Л. Николса (Nichols, 1969).

Таким образом, хотя и трудно наметить какие-либо абсолютные границы, можно думать, что в ледниковых отложениях количество галек и валунов со штриховкой составляет в среднем 10—15%, лишь в отдельных случаях достигая 30—40%. В связи с этим есть основания полагать более вероятным, что отложения, содержащие очень большую долю штрихованных обломков, имеют не ледниковый, а какой-либо иной генезис. Так, по данным А. Р. Бурачека (1955), в мореноподобных отложениях Патомского нагорья количество крупных (свыше 5 см) обломков со штриховкой часто составляет 100%. Среди мелких обломков количество штрихованных 10—95, чаще 20—60%. Эти числа наряду с другими данными заставляют усомниться в ледниковом происхождении этих образований (Заморуев, 1971). В мореноподобных отложениях,

слагающих аккумулятивную равнину у западного подножия Верхоянского хребта, число галек с хорошо выраженной штриховкой по двум пробам в 100 галек составляет 59 и 73% (таблица). Если прибавить гальки со слабо выраженной штриховкой, то эти числа возрастут соответственно до 74 и 87%. В селевых отложениях долины Хукина-Крик (Австралия) около 50% галек покрыто штриховкой (Winterer, Borch, 1968).

Соотношение размеров штрихов с величиной обломков. Размеры и глубина значительной части штрихов в большинстве случаев пропорциональны величине валунов и галек, на поверхности которых они наблюдаются. Как указывает К. Д. Холмс (Holmes, 1960), на эту закономерность применительно к ледниковым отложениям обращали внимание еще в прошлом веке. Очевидно, она имеет место и для отложений другого происхождения. Так, приуроченность крупных и глубоких штрихов к большим валунам четко проявляется в делювиально-солифлюкционных мореноподобных отложениях, наблюдавшихся автором в разрезе «Кавказ» в бассейне р. Бодайбо, и в аллювиально-пролювиальных осадках у западного подножия Верхоянского хребта.

Как видно из сказанного, пока не удастся выделить какие-либо признаки самой штриховки или их сочетания с другими свойствами обломков, которые можно было бы рассматривать как бесспорный диагностический критерий. Понятие «типичная ледниковая штриховка» оказывается весьма неопределенным, что делает возможным субъективный подход при его использовании. Можно полагать, что вероятность неледникового происхождения отложений, вмещающих гальку и валуны со штриховкой, повышается в двух случаях: штриховка наблюдается на поверхности хорошо окатанных галек совершенно правильной формы (свидетельствующей об обработке в водной среде); осадки содержат значительное количество обломков со штриховкой, намного превышающее их среднее содержание в заведомо ледниковых отложениях.

Механизм образования штриховки на валунах в толще движущегося ледника и на его контакте с ложем более или менее ясен и описан С. А. Евтеевым (1960) и Е. В. Шанцером (1966); то же можно сказать о штриховке на валунах в ледяных заторах на реках. Гораздо меньше известно о способе ее возникновения на гальке и валунах в осадках, сформировавшихся без прямого воздействия льда (аллювиальных, пролювиальных, склоновых). Общей характерной чертой этих образований является то обстоятельство, что обломки включены в рыхлую вмещающую массу, большей частью относительно слабо сортированную. По всей вероятности, причиной возникновения штриховки на обломках было значительное трение, развивавшееся при взаимном перемещении частиц во время движения. Условия для этого вполне могут возникнуть в селевом потоке.

Е. Л. Винтерер и К. К. Борч (Winterer, Borch, 1968) высказали предположение, что штриховка возникает тогда, когда движущаяся масса обезжележивается перед окончательным отложением, но еще не прекратила движения. Не исключено, что сходные условия могут создаваться и в речном потоке, например во время паводков, что объясняет наличие валунов и галек со штриховкой среди аллювиальных отложений. Если это предположение верно, то делается понятным появление штриховки на хорошо окатанных гальках без изменения их формы. Существование взаимного перемещения материала в склоновых отложениях и солифлюкционных потоках вряд ли подлежит сомнению. Как показал Л. Тафнелл (Tufnell, 1972), это особенно заметно на примере крупных обломков, движущихся большей частью быстрее вмещающей массы, а в отдельных случаях — медленнее.

Такое объяснение образования штриховки разъясняет, почему в ледниковых осадках количество обломков со штриховкой в среднем значительно больше. В леднике многие обломки транспортируются пассивно, не соприкасаясь с другими обломками или ложем и не испытывая их воздействия. Напротив, в движущейся на склоне массе грунта, в селевых и солифлюкционных потоках частицы находятся в постоянном контакте и практически все обломки в той или иной мере подвергаются обработке.

ВЫВОДЫ

1. Штриховка на гальках и валунах возникает в результате действия различных агентов, а не только глетчерного льда, и ее наличие не может рассматриваться как безусловное доказательство ледникового генезиса вмещающих отложений.

2. В настоящее время не удается выделить четкие объективные критерии, позволяющие отличать ледниковую штриховку от штриховки неледниковой происхождения.

3. Штриховка на гальках и валунах может использоваться как дополнительная характеристика условий формирования осадка.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурачек А. Р.* Вопросы литологии ледниковых отложений Витимо-Патомского междуречья.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. II. М., 1955, стр. 289—300.
- Гайгглас А.* Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-восточной Литвы и возможность использования их для стратиграфии.— Тр. Ин-та геологии, Вильнюс, 1965, вып. 2, стр. 104—156.
- Горшков С. П.* О генезисе и возрасте склоновых глыбово-щебнистых отложений севера Енисейского кряжа и северо-запада Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 3, стр. 665—668.
- Евтеев С. А.* О некоторых особенностях воздействия ледника на включенные в него обломки горных пород.— Тр. Сов. антракт. эксп., 1960, т. 10, стр. 303—308.
- Заморуев В. В.* О характере и масштабах четвертичного оледенения Патомского нагорья.— Изв. Всес. геогр. о-ва, 1971, т. 103, вып. 3, стр. 254—259.
- Карамышева Г. Д.* К вопросу о строении и генезисе рыхлых отложений в центральной части Патомского нагорья.— Тр. ЦНИГРИ, 1960, М., вып. 30, стр. 135—157.
- Кропоткин П. А.* Исследования о ледниковом периоде.— Зап. Русск. геогр. о-ва по общей географии, 1876, т. 7, стр. 718.
- Кыштымов А. И.* Стратиграфия четвертичных отложений бассейна среднего течения реки Амгузмы (Чукотский полуостров).— В сб.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972, стр. 211—218.
- Лаврушин Ю. А.* Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969, стр. 177.
- Ли-Пин, Лю Син-Сун, Пань Юй-Шэи.* О штриховке пород под действием солифлюкции. *Dizhi Lunping, Geol. Rev.*, 1966, v. 24, No. 3, стр. 242—244.
- Лопатин И. А.* Об изборозженных и шлифованных льдом валунах и утесах по берегам Енисея к северу от 60° с. ш.— Зап. Русск. геогр. о-ва по общей географии, 1871, т. 4, стр. 293—328.
- Никольская В. В.* Морфоскульптура бассейна Амура. М., «Наука», 1972, стр. 294.
- Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 161, стр. 239.
- Alimen H.* Le Quaternaire des Pyrénées de La Bigorre. Paris, 1964, 394 p.
- Birkenmajer K.* Quaternary geology of Treskelen, Hornsund, Vestspitsbergen.— *Studia Geol. Polon.*, 1964, 11 (3), 185—196.
- Breuil H.* De l'importance de la solifluxion dans l'étude des terrains quaternaires du nord de la France et des pays voisins. *Rev. géographie phys. et géol. dynamique*, 1934, v. 7, pp. 269—331.
- Bruckner W. D., Anderson M. M.* Late precambrian glacial deposits in southeastern Newfoundland — a preliminary note.— *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 1971, v. 24, No. 1, 95—102.
- Engeln O. D., von.* Type form of faceted and striated glacial pebbles.— *Amer. J. Sci.* 5th ser., 1930, v. 19, No. 109, 9—16.
- Fairbridge R. W.* The Indian Ocean and the status of Gondwanaland. In: M. Sears (ed.) *Progress in oceanography*. Pergamon, Lnd, 3, 1965, 83—186.
- Flint R. F.* Glacial and quaternary geology. N. Y., 1971, 892 p.
- Geikie J.* The great ice age. Lnd, 1874, 850 p.
- Hamelin L. E., Cook F. A.* La périglaciaire par l'image. Québec, 1967, 234 p.

- Harrington H. J.* Glacial—like «striated floor» originated by debris—laden torrential water flows.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1971, v. 55, No. 8, 1344—1347.
- Heim A.* The glaciation and solifluxion of Minya Gonkar.—Geogr. J., 1936, v. 37, p. 444—454.
- Hodge E. T.* Exceptional morainelike deposits in Oregon.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1931, v. 42, No. 4, 985—1010.
- Holmes C. D.* Evolution of till-stone shapes, central New-York.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1960, v. 71, No. 11, 1645—1660.
- Hughes T. McK.* Criticism of the geological evidence for the recurrence of the Ice Ages. Pt. 1. Conditions of the surface of the boulders and the solid rock.—Cambridge Philos. Soc. Proc. (1893), 1895, v. 8, 98—112.
- Hughes T. McK.* Criticism of the geological evidence for the recurrence of Ice Ages. Pt. 111. On some scratched stones from the Permo-Carboniferous rocks of south-eastern Australia and their mode of origin.—Cambridge Philos. Soc. Proc. (1896), 1898, v. 9, 114—120.
- Nichols R. L.* Geomorphology of Inglefield Land, North Greenland. Udgivne at kommissionen for videnskabelige undersøgelser i Gronland. Kobenhavn, 1969, B. 188, No. 1, 109 p.
- Okamoto J.* Piedmont glaciation in the Taiga Forests of Ice Ages in Japan and Northern Italy similar to those now present in Southern Alaska. Internat. Geol. Congress, 24 session, 12 sec. Quatern. Geol. Montreal, 1972, 175—186.
- Porter S. C.* Quaternary glacial record in Swat Kohistan, West Pakistan.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, No. 5, 1421—1446.
- Scrivenor J. B.* The mudstreams («lahars») of Gunong Keloel in Java.—Geol. Mag. (Great Britain), 1929, v. 66, p. 433—434.
- Tufnell L.* Ploughing blocks with special reference to north-west England.—Biul. Pe-ryglacjalny, 1972, No. 21, 237—270.
- Wentworth C. K.* Striated cobbles in southern states.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1928, v. 39, No. 4, 941—954.
- Wentworth C. K.* An analysis of the shapes of glacial cobbles.—J. Sediment. Petrol., 1936, v. 6, No. 2, 85—96.
- Wentworth C. K.* The shapes of glacial and ice jam cobbles.—J. Sediment. Petrol., 1936, v. 6, No. 2, 97—108.
- Wentner E. L. von der Borch C. C.* Striated pebbles in a mudflow deposit, South Australia. Palaeo-geography-climatology-ecology, 1968, v. 5, No. 2, 205—211.
- Wright G. F.* Extra-morainic drift in the Susquehann, Lehigh, and Delaware Valleys. Acad. Nat. Sci Philadelphia Proc., 1892, 469—484, 1892.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
24.IV.1973

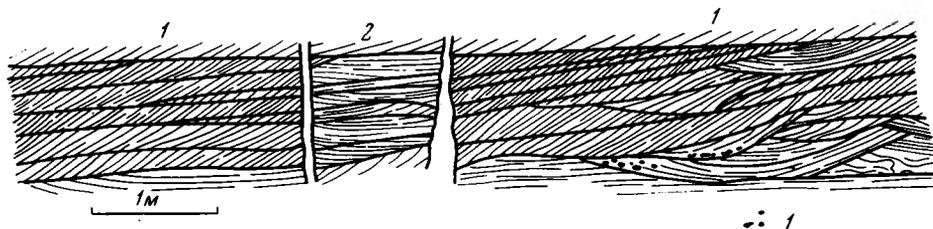
УДК 552.122 : 551.734(474)

ДВОЙНАЯ КОСАЯ СЛОИСТОСТЬ И УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

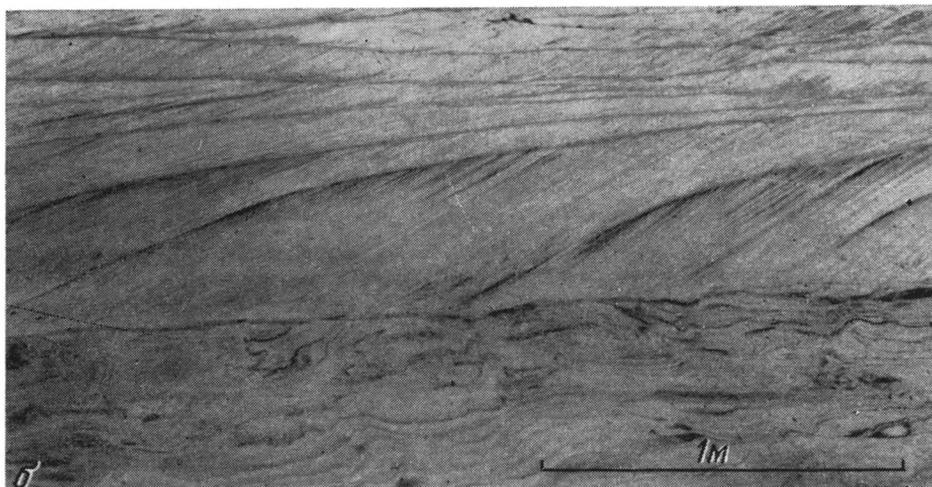
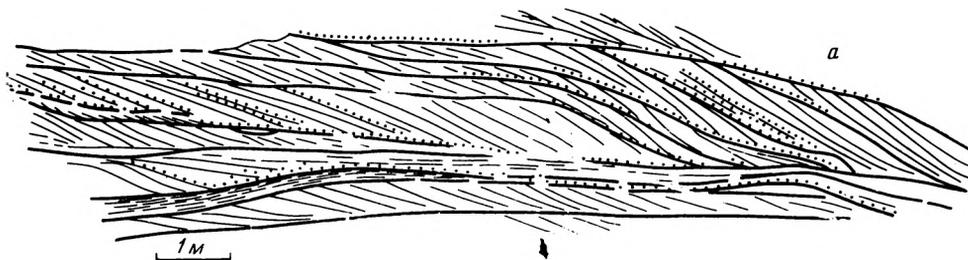
В. М. КУРШ

В песчаных породах довольно часто встречается интересная, но слабо еще изученная разновидность слоистости, которая, как нам известно, впервые отмечена в литературе С. Найтом (Knight, 1929), а П. Рейхе названа двойной косой слоистостью (Reiche, 1938). Впоследствии эта текстура упоминается в ряде работ (Ботвинкина, 1962; Гроссгейм, Рожков, 1967; Potter, Pettijohn, 1963; Bigarella, Salamini, 1967), а статья В. А. Гроссгейма и Л. С. Смирнова (1966) специально посвящена результатам ее исследования.

Двойная косая слоистость, как известно, представляет собой группы наклоненных в одну сторону серий (или слоев первого порядка), сложенных в свою очередь косослоистым песчаником. В последнем слойки (второго порядка) падают в ту же сторону, что и серийные швы, но под более крутым углом (26—30°), соответствующим углу естественного откоса песка в воде.



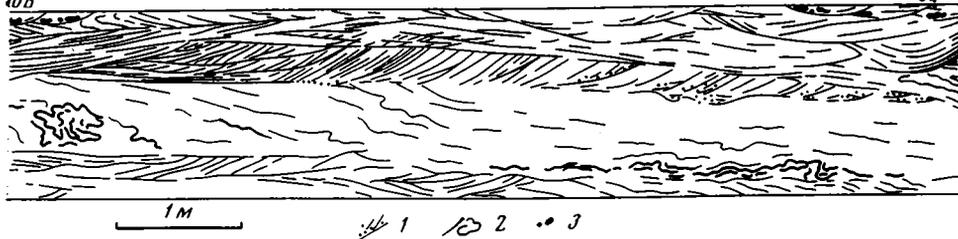
Фиг. 1. Пологонаклонная двойная косая слоистость
Карьер Бале (D_3^1) в ЛатвССР
Сечения: 1 — продольные, 2 — поперечные, 1 — катюши глины



Фиг. 2. Ступенеобразная косая слоистость
а — песчаные отложения близ дер. Мальцево, недалеко от г. Шацк (Ботвинкина, 1962); б — обнажение Сиединьезис (D_3^1) на правом берегу р. Гауя

При изучении литологии хорошо обнаженных средне- и верхнедевонских терригенных отложений Главного поля (Прибалтика, Псковская и Ленинградская области) получены новые данные, уточняющие ряд вопросов генезиса широко распространенной в этих отложениях двойной косой слоистости.

В зависимости от угла наклона серий можно выделить три разновидности двойной косой слоистости: пологонаклонную, ступенеобразную и крутопадающую. В литературе при описании двойной косой слоистости в качестве иллюстрации обычно приводится зарисовка ее пологонаклонной разновидности (Гроссгейм, Смирнов, 1966, рис. 1 и 2; Гроссгейм, Рожков, 1967, рис. 1), для которой в продольных разрезах характерны различные, но в целом пологие ($10-18^\circ$) углы падения серий. Встреча-



Фиг. 3. Крутопадающая двойная косая слоистость
Карьер Бале (D_3^1) в ЛатвССР. 1 — крупнообломочный материал; 2 — концентраты тяжелых минералов; 3 — катыши глины

ется также двойная косая слоистость с весьма незначительным ($2-8^\circ$) падением серийных швов в сторону потока (фиг. 1), представляющая собой переход к резко преобладающей в девонских терригенных отложениях Главного поля мульдобразной косой слоистости. Однако в отличие от последней в поперечных разрезах серии имеют плоские днища. Азимуты падения серийных швов и косых слойков в целом совпадают, но в отдельных сериях, что хорошо заметно при сравнении зарисовки поперечного и продольного сечений косослоистого тела на фиг. 1, а также показывают данные замеров, азимуты отклоняются на несколько десятков градусов.

Ступенеобразная косая слоистость распространена очень широко. Л. Н. Ботвинкина (1962) назвала ее наползающей. Зарисовка этой разновидности приведена также в статье В. А. Гроссгейма и Л. С. Смирнова (1966). В верхней части косослоистые тела наклонены полого, а далее, в сторону подошвы, серийный шов резко поворачивает вниз, не достигая лишь нескольких градусов до угла падения слойков (фиг. 2). По своей форме они напоминают хоккейную клюшку. Косые слойки в верхней части серии, а также серийный шов содержат много тяжелых минералов и имеют черный цвет. В случаях, когда пески содержат алеврит и слюдистый материал, в основании пологонаклонных и ступенеобразных серий залегает слоев сильно слюдистого песка мощностью до 2—3 см.

Крутопадающая двойная косая слоистость обычно связана со сравнительно маломощными сериями. Косослоистые серии этой разновидности (фиг. 3) состоят из примерно одинаковых по мощности пачек косых слойков, ограниченных более пологими плоскостями раздела, богатыми тяжелыми минералами и напоминающими нижнюю часть ступенеобразных серий. В ряде случаев, по-видимому, крутопадающая двойная косая слоистость не имеет самостоятельного значения, а возникает при размыве верхней пологой части ступенеобразных серий.

В северо-западной части зарисованной серии (фиг. 3) нижняя вогнутая часть косых слойков содержит много крупнозернистого песка, а к юго-востоку серии постепенно выполаживаются и переходят в пологонаклонную разновидность.

Азимуты падения серийных швов и косых слойков в ступенеобразных и крутопадающих сериях лишь незначительно (до 18°) отклоняются.

Первую попытку объяснить генезис двойной косой слоистости (ступенеобразной ее разновидности) предприняла Л. Н. Ботвинкина (1962). Высказано предположение, что эта текстура, представляющая одну из разновидностей сложной косой слоистости, возникает при увеличении скорости потока наносов, в результате чего происходит наползание каждой последующей серии на предыдущую. Допускается также, что направление течений постепенно изменилось, вследствие чего в плоскости обнажения видны различные по отношению к направлению потока сече-

ния серий. Как видно из приложенной к этой работе зарисовки, косые серии относятся к пологонаклонной и ступенеобразной разновидностям.

Типичные ступенеобразные серии встретили Ж. Бигарелла и Р. Саламини (Bigarella, Salamini, 1967) в песчаниках девона Бразилии. Согласно представлениям этих авторов, песчаники накапливались при заполнении депрессии дна бассейна седиментации постепенно продвигающейся мелкой дельтой.

Механизм формирования двойных косослоистых серий наиболее подробно описан в работе В. А. Гроссгейма и Л. С. Смирнова (1966). Эти авторы приходят к вполне справедливому выводу о формировании двойных косослоистых тел в результате деятельности единой гидродинамической системы. Допускаются резкие изменения скорости потока. Во время более интенсивных импульсов возникали крупные валы, а при уменьшении энергии на подветренной стороне валов поток отлагал разделяющие косые серии равнослойчатые¹ пески, а затем медленные струи формировали наклонные косослоистые серии.

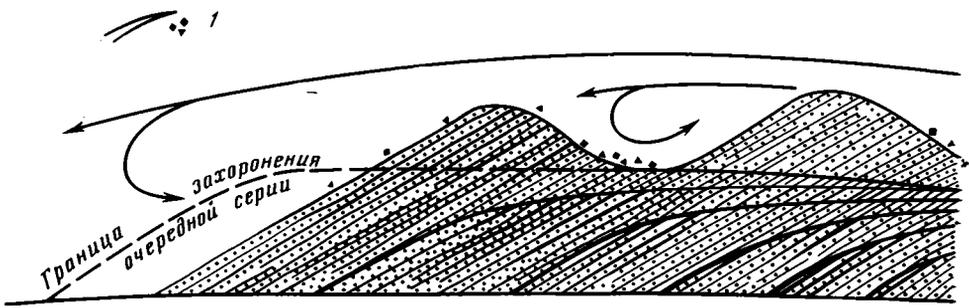
Такое объяснение механизма происхождения двойной косой слоистости вызывает некоторые возражения. Так, столь резкие периодически повторяющиеся изменения скорости течений не могут быть связаны с обычными режимами движения потока. Сезонные изменения гидравлического режима рек приводят к перестройке крупных паводковых гряд, но при этом формируются другие текстуры — переотлагается лишь материал вершин этих крупных гряд, а основание их захороняется (Знаменская, 1965).

Уменьшение скорости потока до первого режима, когда грядообразование не происходит, также ведет к другому конечному результату, чем накопление равнослойчатого песка, разделяющего косые серии, — образуется вогнуто-скорлуповатая слоистость. Как видно из иллюстраций к работе В. А. Гроссгейма и Л. С. Смирнова (1966), а также свидетельствуют наши наблюдения (фиг. 1, 2), смежные серии часто непосредственно примыкают друг к другу. Чаше всего это наблюдается в крупнозернистых и сортированных песчаниках, что хорошо согласуется с общепринятыми представлениями о формировании косой слоистости (Вейхер, 1948; Ботвинкина, 1962), — крупнозернистые хорошо сортированные пески переносятся волочением по дну, и в подвалье гряд попадает мало тонкозернистых взвешенных частиц.

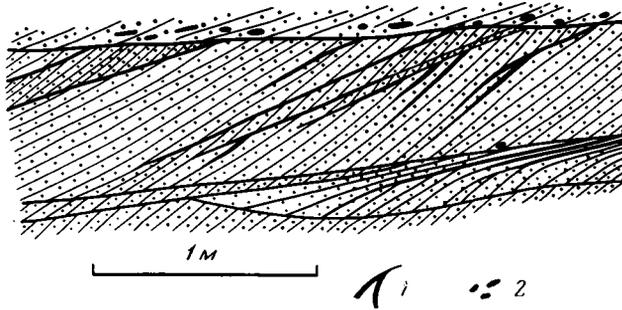
Противоположное имеет место при транспортировке мелкозернистого слюдистого материала, когда в зоне подвального завихрения потока осаждается много материала, формирующего в основании косой серии слойки слюдистого песчаника. Поэтому вряд ли необходимо для объяснения генезиса этих слойков какой-либо процесс, чем обычное для косослоистых серий выпадение из турбулентных течений в подвалье передвигающихся песчаных гряд.

Характерная особенность двойных косослоистых серий — большая их мощность, заметно превышающая мощность смежных одинарных серий. Так, гигантская серия мощностью 3,5 м встречена в третичных отложениях Подолии (Гроссгейм, Рожков, 1967). В девонских отложениях Главного поля двойные косослоистые серии также достигают мощности более 2 м (карьер Лава в Ленинградской области), 0,8 м (карьер Бале в ЛатвССР, фиг. 1), 1,3 м (обнажение Балта Клинтс, р. Гауя), а мощность смежных с ними серий не превышает 0,3—0,4 м. Связано это, как уже справедливо отмечено ранее (Bigarella, Salamini, 1967), с накоплением двойных косослоистых серий в углублениях дна бассейна седиментации. Борты этих углублений обнажены лишь в единичных случаях. Поэтому большой интерес представляет зарисовка Л. Н. Ботвинкиной, которая в несколько схематизированном виде показана нами на:

¹ Термин В. А. Гроссгейма и Л. С. Смирнова (1966).



Фиг. 4. Схема образования ступенеобразной косои слоистости
1 — концентраты тяжелых минералов



Фиг. 5. Сложная крутопадающая двойная косои слоистость.
Обнажение Кюес Йезис (D_3^1) на правом берегу р. Гауя.
1 — концентраты тяжелых минералов; 2 — катюши глины

фиг. 2, а и иллюстрирует соотношение двойной косои слоистости с рельефом дна бассейна.

Углубления возникают нередко в результате локальной эрозионной деятельности потоков. Другая причина их образования, по-видимому, — оплывание насыщенного водой песчаного материала, так как в основании двойных косослоистых серий залегают иногда сравнительно мощные слои с отчетливой текстурой сплывания (фиг. 2, 3). После оползания начинается размыв выступов и заполнение углублений, представляющих собой миниатюрные дельты.

Вследствие увеличения глубины бассейна над впадинами скорость потока постепенно уменьшается и равновесное движение песчаных гряд переходит в неравновесное. Охвостье передней гряды захороняется под наступающей задней грядой. Мощность зафиксированного в осадках охвостья гряды все увеличивается и, наконец, подходя к уступу дна бассейна, песок свободно осыпается (фиг. 4). В результате такого режима передвижения наносов образуются серии ступенеобразной разновидности. При образовании пологонаклонных серий скорость потока вниз по склону дна сохраняется постоянной.

Крутопадающая двойная косои слоистость образуется при резком падении скорости потока за уступом в рельефе дна. Песчаный материал, передвигающийся в условиях равновесного режима по ровной поверхности дна, за уступом осыпается и облекает его. Пульсационное поступление материала, которое нашло свое отражение в двойной косои слоистости, свидетельствует о грядном режиме транспортировки песчаного материала выше уступа. Подходя к последнему, удлиняется крутой подветренный склон гряды и начинается обильное осыпание материала. Затем накопление осадков практически прекращается, а завихрения потока вызывают некоторое сглаживание гребня уступа и выполаживание

угла его подветренного откоса. Этим объясняются различные углы наклона серийного шва и косых слоев последующей серии.

Как было отмечено, крутопадающие и ступенеобразные косые серии в зоне сочленения пачек косых слоев содержат много тяжелых минералов. Концентраты этих минералов возникают при осыпании за уступом охвостья песчаных гряд, где в результате торможения потока происходит накопление тяжелой фракции. Подобное отмечено при изучении вдольбереговых потоков в прибрежной части моря. При уменьшении скорости потока тяжелые минералы отстают от основной массы наносов и выпадают из взвеси (Ульст, 1968).

В случаях неправильной периодичности поступления к уступу песчаных гряд возникает сложная двойная косая слоистость (фиг. 5).

Таким образом, для образования двойной косой слоистости не требуется какого-либо специфического режима передвижения и накопления осадков, так как эта текстура связана с обычным для песчаных отложений грядным движением наносов, заполняющих локальные углубления дна бассейна седиментации.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.— Труды ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 59.
- Вейхер А. А. Предварительные сообщения о результатах наблюдения осадкообразования в речном русле.— В кн.: Литологический сборник, II. М., Гостоптехиздат, 1948.
- Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф. Донные течения тортонского бассейна Подольи.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1967, т. 42, № 2.
- Гроссгейм В. А., Смирнов Л. С. О новом типе косой слоистости.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 2.
- Знаменская Н. С. Использование грядового движения наносов при расчете русловых деформаций.— Тр. Гос. гидролог. ин-та, М., 1965, вып. 120.
- Ульст В. Г. Литологические критерии особенностей перемещения мелкообломочного материала в прибрежной зоне моря.— В сб.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.
- Bigarella J. J., Salamini R. Some paleogeographic features of the Brazilian devonian.— Bol. paran. geocienc., 1967, No. 21—22.
- Knight S. H. The Fountain and Casper Formation of Laramee Basin.— Univ. Wyo. Publ. Sci. Geol., I, 1929.
- Potter P. E., Pettijohn E. J. Paleocurrents and Basin Analysis. Springer, Berlin, 1963.
- Reiche P. An analysis of cross — lamination the Coconino Sandstone.— J. Geol., XLVI, 1938, No. 7.

ВНИИМОРГЕО
Рига

Дата поступления
5.IV.1972

УДК 550.4(575.3)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БОРА В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

Ю. Я. ВАЛНЕР

В последние годы ведутся интенсивные поиски геохимических методов реконструкции физико-химических условий формирования осадочных образований. Одно из перспективных направлений — использование для этих целей данных по распределению малых концентраций химических элементов в различных фациальных типах осадочных пород. Один из таких элементов — бор, однако его роль как геохимического индикатора окончательно не выяснена (Кейт, Дегенс, 1961; Хардер, 1965; Лебедев, 1967; Spears, 1965).

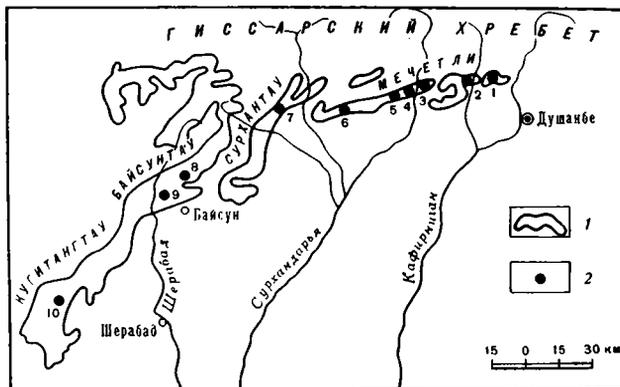
Цель настоящей работы — подсчет средних содержаний валового бора статистическими методами в юрских осадочных породах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта, образовавшихся в различных обстановках седиментации, и выявление его индикаторных свойств.

По данным А. П. Виноградова, кларк бора в литосфере — в среднем 0,0012%. Для глинистых пород и сланцев установлено в среднем бора 0,010%. В. Л. Барсуков (1968) установил в песчано-глинистых породах в среднем 0,0034% бора. Для некоторых литологических типов пород К. К. Турекьян и Р. Ведеполь приводят следующие количества бора, %: песчаники — 0,0035, глины — 0,010, карбонатные породы — 0,0020.

Однако все указанные средние содержания бора в осадочных поро-

Схематическая карта расположения опробованных юрских разрезов 1 — контуры выходов юрских отложений; 2 — места составления разрезов (числа на карте — разрезы):

1 — Лучоб; 2 — Ханака; 3 — Ташкутан; 4 — Ширкент; 5 — Оби-Заранг; 6 — Шаргунь; 7 — Хандиза; 8 — Санджар; 9 — Туода; 10 — Вандоб



дах приводятся без учета генезиса этих пород. В настоящее время предпринимаются попытки установления средних содержаний бора для различных структурных единиц земной коры в отдельных литологических типах пород с учетом условий их образования.

Исследуемые юрские отложения обнажаются на южных и юго-западных отрогах Гиссарского хребта, на крыльях современных антиклинальных структур: Мечетли, Сурхан-Тау, Байсун-Тау и Кугитанг-Тау. Всего изучено 10 разрезов (фигура). В структурном отношении исследуемый регион — межгорная впадина. Юрские отложения образуют сложно построенный полифациальный комплекс, в котором в результате детального литолого-фациального анализа, по методике П. П. Тимофеева (1969), выделены 65 генетических типов осадков, отнесенных к 26 фациям и 10 макрофациям. Сформировались они в результате трансгрессивно-регрессивной седиментации в условиях гумидного, а в верхах разреза (оксфорд, киммеридж-титонский ярус) — аридного климата. Сложены они чередующимися в разрезе аллювиальными, озерными, озерно-болотными, болотными и морскими отложениями и по возрасту разделяются на осадки нижней, средней и верхней юры (Безносов и др.). В строении разрезов участвуют разнообразные породы: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты, угли, мергели, различные известняки и сульфатные образования.

Бор определяли в породах количественным спектральным методом (Шиллинг, Пометун, 1959) при чувствительности — $1 \cdot 10^{-4}\%$. Ошибка анализа при двукратном определении $\pm 5\%$ относительных (таблица).

Согласно данным минералого-петрографических исследований, изучаемые отложения региона разделяются на две обособленные территории: восточная и центральная части южного склона Гиссарского хребта; западная часть южного склона Гиссарского хребта и его юго-западные отроги. Для первой характерен весьма пестрый терригенно-минералогический состав пород. Установлены олигомикто-кварцевая, граувакко-кварцевая и аркозо-кварцевая ассоциации. Количество акцес-

средние содержания и толерантные пределы колебаний бора в различных типах пород Гиссарского хребта (при 95%-ном доверительном уровне)

Южный склон Гиссарского хребта				
литологический тип породы	генезис породы	количество анализов	S	$\bar{x} \pm 2S$
Конгломерат	Аллювиальный	8	0,0022	0,0034 \pm 0,0044
Гравелит	»	24	0,0015	0,0035 \pm 0,0030
Песчаник	»	16	0,0021	0,0055 \pm 0,0042
»	Озерный и озерно-болотный	2	0,00077	0,0105 \pm 0,00154
Алевролит	Аллювиально-озерный и озерно-болотный	40	0,0025	0,0090 \pm 0,0050
Аргиллит	»	20	0,0022	0,0103 \pm 0,0044
Углистый аргиллит	Озерный и озерно-болотный	3	0,0011	0,0117 \pm 0,0022

Юго-западные отроги Гиссарского хребта				
литологический тип породы	генезис породы	количество анализов	S	$\bar{x} \pm 2S$
Гравелит	Аллювиальный	11	0,0015	0,0034 \pm 0,0030
»	Морской	2	0,0032	0,0062 \pm 0,0064
Песчаник	Аллювиально-озерный и озерно-болотный	20	0,0024	0,0049 \pm 0,0048
»	Морской	46	0,0034	0,0071 \pm 0,0068
Алевролит	Аллювиально-озерно-болотный	30	0,0026	0,0069 \pm 0,0052
»	Крупно-озерный	15	0,0042	0,0090 \pm 0,0084
»	Морской	71	0,0054	0,0135 \pm 0,0108
Аргиллиты	Аллювиально-озерный и озерно-болотный	9	0,0012	0,0064 \pm 0,0024
»	Крупно-озерный	8	0,0011	0,0100 \pm 0,0022
»	Морской	31	0,0045	0,0180 \pm 0,0090
Углистый аргиллит	Озерный, озерно-болотный	13	0,0019	0,0053 \pm 0,0038
Мергель	Морской	7	0,0017	0,0051 \pm 0,0034
Известняк	»	61	0,0020	0,0032 \pm 0,0040
Загипсованная глина	»	2	—	0,013
Гипс	»	5	0,0002	0,0013 \pm 0,0004

сорного турмалина в их тяжелой фракции 25—40% (Бебешев, 1971). Для второй типичны более зрелые терригенно-минеральные ассоциации: мономинерально-кварцевая и олигомикто-кварцевая. Содержание турмалина в тяжелой фракции — 10—20%. Состав глинистых минералов в основном каолинитовый и гидрослюдистый, в виде примеси присутствуют хлорит и монтмориллонит.

Для выявления основных закономерностей распределения валового бора в изучаемых юрских отложениях вначале были рассчитаны его средние содержания (\bar{x}) и среднеквадратичные отклонения (S) для отдельных типов пород, образованных за счет различных обстановок осадконакопления: аллювиальной, мелкой озерной и озерно-болотной, крупно-озерной, морской гумидной и морской аридной. В случае континентальных отложений эти расчеты проводились в отдельности для южного склона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов. Для морских отложений среднее содержание бора по типам пород выводилось без учета областей питания в связи с тем, что в морском бассейне происходило усреднение материала. Далее, для вывода общих средних содержаний бора в основных литологических типах пород изучаемого региона в целом была проведена статистическим методом оценка значимо-

сти различий его содержаний в породах, образовавшихся в определенных обстановках осадконакопления, с учетом двух областей питания. Сравнение проводилось по критерию Фишера (1) и Стьюдента (2) (Пустыльник, 1968):

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}, \text{ где } S_1^2 > S_2^2; \quad (1)$$

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}}. \quad (2)$$

Результаты показали, что по уровню концентрации бора в алевролитах и аргиллитах исследуемый регион значимо разделяется на две самостоятельные территории по областям питания (южный склон Гиссарского хребта и его юго-западные строгии); кроме того, по содержанию бора однотипные породы значимо разделяются по t -критерию в отдельных случаях и по F -критерию в зависимости от обстановок осадконакопления. Особенно ярко это выражено в случае пород существенно глинистого состава (алевролиты и аргиллиты).

Этот факт указывает на необходимость вычисления средних содержаний бора для двух территорий в отдельности с учетом обстановок осадконакопления. Окончательные средние содержания бора в различных типах пород и их толерантные пределы с учетом генезиса пород и областей питания приведены в таблице. Как видно из этих данных, количество бора во всех типах пород постепенно увеличивается от аллювиальной обстановки осадконакопления через озерные и озерно-болотные к морским. Особенно четко эта тенденция наблюдается в глинистых породах (мелкозернистые алевролиты, аргиллиты)*. При этом в осадках аллювиальной и озерно-болотной обстановок южного склона Гиссарского хребта обнаруживаются несколько повышенные содержания бора по сравнению с таковыми для аналогичных осадков в его юго-западных отрогах.

Эти небольшие различия прежде всего объясняются влиянием области питания. При формировании отложений южного склона Гиссарского хребта размыву подвергались разнообразные бороносные осадочно-метаморфические и гранитоидные породы палеозоя Гиссарского и частично Каратегинского хребтов, где среди гранитоидных пород отмечаются турмалинизированные гранодиориты и аплитовидные турмалиновые граниты (Баратов, 1966). При образовании осадков юго-западных отрогов Гиссарского хребта обломочный материал приносился в основном из кор выветривания и из нормальных гранитоидных пород западной части Гиссарского батолита. Широкое развитие в прошлом кор выветривания на различных породах палеозоя западной части Гиссарского хребта отмечено в работах Е. С. Балагуровой и др. (1963) и Б. А. Богатырева (1970).

В разнообразных известняках и гипсах обнаружены низкие концентрации бора, близкие к кларковым его содержаниям в литосфере. Как видно из полученных данных, для исследуемого региона во всех типах пород, за исключением гипсов, характерны содержания бора, значительно превышающие кларковые. Особенно четко это выражено для пород южного склона Гиссарского хребта.

Таким образом, можно считать исследуемый регион бороносной провинцией. С другой стороны, по содержанию бора в аргиллитах значимо разделяются пресноводные (аллювиальные, мелкие озерные и озерно-болотные), солоноватоводные (крупно-озерные) и нормально соленые (морские гумидные и аридные) отложения, что может быть использовано при палеогеографических построениях.

- Балагурова Е. С., Кочнев А. Е., Троицкий В. И.* Фациально-палеогеографическая характеристика бокситов южного Узбекистана.— Тр. Главгеологии УзССР, Ташкент, 1963, вып. 3.
- Баратов Р. Б.* Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанные с ними оруденения. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1966.
- Барсуков В. Л.* Распространенность бора в изверженных и осадочных породах земной коры.— В кн.: Геохимия эндогенного бора. М., «Наука», 1968.
- Бибешев И. И.* Терригенно-минералогические ассоциации нижне-среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
- Богатырев Б. А.* Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— В сб.: Геология и минералогия коры выветривания М., «Наука», 1970.
- Кейт М., Дегенс Э.* Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В сб.: Геохимические исследования, М., ИЛ, 1961.
- Лебедев Б. А.* Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов.— Геохимия, 1967, № 8.
- Пустыльник Е. И.* Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., «Наука», 1968.
- Тимофеев П. П.* Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— М., «Наука», 1969.
- Хардер Г.* Геохимия бора. М., «Недра», 1965.
- Шиллинг М. Л., Пометун Е. А.* Спектральное определение бора в горных породах.— Заводск. лаборатория, 1959, т. 25, № 12.
- Spears D. A.* Boron in some British Carboniferous sedimentary rocks.— Geochim. et cosmochim. acta. 1965, v. 29, No. 4.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
3.I.1974

УДК 553.63 : 551.734 (571.5)

О СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СЕВЕРНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗ. ЛАМА (северо-запад Сибирской платформы)

**Р. Г. МАТУХИН, С. Р. ПАШКЕВИЧ, П. Н. СОКОЛОВ;
Е. А. ЧЕРЕВКОВ**

Первые сведения о наличии девонской каменной соли в районе пос. Талнах и на западном берегу оз. Пясино (фиг. 1) позволили установить приуроченность солевых залежей к мантуровской и фокинской свитам соответственно эйфельско-раннеживецкого и позднефранско-фаменского возрастов (Бгатов и др., 1967, 1968; Матухин, 1969). Проведенные на этой территории дополнительные буровые и горные работы показали, что мощность обеих залежей 20—30 м.

Анализы геолого-тектонических особенностей региона, литологического состава девонской толщи и реконструкция условий ее накопления свидетельствовали о возможности обнаружения в Норильском районе, севернее и северо-восточнее его не только аналогичных по размерам, но и более мощных солевых залежей (Бгатов и др., 1967).

В 1971 г. буровые работы, проведенные Норильской комплексной геологоразведочной экспедицией КГУ на Микчандинской площади (фиг. 1), показали правильность такого предположения и дали интересный дополнительный материал о масштабе девонского галогенеза на севере Сибири.

Микчандинская площадь в структурном плане приурочена к зоне сочленения Тунгусской синеклизы и Норильско-Хараелахского прогиба.

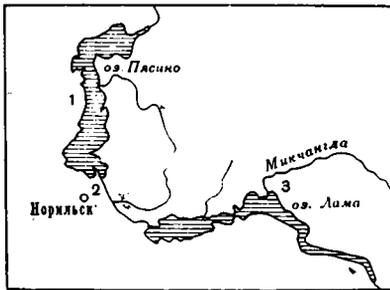
Здесь по данным бурения установлена антиклинальная субширотная складка, фиксируемая по выклиниванию и уменьшению мощностей пород среднего и верхнего девона к ее сводной части. Предположительно ось складки проходит по руслу среднего течения р. Микчанда. Установленная антиклиналь осложнена грабеном с амплитудой сбросов порядка 500—550 м.

На крыльях складки в скважинах МД-10 и МД-15 вскрыты соленосные отложения среднего девона.

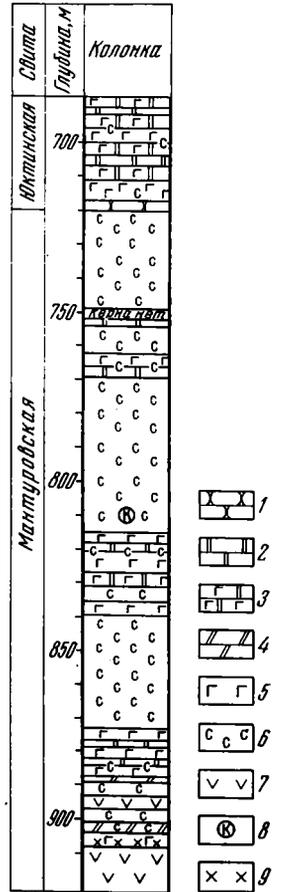
Полученные в результате бурения новые данные о геологическом строении района еще раз подтверждают сделанный ранее вывод (Старосельцев, Сулимов, 1969): ось Хантайско-Рыбнинского вала, ранее про-

Фиг. 1. Места обнаружения девонских солей в северо-западной части Сибирской платформы
Цифры на схеме: 1 — западный берег оз. Пясино; 2 — пос. Талнах; 3 — Микчандинская площадь

Фиг. 2. Строение соленосной толщи на Микчандинской площади (скв. МД-10) (эйфельский и живетский ярусы среднего девона)
1 — песчаник; 2 — доломит; 3 — доломит-ангидрит; 4 — доломитовый мергель; 5 — ангидрит; 6 — каменная соль; 7 — долерит; 8 — вкрапленность сильвина; 9 — скарированная порода



Фиг. 1



Фиг. 2

водимая в район нижнего течения р. Микчанда, погружается в междуречье Аякли — Таликита, где установлено, что лагунно-континентальные угленосные образования верхнего палеозоя залегают на размытой поверхности лудловского яруса верхнего силура.

Наиболее полно характеристику соленосной толщи среднего девона можно составить по ядру скв. МД-10, пробуренной примерно в 10 км восточнее устья р. Микчанда (фиг. 1) и вскрывшей в интервале 719,7—906,0 м соленосную толщу мантуровской свиты (фиг. 2). Бурение скважины остановлено на глубине 922,3 м в интрузии долерита.

Описываемая толща сложена в основном пластами каменных солей мощностью 2—47 м, разделенных редкими прослоями (1,5—14 м) карбонатно-сульфатных образований.

Каменная соль массивная или мелкослоистая, полупрозрачная до непрозрачной, реже прозрачная розовая, светло-коричневая или серая, со стекляннм блеском и зернистым изломом. Сложена она обычно хорошо сцементированными крупными (до 1,5—2, редко 5 см) кристаллами галита неправильно-полигональной, реже кубической формы. В средней и верхней частях толщи встречаются прослои светло-серой слабо сцементированной и рыхлой равномернo-среднезернистой каменной соли мощностью до 2,0 м, по своему строению напоминающей соль «гранатку». Каменные соли описываемого разреза содержат, как правило, заметную (до 5,7, редко 10,2%) примесь ангидритового или карбонатно-глинисто-ангидритового материала. В средних частях наиболее крупных соляных залежей каменные соли обогащаются примесью терригенного материала алевритовой и иногда песчаной размерности. Терригенный материал концентрируется обычно между крупными кристаллами галита в виде неправильных угловатых линзообразных включений и реже образует самостоятельные тонкие (до 0,4 м) прослойки. В этих участках можно наблюдать постепенные переходы от почти чистых каменных солей через глинисто-алеvритовые галититы к сильно засоленным алевритам, а в верхней части соленосной толщи — к засоленным песчанникам.

Под микроскопом отчетливо видно, что описываемые каменные соли в различной степени перекристаллизованы и обнаруживают разнозернистую гранобластную, реже стекловатую структуру. Большая часть их состоит из прозрачными изотропными субидiomорфными изометрично-полигональными и реже идиоморфными (кубическими) кристаллами галита различной размерности. По величине галитовых зерен нами выделяются мелко- (до 1 мм), средне- (до 10 мм) и крупнозернистые (более 10 мм) структуры. Преобладают две последние. Границы между отдельными зернами подчеркиваются скоплениями микро- и тонкозернистого галопелитового или ангидритового материала, а чаще — межкристальной рапы. Иногда границы между кристаллами галита под микроскопом не улавливаются, что обусловлено стекловатой структурой породы. Первичная зонально-кристаллическая структура каменной соли отмечается лишь в сравнительно редких случаях, при этом она, как правило, плохо сохраняется. Реликты этой структуры, отмечаемые в отдельных шлифах из верхних горизонтов описываемой толщи, подчеркиваются мелкими «отрицательными» кристаллами, выполненными маточной рапой и располагающимися по граням куба; реже они улавливаются по включениям тонкозернистого ангидритового или галопелитового материала, также располагающегося по граням куба.

В качестве сингенетичной примеси в отдельных образцах из нижней половины описываемой толщи отмечаются редкие мелкие (до 0,16 мм) включения сильвина округлой, каплевидной и неправильной дендритовидной формы. На глубине 811,0—811,5 м в светло-розовой каменной соли встречены единичные мелкие (до 1 мм) округлые вкрапленники темно-розового сильвина.

Значительно чаще в каменных солях встречается примесь ангидрита, доломита и аутигенного кварца.

Ангидрит присутствует главным образом в виде удлиненно-призматических тонкозернистых агрегатов со структурами «груды кирпичей» и реже «груды игл», сгруппированных в мелкие гнезда и линзообразные залежи неправильной, часто сутурообразной, формы шириной до 3—4 мм. Последние хаотично разбросаны между крупными кристаллами галита либо вытягиваются в субпараллельные цепочки, создавая прерывистую линзообразную слоистость. Образование таких микрослойков ангидрита связано, вероятно, с сезонными понижениями степени солености вод солеродного бассейна. Нередко в смеси с тонкозернистым ангидритом в сезонных микрослойках присутствует пелито-

морфный глинистый и микрозернистый карбонатный (доломитовый) материалы. При этом глинистое вещество часто окрашено окислами железа в бурый или светло-коричневый цвета.

Кроме удлиненно-призматических тонкозернистых агрегатных образований, представляющих собой в большинстве случаев псевдоморфозы ангидрита по гипсу, ангидрит в каменных солях часто отмечается в виде разрозненных относительно крупных (0,08—0,5, редко до 1,0 мм) короткопризматических кристаллов, располагающихся внутри галитовых зерен и в промежутках между ними. В этих ангидритовых кристаллах почти постоянно присутствуют включения мелких призмочек и округлых пузырьков маточной рапы, располагающихся более или менее четкими прямолинейными рядами параллельно граням призмы, т. е. по зонам роста кристаллов. Это свидетельствует о синседиментационном происхождении последних.

Такой вывод не противоречит данным Д. Дж. Кинсмана (Kinsman, 1965), который, изучая современные осадки в лагунах Персидского залива, установил, что большая часть гипса и ангидрита в них — результат прямого осаждения из рассолов. С. К. Кропачева (1970) путем термодинамических расчетов и детальных минералогических исследований верхнетортонских эвапоритов Предкарпатья также пришла к выводу, что ангидрит вместе с гипсом накапливается в солеродных лагунах при седиментогенезе.

Доломит кроме микрозернистых агрегатов, наблюдающихся в смеси с галопелитом и ангидритом в тонких «сезонных» прослойках, иногда присутствует и в виде отдельных крупных (до 0,2—0,4 мм) ромбоэдрических кристаллов или их сростков, редко рассеянных в галите. В отдельных образцах из верхних горизонтов мантуровской свиты среди карбонатной примеси в галите отмечаются редкие сферолитовые агрегаты анкерита (?) диаметром до 0,32 мм.

В виде отдельных хорошо образованных кристаллов в солях наблюдается аутигенный кварц. Кристаллы его длиной до 0,35, редко до 0,5 мм имеют дипирамидальные вершинки. Иногда отмечаются их сростки. Кварцевые кристаллы распространены вблизи галопелитовых линзочек и на значительном удалении от них внутри галитовых зерен. Реже встречаются одновершинные кварцевые кристаллы, прикрепленные к галопелитовым линзам и как бы растущие на них. В некоторых кварцевых кристаллах присутствуют микровключения маточной рапы, располагающиеся по граням призмы и пирамиды. Первично зональное строение кварцевых кристаллов свидетельствует о синседиментационном их происхождении в каменных солях мантуровской свиты. Вопрос о возможности выпадения кремнистого вещества в осадок в виде кристаллического кварца, минуя стадию геля, в солеродных бассейнах различного возраста детально рассмотрен и положительно решен в работах Е. Франца (Franz, 1967), В. И. Седлецкого и др. (1971), П. Н. Соколова (1971) и др. По-видимому, в девонском эвапоритовом бассейне севера Сибирской платформы условия формирования аутигенного кварца не имели принципиальных отличий от таковых других солеродных бассейнов, рассмотренных вышеперечисленными исследователями.

В густо окрашенных разностях каменных солей в том или ином количестве присутствуют мелкие (до 0,10, редко до 0,15 мм в поперечнике) пластинки красного и красно-коричневого гематита гексагональной, реже неправильно-полигональной формы. Они более или менее равномерно рассеяны внутри кристаллов галита, реже — коротко-призматических зерен ангидрита и, как правило, концентрируются вблизи галопелитовых линзочек и слойков и реже внутри их. Гораздо чаще окислы железа в каменных солях присутствуют в виде пелитоморфного пигментирующего материала в смеси с галопелитом.

Кроме вышеперечисленных аутигенных образований в прослоях каменных солей, залегающих между мощными пластами ангидритов либо непосредственно выше их, в ряде случаев наблюдалась вкрапленность мелких (до 0,05—0,1 мм) правильно ограненных кристаллов пирита, редко рассеянных в галитовой основной массе. Иногда они концентрируются в небольшие гнездообразные включения неправильной формы.

В приконтактовых с интрузиями долеритов зонах в каменных солях наблюдаются новообразования амфиболов из группы актинолита (тремолит?), группирующихся в виде гнезд радиально-лучистого строения. Отдельные кристаллы имеют игольчатые, реже длиннопризматические формы. Здесь же широко развиты тонкочешуйчатые агрегаты светло-желто-зеленого хлорита, часто сферолитового строения. В каменных солях, выполняющих многочисленные трещины в долеритах, наряду с минералами из группы актинолита и хлоритом широко распространен кварц, растущий в виде правильных одновершинных кристаллов и их друзовидных сростков на стенках трещин. Длина этих новообразованных кристаллов нередко до 1—1,5 см.

Кроме аутигенных минералов в каменных солях мантуровской свиты в различных количествах присутствует примесь терригенного и глинистого материалов. Терригенные образования алевритовой размерности представлены полуокатанными зернами кварца и полевых шпатов, реже мелкими чешуйками слюды и микррозернистыми агрегатами хлорита. В отдельных прослоях средних и нижних горизонтов толщи встречаются округлые агрегаты пелитоморфных окислов титана (лейкоксен), иногда отмечаются магнетит, девитрифицированное (лейкоксенизированное и хлоритизированное) вулканическое стекло и циркон.

Глинистое вещество, по предварительным оптическим характеристикам, представлено преимущественно гидрослюдой и хлоритом. Для уверенного решения этого вопроса необходимо провести дополнительные, более детальные исследования с привлечением рентгеноструктурного анализа.

По химическому составу каменные соли описываемого разреза характеризуются относительным непостоянством. По результатам пламенно-фотометрического анализа, проведенного в лаборатории СНИИГГИМСа, содержание хлористого натрия в них в основном 97,5—81,3%, иногда до 68,6—63,5%. В отдельных прослоях, обогащенных значительной примесью галопелитового вещества, содержание хлористого натрия до 50%. Примесь хлористого калия незначительна и, как правило, не превышает 0,2%. Только в единичных прослоях в средней части разреза его содержание почти до 0,5%. Хлористого магния в каменных солях — сотые доли процента. Однако в тонких засолоненных алевролитовых прослойках (глубина 858,5 и 887,5 м) в нижней половине разреза наряду с относительно повышенными содержаниями хлористого калия отмечаются также повышенные (до 0,3—1,1%) содержания хлористого магния. Это указывает на возможное присутствие в них карналита в количествах до 1—1,5%.

Содержание сульфата кальция 0,81—5,76%, в отдельных сильно загрязненных прослоях каменных солей — до 16,27%.

Заканчивая литолого-минералогическую характеристику каменных солей, вскрытых скв. МД-10, следует отметить, что это первично седиментационные в различной степени перекристаллизованные образования. Об этом свидетельствуют широко распространенная совершенно ненарушенная сезонная слоистость в них и реликты «лодочек» или «ворончечек» в отдельных кристаллах галита, обусловившие их зонально-зернистое строение. Зонально-зернистые структуры каменных солей, по мнению большинства исследователей, несомненно, свидетельствуют о первично осадочном их происхождении. Зернистые каменные соли могли образоваться «...на дне солеродного бассейна или в полостях, заполнен-

ных маточной рапой наподобие формирования современных массовых скоплений кубического галита так называемой «соли гранатки», минуя стадию «лодочек» и зонального роста» (Яржемский, 1967, стр. 126).

Исходя из приведенных материалов, можно полагать, что в окрестностях оз. Лама находилась окраинная зона среднедевонского солеродного бассейна, в котором концентрация рапы доходила до стадии садки галита. Встречающиеся в нижней половине разреза микровкрапленники сильвина образовались скорее всего за счет пузырьков маточной рапы, захваченной галитовыми кристаллами в процессе их роста. Однако наличие единичных вкрапленников сильвина, различимых невооруженным глазом (до 1 мм), и присутствие хлористого магния в тонких глинисто-алевритовых прослойках в количествах более 1% от общего объема породы, свидетельствуют о возможном повышении концентрации рапы до стадии садки сильвина, а иногда, возможно, и карналлита. Для разрешения этих вопросов необходимо провести специальные буровые работы с тщательным отбором керна в более погруженных участках. Наиболее же перспективной в отношении обнаружения калийных солей девона мы по-прежнему считаем область Усть-Енисейской и Хатангской впадин. Южнее же соленосные отложения девона, видимо, будут прослежены через бассейн р. Имангда, вплоть до Хантайского озера.

ЛИТЕРАТУРА

- Бгатов В. И., Казаринов В. П., Матухин Р. Г., Нестеровский В. С. О перспективах калиеносности девонских отложений севера Сибирской платформы.— Геол. и геофизика, 1967, № 4.
- Бгатов В. И., Матухин Р. Г., Меннер В. В., Фрадкин Г. С. Соленосность девона Сибирской платформы.— В сб.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1968.
- Кропачева С. К. О взаимоотношении гипса и ангидрита в верхнетортонских хемогенных отложениях Предкарпатья.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 8. Изд-во Львовск. ун-та, 1970.
- Матухин Р. Г. Девонская часть Норильского района.— Бюл. науч.-техн. инф., серия Регион. геол. и методика геол. картиров., № 2, ВИЭМС, М., 1969.
- Седлецкий В. И., Труфанов В. Н., Мельникова Е. М. Некоторые особенности образования аутигенного кварца в солеродных бассейнах.— Геол. и геофизика, 1971, № 5.
- Соколов П. Н. Этапы соленакопления в кембрии Иркутского амфитеатра.— Геол. и геофизика, 1971, № 11.
- Старосельцев В. С., Сулимов И. Н. Верхнепалеозойский структурный ярус.— В кн.: Основы геологии и нефтегазоносность запада Сибирской платформы. Л., «Недра», 1969.
- Яржемский Я. Я. Калийные и калиеносные галогенные породы. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Kinsman D. J. J. Dolomitization and evaporite development, including anhydrite, in lagoonal sediments, Persian Gulf.— Geol. Soc. America spec. Paper., 1965, No. 82.
- Franz E. Zur Frage der Genese authigener idiomorpher Quarze im Salinar.— Z. angew. Geol., 1967, 13, No. 3.

СНИИГГИМС
Новосибирск
Комплексная геологоразведочная
экспедиция
Норильск

Дата поступления
9.III.1972:

О ВЗАИМОСВЯЗИ КАЛИЙНЫХ ГОРИЗОНТОВ С КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫМИ СОЛЯНЫМИ СТРУКТУРАМИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

В. С. КОНИЩЕВ

Соляная тектоника в Припятском прогибе активно проявилась в нижней части верхнефаменской соленосной формации (галитовой субформации или подтолще). Она сложена преимущественно галитом: соляные пласты мощностью до 200 м и более переслаиваются с пластами ангидрита, доломита, доломито-ангидритовых и галито-ангидритовых пород мощностью до 20—30 м. Соленасыщенность разреза подтолщи 80—96%. На соляных поднятиях внутренняя структура галитовой подтолщи нарушена в результате проявления соляной тектоники, а ее мощность резко изменяется до 77 м в межкупольных зонах и до 3240 м в сводах соляных поднятий.

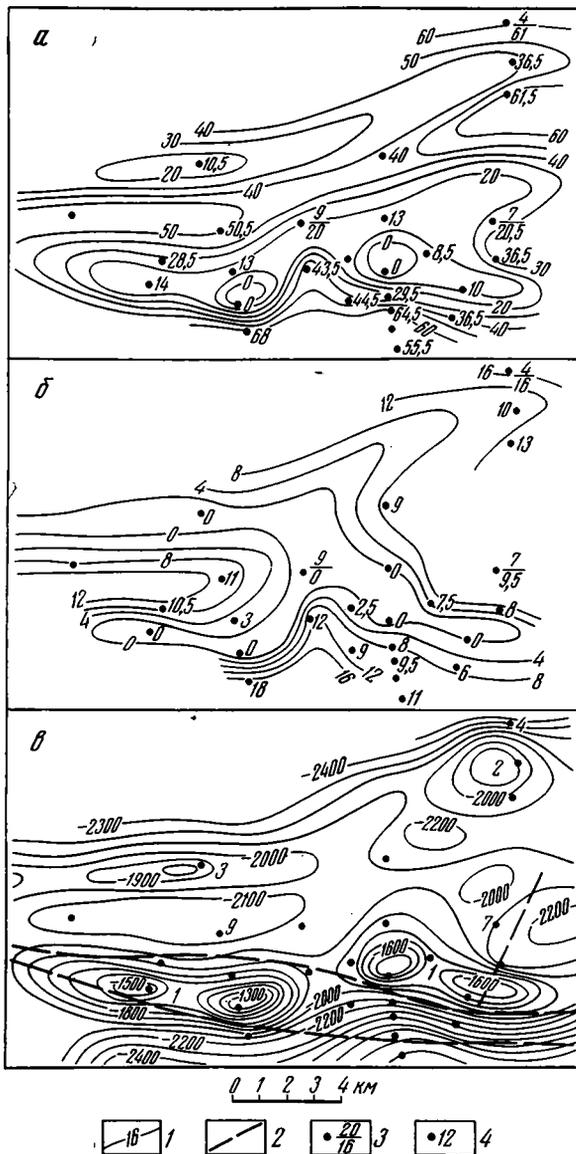
Верхняя часть верхнефаменской формации (глинисто-галитовая или калиеносная подтолща) — полициклическая субформация. Она сложена часто переслаивающимися пластами каменной соли мощностью 3—40 м, карбонатных глин и мергелей мощностью до 30—40 м и более, калийных солей. Соленасыщенность разреза до 50—70%. Соляная тектоника в ней не проявилась, и пласты хорошо прослеживаются по скважинам на десятки километров. Мощность субформации достигает в межкупольных зонах 2073 м, к сводам соляных структур она сокращается иногда до полного выклинивания.

Изучение особенностей распределения мощностей пачек калиеносной субформации на соляных поднятиях прогиба позволило установить их значительное послонное сокращение к сводам соляных поднятий. Это рассматривалось нами как доказательство конседиментационного роста соляных поднятий вследствие проявления соляной тектоники в галитовой подтолще во время накопления глинисто-галитовой подтолщи до отложения более плотных, чем соль, надсолевых образований (Конищев, 1970). Однако послонное сокращение мощностей пачек глинисто-галитовой подтолщи к сводам соляных поднятий может быть объяснено также их последующим растяжением при росте поднятий во время накопления надсолевых отложений.

Хорошим индикатором тектонического процесса, позволяющим изучать конседиментационное развитие тектонических структур, являются калийные горизонты. Многочисленными исследованиями в Припятском прогибе (Лупинович и др., 1969) и других областях развития калиеносных формаций (Иванов, Воронова, 1972) установлен тектонический контроль формирования и распространения калийных горизонтов и связь залежей калийных солей с отрицательными тектоническими структурами, развивавшимися конседиментационно.

С целью изучения конседиментационного роста соляных структур во время соленакопления были рассмотрены особенности площадного распространения калийных горизонтов на Давыдовской, Мормовичской и Шатилковской площадях, где пробурено много глубоких поисковых и разведочных скважин. Это позволяет выяснить закономерности распространения калийных горизонтов и их связь со структурой подстилающих отложений. В разрезе калиеносной подтолщи по диаграммам ГК, НГК и кавернометрии здесь выделяется более 15 калийных горизонтов, для которых построены карты мощностей. Их сопоставление со структурной картой по кровле галитовой подтолщи и схемой расположения разломов позволяет судить о влиянии соляных структур и разломов на формирование и распространение калийных горизонтов.

Фиг. 1. Карты суммарных мощностей калийных горизонтов (а), мощностей третьего калийного горизонта (б) и структурная карта кровли галитовой подтолщи (в) Давыдовской (1), Шатилковской (2) и Мормовичской (3) площадей: 1 — изогицы и изопакиты; 2 — разрывные нарушения по межсолевым и нижележащим отложениям; 3 — скважины (в числе номер, в знаменателе мощность, м); 4 — мощность калийных горизонтов

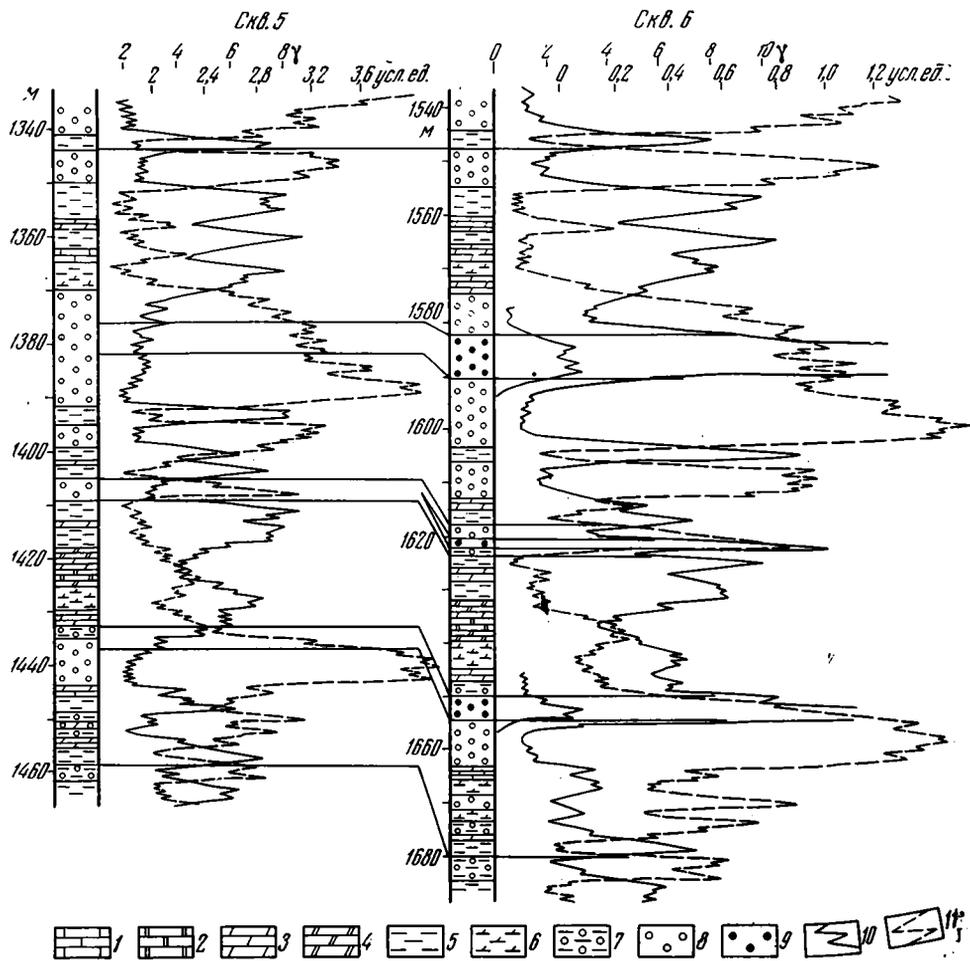


По поверхности галитовой подтолщи, определяющей структуру вышележащей калиеносной субформации, на площади выделяется ряд субширотно ориентированных брахиантеклинальных и куполовидных поднятий и сопряженных с ними депрессий (фиг. 1, в).

Закономерности распределения мощностей самого древнего калийного горизонта, расположенного в верхней части галитовой подтолщи, определяются преимущественно разломной тектоникой; по-видимому, процессы пластического течения соли в это время заметно не проявились. Отсутствие же горизонта в сводах ряда соляных поднятий на Давыдовской площади вызвано последующей переработкой этой части галитовой подтолщи соляной тектоникой. Это доказывается полной потерей корреляции разрезов галитовой подтолщи по скважинам в сводовых частях, в том числе в верхней части подтолщи, вмещающей калийный горизонт. На крыльях соляных поднятий верхняя часть галитовой подтолщи с калийным горизонтом сопоставляется по скважинам довольно уверенно. Вышележащие калийные горизонты в калиеносной подтолще не затронуты соляной тектоникой: вмещающие их отложения повсеместно достаточно уверенно и в деталях сопоставляются по каротажным диаграммам скважин.

Особенности распространения калийных горизонтов калиеносной подтолщи хорошо увязываются со структурным планом кровли галитовой подтолщи: эти горизонты отсутствуют в сводах соляных поднятий, появляются на крыльях и имеют максимальные мощности в мульдах. Достаточно четко эта закономерность прослеживается на карте мощностей калийного горизонта, являющегося аналогом третьего калийного горизонта Старобинского месторождения, и карте суммарных мощностей всех

Особенности распространения калийных горизонтов калиеносной подтолщи хорошо увязываются со структурным планом кровли галитовой подтолщи: эти горизонты отсутствуют в сводах соляных поднятий, появляются на крыльях и имеют максимальные мощности в мульдах. Достаточно четко эта закономерность прослеживается на карте мощностей калийного горизонта, являющегося аналогом третьего калийного горизонта Старобинского месторождения, и карте суммарных мощностей всех



Фиг. 2. Схема сопоставления калийных горизонтов глинисто-галитовой подтолщи по скв. 5 и 6 Давыдовской площади

1 — известняки; 2 — доломиты; мергели: 3 — обычные, 4 — доломитовые; глины: 5 — обычные, 6 — мергелистые, 7 — соленосные, 8 — каменные, 9 — калийные; кри- вые: 10 — ГК, 11 — НГК

калийных горизонтов калиеносной подтолщи (фиг. 1, а, б). Отсутствие калийных горизонтов в сводах поднятий и увеличение их мощностей от крыльев поднятий к прилегающим депрессиям установлено и на других площадях Припятского прогиба (Вишанская, Северо-Домановичская, Октябрьская, Сосновская, Осташковичская, Восточно-Первомайская и др.).

Конседиментационный характер соляных поднятий и депрессий до- казывается также закономерностями изменения мощностей вмещающих отложений: они послойно увеличиваются от сводов поднятий к депрес- сиям (фиг. 2).

В некоторых случаях особенности распространения калийных гори- зонтов не имеют видимой связи с современным структурным планом. На- пример, в депрессии между Давыдовским и Мормовичским поднятиями (фиг. 1) в скв. 9 калийные горизонты отсутствуют или резко сокращены в мощности. Но вместе с тем сокращены в мощности и пачки, вмещаю- щие калийные горизонты; во время накопления калийных горизонтов: здесь было соляное поднятие, позднее расформированное, и, следователь-

но, современный структурный план отличается от структурного плана времени накопления калийных горизонтов. Аналогичная аномалия установлена на Северо-Домановичском поднятии, где на северном крыле скв. 10 прошла горизонт галита (1044—1097 м), содержащего калийные соли, в то время как ниже по падению в скв. 7 тот же пласт галита (1240—1287 м) лишен признаков калиеносности. Однако в скв. 10 увеличена в мощности вся толща вмещающих отложений, так как скважина расположена в пределах опущенного крыла разлома, развивавшегося в процессе соленакопления. Таким образом, и в данном случае древний структурный план отличался от современного, и кажущиеся исключения лишь подтверждают общую закономерность в распространении калийных горизонтов.

Прослеживание калийных горизонтов по каротажным диаграммам (фиг. 2) приводит к выводу, что к сводам соляных поднятий калийные горизонты, как правило, не выклиниваются, а литологически замещаются галитом, а иногда соленосными глинами. Это позволяет согласиться с мнением ряда авторов (Фивег, 1960; Иванов, Воронова, 1972), что калийные залежи формировались в наиболее глубоких участках солеродного бассейна, куда стекали тяжелые насыщенные хлоркальциевые и хлормagneиные рассолы. Гравитация и неровности дна бассейна обусловили пространственное разграничение маточных рассолов и создавали возможность одновременного накопления каменных солей в пределах поднятий, сильвинита и карналлитовой породы — в депрессиях.

Особенности распределения калийных горизонтов подтверждают ранее сделанный вывод (Конищев, 1970), что соляные поднятия прогиба развивались конседиментационно в процессе соленакопления в результате проявления соляной тектоники и были выражены в рельефе бассейна осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. Л., «Недра», 1972.
Конищев В. С. О некоторых особенностях формирования соляных структур в северо-восточной части Припятской впадины.— В сб.: Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск, «Наука и техника», 1970.
Луцинович Ю. И., Кислик В. З., Зеленцов И. И. Геологическое строение и условия формирования галогенной формации Припятской впадины.— В сб.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1969.
Фивег М. П. Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Институт геохимии и геофизики
АН БССР
Минск

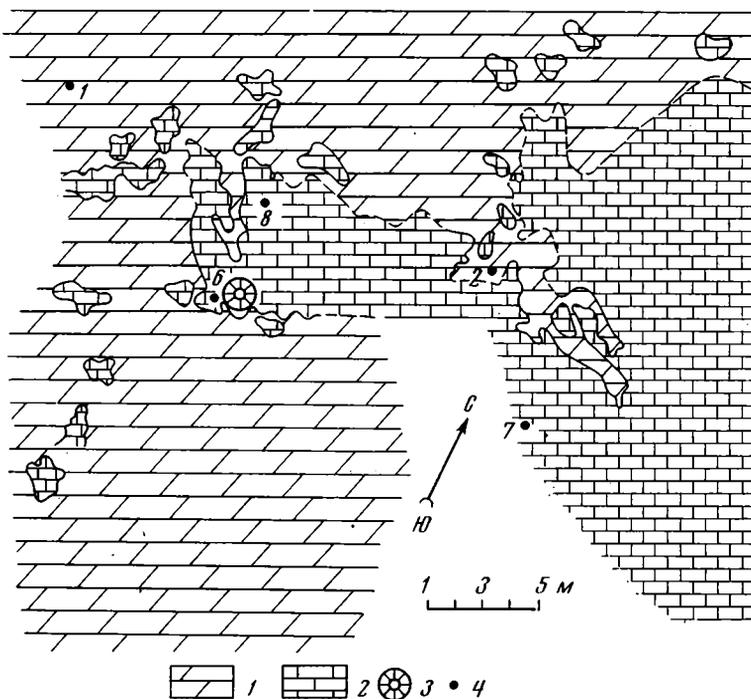
Дата поступления
8.V.1973

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ДОЛОМИТЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ЗАПАДНОГО САЯНА

В. М. ЯРОШЕВИЧ

Метасоматические доломиты обнаружены автором на двух участках северного склона Западного Саяна: по ключу Герасимову у дер. Малый Монок и в 30 км восточнее его — в Джойском хребте.

По ключу Герасимову метасоматические доломиты встречены в ассоциации с известняками, которые образуют линзовидные тела в вулканогенно-туфогенных отложениях нижнего кембрия (Сивов, 1953). Наиболее крупное и хорошо обнаженное тело нижнекембрийских метасоматических доломитов сложное, образует вместе с известняками линзу длиной более 100 м, видимой мощностью до 22 м. Эта линза находится в 2 км выше устья упомянутого ключа. Ее простирание северо-восточное. Она залегает среди туфов и туфобрекчий среднего и смешанного состава. В южной части линзы доломиты преобладают над известняками. Крупные останцы известняков наблюдаются здесь лишь в кровле линзы. Форма их неправильная (фиг. 1). В этих и других известняковых телах неоднократно встречались жилки доломита 3—5 см и более. Многочисленные более мелкие (несколько метров и меньше) глыбообразные останцы известняков отмечаются в почве и средней части линзы. В северной части линзы доломиты образуют небольшие неправильные тела среди известняков. Контакты между доломитами и известняками чаще всего резкие.



Фиг. 1. Характер доломитизации линзы известняков у ключа Герасимова (план)
1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — остатки археозоитов; 4 — места взятия образцов и их номера

Таблица 1

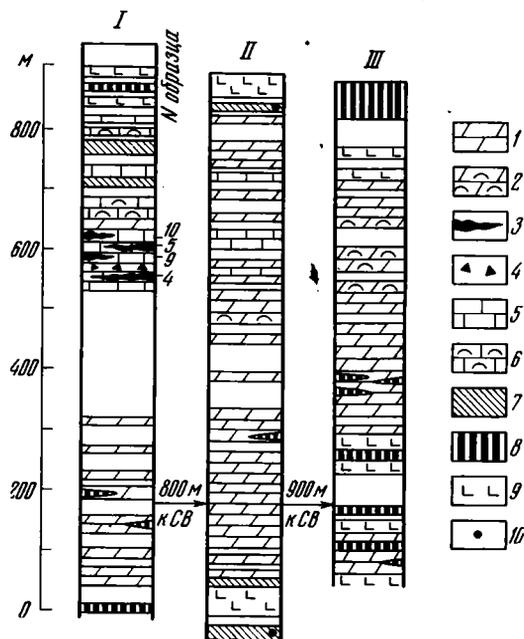
Химический состав доломитов и известняков, %

Порода, место взятия образца	№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	S	P ₂ O ₅	CO ₂	Сумма
Доломиты метасоматические (ключ Герасимов)	1	2,82	0,44	1,32	2,66	0,45	19,10	28,65	<0,05	0,07	43,45	99,01
	2	0,80	0,17	0,54	3,65	0,69	16,47	31,20	0,02	0,06	44,43	93,03
	3	3,09	0,51	<0,10	2,76	0,34	18,69	29,69	Не опр.	0,05	44,00	99,23
То же (ключ Федоркин)	4	0,80	0,26	0,26	3,22	0,30	18,09	30,97	»	0,10	45,37	99,37
	5	4,79	0,13	0,14	3,92	0,50	18,10	28,30	»	0,11	43,72	99,71
Среднее по 11 анализам		1,84	0,34	0,51	2,91	0,42	17,86	30,51	<0,05	0,07	43,76	98,27
Известняки (ключ Герасимов)	6	3,80	0,27	0,21	0,20	0,03	0,56	52,59	<0,05	0,02	42,35	100,08
	7	3,80	0,40	0,34	0,40	0,05	0,70	52,66	<0,05	0,17	40,40	93,97
	8	0,97	0,26	<0,10	0,19	0,03	0,60	53,85	Не опр.	0,07	42,90	93,97
Среднее по 8 анализам		2,36	0,38	0,42	0,39	<0,07	0,76	52,93	0,05	0,07	41,54	93,97
Известняки ключ (Федоркин)	9	7,89	0,06	<0,10	0,15	<0,01	0,60	50,78	Не опр.	0,12	39,60	99,31
	10	2,94	0,13	<0,10	0,09	<0,01	0,40	53,29	»	0,02	41,07	93,05
Среднее по 8 анализам		2,56	0,19	0,16	0,13	<0,01	0,47	53,02	<0,06	0,05	41,79	93,44
Доломиты хемогенные (ключ Федоркин)	11	0,60	0,20	0,19	0,27	<0,01	20,90	29,89	0,12	0,03	46,00	93,21
	12	4,29	0,27	0,34	0,21	<0,01	21,10	28,40	0,10	0,05	44,30	99,07
Доломит водорослевый (ключ Федоркин)	13	0,89	0,46	0,37	0,46	0,04	17,99	33,35	<0,05	0,08	44,55	98,24
Среднее по 7 анализам		2,16	0,37	0,26	0,36	0,03	19,08	30,90	0,07	0,07	43,80	97,10

наблюдаются также нечеткие, постепенные переходы с появлением доломитизированных разностей известняков.

Доломиты и известняки светло-серые, массивные. Известняки тонкокristаллические (0,02—0,05 мм), содержат редкие остатки археоциат, довольно чистые (табл. 1). Спорадически в известняках встречаются обломки пирокластиков. Доломиты обычно светло-коричневого оттенка, известковые, раскристаллизованы лучше известняков — неравномерно-кристаллические, от мелко- до крупнокристаллических (0,1—0,8 мм). Форма кристаллов неправильная и неправильно-ромбоэдрическая.

В Джойском хребте метасоматические доломиты встречены в 15 км юго-восточнее пос. Табат (ключ Федоркин), в поле развития нерасчле-



Фиг. 2. Разрезы карбонатной толщи в верхние ключа Федоркина
 Доломиты: 1 — хомогенные, 2 — водорослевые, 3 — метасоматические; 4 — фосфорит-доломитовые брекчии; известняки: 5 — хомогенные, 6 — эпифитоновые; 7 — филлитизированные глинистые сланцы; 8 — лидиты; 9 — спилиты; 10 — спикюлы губок

ненного вулканогенно-осадочного комплекса верхнего докембрия — нижнего кембрия (Щеглов и др., 1967). В этом комплексе наиболее сильно развиты спилиты, доломиты, известняки, лидиты, филлитовидные сланцы. Карбонатные породы образуют мощную (до 800 м) толщу в верхней части комплекса, а также многочисленные линзовидные пачки и слои.

Восточнее ключа Федоркина (фиг. 2, II, III) указанная выше карбонатная толща почти целиком сложена доломитами. Среди них различаются светло-серые хомогенные микро- и тонкокristаллические (0,005—0,1 мм) массивные, реже слоистые разности. Слоистость чаще всего обусловлена тонкими кремнистыми прослойками, в отдельных участках весьма обильными вплоть до образования слоисто-полосчатых доломитокремнистых пород. Нередки водорослевые разности доломитов, как правило, имеющие петельчато-пятнистую узорчатую текстуру. Многочисленные водорослевые образования сложены криптокristаллическим

Содержание рассеянных элементов в доломитах и известняках ключей Герасимова, Федоркина и руч. Харамхол, по данным полуколичественного спектрального анализа, $1 \cdot 10^{-3}\%$ ($\frac{\text{от} - \text{до}}{\text{среднее}}$)

Порода, место взятия образца	Число анализов	Tl	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Mo	Sr	Ba
Доломиты метасоматические	13	3—100	0—1	0—1	0—3	0—3	0—1	0—0,6	0—10	0
		14	Следы	0,3	0,3	0,9	0,1	Следы	0,8	
Известняки, ключ Герасимов	24	3—100	0—2	0—5	0—1	0—10	0—0,3	0—4	0—30	0
		31	0,2	0,3	Следы	1	Следы	0,2	12,5	
Известняки, ключ Федоркин, ручей Харамхол	17	0—60	0—0,6	0	0	0,1—0,6	0	0—0,3	0—50	10—40
		12	Следы			0,2		Следы	22	21
Доломиты хемогенные и водорослевые	40	0—500	0—6	0—10	0—3	0,1—6	0—0,3	0—8	0—30	0—50
		18	0,8	0,3	Следы	1	Следы	0,6	15	5,5

(<0,005 мм) доломитом, а промежутки между ними — ромбоэдрическими и неправильно-ромбоэдрическими кристаллами доломита (0,05—0,5 мм) иногда с крупным (0,5—1 мм и более) кристаллом кальцита в центральной части. Известняки здесь наблюдаются в отдельных прослоях и маломощной (до 25 м) пачке в верхней части толщ. Они светло-серые, тонкокристаллические (0,01—0,1 мм), массивные.

В верховье ключа Федоркина (фиг. 2, 1) рассматриваемая толща в нижней части сложена светлоокрашенными хемогенными доломитами, в верхней — светло-серыми и серыми, неравномерноокрашенными тонкокристаллическими массивными известняками с отдельными прослоями известковых доломитов, фосфорит-доломитовых брекчий, филлитизированных глинистых сланцев. В самой верхней части разреза в известняках отмечаются обильные остатки эпифитоновых водорослей. По слабо обнаженному гребню (высота 1200,4 м) в верховье ключа Федоркина среди известняков наблюдаются неправильные жилкообразные тела метасоматических доломитов видимой мощностью до 1,5—8 м. Доломиты кремово-серые, светлоокрашенные, средне- и крупнокристаллические, известковые, заметно кавернозные, часто с нитевидными прожилками кварца. Кристаллы доломита чаще всего неправильно-ромбоэдрические, 0,25—0,6 мм. Во вмещающих эти доломиты известняках часто встречаются прожилки кварца и небольшие доломитовые пятна и жилки, выполняющие каверны и трещины.

Аналогичные неравномерно-кристаллические метасоматические доломиты в элювии наблюдались в верховье ручья Харамхол и небольшом скальном выходе по ручью Халгонсуг.

Метасоматические доломиты по сравнению с хемогенными и водорослевыми разновидностями доломитов характеризуются более низкими содержаниями магния (табл. 1) и отсутствием бария (табл. 2). Они обогащены железом, марганцем; в несколько повышенных количествах содержат свинец и кобальт, но стронция в них много меньше, чем во вмещающих известняках, хемогенных и водорослевых доломитах.

Как видно, метасоматические доломиты резко отличаются от хемогенных и водорослевых доломитов характером залегания — неправильные тела, небольшие пятна, жилки, внешним обликом — хорошо раскристаллизованы, оттенок коричневый и химизмом — весьма низкое содер-

жание стронция и высокое — марганца. Источником магния скорее всего являлись подстилающие доломиты, которые могли питать восходящие гидротермальные трещинные воды.

ЛИТЕРАТУРА

- Сивов А. Г.* Нижний кембрий Западного Саяна.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, т. 74, вып. 2.
Щеглов А. П., Степанова М. В., Богнибова Р. Т., Исаков В. М., Возраст чингинской свиты северного склона Западного Саяна.— Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1967, вып. 57.

Красноярское отделение
СНИИГГИМСа

Дата поступления
6.X.1972



МЕТОДИКА

ПРИБОР ДЛЯ УСКОРЕННОГО КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОСАЖДЕНИЯ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ ИЗ СУСПЕНЗИИ НИЗКОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ

В. П. ПОТАПОВ, А. Ф. ЕВСЕЕВ

Известно, что физические свойства пород-коллекторов существенно изменяются в зависимости от количественного содержания в них глинистого вещества и его качественного состава. Эти изменения приходится учитывать при интерпретации данных электрометрии и радиометрии скважин, при проектировании методов воздействия на продуктивные пласты и ряде других работ, связанных с разведкой и разработкой нефтяных и газовых месторождений. В организациях, занимающихся промышленной оценкой месторождений, затрачивается значительный объем исследовательских работ на изучение глинистого вещества, в связи с чем методические вопросы приобретают определенный практический интерес.

Известно, что наиболее трудоемкой и длительной операцией в процессе исследования глинистого вещества является отделение глинистых частиц от основной массы породообразующих минералов. На этой стадии анализа образуется большой объем (до 30 л) суспензии, из которой глинистые частицы осаждаются чрезвычайно медленно, в результате чего задерживается выполнение проводимых работ. Эти трудности можно преодолеть, если осаждение частиц проводить в постоянном электрическом поле достаточно высокого напряжения (Логвиненко, Лазаренко, 1961). Используя данный принцип, мы разработали прибор, позволяющий в течение 5—10 мин. выделить на электродах до 5 г глинистого вещества из суспензий, имеющих концентрацию твердой фазы не ниже 5 г/л. Применение этого прибора при гранулометрическом анализе пород-коллекторов ограничивается тем, что в процессе дезинтеграции породы и отделения глинистой фракции образуется суспензия, в 1 л которой содержится менее 0,2 г твердой фазы. Кроме того, конструкция прибора не позволяет провести количественное осаждение глинистой фракции.

Прибор состоит из стакана емкостью 5 л, на раздвижной крышке которого укреплены два электродных блока (фигура). Анодный блок включает в себя верхнюю 2 и нижнюю 9 головки, которые соединены стеклянной трубкой 8. В корпусе верхней головки укреплены электроконтакт 1 и внутренняя трубка 8, в нижний конец которой впаян платиновый электрод 10. В корпусе головки имеются два отверстия 12, служащие для заполнения анодного пространства блока дистиллированной водой и выпуска газов, образующихся при электролизе. Нижняя головка анодного блока отделяет анодное пространство от суспензии без разрыва

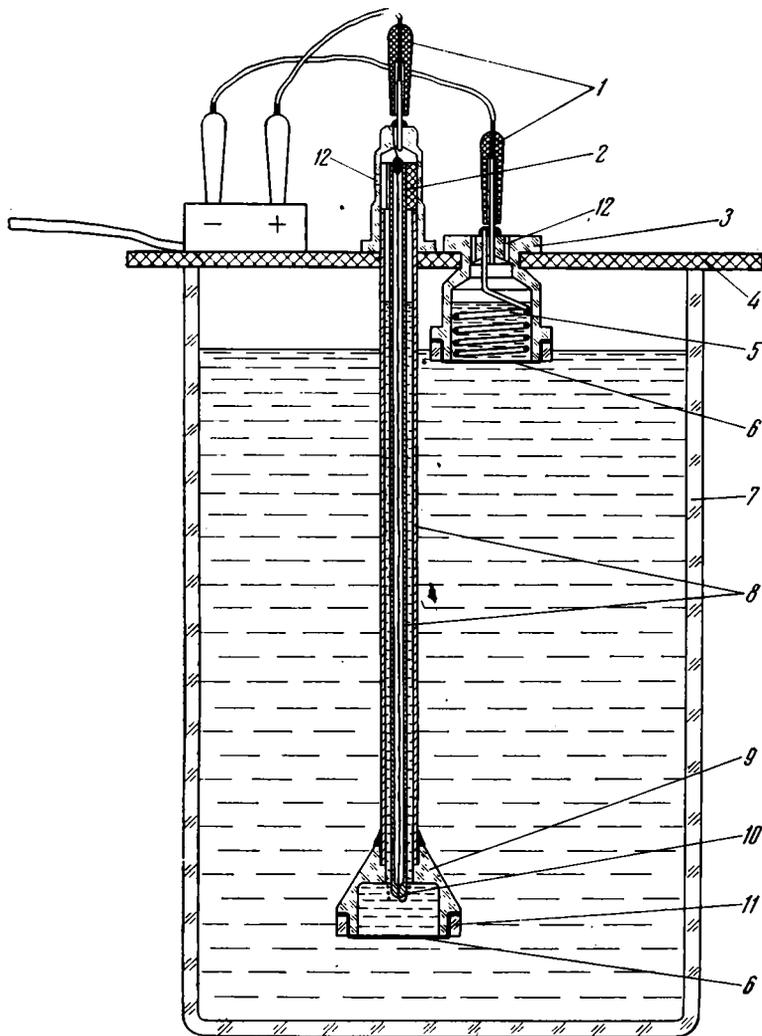


Схема прибора для ускоренного осаждения глинистых частиц
 1 — электроконтакты; 2 — верхняя головка анодного блока; 3 — катодный блок; 4 — крышка; 5 — электрод; 6 — целлофановая пленка; 7 — стакан; 8 — стеклянные трубки; 9 — нижняя головка анодного блока; 10 — платиновый электрод; 11 — зажимное кольцо; 12 — отверстия для выпуска газов

электролитической цепи, что достигается с помощью целлофановой пленки 6, укрепленной в корпусе головки при помощи зажимного кольца 11.

В катодном блоке, изготовленном из органического стекла, электродом служит спираль из нихромовой проволоки диаметром 1 мм. Здесь также катодное пространство отделено от суспензии целлофановой пленкой. В верхней части катодного блока имеются отверстия для выхода газов и заполнения катодного пространства дистиллированной водой.

Общий порядок работы с прибором следующий. Стакан заполняется суспензией глинистых частиц, по возможности свободной от растворимых солей. Электродные блоки заполняют дистиллированной водой и устанавливают на крышке прибора так, чтобы целлофановая пленка анодного блока расположилась на расстоянии 1,5 см от дна сосуда, а пленка катодного блока — вблизи зеркала суспензии. От универсального источника питания УИП-1 на электроды подается напряжение 300—400 в. Одно-

временно к источнику можно присоединить до пяти приборов. Суммарный ток, потребляемый электролизерами, не должен превышать 100 *ма*. При таких параметрах тока примерная скорость осаждения 3—4 *см/час*. Осаждение в электролизерах происходит примерно в течение 6—7 час., после чего раствор над осадком сливается и в сосуд заливается новая порция суспензии. В таком порядке через прибор пропускается весь объем суспензии, образовавшейся при отделении глинистых частиц от основной массы породообразующих минералов. По окончании осаждения осадок переносится из стакана в фарфоровую чашку, в которой высушивается до постоянного веса.

Прибор существенно повышает скорость выполнения гранулометрического анализа, что в свою очередь позволяет проводить массовые определения свойств глинистого вещества пород.

ЛИТЕРАТУРА

Логвиненко Н. В., Лазаренко А. А. Выделение глинистых частиц при помощи электрофореза.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 9.

Камское отделение ВНИГНИ
Пермь

Дата поступления
26.II.1973

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

О КНИГЕ С. И. ШУМЕНКО «ЛИТОЛОГИЯ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ОРГАНИЗМЫ (КОККОЛИТОФОРИДЫ) ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА УКРАИНЫ И ОБЛАСТИ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ», Издание Харьковского государственного университета, 1971 г.

Г. И. БУШИНСКИЙ

Книга состоит из двух глав: «Литология мергельно-меловых пород»; «Кокколиитофориды верхнемеловых отложений»; каждая глава примерно по 60 страниц.

В I главе описаны текстуры, структуры и эпигенетические изменения мергельно-меловых пород. Автор различает текстуры неорганического происхождения: жильчатые, мраморовидные, брекчиевидные, микрослоистые и др. Следы жизнедеятельности различных илоедов в мергельно-меловых породах весьма разнообразны. По величине диаметров ходов илоедных червей выделено три группы ихнитовых текстур: мелкоихнитовая (до 1 мм), среднеихнитовая (1—3 мм), крупноихнитовая (более 3 мм). Дано изображение этих текстур.

По данным термического и рентгенографического анализов, карбонатная часть мергельно-меловых пород принадлежит кальциту. Состав некарбонатной части этих пород довольно сложный. Среди глинистых минералов выделяются железистый диоктаэдрический монтмориллонит, диоктаэдрическая слюда типа 1M, и, возможно, частью 1Md. Такой состав глинистых минералов указывает на терригенное их происхождение, по крайней мере основной их части.

Монтмориллонит «бентонитового» типа с небольшим содержанием железа встречается редко. Он приурочен к глинистым прослойкам в мелу турона и кампана. Такие прослойки служат хорошими маркирующими горизонтами, так как прослеживаются на большие расстояния. Этот тип монтмориллонита очень сходен с монтмориллонитом бентонитовых месторождений, особенно с асканглиной и килом. Эти факты наводят на мысль о пепловом происхождении «бентонитового» монтмориллонита. Однако автору ни разу не удалось установить какие-либо признаки пепловых структур. Аутигенные гидрослюды местами выполняют поры в глиноземистых мергелях.

Цеолиты распространены весьма широко. Автор изучил фракцию 0,01—0,001 мм нерастворимого остатка в 0,1 N уксусной кислоте. В этой фракции содержание цеолитов до 85—95%. Форма кристаллов призматическая, многие кристаллы в различной степени корродированы. Показатели светопреломления кристалликов $1,483—1,486 \pm 0,003$, двупрелом-

ление 0,001—0,002. Термические и рентгенографические данные указывают на принадлежность этого минерала к гейландиту.

Кокколитофориды изучались с помощью электронного микроскопа. Это позволило автору выделить много новых видов и установить, что так называемый порошковатый кальцит — в основном обломки скелетов кокколитов. Этим вполне определенно устанавливается, что пишущий мел представляет собой биогенный осадок — кокколитовый ил.

Книга С. И. Шуменко — крупное научное исследование. В ней однозначно решается вопрос о биогенном происхождении пишущего мела и содержатся существенные новые данные по минералогии некарбонатной его части.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
18.VI.1973.

НОВАЯ МОНОГРАФИЯ ПО ГЕНЕТИЧЕСКОМУ ИССЛЕДОВАНИЮ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД¹

Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ

(О книге Н. Blatt, G. Middleton, R. Murray. *Origin of Sedimentary Rocks*)

Современный этап развития литологии характеризуется, как автору уже приходилось писать в 1971, 1973 гг., усилением внимания к генетическим проблемам осадочного породообразования. Такое внимание — естественное следствие необходимости осмысливания и обобщения огромного потока фактического материала («информации») о составе, свойствах, распространении и других сведений, касающихся осадочных пород, поступающих в связи с широко развернувшимися во всем мире поисковыми и разведочными работами на минеральное сырье, связанное с осадочными породами. Естественно, что основной путь обобщения этого материала — выявление закономерностей, основанных на знании условий формирования пород и соответствующих им признаков.

Ясным выражением такой тенденции является и постепенно увеличивающееся число монографий, где вопросам генетического анализа осадочных пород уделяется особенное внимание. В число подобных работ, опубликованных в последнее время, входит и обстоятельная монография трех авторов-геологов — профессоров университетов США и Канады: Гарвея Блатта, Герарда Миддлтона и Раймонда Меррея «Происхождение осадочных пород». Она задумана, как пишут авторы, в качестве учебного пособия для студентов старших курсов и аспирантов, а также для «всех геологов и работников смежных областей, заинтересованных в рассмотрении предмета на современном уровне».

Основное назначение работы, как об этом пишут авторы, — дать обобщение и синтез новых данных и основных идей об осадочном породообразовании, известных в настоящее время, при минимальном сообщении оригинальных, еще не проверенных сведений.

Методический прием — обстоятельное изложение различных сторон (аспектов) осадочного процесса как основы для понимания происхождения самих осадочных пород. Вопросы систематики осадочных пород

¹ Harvey Blatt, Gerard Middleton, Ralmond Murray. *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 1972. Pp. 634.

и их описание сведены при этом к минимуму. Авторы подчеркивают также, что они стремились дать действительно коллективную и внутренне связанную работу, а не просто собрание глав, написанных отдельными авторами. Монография содержит 634 страниц и богато иллюстрирована.

Содержание работы, соответствующее изложенным установкам, разделено на шесть основных частей, далеко не равных по объему: задачи и методы изучения осадочных пород (16 страниц), физика осадочного процесса (197 страниц), терригенные обломочные отложения (190 страниц), карбонатные породы и эвапориты (120 страниц), другие осадочные породы (52 страницы), заключение (24 страницы); в конце работы дается предметный указатель (25 страниц).

Первая, вводная часть состоит из одной главы — «Введения» и содержит общие исходные сведения о важности полевых исследований для литологии, описании обнажений, сборе образцов и о главных свойствах осадочных пород. При этом постоянно подчеркивается важность статистического анализа для правильного перехода от отдельных наблюдаемых признаков к характеристике комплекса пород (геологического тела) в целом. Кратко рассматриваются пять главных признаков осадочных пород: минеральный состав, размеры слагающих их зерен, формы зерен, ориентировка зерен, упаковка зерен, а также соотношения между этими признаками и производными от них, такими, например, как проницаемость. Далее дается краткий обзор некоторых основных свойств зерен, участвующих в составе пород, и соотношений между ними в пространстве (fabric), определяющих свойства агрегатов. Очень коротко (две страницы) рассмотрены вопросы классификации осадочных пород. В конце главы, как и всех последующих глав, дается список основной литературы, причем в некоторых случаях такие списки содержат десятки названий.

Вторая часть книги состоит из пяти глав. Общий заголовок этой части показывает, каково ее общее направление. Нужно, впрочем, признать, что авторы понимают в данном случае «физику» достаточно широко, что видно из названий пяти глав этой части.

В первой главе, посвященной «геологическому циклу» (13 страниц), рассматриваются соотношения между поднятием земной поверхности, денудацией и осадконакоплением, а также связанные с этим проблемы: нагруженность потока материалом, влияние климата и растительности, характера материнских пород и других показателей. Приводятся некоторые числа и графики, характеризующие возникающие при этом соотношения.

Вторая глава (47 страниц) посвящена структурам осадочных пород (sedimentary textures). По поводу этой главы следует прежде всего сделать критическое замечание относительно несоответствия ее названия содержанию: имея указанное выше достаточно широкое название, она тем не менее рассматривает только вопросы, связанные с гранулометрическим составом обломочных пород. Описаны основные технические приемы, особенно пригодные для характеристики размеров и формы обломочных зерен, дается оценка методов гистограмм и кумулятивных кривых, обсуждается вопрос о нормальном (гауссовом) распределении, о методе моментов, дается обзор и оценка методов ситового и водного анализов, а также подсчетов в шлифах. Обсуждаются методы выполнения и обработки результатов изучения формы обломочных зерен и их упаковки, также в основном на статистической основе. Вообще, показ значения статистических методов — главное, на мой взгляд, достоинство этой главы. Сопровождающий главу список литературы содержит около 50 названий работ до 1970 г. включительно.

Третья глава (32 страницы) посвящена рассмотрению переноса осадочного материала водными потоками (без рассмотрения растворов). Основное внимание уделено физико-гидравлической стороне проблемы,

т. е. стороне, обычно литологам и геологам мало или совсем не известной; обсуждается механизм движения частиц осадка по дну и во взвеси, влияние турбулентности потока, его нагруженности осадочным материалом, механизм сортировки и др. Такая глава в сводных монографиях по литологии — несомненно, полезное нововведение.

Четвертая глава (74 страницы) посвящена текстурам осадочных пород. Начинается глава вопросами классификации и номенклатуры, затем обсуждается происхождение слоистых текстур, причем весьма подробно и главным образом на основе механизма движения потоков и образования неровностей на дне — песчаных валов, знаков ряби, образование «антидюн», различные типы баров и др. Особо рассматриваются текстуры, образованные при размыве дна, а также вызванные работой волн и приливо-отливными течениями. Гораздо короче обсуждены текстуры, образованные ветром. Большое внимание уделено потокам со значительной нагруженностью осадочного материала (mass flows), их типам — оползням и др., причем особенно подробно, конечно, вошедшим в моду и у нас в стране — мутьевым потокам. Уделено внимание и деформациям, одновременным с осадконакоплением, и, наконец, текстурам биогенного происхождения, причем на них пришлось всего 2,5 страницы, что явно не соответствует их значению в осадочных породах.

Пятая глава (30 страниц) — «Модель осадочных фаций» — начинается с довольно путаного определения понятия «фация» и связанных с ним представлений, а затем следует краткий обзор некоторых обстановок осадконакопления, называемых авторами «моделями фаций» (facies models), таких, например, как «модель аллювиального веера», «дельтовая модель», «барьерная модель» и др. Это, на мой взгляд, довольно слабый раздел монографии, на чем придется остановиться ниже.

Третья часть книги состоит из пяти глав.

Первая глава (46 страниц) (7-я по общей нумерации в книге) посвящена процессам выветривания и их продуктам. После краткого введения в этой главе рассматриваются главные физические и химические свойства воды как главного фактора выветривания, а затем процессы физического и гораздо подробнее — химического выветривания. Тут же идет речь о структурах глинистых минералов, ионном обмене и приводятся некоторые конкретные примеры кор выветривания и почв, главным образом в США.

Вторая глава (46 страниц) посвящена минеральному составу обломочных силикатных пород. Из породообразующих компонентов наибольшее внимание уделено обломочному кварцу, его особенностям в осадках и из разных материнских источников (8 страниц); другие компоненты описаны короче, но значительное место отведено тяжелым минералам — их источникам и распределению в породах (13 страниц). После этого обсуждается вопрос о «минералогической зрелости» обломочных пород.

Третья глава (14 страниц) тесно связана со второй и посвящена классификации песчаников, причем главное внимание уделено терминологии («аркоз», «граувакка» и др.), а также химическому составу пород.

Четвертая глава (51 страница) посвящена природным водам и диагенезу песчаников. Эта глава содержит много сведений, ранее в монографиях по общим вопросам литологии и учебных курсах не рассматривавшихся. Начинается она, после краткого введения, с рассмотрения химического состава природных вод — поверхностных, континентальных и морских, почвенных и подземных; при этом значительное внимание уделяется изотопному их составу. Всего водам посвящено 22 страницы, — т. е. почти вдвое больше, чем всей предыдущей главе. В этом ясно видно то большое значение, которое придается современной литологией проблеме химии природных вод. После этого раздела в главе рассматриваются пористость и другие свойства обломочных пород, происхождение химического цемента в них, особенно кремнистого и карбонатного.

Пятая глава (32 страницы) посвящена илистым породам (mudrocks). Под этим термином авторы понимают тонкозернистые породы, состоящие из глинистого или алевритового материала или из их смеси; таким образом, они включают собственно глинистые, алевритовые, смешанные и переходные между ними породы. Начинается глава с обзора минерального состава этих пород, причем на первом месте стоят, конечно, глинистые минералы, описание распространения которых в современных осадках и древних породах отведено почти 15 страниц; затем рассматриваются другие минералы, распределение органического вещества, а также вопросы химизма и некоторых физических свойств илистых пород.

Четвертая часть монографии начинается с главы (47 страниц), посвященной происхождению известняков. В ней авторы прежде всего подчеркивают, что быстрый рост нашего понимания карбонатных пород за последние 25 лет обязан полученным за это время данным о современных осадках и сопоставлению результатов с тем, что известно по древним породам. Таким образом, решающее значение сравнительно-литологического метода вполне признается и американскими литологами. После краткого обзора минерального состава известняков и их структурных разновидностей авторы подробнее рассматривают процессы карбонатообразования в наиболее типичных физико-географических и тектонических условиях в море и на суше.

Вторая глава (21 страница) посвящена диагенезу и классификации известняков. Как и в случае обломочных пород, на раздел классификации отведен минимум (3 страницы), а рассматриваются главным образом особенности диагенетических (по принятой у советских литологов номенклатуре — эпигенетических или катагенетических) преобразований и их влияние на формирование порового пространства.

Третья глава (26 страниц) посвящена доломитам, причем основное внимание уделено вопросам о соотношениях между первичными и вторичными доломитами, а также механизму доломитизации. При этом широко используются выявленные за последние 10 лет процессы доломитизации на некоторых морских берегах и упоминаются более ранние наблюдения в оз. Балхаш.

Четвертая глава (27 страниц) посвящена эвапоритам и природной сере. В ней больше всего обсуждаются обстановки соленакопления, причем современные очень кратко, а главным образом древние, восстановленные на основании палеогеографических и геохимических исследований. В отношении серы даны краткие сведения о ее образовании за счет восстановления сульфатов с участием органических веществ (в том числе живых бактерий).

В пятой части монографии рассматриваются кремнистые породы (chert), фосфориты, цеолитсодержащие, железистые и марганцевые породы. При обсуждении генезиса фосфоритов за основу принята, с соответствующей ссылкой, работа А. В. Казакова 1937 г. Осадочным цеолитам уделено 12 страниц, т. е. не меньше, чем другим разделам 5-й части, что свидетельствует о современном признании их роли в осадочном процессе.

Шестая часть книги — заключительная, состоит из одной главы — «Главные факторы контроля осадкообразования». В ней кратко обсуждается влияние на осадочный процесс следующих факторов: изменения уровня океана, изменения климата, тектонический контроль. Авторы разделяют точку зрения, что за последние 0,6 млрд. лет из общих 4,5 млрд. лет истории Земли (литологи рассматривают в основном этот период) условия на Земле существенно не изменились. Это позволяет широко использовать актуалистический метод, но, принимая во внимание и более ранние отрезки в истории Земли, приходится учитывать возможные изменения в размере материков и составе пород на них, в составе атмосферы и вод океана, в характере живого вещества, изменения астроно-

мического порядка. Но все эти аспекты обсуждаются в общем виде, и конкретные породы при этом не рассматриваются.

Обращаясь к общей оценке монографии, следует прежде всего подчеркнуть, что это вполне оригинальная работа. Хотя она основана, как признают ее авторы, в значительной мере на уже опубликованных материалах, характер изложения этого материала, его компоновка и освещение не имеют аналогов в опубликованной литературе; притом все изложено на современном уровне. Поэтому можно считать, что авторы справились с задачей написания книги, в которой собраны новые сведения и новые идеи, касающиеся состава, свойств и происхождения осадочных пород. В этом заключается, на мой взгляд, основная ценность данной работы.

Вместе с тем она, как и любая другая большая сводная работа, имеет и слабые стороны. Главная из них, на мой взгляд, в том, что авторы почти не использовали советскую литературу, а следовательно, не отразили результаты работ наших литологов и геологов по всем проблемам науки об осадочных породах. Имеющиеся в рассмотренной монографии упоминания буквально единичны. Этим данная монография невыгодно отличается от большой и также сводной работы по осадочным породам, опубликованной в 1970 г. коллективом немецких авторов².

Указанный пробел особенно досаден потому, что литологами в СССР весьма подробно разработаны те разделы науки, которые в монографии американских авторов как раз очень слабо освещены. Прежде всего это касается теории литогенеза. Хорошо известны, например, большие заслуги в этом направлении Л. В. Пустовалова и особенно Н. М. Страхова. Можно думать, что это обстоятельство связано в значительной мере с языковым барьером, но то, что он вполне преодолим, ясно доказывается упомянутой работой ученых ФРГ.

Досадно и то, что большое количество наших работ, затрагивающих многие более частные проблемы литологии, также по-видимому, не известны американским ученым. Например, работы М. А. Ратеева, касающиеся закономерностей распределения глинистых минералов в конечных водоемах стока, работы наших угольщиков о генетическом истолковании многих угленосных терригенных толщ, работы А. В. Копелиовича и многих других о вторичных (диагенетических, по терминологии американских авторов) процессах и изменениях в обломочных и других группах пород и т. д.

Надо надеяться, что осуществленный недавно перевод основной монографии Н. М. Страхова на английский язык будет способствовать преодолению такого положения в будущем.

Второй довольно существенный недостаток рассматриваемой монографии, вероятно, отчасти связанный и с предыдущим замечанием, — большая нечеткость, чтобы не сказать «путаница», в употреблении авторами понятия «фация». Для данной монографии это особенно важное замечание, потому что обсуждение вопроса о происхождении осадочных пород, которому посвящена работа, нельзя, естественно, осуществить без привлечения понятий о фациях и об обстановках осадконакопления. Вместе с тем в специальной главе, завершающей вторую часть монографии, — «Модели фаций» — мы, к сожалению, встречаем явное смешение этих двух по существу весьма различных понятий.

В самом деле, на стр. 195 мы находим таблицу классификации обстановок осадконакопления, в которой среди прочих выделены, например, такие, как «аллювиальный конус» (под ними понимаются, как это ясно из дальнейших разъяснений, пролювиальные конуса выноса), «ледниковая», «барьерный остров» и др., а на стр. 196 приведена классифика-

² W. Engelhardt, H. Füchtbauer, G. Müller. Sediment-Petrologie. Teil 2. Stuttgart. 1970.

ция «моделей фаций», причем среди них мы находим эти три только что упомянутые обстановки накопления, а также ряд других «моделей», причем все они по существу также представляют обстановки осадконакопления: например, дельтовая модель, озерная модель и т. д. Таким образом, суть различий между «фациями» и «обстановками осадконакопления» стирается.

На стр. 186 авторы принимают определение фации, данное Р. Муром еще в 1948 г. и известное советским читателям по переводу сборника «Осадочные фации в геологической истории»³. В этом определении подчеркивается стратиграфическая сторона в понятии о фации. Но авторы монографии, приняв это определение, быстро о нем забывают, и далее это понятие фигурирует у них уже вне связи с конкретными стратиграфическими горизонтами, чем главным образом и объясняется путаница. И уже совсем нелогично, когда в конце монографии, на стр. 572, в разделе, посвященном осадочным железистым породам, вдруг появляются «минералогические фации».

Третьим существенным недочетом работы мне представляется недостаточное по существу внимание к организмам как пороодообразователям. Характерно в этом отношении, например, то, что в главе, посвященной текстурам осадочных пород и являющейся самой большой по объему (74 страницы), на характеристику биогенных текстур пришлось всего 2,5 страницы. Это же касается и других разделов, посвященных, например, известнякам или кремнистым породам, в возникновении которых авторы признают большую роль организмов. К сожалению, описательная деятельность организмов и ее проявлению в различных породах уделено мало места по сравнению с характеристикой чисто физических и химических процессов и их вещественных результатов.

Еще одно замечание касается конструктивной части работы. Вероятно, целесообразнее вынести характеристику процессов выветривания и его продуктов ближе к началу монографии, а не связывать их с терригенными обломочными породами, так как именно выветривание является начальной стадией осадкообразовательного процесса для подавляющего большинства осадочных пород, а не только для обломочных. Очень жаль, что авторы не нашли в своей монографии места для специальной характеристики вулканогенно-осадочных процессов и их продуктов, значение которых для хозяйственной деятельности человека и понимания общих особенностей осадочного процесса становится все очевиднее.

Несмотря на сделанные замечания, рассмотренная монография производит очень хорошее впечатление. Особенно подкупает в ней большое внимание, уделенное авторами современным представлениям о ходе многих физических и физико-химических процессов осадочного пороодообразования. В частности, весьма подробно разобраны диагенетические процессы и те особенности в осадочных породах, которые обязаны своим появлением именно этим процессам. При том большом значении, которое эти процессы имеют для формирования многих физических свойств пород, в частности их коллекторских свойств, а также для образования промышленных концентраций руд металлов и других твердых видов минерального сырья, такое внимание к этим процессам вполне оправдано. Несомненно, что и советский читатель нашел бы в этой книге много новых и полезных для себя сведений. Поэтому думаю, что было бы целесообразно видеть рассмотренную книгу в русском переводе.

Госуниверситет
Москва

Дата поступления
20.IV.1973

³ Пер. с англ. М. Изд-во иностр. лит., 1953.



А. Б. РОНОВ

(К 60-летию со дня рождения)

Известный геохимик, литолог и палеогеограф Александр Борисович Ронов родился 16 декабря 1913 г. в г. Полтаве, в семье служащего. Трудовую деятельность он начал на Харьковском электромеханическом заводе, где вначале учился в ФЗУ, а затем работал слесарем-механиком. В 1933 г. Александр Борисович поступил на геологический факультет Харьковского университета, но через два года перевелся в Ленинградский государственный университет, который и закончил с отличием в 1938 г. по специальности «геохимия».

В предвоенные годы А. Б. Ронов проводил геологическую съемку от Ленинградского геологического управления в районах Северной Карелии, а затем по рекомендации акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга поступил в аспирантуру Радиевого института АН СССР. В тоды войны Александр Борисович защитил кандидатскую диссертацию, а затем участвовал в поисках нефтяных месторождений в Татарии в составе Волго-Башкирской экспедиции СОПСА АН СССР.

В 1943 г. А. Б. Ронов был назначен начальником Саратовской газовой экспедиции Главгазотоппрома при Совете Министров СССР и руководил практически важными работами по разведке газовых месторождений в Поволжье и Заволжье.

В 1945 г. Александр Борисович был приглашен акад. О. Ю. Шмидтом в докторантуру в Институт теоретической геофизики АН СССР. Здесь он разработал новый объемный метод исследования вертикальных движений земной коры и осадконакопления, на основе которого рассмотрена история тектонического развития Европейской части СССР и установлены количественные закономерности формирования осадочных толщ. Это исследование было издано в виде монографии и защищено в качестве докторской диссертации в 1948 г. В то же время А. Б. Ронов продолжал участвовать в составе Азербайджанской нефтяной экспедиции СОПСА АН СССР в поисках нефти на Кавказе.

С 1950 г. и по настоящее время А. Б. Ронов работает в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского. В 1954 г. он создает здесь лабораторию геохимии осадочных пород, заведующим которой бессменно является все эти годы.

Под руководством А. Б. Ронова и при непосредственном его участии проведены крупные геохимические исследования по эволюции состава осадочных пород в истории Земли, химическому строению земной коры, сравнительному изучению истории геохимических процессов в пределах платформенных и геосинклинальных зон материков, истории формирования химического состава вод Мирового океана и газов атмосферы.

Геологической основой этих построений явилась серия литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (А. П. Виноградов, Д. В. Наливкин, А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, 1961, 1962), а также литолого-палеогеографических карт всей территории СССР (А. П. Виноградов, В. Н. Верещагин, Д. В. Наливкин, А. Б. Ронов, А. В. Хабаков, В. Е. Хаин, 1967, 1969), воплотивших в себе колоссальные материалы геологосъемочных работ, а также опорного и разведочного бурения, проведенного на территории нашей страны за последние 50 лет.

Хотя методы геохимических подсчетов, основывающиеся на определении объемов разнотипных осадочных образований главным образом по реконструкциям палеогео-

графических обстановок каждого периода, а также на данных анализов так называемых «установленных средних проб», вызвали дискуссию, направление, выбранное Лабораторией геохимии осадочных пород ГЕОХИ под руководством А. Б. Ронова, бесспорно, представляется перспективным.

А. Б. Ронов является также пионером в разработке теоретических основ построения карт литологических формаций мира. Он совместно с В. Е. Хаиним впервые составил карты для главных эпох развития материков в фанерозое.

Большое теоретическое и практическое значение представляют исследования, проведенные А. Б. Роновым и его сотрудниками по осадочной геохимии титана ниобия, тантала марганца, железа, фосфора, органического углерода, циркония, гафния, редкоземельных и радиоактивных элементов.

А. Б. Ронов опубликовал 140 научных работ, многие из которых переведены на иностранные языки. В 1966 г. он был избран членом-корреспондентом АН СССР. Александр Борисович ведет большую научно-организационную работу, являясь членом ученых советов в АН СССР, Министерстве геологии СССР и МГУ, членом бюро комиссии по осадочным породам, океанологической комиссии, редколлегий журналов «Геохимия», «Литология и полезные ископаемые», научным консультантом по геохимии и литологии Большой советской энциклопедии, председателем рабочей группы по осадочной геохимии Международной Ассоциации по геохимии и космохимии.

Свое 60-летие А. Б. Ронов встречает в расцвете творческих сил, полный творческих замыслов и энергии.

От души поздравляем дорогого юбиляра и желаем ему многих лет плодотворной научной деятельности на благо нашей социалистической Родины!

Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

Комиссия по осадочным
породам при ОГГИГ АН СССР

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м., 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так: А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости, «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигуру-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

V. S. YABLOKOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),

V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 31/V-1974 г. Т-13342 Подписано к печати 26.VII-1974 г. Тираж 1375 экз.
Зак. 4165 Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бум. л. 4^{1/2} Усл. печ. л. 12,6+2 вкл. Уч.-изд. листов 13,5

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА И ТЕХНИКА»

ВЫШЛА ИЗ ПЕЧАТИ КНИГА:

Махнач А. С. и др. «ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В ЖИВЕТСКИХ И ФРАНКСИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕЛОРУССИИ». Цена 1 р. 33 к.

В книге изложены закономерности геохимического поведения марганца, титана, хрома, ванадия, никеля и кобальта, а также меди, свинца, циркония и галлия. Дана геолого-литологическая и геохимическая характеристика девонских отложений. Установлена связь концентраций микроэлементов с составом пород, предложен ряд геохимических показателей и коэффициентов.

На примере живетских и франкских образований рассмотрены вопросы практического применения геохимических показателей для реконструкции фациально-палеогеографической обстановки осадконакопления, выявления предпосылок поисков аномальных концентраций элементов и ряд других вопросов.

Методические разработки, содержащиеся в книге, делают ее интересной для широкого круга геологов, геохимиков и литологов, занимающихся изучением терригенных и карбонатных формаций.

Для получения книги почтой заказы просим направлять по адресу: 220668 Минск, Площадь Свободы, 19, магазин № 31 «Книга — почтой».