

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1971

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 2, 1971 г.
МАРТ — АПРЕЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. М. Страхов, И. В. Белова, М. А. Глаголева, И. Ю. Лубченко. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений	3
Д. Г. Сапожников, В. Ю. Кондрачук, Б. М. Михайлов, В. П. Петров. Основные проблемы изучения кор выветривания	32
В. А. Броневои, Б. М. Михайлов. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза	39
А. М. Сульман. Роль диагенеза при формировании бобовых бокситов Тургайской равнины	53
А. А. Савельев, И. К. Шулешко. Обломочные акцессории в метаморфических породах	62
М. А. Ратеев, Б. П. Градусов. Типы смешаннослойных образований слюда — монтмориллонитового ряда в метабентонитах силура — ордовика Прибалтики	74
Л. Л. Хайцер. К вопросу о вычислении первичной мощности осадочных толщ	94
В. М. Кравченко. Эпигенетические явления в остаточных железных рудах Кривого Рога	102
И. Н. Ушатинский, П. К. Бабицын. О сепарации и электронографическом изучении глинистых минералов нефтегазоносных отложений Западной Сибири	112
Ю. Д. Шуйский. О понятии «прибрежно-морская россыпь» в связи с ее генезисом	122

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Ф. Рожков, В. Г. Сухинин, Б. И. Титов. Динамические условия седиментации отложений неокома на территории хребта Восточный Каратау (Мангышлак)	131
П. В. Зарицкий. О глубине формирования конкреций под поверхностью осадка	139
С. К. Кропачева. Некоторые особенности взаимоотношения самородной серы с гипсоангидритами Язовского месторождения Предкарпатья	146

МЕТОДИКА

Н. Т. Кищенко. Об использовании дисперсии плотности при литолого-фациальном анализе докембрийских осадочных пород	152
Л. В. Пустовалов	155

Библиография	157
--------------	-----

LITHOLOGY

and MINERAL RESOURCES

№ 2, 1971
MARCH — APRIL

CONTENTS

N. M. Strakhov, I. V. Belova, M. A. Glagoleva, I. Yu. Lubchenko. Distribution and mode of occurrence of elements in the surface layer of Recent Black Sea deposits	3
D. G. Sapozhnikov, V. Yu. Kondrachuk, B. M. Mikhailov, V. P. Petrov. Fundamental problems in a study of the crusts of weathering (draft of the text of the paper «Present state of work on studying the crusts of weathering»)	32
V. A. Bronevoi, B. M. Mikhailov. To the geochemistry of aluminium in the zone of hypergenesis. II. The behaviour of aluminium in mixed solutions (aluminium and silicium)	39
A. M. Sulman. The role of diagenesis in the formation of pisolitic bauxites of Turgai plain	53
A. A. Saveliev, I. K. Shuleshko. Clastic accessories in metamorphic rocks	62
M. A. Rateev, B. P. Gradusov. Types of mixed-layer varieties of the micromontmorillonitic series in Silurian — Ordovician metabentonites of the Baltic area	74
L. L. Khaitzer. To the problem of estimating the original thickness of sedimentary rock masses	94
V. M. Kravchenko. Epigenetic phenomena in residual iron ores of Krivoi Rog	102
M. N. Ushatinsky, P. K. Babitzyn. On the separation and electronographic studies of clay minerals in petroliferous deposits of Western Siberia	112
Yu. D. Shuisky. On the concept «littoral-marine placer» in relation to its genesis	122

SHORT NOTES

G. F. Rozhkov, V. G. Sukhinin, B. I. Titov. Dynamic sedimentation conditions during the Neocomian of Mangyshlak	131
P. V. Zaritzky. On the formation depth of concretions under the surface of a sediment	139
S. K. Kropacheva. Some specific features in the relations between native sulfur and gypsoanhydrides at Yazovskoe deposits in the Subcarpathians	146

METHODS OF RESEARCH

N. T. Kischenko. On the use of density dispersion in a lithological-facies analysis of Precambrian sedimentary rocks	152
Necrologue L. V. Pustovalov	155
Bibliography	157

УДК 550.4 : 551.35 (262.5)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ СОВРЕМЕННЫХ ЧЕРНОМОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Н. М. СТРАХОВ, И. В. БЕЛОВА, М. А. ГЛАГОЛЕВА, И. Ю. ЛУБЧЕНКО

Характеризуются закономерности распределения в поверхностном слое современных черноморских отложений 21 элемента. Выделяются три группы. Первую образуют наименее геохимически подвижные элементы: Ti, Zr, Ge, Cr, V. Во вторую группу входят Fe, Mn, Ni, Co, Mo, W, As, Se, Au, Sr, Ca (связанный с CO₂), U, Сорр.

В карто-схемах всех элементов отчетливо прослеживается зависимость распределения элементов от форм миграции их в речных водотоках.

1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ. МЕТОДИКА РАБОТЫ

Для изучения механизма и факторов, контролирующих распределение элементов в поверхностном слое осадка, Черное море предоставляет совершенно исключительные возможности. Морфологически это как бы огромный лабораторный сосуд с плоским дном, относительно крутыми стенками, нешироким обычно шельфом, который расширяется только в северо-западной, приднепровской, части. На плоском дне и склонах нет заметных осложнений в виде крупных поднятий и впадин. Гидродинамически активен лишь верхний 150-метровый слой воды, в котором имеются два циклонических течения: одно из них отвечает западной половине моря, другое — восточной. В полосе от Крыма до выступа Малоазиатского берега противоположно направленные участки циркулярных течений соприкасаются, что создает идеальные условия для осаждения переносимого ими груза. Слабое, эпизодически возникающее движение воды имеется еще в направлении от Синопа на Новороссийск. Ниже 150-метрового активного слоя располагается мощная водная толща с крайне медленными конвекционными движениями.

Первые целенаправленные исследования распределения элементов в Черном море (Fe, Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Cu и др.) были выполнены еще в конце 50-х годов (Глаголева, 1959, 1961; Страхов, 1960). При этом были установлены два фундаментальных факта: 1) сложность форм миграции всех элементов в реках Черноморского бассейна: в частности, большая роль взвесей при их транспортировке; 2) зависимость распределения элементов в поверхностном слое современных отложений от форм их миграции в речном стоке.

Хотя эти факты были вскрыты на ограниченном материале, они привлекли к себе внимание и дали толчок большой исследовательской работе в ряде институтов. В результате к настоящему времени накопилось много новых разнообразных данных не только по формам миграции элементов на черноморском и других водосборах (Коновалов и др., 1968; Конторович, 1968), но и по коэффициентам их водной миграции (Перельман, 1962; Бойко, 1969), по оценкам форм нахождения элементов в подзем-

ных водах (Черняев, Черняева, 1970). Вместе с тем частью в Геологическом институте (И. В. Белова, И. Ю. Лубченко), частью в Институте океанологии и его Черноморском филиале (И. И. Волков, М. Ф. Пилипчук, В. Ф. Севастьянов, В. С. Соколов, Е. Г. Соколова), а также в ВИМСе (Г. Н. Батурич и др.) были выполнены определения еще других элементов: Zr, Mo, W, As, Se, Pb, Zn, TR, Ti, Ge, U, Au — и составлены схемы их распределения в верхнем слое современных отложений. В итоге мы располагаем сейчас картографическими схемами для 21 элемента и знаем распределение по типам осадков еще у трех. Естественно, встает вопрос: что нового дают эти материалы и насколько подтверждают (или видоизменяют) они ранее высказанные авторами представления о характере распределения элементов в поверхностном слое современных Черноморских отложений?

Новое заключается прежде всего в совершенствовании методики составления карт и в их характере.

Так как количество станций для разных элементов, вообще говоря, ограничено (87—226)¹ и по площади дна они распределены не вполне равномерно, то а priori очевидно, что для одного и того же элемента можно составить несколько вариантов схем, порою существенно отличающихся друг от друга. Какому же варианту отдать предпочтение и чем руководствоваться в выборе этого предпочтительного варианта?

В первых работах авторов и других исследователей этот вопрос еще не возникал. Составители руководствовались обычными правилами построения изолиний по точкам, не вдаваясь в анализ и обоснование возможных вариантов, а поступая в затруднительных случаях так, как это казалось им в данном случае наиболее вероятным. Такой прием был достаточно субъективен и порою практически лишен твердых оснований. Это обстоятельство было осознано в последнее время, после чего был выдвинут принцип, позволяющий более сознательно подойти к выбору наиболее вероятного варианта распределения элементов. Суть его в следующем.

В тех случаях, когда фактический цифровой материал позволяет построить несколько формально равноценных (или почти равноценных) вариантов карт-схем, предпочтение следует отдать тому варианту, который более других отвечает гидродинамическому режиму бассейна. Допустим ли и правомерен ли этот прием?

В настоящее время твердо установлено, что подавляющая масса Fe, Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Cu и других элементов вносится в Черное море (да и другие бассейны) в составе взвесей, которые, как известно, распределяются в водоемах движениями морской воды, и прежде всего поверхностными циркулярными течениями. Это означает, что *распределение элементов в осадке не может не контролироваться в первую очередь гидродинамическим режимом*, ибо такой контроль вытекает из форм их миграции и из существа механизма седиментационного процесса. Но если это так, то *ориентация на гидродинамику бассейна не только может, но должна стать принципом выбора предпочтительного варианта из нескольких возможных по чисто формальным графическим правилам составления карт по точкам*. В итоге последовательного применения этого принципа мы получаем не просто серию картографических схем распределения элементов, но *гидродинамически осмысленные их изображения*, отвечающие сути осадочного процесса.

Надо сказать, что на картах некоторых элементов (CaCO₃, S_{орг}, P, Co) связь с гидродинамикой выступала настолько ярко, что была уловлена уже при самом начале составления карт (Глаголева, 1961; Страхов, 1960). Но это совпадение не было надлежащим образом осознано и из

¹ Кроме U, определений которого гораздо меньше, и Au, анализы на которое единичны.

него не было сделано методического вывода, почему продолжали публиковаться карты, в которых авторы следовали чисто формальным правилам, а иногда и собственной интуиции при проведении изолиний, но не по выбору предпочтительного варианта по гидродинамическому принципу. Это вызывало непонятный и неоправданный разноречивый в некоторых картах.

В настоящем сообщении сделана попытка пересмотреть весь опубликованный материал и дать для каждого элемента тот формально допустимый по аналитическим данным вариант, который ближе всего отвечает гидродинамике бассейна. В некоторых случаях (карты Fe, Mn, Ni) новые варианты отличаются от ранее опубликованных слабо, но характерно; в других достаточно отчетливо (Ti, W, Mo). Для V и Cr третий автор статьи дополнительно проанализировал пробы с 33 станций, что позволило существенно улучшить прежние карто-схемы. Все определения Cu произведены новым, более надежным методом, и карта распределения Cu составлена М. А. Глаголевой заново. Карты распределения Pb и Zn составлены И. К. Лубченко и И. В. Беловой. Авторы весьма признательны И. И. Волкову и сотрудникам ЧЕНИСа (М. Ф. Пилипчуку, В. С. Соколову, Е. Г. Соколовой) за предоставление возможности использовать при пересоставлении карт первичный фактический материал по Ti, Mo, W, Ge, As, Se.

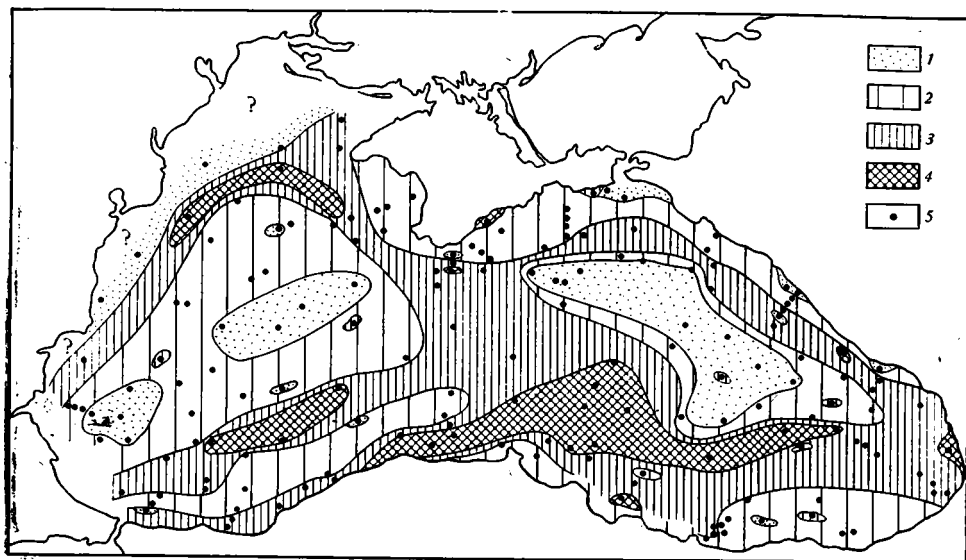
Обозревая всю совокупность переработанных карто-схем, нетрудно видеть, что они отчетливо распадаются на три группы, для каждой из которых характерны свои особые черты связи с гидродинамическим режимом. Первую группу образуют схемы Ti, Zr, Ge, Cr, V, т. е. наименее геохимически подвижные элементы, вторую — Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo, W, As, Se, U, P, $C_{орг}$, Au, и, вероятно, еще Sr — геохимически более подвижные; в третью входят Pb, Zn. Рассмотрим кратко особенности каждой группы.

2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЕРВОЙ ГРУППЫ

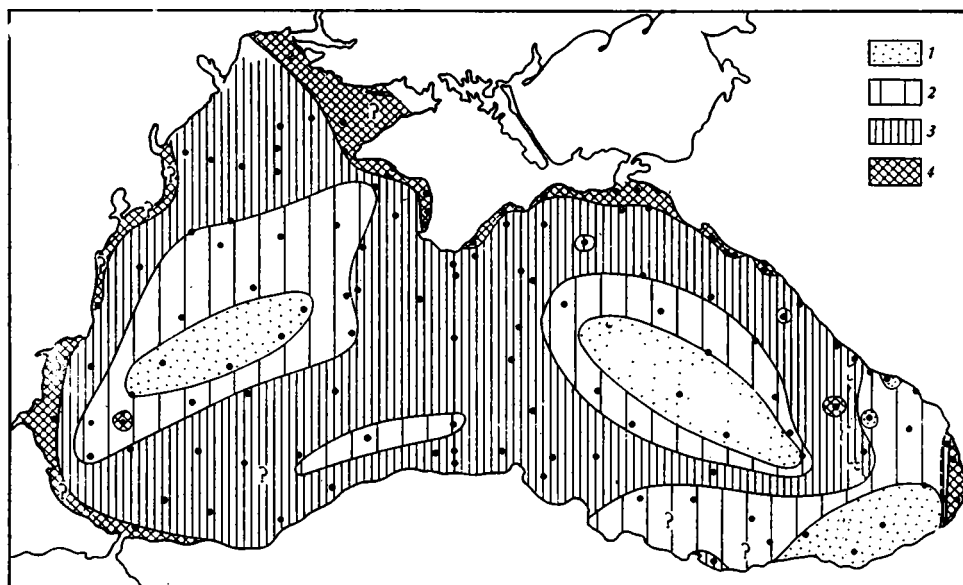
Как видно из карто-схем (фигуры 1—5), распределение в верхнем слое осадка Ti, Zr, Ge, Cr, V, порознь взятых, обладает рядом индивидуальных черт, что свидетельствует, конечно, о самостоятельной миграции каждого элемента и независимости его от других. Однако легко улавливаются и общие признаки, которые объединяют эти элементы в одну группу.

Наиболее сходны распределения Ti, Zr и Ge. У всех трех элементов халистазам отвечают минимальные содержания, причем самые низкие градации приходятся на центральные части халистаза. Ближе к берегам и в полосе между Крымом и Анатолийским побережьем располагаются более высокие концентрации, вплоть до максимальных. У самого берега, в зоне песков, картина осложняется. Здесь у каждого элемента сменяют друг друга ограниченные по размерам участки с самыми разными содержаниями — от минимальных до максимальных, что контролируется, понятно, петрографическим составом побережий.

Перечисленные общие черты выражены у каждого элемента неодинаково, что проявляется, например, в размерах и конкретных очертаниях халистатических минимумов и пространственной ориентировке их длинных осей, разной у Ti, Ge и Zr; в наличии у Ti широкой ленты максимальных значений в южной части моря и такой же, но меньшей по размерам ленты между Тарханкутом и дельтой Дуная, чего нет у Zr и Ge; в наличии у Zr большого количества участков максимальных концентраций на западном и северном побережьях, чего нет у Ti и Ge; в наличии у Zr и частью Ti большой полосы минимальных концентраций в юго-восточном углу моря, чего нет у Ge, и в других мелких деталях, которые читатель легко усмотрит сам при ближайшем сравнении карт. Все эти различия,



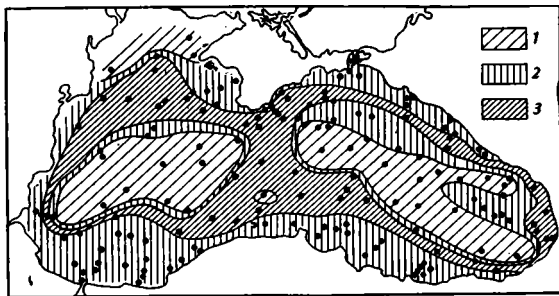
Фиг. 1. TiO_2 , % на бескарбонатное вещество
 1 — <0.7 ; 2 — $0.7-0.8$; 3 — $0.8-0.9$; 4 — >0.9 ; 5 — местоположение проб на фигурах 1—22



Фиг. 2. ZrO_2 , % на бескарбонатное вещество
 1 — <0.016 ; 2 — $0.016-0.020$; 3 — $0.020-0.030$; 4 — >0.030

однако, не затушевывают того кардинального факта, что схемы распределения Zr, Ti, Ge в своих главных, решающих чертах и даже некоторых деталях чрезвычайно близки. Нужно иметь в виду также, что количество станций, использованных при построении схем, у разных элементов неодинаково: оно наибольшее у Ti — 185, меньше у Ge — 179, еще меньше у Zr — 122; к тому же станции локализованы не вполне одинаково. Весьма вероятно, что, если бы число станций и их расположение были тождественны, сходство схем, и без того большое, увеличилось бы.

Заметно отличны схемы распределения Sr и V . На картах, опубликованных в 1960—1961 гг., как известно, у этих элементов намечалась длинная, но относительно узкая зона минимальных содержаний, протягивавшаяся широтно через срединную часть моря и делившая его на две части: северную и южную с более высокими содержаниями, вплоть до максимальных. При этом карты Sr и V , очень сходные друг с другом, никак не вязались с общей гидродинамической системой черноморских вод. С целью проверки этого своеобразного поведения элементов и были поставлены дополнительные определения Sr и V в новых станциях, расположенных главным образом в полосе от Крыма до Анатолийского берега и в других местах. При нанесении новых определений на первоначальную схему оказалось, что непрерывной ленты минимумов в центральной части моря у обоих элементов не существует, она распалась на куски, располагающиеся в халистатах; полосе же между Крымом и Анатолийским берегом свойственны высокие, а кое-где (у V) и максимальные значения. После этих дополнительных определений стало ясно, что схемы распределения Sr и V представляют, в сущности, видоизмененную схему распределения Ti , в которой халистатические минимумы резко уменьшены по площади, особенно в их южных частях, занятых у Sr и V более высокими содержаниями. Редуцирование халистатических минимумов, однако, не дошло до конца, и в халистатических областях еще сохраняются ограниченные участки минимальных содержаний. Характерно, что редуцирование это у Sr выражено слабее, у V более интенсивно. Имеются и другие отличия схем распределения Sr и V от схем распределения Zr , Ge и Ti ; ближе всего они сходны со схемой Ti .



Фиг. 3. Ge , $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество (Соколов, Пилипчук, 1969)

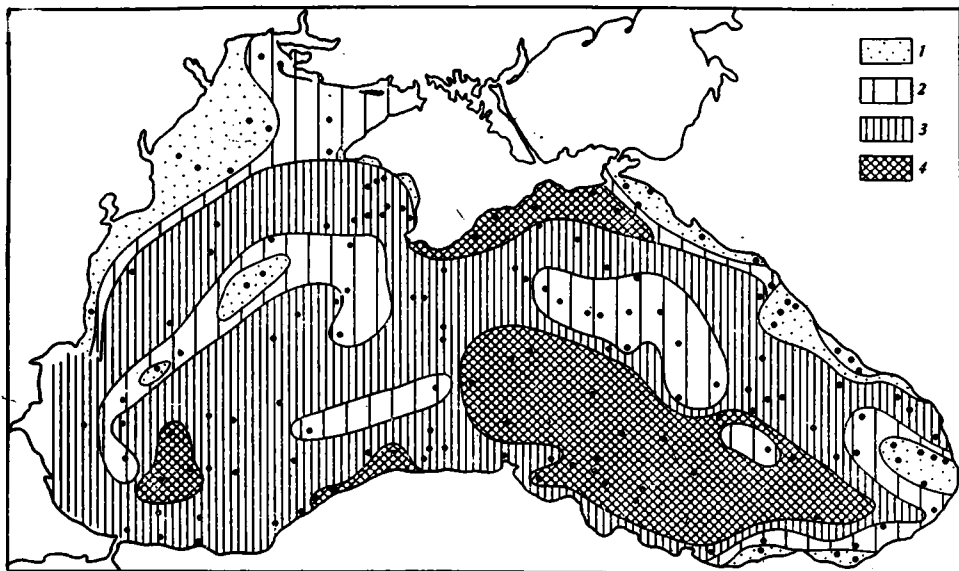
1 — $<1,5$; 2 — $1,5-2,0$; 3 — $>2,0$

Сохранение у V и Sr хотя бы и ограниченных по площади участков халистатических минимумов, столь развитых у Ti , Zr , Ge , имеет, на наш взгляд, принципиальное значение. Именно оно позволяет соединить все пять элементов в единую группу и рассматривать Sr и V как крайние члены в ряду убывания халистатических минимумов: $\text{Ti} \rightarrow \text{Zr} \rightarrow \text{Ge} \rightarrow \text{Sr} \rightarrow \text{V}$. При этом между схемами первых трех элементов и двух последних имеется отчетливый разрыв, указывающий на вероятное наличие элементов с распределением переходного типа.

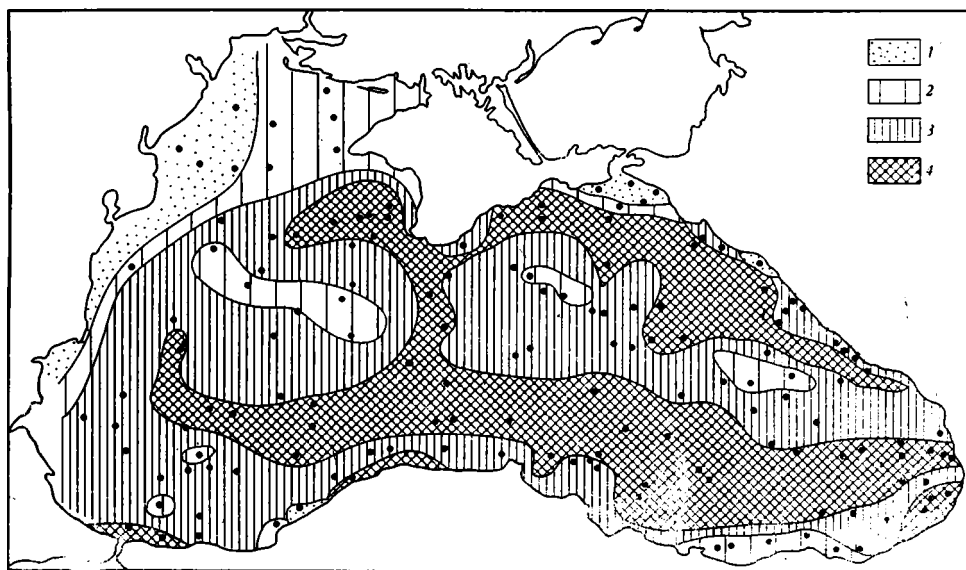
Очень интересную особенность рассматриваемой группы составляет то, что отношения между усредненными минимальными (b) и усредненными максимальными (a) содержаниями элементов, вычисленные по конкретным определениям их, незначительны (табл. 1). У Ti , Zr , Ge величина a/b составляет всего 3—5; у V , Sr несколько больше — 7,5—8. По этому признаку два последних элемента также четко отличаются от первых трех. Отличны и фациальные профили (табл. 2), которые в целом для группы дают пеструю картину.

Сказанное ставит два кардинальных вопроса: что определяет возникновение халистатических минимумов у всех членов группы? Что вызывает уменьшение их размеров у Sr и V сравнительно с размерами у Ti , Zr , Ge ?

Ответ, естественно, надо искать в формах миграции этих элементов в речных водотоках.



Фиг. 4. Сг, $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество
 1 — <40; 2 — 40—80; 3 — 80—120; 4 — >120



Фиг. 5. V, $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество
 1 — <40; 2 — 40—80; 3 — 80—120; 4 — >120

К сожалению, прямых данных, относящихся к Черноморскому бассейну, мало и они не вполне идентичны. По М. А. Глаголевой (1959), V в реках, впадающих в Черное море, мигрирует только в составе взвесей, не образуя растворов Сг же в реках Риони, Кубань и Чорох идет не только в виде взвесей, но также и в растворенном состоянии, причем растворы образуют от 2,6 (р. Кубань у Краснодара) до 12,6 (р. Риони у Цакая) и даже 35% (р. Риони у Батуми в 1956 г.); впрочем, в 1957 г. в р. Риони Сг в растворе обнаружено не было. По данным Г. С. Коновалова, А. И. Ивановой и Т. Х. Колесниковой (1968), V часто присутствует

Пределы колебаний в содержаниях элементов первой группы* (на бескарбонатное вещество)

Элементы	По градациям на карте		a/b	Элементы	По градациям на карте		a/b
	максимальное	минимальное			максимальное	минимальное	
	(a)	(б)			(a)	(б)	
TiO ₂	1,50	0,35	4,0	Ca	90	17	5,3
ZrO ₂	0,04	0,008	5,0	TR	?	?	≈3-4 ?
GeO ₂	6,5	2	3-3,5	Cr	150	20	7,5
				V	160	20	8,0

* TiO₂ и ZrO₂ в %; остальные элементы—10⁻⁴ %.

Таблица 2

Распределение средних содержаний элементов первой группы (на бескарбонатное вещество)

Тип осадка	Ti	Zr	Ge	Cr	V	TR	Ga	Примечание
	%		10 ⁻⁴ %					
Пески	0,43	0,02	1,8	39	53	—	40	Ti — по М. Ф. Пилипчуку (1968); Zr — по М. А. Глаголевой (1970); Ge — по В. С. Соколову и М. Ф. Пилипчуку (1968); TR — по Л. С. Фоминой и И. И. Волкову (1970); Ga и V — по М. А. Глаголевой (1961). Для TR и Ga карты не составлены ввиду ограниченного числа образцов.
Алевриты	0,49	0,027	1,6	83	118	—	34	
Глинистые илы (CaCO ₃ < 30%)	0,48	0,018	1,8(?)	99	120	0,018	48	
Глинисто-известковые илы (CaCO ₃ = 30-50%)	0,42	0,015	1,6	84	111	0,019	40	
Известково-глинистые илы (CaCO ₃ > 50%)	0,45	0,011	1,6	73	84	0,017	58	

в растворенном виде, но все же встречаются случаи, когда он то присутствует, то отсутствует в растворе в одной и той же реке, например, в Кубани, Риони. В среднем в растворе идут все 1,5%, а 98,5% во взвеси. Относительно других элементов мы вынуждены пока ограничиваться только коэффициентами их водной миграции, вычисленными А. И. Перельманом и Т. С. Батулиным (1964).

У V и Cr эти коэффициенты лежат где-то между 0,1 и 0,001, что свидетельствует об их весьма малой способности давать растворы. К этой же группе принадлежат и все гидролизаты (Ti, Sc, Zr, Hf, Nb, Ta), а также Y и все TR. В целом, следовательно, первая выделенная нами группа допускает существенное расширение, но всегда характеризуется резко выраженной миграцией в форме взвесей и совершенно ничтожной, часто практически неуловимой ролью растворов.

В таком случае, очевидно, распределение элементов на площади дна должно контролироваться распределением их по фракциям речной взвеси, а также ролью разных фракций в составе взвесей. Этот вопрос был изучен И. В. Беловой и И. Ю. Лубченко, которые получили результаты, сведенные в табл. 3, 4.

При оперировании этими данными нужно иметь в виду два существенных обстоятельства. Количество рек, в которых собиралась взвесь

Механический состав взвесей

Река	Мутность, г/л	Количество фракций, %		
		>0,01 мм	0,01—0,001 мм	<0,001 мм
Риони	0,328	15,24	57,93	26,83
Чорох	0,878	39,78	43,96	16,29
Днепр:				
у Запорожья	0,0068	9,36	51,81	38,86
у Каховки	0,0068	10,07	49,05	40,87
Дунай	0,062	7,66	58,25	33,98
Кубань	0,296	21,89	48,12	30,00
»	0,278	12,84	57,55	29,68
»	0,270	14,53	51,54	34,02

в половодье, ограничено всего пятью, причем Днепр зарегулирован и его твердый сток сейчас, вероятно, не тот, что был до зарегулирования. Правда, прочие изученные реки принадлежат к самым крупным, но вдоль Кавказа и Малоазиатского побережья есть много меньших, взвесь

Таблица 4

Содержание элементов первой группы в разных фракциях взвесей

Реки	Фрак- ции	TiO ₂ , %	ZrO ₂	Cr	V
			10 ⁻⁴ %		
Риони	I	0,68	340	60	108
	II	0,85	220	60	137
	III	0,76	290 (?)	56	155
Чорох	I	0,63	240	46	95
	II	0,76	304	75	116
	III	0,72	285	61	95
Кубань (у г. Красно- дара)	I	0,68	520	76	64
	II	1,02	410	85	103
	III	0,85	300	87	139
Кубань (у г. Темрюка)	I	0,68	220	93	88
	II	1,02	350	82	106
	III	0,72	360 (?)	92	130
Дунай	I	0,72	560	93	69
	II	1,02	500	116	104
	III	0,74	160	101	86

Примечание: Фракции, мм: I—0,1—0,01 легкая под-
фракция; II—0,01—0,001; III—<0,001 мм.

около 30±4%, на последнем — алевритовая — 12—21%, лишь у. р. Чорох она поднимается почти до 40%.

Распределение элементов первой группы по фракциям взвесей неодинаково у Ti и Zr, с одной стороны, V и Cr — с другой (см. табл. 4).

Для TiO₂ характерно, что наиболее высокие содержания приурочены к грубопелитовой фракции: от 0,75 до 1,02%; в алевритовой фракции количество TiO₂ падает до 0,60%, в тонкопелитовой — до 0,70—0,85%. Такое распределение по фракциям взвеси хорошо объясняет общие черты локализации TiO₂ в осадке. Поскольку грубопелитовая фракция оседает главным образом в полосе, охватывающей нижнюю часть шельфа, материковый склон и периферию плоского дна, естественно,

которых не может не оказывать влияния на общую характеристику взвешенного материала, сбрасываемого в Черное море. Кроме того, состав взвеси, а также распределение элементов по гранулометрическим фракциям, вероятно, меняется от сезона к сезону и от года к году. Указанные обстоятельства важны в том отношении, что данные табл. 4 должны рассматриваться лишь как первая, приближенная характеристика распределения элементов в гранулометрическом спектре взвесей. Не все в них типично; имеются, видимо, нетипичные случаи.

Во взвешенном стоке всех рек главную роль (см. табл. 3) играет крупнопелитовая фракция, составляющая около 50±7% взвеси, на втором месте тонкопелитовая фракция, образующая

что именно на эти участки дна и приходится максимальные содержания TiO_2 : 0,8—0,9% и больше (до 1,06%). В сторону берега, где осадок все больше обогащается алевритовым материалом, содержания TiO_2 снижаются до 0,8—0,7 и менее 0,7%; впрочем, локально в песчаной зоне, особенно на пляже, концентрации Ti могут резко возрастать (у берегов Крыма, на Кавказском и Малоазиатском побережьях) за счет местных источников и процессов шлихования, приводящих к концентрированию титаномагнетита. В направлении к центральным частям халистаз, где накапливается главным образом тонкопелитовая фракция, содержания TiO_2 , естественно, убывают.

Таким образом, в самом общем виде, в принципиальной своей сущности карта распределения TiO_2 в верхнем слое осадков хорошо согласуется с распределением титана в гранулометрических фракциях речных взвесей. Объяснимы и некоторые детали ее, и прежде всего наличие высоких содержаний TiO_2 в полосе между халистазами. Сюда заносится речная взвесь, с одной стороны, с северо-востока — кавказского происхождения, с другой стороны, с юго-запада — балкано-малоазиатского генезиса; встречающиеся разнонаправленные течения приводят к усиленной садке здесь крупнопелитовой фракции и отсюда — к повышенным содержаниям TiO_2 в илах. Так как траектории течений непостоянны, а смещаются то в одну, то в другую сторону, то это и создает достаточную ширину полосы высоких содержаний TiO_2 , идущей от Крыма на Малоазиатское побережье. Выступ на северо-востоке в направлении от Синопа на Новороссийск ленты максимальных содержаний TiO_2 в южной части моря вызван, вероятно, влиянием эпизодических течений в том же направлении, далеко заносящих в открытое море взвеси малоазиатских рек. Такое же происхождение, вероятно, имеет и узкая лента высоких и очень высоких значений TiO_2 , простирающаяся от Прибосфорской области на северо-восток и отделяющая область западного халистатического минимума от более прибрежной (но не непосредственно прибереговой) зоны минимума. Но совсем непонятной остается пока узкая и короткая лента максимальных содержаний TiO_2 , опоясывающая с севера западный халистатический минимум. Есть и еще ряд мелких деталей, не поддающихся пока однозначному истолкованию, — например, появление узколокальных пятен высоких содержаний TiO_2 на фоне западного и восточного халистатических минимумов.

И все же, несмотря на наличие в карте Ti некоторых пока непонятных черт, в целом она достаточно хорошо согласуется с распределением TiO_2 по гранулометрическим фракциям речных взвесей.

Несколько сложнее обстоит дело с картой ZrO_2 , когда подходишь к ее истолкованию по данным содержания ZrO_2 в речных взвесах. Поскольку карты распределения TiO_2 и ZrO_2 в осадках сходны, можно было ожидать, что сходным будет и распределение их по фракциям взвесей. На деле же в цифрах TiO_2 и ZrO_2 в табл. 4 выступают отличия. В некоторых случаях (Риони, Кубань Дунай) максимальные содержания ZrO_2 приходится на алевритовую фракцию, а минимум — на тонкопелитовую, и это объясняет появление прибрежных максимумов вдоль западной и северной частей моря. Но, с другой стороны, в двух случаях из пяти содержания ZrO_2 в тонкопелитовой фракции либо равны содержаниям его в крупнопелитовой, либо даже чуть выше. Если бы такие соотношения во взвесах были постоянны, появление отчетливо выраженных больших минимумов в халистазах было бы невозможно. Причина неувязок заключается, вероятно, в вариациях состава и гранулометрии взвесей в разные сезоны одного и того же года, причем у разных элементов они происходят независимо друг от друга. Гранулометрическое распределение TiO_2 в анализируемых пробах типично для него, чаще всего встречается в речных взвесах; отсюда хорошая согласован-

ность карт распределения TiO_2 с общим характером распределения его в гранулометрическом спектре взвесей. У ZrO_2 мы встречаемся в анализированных образцах, по-видимому, с атипичным распределением его по фракциям взвеси; такое распределение должно встречаться гораздо реже, чем то, какое наблюдается в типичном случае, демонстрируемом TiO_2 . Отсюда неувязка карты ZrO_2 с данными табл. 4. Эта гипотеза требует дальнейшей проверки, тем более, что содержания ZrO_2 во взвесах вообще завышены.

Карты Сг и V, как мы знаем, хотя и принадлежат к первой группе, но имеют резко редуцированные халистатические минимумы, особенно у V. Распределение этих элементов в гранулометрическом спектре речных взвесей согласуется с такими изменениями в картах. Минимум содержания Сг в тонкопелитовой фракции отчетливо выражен у Чороха, Дуная и Риони, во взвесах же Кубани тонкопелитовая фракция обогащена Сг, хотя и не сильно. При таких соотношениях у Сг еще возможно сохранение пелагических минимумов, хотя и в редуцированной форме. У V только Чорох и Дунай показывают максимум в грубопелитовой фракции, у остальных рек он отчетливо тяготеет к тонкопелитовой. Это и вызывает в данном случае почти полное уничтожение халистатических минимумов. Детали распределения Сг и V пока мало доступны истолкованию. Резко выраженное тяготение максимальных содержаний обоих элементов к южной половине моря указывает на интенсивное поступление их с малоазиатского водосбора. То же мы увидим потом у Fe.

Итак, несмотря на ограниченность данных, распределение элементов в гранулометрическом спектре речных взвесей позволяет все же понять в общих чертах как характерные особенности отдельных карт элементов, так и общие тенденции в их изменениях от Ti и Zr к Сг и V. Но при этом для ZrO_2 приходится прибегать к некоторой интерпретации данных по взвесям и, в частности, считать, что они демонстрируют *атипичный* случай, отклоняющийся от гораздо чаще встречающегося в выносе ZrO_2 *типичного* случая, аналогичного тому, что наблюдается у TiO_2 .

Большой интерес представляет выяснение форм нахождения в осадке элементов первой группы. Мы должны при этом исходить из следующих двух фактов: 1) ничтожной растворимости соединений этой группы и 2) отсутствия концентрирования их в аутигенных сульфидах (в сероводородной зоне), что было показано недавно Г. Ю. Бутузовой (1969), и в железо-марганцовых стяжениях кислородной зоны моря кроме V, слегка в стяжениях накапливающегося (Волков, Севастьянов, 1968). Отсюда следует, что в верхнем слое современных отложений Черного моря аутигенное минералообразование у элементов первой группы отсутствует. Они находятся здесь практически в виде тех твердых фаз, в которых поступили в бассейн.

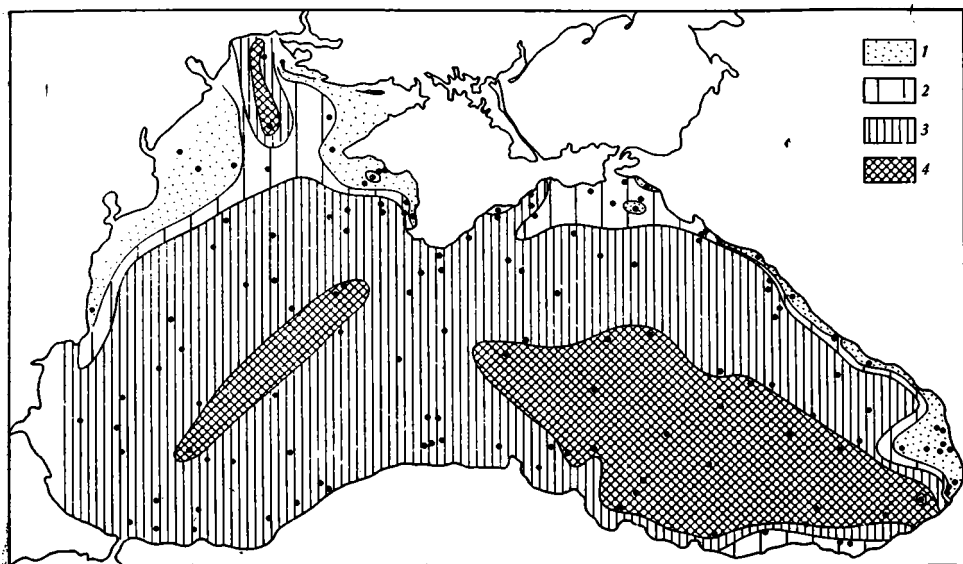
3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ВТОРОЙ ГРУППЫ

В эту группу входят 13 элементов, схемы распределения которых показаны на фигурах 6—18.

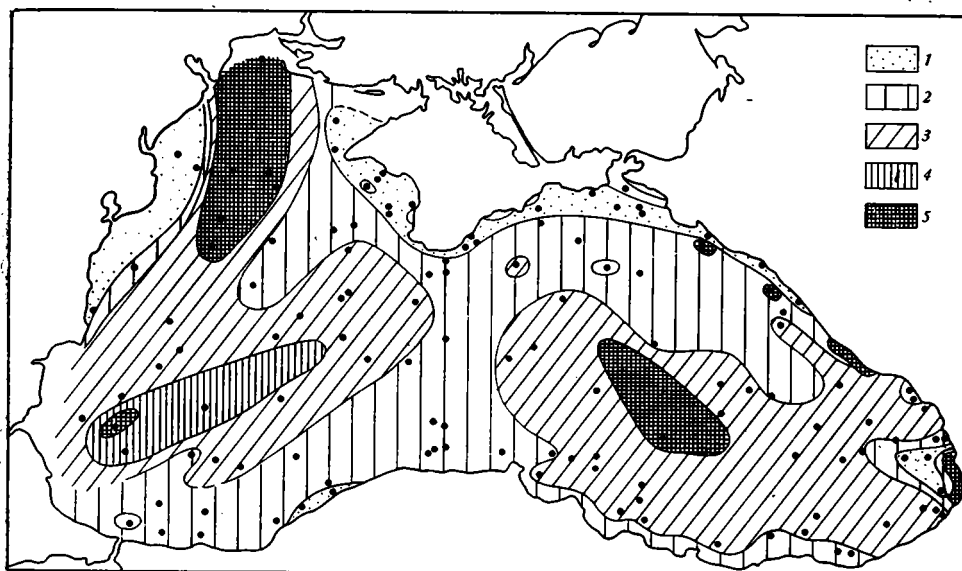
Индивидуальность в локализации каждого элемента в поверхностном слое выступает достаточно ярко. Но в то же время нельзя не заметить нескольких характерных черт, присущих всем картам.

В отличие от первой группы, во второй в халистазах всегда локализованы *максимумы* (а не минимумы) *концентраций*, в сторону же берега следуют все уменьшающиеся содержания элементов.

К полосе между Крымом и Анатолийским побережьем всегда приурочены *меньшие* концентрации, чем в халистазах, так что восточный и западный халистатические максимумы отчетливо отделены друг от друга меридиональной полосой меньших содержаний; иногда эти со-

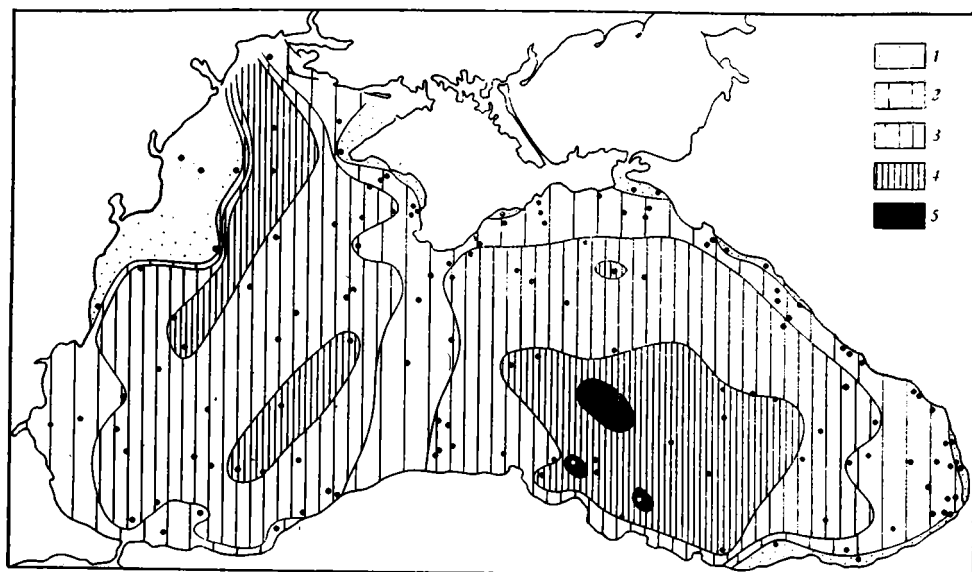


Фиг. 6. Fe, % на бескарбонатное вещество
 1 — <3; 2 — 3—4; 3 — 4—5; 4 — >5

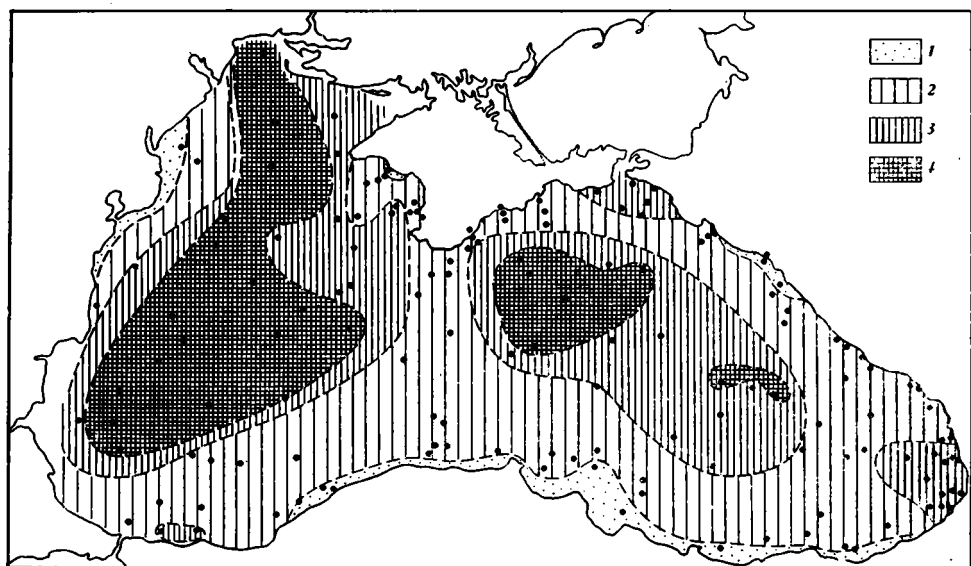


Фиг. 7. Mn, % на бескарбонатное вещество
 1 — <0,05; 2 — 0,05—0,075; 3 — 0,075—0,10; 4 — 0,10—0,25; 5 — >0,25

держания резко меньше халистатических максимумов (Co, W, As и др.), иногда различия не очень велики (Mo, Fe). Эта, так сказать, типовая схема у разных элементов выражена в разной степени. Наименее отчетлива она у Fe; в западной халистазе у него намечается лишь небольшой вытянутый на северо-восток участок наибольших содержаний, в восточной же — крупный, причем он резко придвинут к южному берегу, откуда, вероятно, поступают главные массы Fe. Намечается язык повышенных содержаний Fe, как бы выходящий из устья Днепра. У Mn и Ni, распределение которых в общем очень сход-

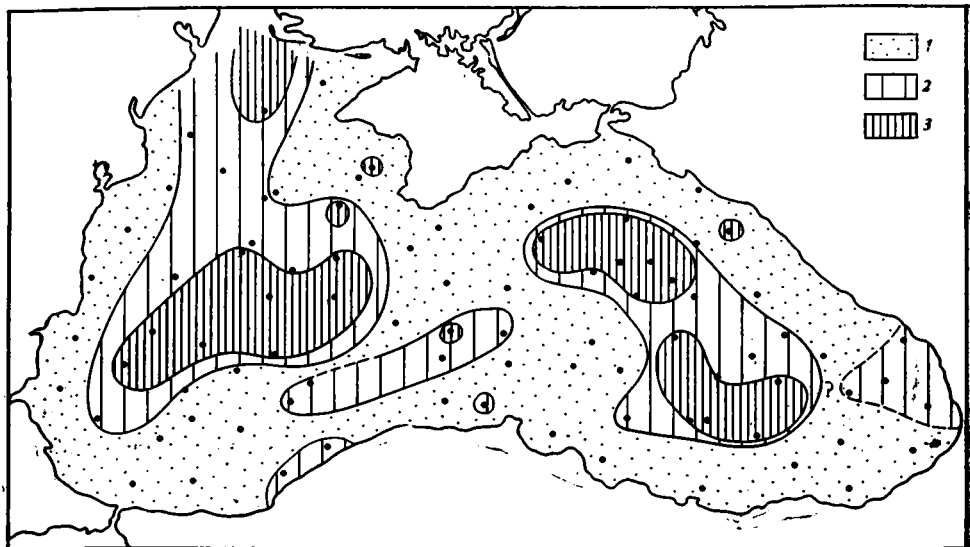


Фиг. 8. Ni, 10⁻⁴% на бескарбонатное вещество
 1 — <40; 2 — 40—70; 3 — 70—100; 4 — 100—200; 5 — >200

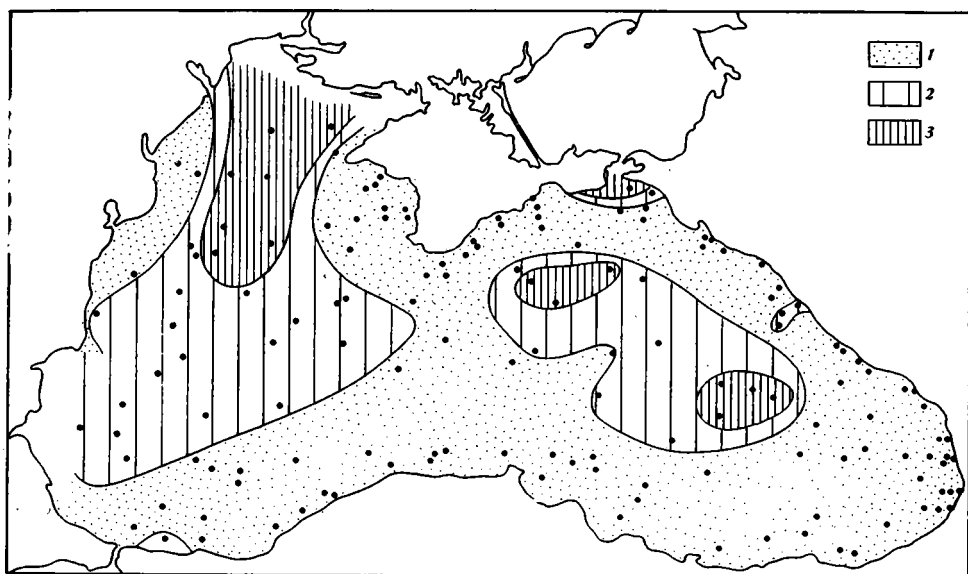


Фиг. 9. P, % на бескарбонатное вещество
 1 — <0,04; 2 — 0,04—0,07; 3 — 0,07—0,1; 4 — >0,1

но, халистатические максимумы выражены резко, так же как отчетливее проступает полоса пониженных содержаний у побережий между Крымом и Малоазийским побережьем. На картах всех остальных элементов типовая схема распределения вырисовывается все более отчетливо, хотя конкретные очертания халистатических максимумов варьируют; максимумы эти то больше, то меньше по площади, то тяготеют к южной, то к средней части халистаза; полоса меньших содержаний в направлении от Крыма на Анатолийское побережье то расширяется, то сужается; язык высоких содержаний, выходящий из



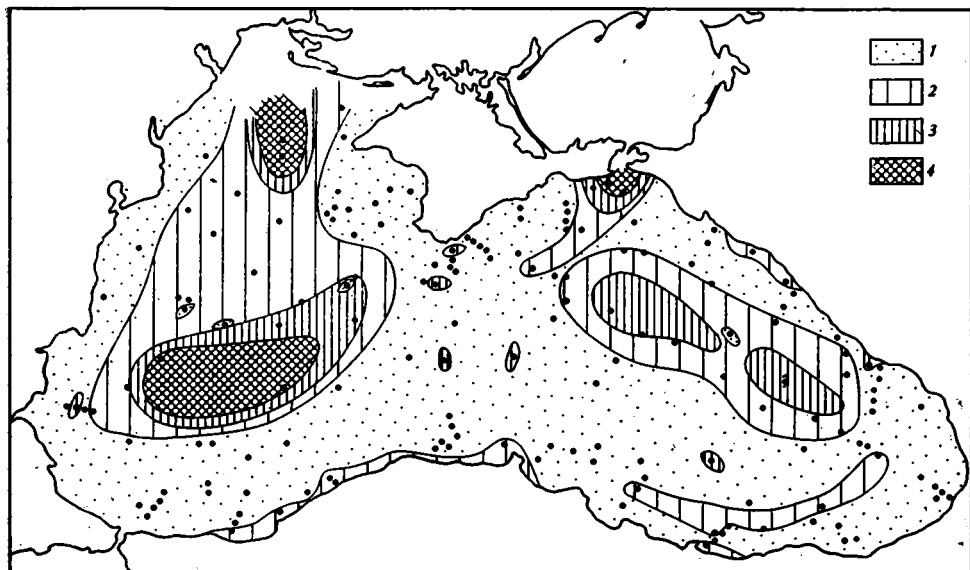
Фиг. 10. Cu, $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество
 1 — < 100 ; 2 — $100-160$; 3 — > 160



Фиг. 11. Co, $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество
 1 — < 20 ; 2 — $20-30$; 3 — > 30

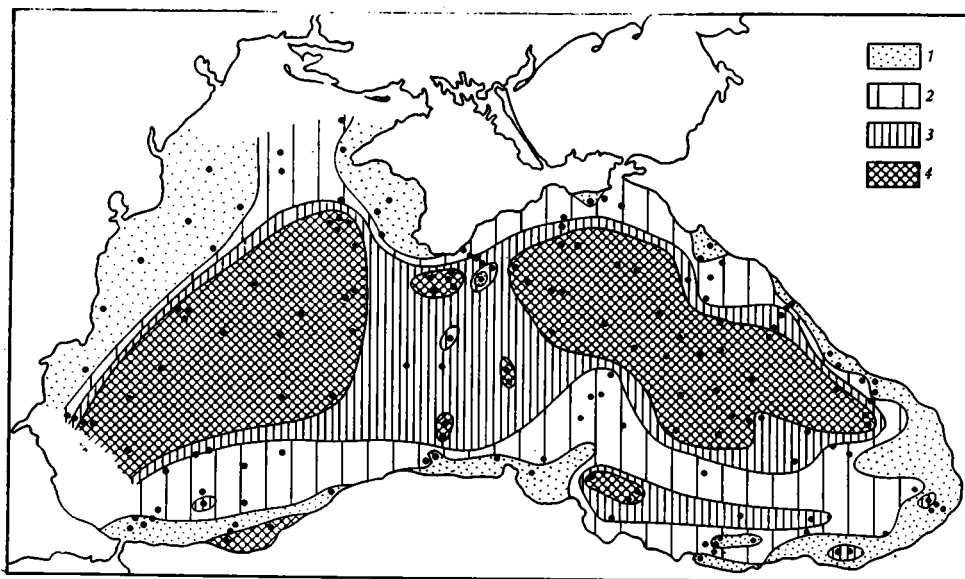
устья Днепра, то сохраняется (Fe, Mn, Ni, P, Cu, Co, W, As, CaCO_3), то исчезает (Mo, Se, U). В общем же по степени выраженности типовой схемы элементы второй группы отчетливо выстраиваются в ряд; на одном конце которого Fe, на другом — $\text{C}_{\text{орг}}$.

Интересная и важная особенность второй группы элементов — существенное увеличение отношений усредненных максимальных содержаний (а) к усредненным минимальным содержаниям (б). У начального члена группы (Fe) оно равно 5, у Mn и As_2O_3 — 8, у WO_3 — 9, у P — 10, а у всех последующих > 10 , достигая 44 у U, 48 у Se и 86 у $\text{C}_{\text{орг}}$ (табл. 5). Характерно, что у некоторых малых элементов ло-



Фиг. 12. WO_3 , 10^{-4} на бескарбонатное вещество

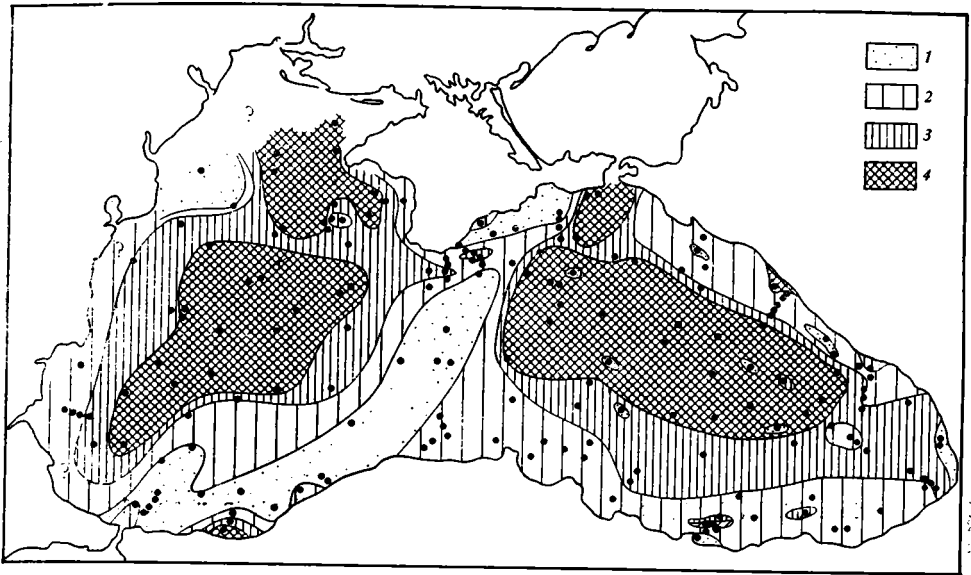
1 — <100; 2 — 100—200; 3 — 200—300; 4 — >300



Фиг. 13. MoO_3 , $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество

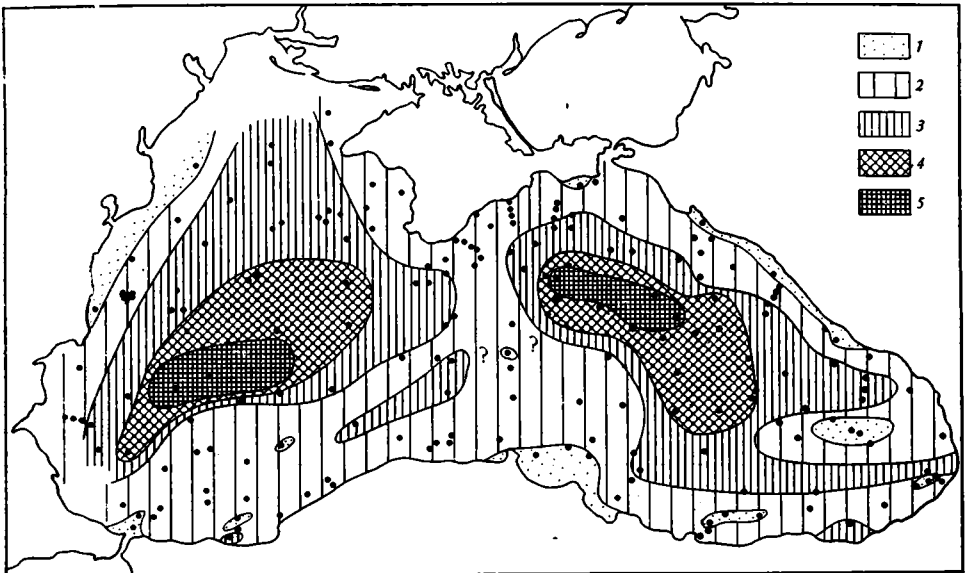
1 — <10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — >80

кальню встречаются как очень низкие, так и чрезвычайно высокие концентрации, и отношения a/b их у индивидуальных проб становятся много выше чисел, полученных, если оперировать усредненными значениями. Так, у WO_3 при минимальных величинах в $14 \cdot 10^{-4}\%$ в одной пробе определено $794 \cdot 10^{-4}\%$, что дает $a/b=57$, тогда как в среднем a/b у него $=9$; у As_2O_3 соответственно минимум $4 \cdot 10^{-4}\%$, максимум 446% и $a/b=112$, при среднем $a/b=7-8$; у Mo минимум $3 \cdot 10^{-4}\%$, максимум $161 \cdot 10^{-4}\%$, откуда $a/b=53$ при усредненном $a/b=20$; у Se минимум $0,1 \cdot 10^{-4}\%$, максимум $14,3 \cdot 10^{-4}\%$, а $a/b=143$, при среднем 48 .



Фиг. 14. As_2O_3 , $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество

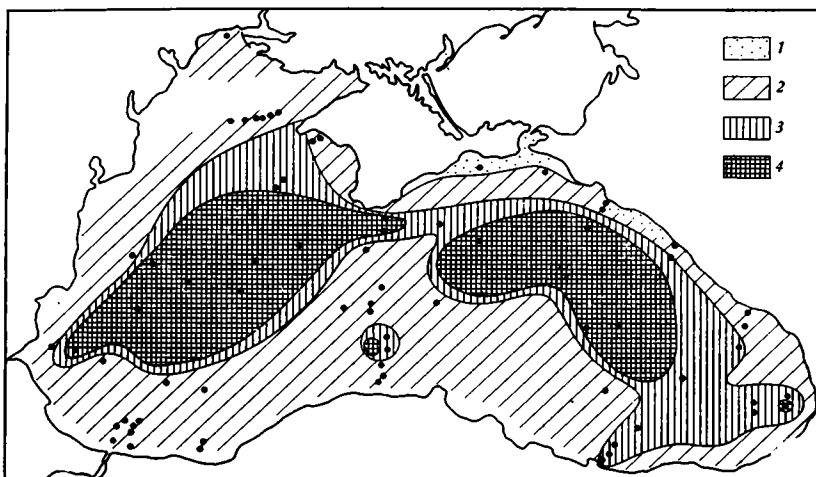
1 — <15 ; 2 — $15-20$; 3 — $20-25$; 4 — >25



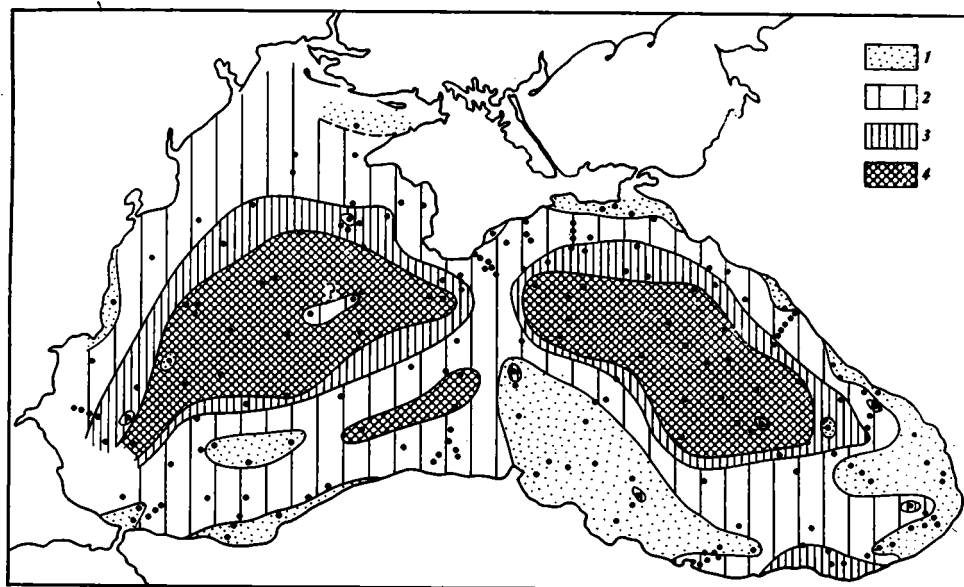
Фиг. 15. SeO_2 , $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество

1 — $<0,5$; 2 — $0,5-1$; 3 — $1-5$; 4 — $5-10$; 5 — >10

Все это показывает, что во второй группе резко возрастает диапазон между минимальными содержаниями элементов в прибрежной зоне и максимальными в халистазах. Элементы все сильнее уходят из прибрежья в халистатические зоны. При этом на фоне вообще высоких халистатических концентраций здесь появляются локальные содержания, на порядок-полтора и больше отличающиеся от минимальных (в прибрежной зоне).



Фиг. 16. U, $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество (Коченов и др., 1965)
 1 — <1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — >10



Фиг. 17. C_{орг}, % на натуральный осадок
 1 — <1; 2 — 1—2; 3 — 2—3; 4 — >3

Была сделана попытка сопоставить местонахождения этих очень высоких содержаний у разных элементов. Оказалось, что экстравысокие значения встречены у Mo в 8 станциях, у W в 10, у As в 2 и у Se в 12. При этом обычно экстрасодержания одного элемента не сопровождаются экстрасодержаниями другого. Но в трех случаях очень высокие концентрации Mo совпадают с очень высокими у W; в двух случаях к Mo и W присоединился еще Se, а в двух в очень высоких количествах присутствовали все четыре элемента — Mo, W, As, Se. Все они локализованы в центральных частях халистаз.

Весьма характерно, что концентрирование элементов в халистатических зонах сопровождается отчетливо выраженным упорядоченным их распределением в фаціальном профиле черноморских отложений, а именно — резким подъемом содержаний от песков к известково-гли-

Пределы колебаний в содержаниях элементов второй группы на бескарбонатное вещество

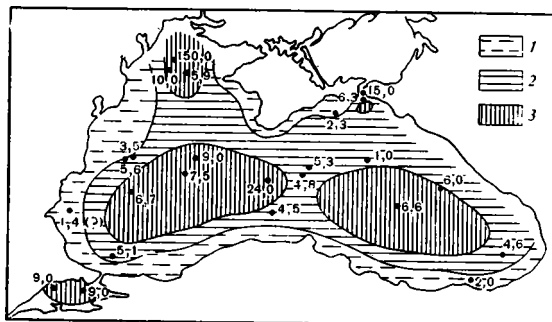
Элементы	По грациям на карте		В индивидуальных пробах			
	максимальное (а)	минимальное (б)	а/б	максимальное (а)	минимальное (б)	а/б
Fe, %	7,5	1,5	5	—	—	—
Mn, %	0,16	0,02	8	—	—	—
Pb, %	0,2	0,02	10	—	—	—
WO ₃ , 10 ⁻⁴ %	459	50	9	794	14	57
As ₂ O ₃ , 10 ⁻⁴ %	60	8	7-8	446	4	112
Cu, %	0,040	0,003	12-13	—	—	—
Ni, 10 ⁻⁴ %	300	20	15	—	—	—
Co, 10 ⁻⁴ %	70	5	14	—	—	—
CaCO ₃ , %	75	5	15	—	—	—
Sr, %	0,100	0,005	20	—	—	—
MoO ₃ , 10 ⁻⁴ %	109	5,5	20	161	3	53
U, 10 ⁻⁴ %	70	1,6	44	—	—	—
Se, 10 ⁻⁴ %	12	0,26	48	14,3	0,1	143
C _{орг} , %	12	0,14	86			

нистым илам; это с неизбежностью вытекает из предыдущего (табл. 6). Некоторые отклонения наблюдаются лишь у W и As.

Встает вопрос о причинах, обусловивших отличие в распределении элементов второй группы от распределения первой. Обратимся к формам миграции элементов в реках Черноморского бассейна, и прежде всего к соотношениям взвесей и растворенных соединений. К сожалению, данных здесь не так много и они не всегда одинаковы у разных исследователей.

По определениям М. А. Глаголевой (1959), наблюдаются в среднем соотношения, приведенные в табл. 7.

По определениям Г. С. Коновалова с сотрудниками (1968), роль растворов в миграциях элементов иногда существенно отличается от определенных ее М. А. Глаголевой. В частности, у Fe растворы в среднем из 13 разновременных определений составляют всего 0,5%; у Mn — 4,0%; у Ni — 14%; у Cu — 27%; Co — в растворе не идет. Хотя абсолютные величины значений у Г. С. Коновалова с сотрудниками отличны от данных М. А. Глаголевой в сторону существенного уменьшения растворенной фазы, все же у всех элементов (исключая Co) растворы всегда присутствуют в речном выносе и играют все возрастающую роль от Fe к Cu². В этом кардинальное отличие элементов второй группы от элементов первой, у которой растворенная форма практически не играет никакой роли. Именно наличие и все возрастающая роль растворов и объясняют появление повышенных концентраций Fe, Mn и т. д. в пелагических отложениях вообще



Фиг. 18. Au, мг/т на натуральный осадок (Аношин и др.)

1 — <4; 2 — 4—6; 3 — >6. Цифры около местоположений проб — фактическое содержание золота

² Более высокие числа у М. А. Глаголевой обусловлены методикой разделения проб, при которой в растворы попадала значительная часть коллоидной фракции.

Таблица 6

Распределение элементов второй группы (на бескарбонатное вещество)*

Тип осадка	10 ⁻¹ %											10 ⁻¹ мг/т		
	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	W	Mo	As	Sa	U**	Sr		P*	Сорг
Пески	3,47	0,70	3,9	41	62	10,72	6,00	13,02	0,24	0,8	0,041	0,50	0,29	3,6
Плевриты	3,84	0,70	58	13	71	68,8	10,54	7,76	0,26	1,1	0,006 (?)	0,59	1,13	3,6***
Глинистые илы (СаСО ₃ 30%)	4,50	0,71	84	15	95	50,4	18,2	7,70	0,27	3,3—6,9	0,013	0,60	1,89	
Глинисто-известковые илы (СаСО ₃ 30—50 %)	4,40	0,77	74	28	137	72,8	35,03	10,85	1,42	10,3	0,46	0,93	4,60	
Известково-глинистые илы (СаСО ₃ 50 %)	4,42	0,80	91 (?)	39	201	160,8	59,28	24,08	2,56	15,3	0,67	0,21	8,64	7,5****

* Fe, Mn, Ni, Co, Sr — по М. А. Глаголей (1961); As — по М. Ф. Пилипчуку, В. Ф. Севастьянову (1969); U — по Г. Н. Батурину и др. (1967); Au — по Г. Н. Аношину и др. (1969); Mo — по М. Ф. Пилипчуку, И. И. Волкову (1966); W — М. Ф. Пилипчуку, И. И. Волкову (1966, 2); Sa — по Е. Г. Соколовой, М. Ф. Пилипчуку (1970).
 ** в натуральном осадке;
 *** алевро-глинистые илы;
 **** пелитовые илы.

и халистатических зонах в частности. Образуя после коагуляции ничтожнейшие гелевые сгустки или сорбируясь органическими и неорганическими коллоидами, элементы второй группы заносятся гидродинамической системой в затишные пелагические области, т. е. халистазы, в осадках которых и образуют максимумы концентраций. Карты распределения Fe, Mn, Ni, Cu, P хорошо согласуются с формами их миграций в реках, показывая, что распределение этих элементов в Черном море действительно контролируется формой их поступления в бассейн и его гидродинамическим режимом.

Этот вывод подтверждается и величинами коэффициентов водной миграции, вычисленными А. И. Перельманом. У Cu, Ni, Co, Mo, Mn, P, Fe (?) они попадают в интервал 1—0,1, тогда как у элементов растворенной выше первой группы имеют интервал 0,1—0,001. По Н. А. Лисицыной (1968), Co, Ni, Cu также относятся к группе геохимически подвижных элементов, дающих растворы.

Трансформация форм миграции элементов второй группы проявляется, однако, не только в увеличении доли растворов в общей массе вносимого в бассейн материала, но и в характерных изменениях распределения элементов в гранулометрическом спектре взвесей (табл. 8).

У всех элементов наблюдается отчетливое тяготение к накоплению в пелитовой и особенно тонкопелитовой фракции. Только во взвесах р. Чорух Mo и W показывают максимум в алевритовой фракции. В чем причина такой аномалии, неясно. Но она только слегка усложняет ту общую и ярко выраженную тенденцию к накоплению остальных элементов в тонкопелитовой фракции взвесей, какая наблюдается у всех других рек.

Эта тенденция только содействует возникновению халистатических максимумов.

Таким образом, с разных сторон мы находим подтверждение тому, что тяготение Fe, Mn, Ni, W, Mo, Co, Cu, P к пелагическим отложениям халистатических зон действительно

Таблица 7

Формы миграции некоторых элементов второй группы

Элементы	Взвесь, %	Раствор, %	Примечания
Fe*	94,8	5,2	*Река Припять исключена ** Встречается в сильно варьирующих количествах у одной и той же реки
Mn*	87,1	12,9	
Ni**	94,9	5,1	
P	84,3	15,7	
Co	45,7	54,3	
Cu	48,2	51,8	
Sr	44,3	55,7	

Таблица 8

Содержание элементов второй группы в разных фракциях взвесей

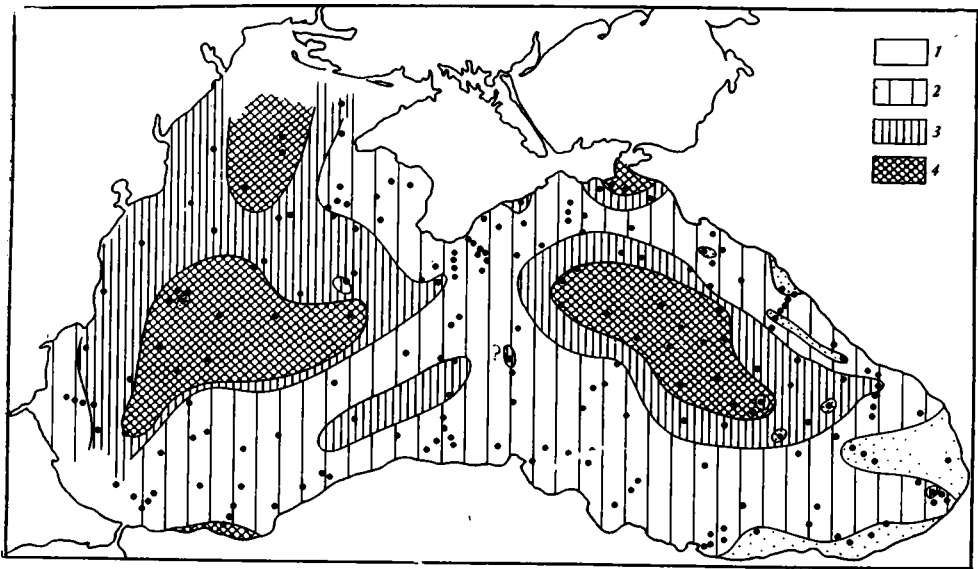
Реки	Фракции	Fe ₂ O ₃	MnO	Ni	Co	Cu	Mo	W	Примечание
		%		10 ⁻⁴ %					
Риони	I	5,80	0,85	46	16	25	1,3	59	Все речные взвеси не содержат CaCO ₃ , кроме взвесей р. Чорох
	II	7,61	2,69	70	23	41	1,5	66	
	III	9,97	1,77	74	22	60	1,6	79	
Чорох	I	6,65	0,10	32	13	49	1,2(?)	73(?)	На бескарбонатное вещество
	II	7,93	0,14	58	17	48	0,9	59	
	III	9,20	0,18	79	19	98	0,9	66	
Кубань (у г. Краснодар)	I	3,75	0,05	30	8	9	0,7	59	
	II	6,54	0,06	44	9	23	0,8	66	
	III	9,95	0,07	61	13	42	1,6	73	
Кубань (у г. Темрюк)	I	4,30	0,06	36	15	34	0,7	He опр.	
	II	7,45	0,14	47	14	32	0,7	59	
	III	9,95	0,11	60	13	56	1,2	79	
Дунай	I	4,02	0,06	51	18	57	0,5	He опр.	
	II	6,45	0,17	60	18	61	0,9	66	
	III	8,72	0,11	82	14(?)	116	1,1	He опр.	

Примечание: Фракции, мм: I—0,1—0,01; II—0,01—0,001; III—<0,001.

коренится в их большей геохимической подвижности, обусловленной все возрастающей ролью растворов в их речном выносе, а также аккумуляцией их в самой тонкой фракции речных взвесей.

Но если это так, то, исходя из сходства карт As, Se, Au с картами наиболее подвижных членов второй группы (Cu, Mo, Co_{орг}, CaCO₃) (фиг. 19), мы вправе сделать вывод, что и в миграциях трех названных элементов (а также U и Sr) в реках Черноморского бассейна большую роль играют растворы. По той же аналогии следует заключить, что утверждение Г. С. Коновалова с сотрудниками об отсутствии растворов в миграции Co, вероятно, ошибочно. Co, несомненно, идет, и в значительной мере, в растворе, иначе характер его распределения в осадках необъясним.

Сейчас, по-видимому, следует принять, что о формах миграции элемента мы можем в общих чертах судить не только путем непосредственного химического определения его содержания в речной воде и во взвешях, но и по коэффициентам водной миграции и особенно по карте распределения его в поверхностном слое современных осадков.

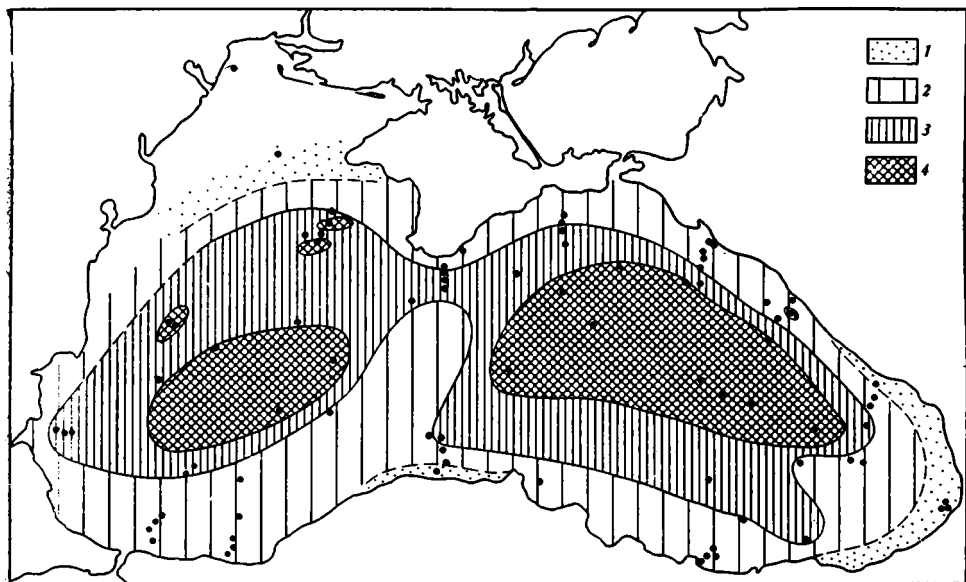


Фиг. 19. CaCO_3 , % на натуральный осадок
 1 — <10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — >50

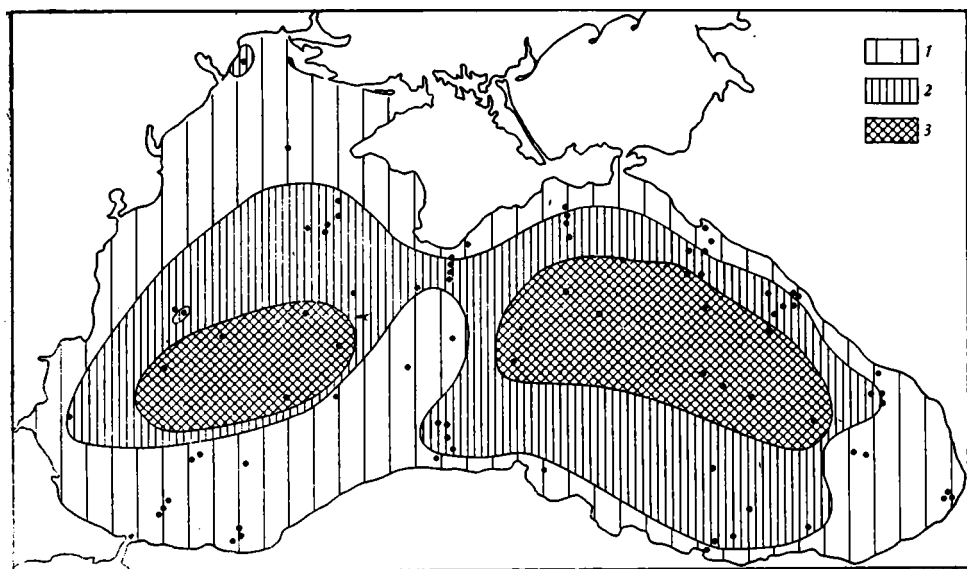
Иная, чем у первой группы, форма миграций элементов и большая их геохимическая подвижность сказываются в появлении их аутигенных минеральных новообразований. Это наблюдается прежде всего у Fe и ряда связанных с ним элементов.

В мелководной кислородной зоне Черного моря, в тонкой верхней пленке осадка, реакционноспособное Fe находится только в трехвалентной форме, а Mn — в четырехвалентной. При этом окислительная пленка осадка несколько обогащена Fe, Mn, Co и Mo сравнительно с нижней восстановленной зоной за счет диффузионного подтока из последней. При образовании же железо-марганцевых стяжений в верхней части окислительной пленки наблюдается энергичное перераспределение Fe, Mn и ряда малых элементов (Волков, Севастьянов, 1968). Располагая элементы по степени стягиваемости их в конкреции, получаем следующий ряд: Mn — 19,4; Mo — 11,6; Ni — 7,1; Co — 6,0; Fe — 5,3; P — 4,0; V — 2,0; Cu — 1,2; W — 1,1; Cr — 0,35; Ti — 0,3; Zr — 0,4. TR в конкреции окислительной зоны не стягиваются. В этом ряду нельзя не обратить внимания на то, что за исключением V элементы первой группы действительно инертны и не участвуют в диагенетических процессах, по крайней мере тонкой верхней пленки осадка; активны и перераспределяются только более геохимически подвижные элементы второй группы.

Ниже окислительной пленки в мелководной полосе и на всей площади глубоководной области реакционноспособное Fe трансформируется, образуя, с одной стороны, легкорастворимые силикатные формы (лептохлориты), с другой стороны — разнообразные сульфиды: гидротроилит и прочие магнитные его формы ряда $\text{Fe}_n\text{S}_{n-m}$ и пирит (Страхов, 1959). Характерно, что карбонатного Fe в ощутимой форме пока установить не удалось. В осадках мелководной зоны, где $\text{C}_{\text{орг}}$ мало (0,77—0,85%), среди сульфидов гидротроилит преобладает над пиритом; в глубоководной сероводородной области, наоборот, развит главным образом пирит. На фиг. 20 показано распределение пирита (точнее, пиритной серы) в процентах на бескарбонатное вещество осадка, по данным И. И. Волкова (1961). Нетрудно видеть, что карта-схема эта полностью до иллюзорности воспроизводит карту-схему распределения органического вещества, которая базируется на тех же стадиях, что и карта пиритовой



a



б

Фиг. 20. $S_{\text{пир}}$ (б) и $C_{\text{орг}}$ (а), на натуральный осадок (Волков, 1961)

a - 1 - <1; 2 - 1-2; 3 - 2-4; 4 - >4; б - 1 - <1; 2 - 1-2; 3 - >2

серы. Это обстоятельство доказывает, что именно осадок, а не наддонная вода, является местом, где в решающей степени происходит формирование пирита и сульфидов вообще. Вывод этот становится особенно наглядным при сопоставлении карты пиритной серы (иначе $Fe_{\text{пир}}$) с картой общего содержания Fe в осадке: между ними почти нет общих черт. Таким образом, если *распределение валового Fe есть результат его разности в седиментогенезе, то локализация аутигенно-минералогических форм его отражает превращение реакционноспособного Fe уже в осадке в самом раннем диагенезе, под влиянием органического вещества.*

При наличии H_2S в наддонной воде и в илах целый ряд микроэлементов, в частности Cu, Ni, Co, As, Se, Mo, может существовать только в

Средние содержания Cu, Ni, Co, As в сульфидных стяжениях и во вмещающих илах, 10⁻⁴ % (по Бутузовой, 1969)

Содержание элементов	Пирит				Магнитные сульфиды			Fe
	Cu	Ni	Co	As	Cu	Ni	Co	As
В сульфидах	186	143	173	876	181	167	163	635
Во вмещающих илах	37	79	17	20	41	18	72	20
Коэффициент концентрации	4,96	1,86	11	43,8	4,4	9,28	2,26	31,8

виде сульфидов, вследствие их крайне малой растворимости в воде. Но образуют ли они самостоятельные минералы или же изоморфные соединения с сульфидами железа? Этот вопрос был недавно изучен Г. Ю. Бутузовой (1969), которая выделила микростяжения сульфидов Fe и определила в них спектральным путем содержания Cu, Ni, Co, As. Результаты получились весьма интересные (табл. 9).

Все четыре элемента концентрируются в сульфидах Fe, и притом практически одинаково как в пирите, так и в магнитных сульфидах (гидротроилите, мельниковите и др.). Что касается формы нахождения их здесь, то все они присутствуют в качестве изоморфных замещений в решетке сульфидов, поскольку радиусы ионов Fe, Co, Ni очень близки, а группа AsS может замещать S₂²⁻. То же, вероятно, относится к Mo (?) и Se (?). Наиболее вероятной формой вхождения меди являются эпитактические включения ее сульфида: микро- и субмикроворостки и сростания.

Особняком стоит Mn. Растворимость его сульфида на два порядка выше растворимости сульфидов Fe. При наличии в илах больших количеств Fe, увлекающего в осадок сульфидный ион, MnS и MnS₂, очевидно, не могут образовать твердых фаз, оставаясь в растворе и накапливаясь в наддонной воде, что и было показано работами Б. А. Скопинцева и Т. Н. Поповой (1963). Вероятно, однако, что не весь Mn черноморских илов переходит в сульфидную форму и находится в иловой воде, мигрируя затем в воду наддонную. Некоторое его количество связано в терригенных силикатных минералах.

В диагенетической трансформации Fe и малых элементов рассматриваемой группы отчетливо видна огромная роль органического вещества. Еще большее значение имеет оно в геохимии P и U, особенно в глубоководной зоне.

В пелагических илах органическое вещество присутствует (Коченов и др., 1965) в двух морфологически разных формах: в виде хорошо сохранившихся желтых и светло-коричневых хитиновых частиц размером до 2—3 мм; в тонкодисперсном виде, образуя мелкие (около 0,05 мм) желтовато-бурые обрывки и чешуйки неправильной формы, располагающиеся параллельно слоистости осадков. Качественной химической реакцией в хитиновых осадках указанные авторы установили наличие нескольких процентов P, который входит в состав минеральной части панцырей ракообразных в виде фосфата кальция.

Сопоставление карт распределения C_{орг} и P указывает на их близкое сходство. Этот факт может трактоваться как выражение генетических связей органического вещества и фосфора в черноморских осадках, что и естественно, если учесть, что P является необходимым элементом для течения биологических процессов.

Частицы хитинового детрита содержат около 0,02% U (Коченов и др., 1965). Дисперсное органическое вещество этим авторам полностью изолировать от минералогического компонента не удалось, но оно несколько сконцентрировано в алевритовой фракции, полученной путем от-

Распределение U и $C_{орг}$ во фракциях осадков Черного моря* (по Коченову и др., 1965)

№ станции	Исходная проба		Фракция			
	U	$C_{орг}$	глинистая		алевролитовая	
			U	$C_{орг}$	U	$C_{орг}$
227	1,2	4,0	1,0	3,9	2,3	8,1
235	1,5	3,2	1,2	2,8	2,5	6,0
289	1,2	2,3	1,0	2,0	2,5	5,8

* U, 10^{-4} %; $C_{орг}$, %

мучивания. Содержание U в алевролитовой фракции при этом также увеличивается относительно исходной пробы (табл. 10).

Что касается формы нахождения U, то, по заключению А. В. Коченова, Г. Н. Батурина и др., «процесс фиксации урана из морской воды заключался в сорбции его органическим веществом» (Коченов и др., 1965, стр. 209). «Нужно отметить, — дополняют они, — что выпадение урана из морской воды в виде твердой UO_2 за счет восстановления нам представляется маловероятным, даже учитывая чрезвычайно низкую растворимость этого соединения. По-видимому, образующиеся в восстановительной обстановке ионы четырехвалентного урана сорбируются на органических компонентах осадка, не давая самостоятельных минералов урана» (там же, стр. 310).

В 1961 г. М. А. Глаголева установила присутствие Sr в составе раковин моллюсков, обитающих в шельфовой области. В 1969 г. Г. Мюллер и Р. Блашке показали, что кальцит, слагающий кокколитовые пелагические илы, содержит 1,3% $MgCO_3$ и 0,4% $SrCO_3$. По-видимому, всюду в Черном море Sr образует изоморфную примесь в кальците, и это объясняет возрастание содержания Sr параллельно с ростом известковитости илов.

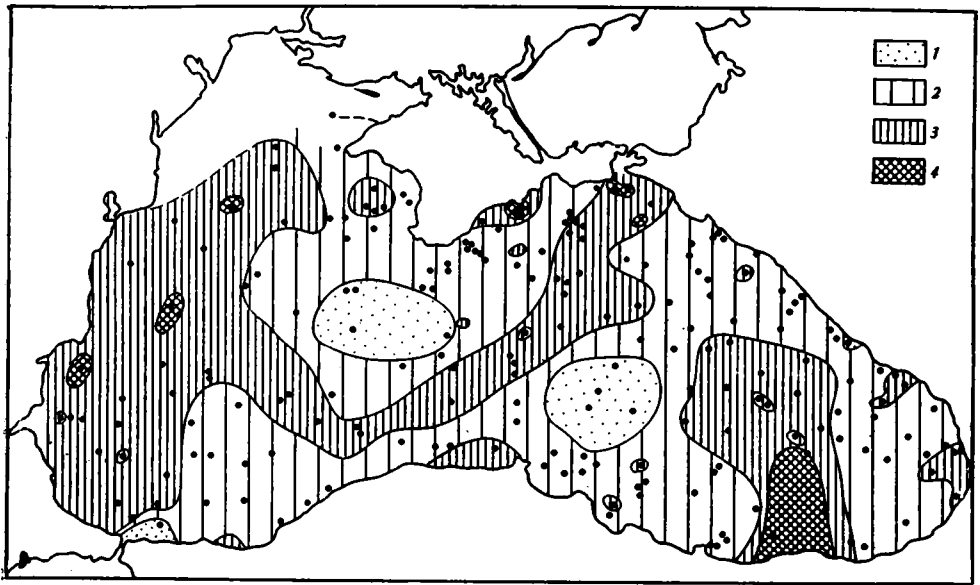
Формы нахождения W неясны.

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ТРЕТЬЕЙ ГРУППЫ

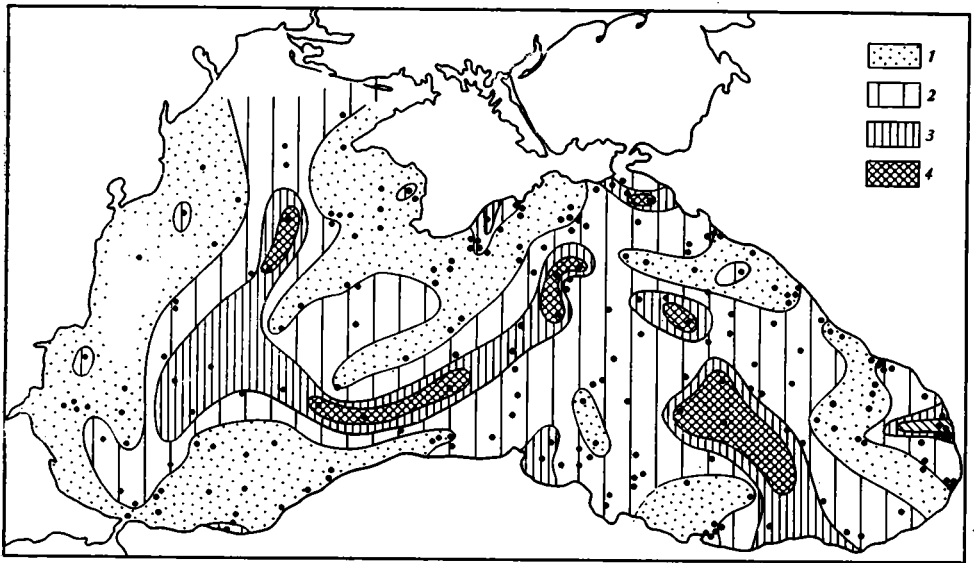
Своеобразные черты распределения показывают Pb и Zn (фигуры 21 и 22).

Основной фон у Pb образуют содержания $20-40 \times 10^{-4}$ %, занимающие наибольшую часть площади дна. На этом фоне в западной и восточной частях моря располагаются два пятна минимальных концентраций — менее 20×10^{-4} %, локализация которых не отвечает халистатическим минимумам у Zr, Ti, Ge, но своеобразно смещена относительно них. Еще более характерно размещение высоких и максимальных содержаний. Градация $40-60 \times 10^{-4}$ % занимает крупную сплошную площадь в западной части моря от широты Тарханкутского полуострова до Босфорского пролива. Примерно в середине этой площади от нее отделяется длинный неширокий рукав, который вначале направлен на юго-восток, а потом резко поворачивает на северо-восток и протягивается поперек моря до Керченского пролива и прилежащих к нему участков побережья. На фоне этой градации в ряде мест обнаружены максимальные содержания Pb — более 60×10^{-4} %.

В восточной половине моря от небольшого участка Малоазиатского берега отходит второй язык высоких и максимальных значений Pb, который направлен почти меридионально, удаляясь из прибрежной зоны в восточную халистазу, но не заполняя ее всю. Максимальные значения Pb более 60×10^{-4} % в этом языке локализованы в его южной, прибрежной части, на халистазу же приходится градация $40-60 \times 10^{-4}$ %. В целом схема распределения Pb совершенно не похожа ни на схему первой, ни на схему второй группы, и, что особенно характерно, находится в противоречии с гидродинамическим режимом Черного моря и непонятна с этой точки зрения.



Фиг. 21. Pb, $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество
 1 — <20; 2 — 20—40; 3 — 40—60; 4 — >60



Фиг. 22. Zn, $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество
 1 — <100; 2 — 100—200; 3 — 200—300; 4 — >300

Содержания Zn в черноморских отложениях почти на порядок больше содержаний Pb ($73—2000 \times 10^{-4}\%$). В распределении их бросаются в глаза прежде всего обширные площади минимальных содержаний вдоль широкой прибрежной полосы на западе и юго-западе моря, а также наличие крупных минимальных пятен в юго-восточной и восточной его частях. Очень большая и своеобразная по очертаниям площадь минимальных значений Zn оконтуривает Крымский полуостров, далеко вдаваясь от него двумя языками в пелагическую зону моря. Все это создает впечатление, что Zn выносятся почти повсеместно из прибрежных частей моря в пелагическую его зону. Действительно, в западной части

Распределение элементов третьей группы на бескарбонатное вещество в 10^{-4} %

Тип осадка	Рb		Zn		Взвеси рек	Рb	Zn
Пески	15		73		Чорох	I 27	105
Алевриты	21		92			II 31	149
Глинистые илы ($\text{CaCO}_3 < 30\%$)	29		116,4			III 55	298
Глинисто-известковые илы ($\text{CaCO}_3 - 30-50\%$)	44		265,5 [761,2]		Дунай	I 94	—
Известково-глинистые илы ($\text{CaCO}_3 > 50\%$)	52		241* [482]			II 133	349
						III 235	630
Речные взвеси					Кубань (у г. Краснодар)	I 20	77
Риони	I**	19	175			II 23	95
	II	32	225			III 44	309
	III	63	534				
					Кубань (у г. Темрюк)	I 36	—
						II 43	165
						III 52	299

* Без учета нескольких ультравысоких содержаний: в квадратных скобках показаны содержания у учетом ультравысоких содержаний.

** Фракции, мм: I—0,1—0,01; II—0,01—0,001; III—< 0,001.

пелагиали, грубо отвечающей халистазе, содержания Zn высокие ($200-300 \times 10^{-4}\%$), причем на этом фоне встречаются локально концентрации до 0,1—0,2%. Как и у Рb, от этой западной площади отделяется неширокий рукав, направленный вначале на юго-восток, а потом резко поворачивающий на северо-восток и почти достигающий Керченского полуострова. Пространственно и по форме он чрезвычайно напоминает аналогичный рукав на карте Рb.

В восточной половине моря от сравнительно небольшого участка Малоазиатского побережья, того же, что и на карте распределения Рb, отходит язык высоких содержаний Zn, пространственно почти тождественный с аналогичным языком у Рb, но несколько уже его. Кроме того, самая высокая градация (более $300 \times 10^{-4}\%$) у Zn находится не в прибрежной части, а смещена на север, в халистатическую область, хотя далеко не заполняет ее всю. Интересен небольшой язык максимальных содержаний Zn в приустьевой части Риони и Чороха.

В целом схема распределений Zn и Рb резко отлична от схем распределения других элементов и поражает своим неподчинением гидродинамическому режиму активного слоя черноморской воды. В то же время нельзя не отметить и сходства карт Рb и Zn. Главное отличие их в том, что массы Zn резко сдвинуты в пелагическую область сравнительно с массами Рb, т. е. Zn ведет себя в данном случае как геохимически более подвижный элемент. И если карту Рb можно было бы, пожалуй, рассматривать как своеобразно видоизмененную схему элементов первой группы, то карту Zn—как видоизмененную схему элементов второй группы. Подчеркнем, что при составлении карт обоих элементов было использовано гораздо большее количество точек, чем для других элементов (226), благодаря чему конфигурация изолиний здесь имеет более жесткий и, так сказать, принудительный характер. К тому же анализы проб, особенно с высоким содержанием Рb и Zn, многократно (до 6 раз) передельвались и получались сходящиеся результаты. Все это заставляет считать, что неподчинение схем Рb и Zn гидродинамическому режиму активного слоя черноморской водной массы имеет вполне реальный характер.

Спрашивается, в чем же причина такого их своеобразного поведения?

Обращение к формам миграции Pb и Zn в речных водотоках в данном случае не дает желаемого объяснения (табл. 11). По определениям Г. С. Коновалова с сотрудниками (1968), Pb мигрирует только в виде взвеси, Zn же на 8,5% идет в растворе, а на 91,5% — во взвеси. Такие соотношения позволяют понять большую сдвинутость концентраций Zn в пелагическую зону сравнительно с Pb, но не объясняют неподчинения гидродинамическому режиму бассейна. Не дает объяснения этому также распределение Pb и Zn в гранулометрическом спектре взвесей. Оно такое же, как у элементов второй группы (см. табл. 5), тогда как между картой распределения Zn в осадке и картами распределений элементов второй группы существуют яркие различия.

Таким образом, достоверная причина своеобразия карт Pb и Zn пока неизвестна, и по поводу ее можно высказывать лишь предположения.

Напрашивается следующее соображение³. В отличие от остальных элементов в питании бассейна Zn и Pb существенную роль играет, кроме речного стока, еще сток подземный, *поступающий ниже границы кислородной зоны*. Пунктами разгрузки вод являются, судя по карте, один из отрезков Малоазийского побережья и участки на побережье западном (Балканском). Материал подземного стока переносится в море медленными конвекционными токами и распределяется в водоеме по другой схеме, отличной от схемы, создаваемой циркулярными течениями верхнего активного слоя воды. Наложение одной схемы распределения на другую порождает новую, гибридную, представляющую у Pb нечто, напоминающее схему распределения элементов первой группы, у Zn — схему распределения второй группы.

В осадке оба элемента находятся несомненно в сульфидной форме, причем Pb (Г. Ю. Бутузова, 1969) отчетливо тяготеет к пириту и магнитным формам сульфидов и находится в них в виде эпитактических включений. Zn такого тяготения не показывает и образует, видимо, самостоятельные микрокристаллы и их стяжения. Может быть, этим и объясняются необычайно высокие концентрации его на отдельных станциях.

5. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Мы начали это сообщение с вопроса: насколько новые данные по геохимии черноморских отложений согласуются с выводами, сделанными 10 лет назад, и что дают новые материалы? После изложенного выше ответ ясен: *новые данные не только полностью подтверждают прежние заключения, но и делают их более яркими и убедительными*. Решающая роль форм миграции в распределении 21 элемента и в осадках вне сомнения. У 19 из них распределение находится под четким контролем гидродинамического режима, и только Pb и Zn по каким-то неясным причинам «не подчиняются» этому режиму.

Малоподвижные геохимически Ti, Zr, Ge, V, Cr, и, вероятно, все гидрولиты вообще, а также TR, у которых растворимые формы имеют исчезающе малое значение, образуют в *халистазах минимумы, а в прибрежных зонах, иногда непосредственно у берега, чаще же на некотором от него удалении — максимумы концентраций*. Эта группа элементов, по крайней мере в верхнем слое осадка, не образует аутигенных минералов, но сохраняет ту форму, в которой была доставлена в водоем.

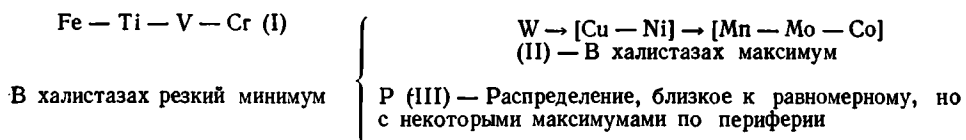
Вторая, более геохимически подвижная группа — Fe, Mn, Ni, Cu и т. д. — мигрирует не только в составе взвесей, притом особенно в тонкопелитовой фракции, но и в растворе, что обуславливает возникновение максимумов концентраций их в халистатических областях и минимумов — в прибрежных зонах. Различие отношений между усредненными максимальными и усредненными минимальными содержаниями в ряду от Fe до $C_{орг}$ растет с 5 до 48. Все микроэлементы образуют в осад-

³ Оно принадлежит первому автору статьи.

ке аутигенные формы, которые находятся, однако, чаще всего в виде изоморфных замещений в аутигенных минералах макроэлементов — в сульфидах Fe, в CaCO₃ и как сорбированные ионы — на органическом веществе. Одновременно наблюдается перераспределение аутигенных новообразований в самом раннем диагенезе с возникновением микроствяжений; этот процесс происходит как в кислородной, так и в сероводородной зонах моря.

Так как формы миграции элементов меняются в зависимости от состава водосборов и конкретных физико-географических условий на них, то а priori следует ожидать, что группировки элементов в осадках разных водоемов будут не одинаковы, но в известной степени отличны друг от друга. Имеющийся ограниченный пока материал подтверждает это заключение.

Так, в Охотском море элементы также распадаются на три группы, но состав их несколько иной (Страхов, Нестерова, 1968), а именно:



Здесь, в отличие от Черного моря, Fe из второй группы перешло в первую, а P обособился от второй группы. Кроме того, карты V, Fe и Ti весьма близки друг к другу, чего не наблюдается в черноморских илах. Эти отличия обусловлены тем, что на водосборах Охотского моря, особенно на Камчатке и Курилах, сильно развиты кристаллокластические туфы и пеплы, в которых магнетит и ильменит обогащены V. Размыв этих пород и процессы шлихования обломков в прибрежной зоне и приводят к обогащению осадков этой зоны не только Ti, но и Fe и V, мигрирующими вместе с магнетитом и ильменитом. Впрочем, у V обозначаются, кроме прибрежного максимума, еще и максимум в халистазе. Что касается P, то его карта, как и в Черном море, в значительной мере воспроизводит карту органического вещества.

Большой интерес со сравнительногеохимической точки зрения представляет карта Ti в Средиземном море, опубликованная Е. М. Емельяновым (1966). Она сложнее черноморской, но некоторые черты в них сходны. Наиболее распространена в Средиземном море средняя градация 0,40—0,50% Ti, которая (после пересчета на TiO₂) отвечает примерно градации 0,7—0,8% TiO₂, широко распространенной в Черном море. Минимальные содержания внутри этой градации встречаются в средней части Ионического моря и Эгейского бассейна и в северной части Кипрского моря, но везде занимают ограниченные и малые площади. В этом они отличны от больших халистатических минимумов в Черном море. Высокие и максимальные содержания резко развиты в западной части Средиземного моря, на юге Ионического и особенно в Кипрском море, где локализованы на некотором расстоянии от берега. Эти полосы высоких содержаний аналогичны полосам максимумов TiO₂ в Черном море, которые также локализованы на некотором расстоянии от берега. Таким образом, несмотря на разный внешний вид, схемы распределения Ti в обоих морях *принципиально сходны*; только в Средиземном море распределение TiO₂ изменено в сторону редукции пелагических минимумов, столь отчетливо выступающих в Черном и Охотском морях.

Можно сказать, что по характеру размещения Ti Черное море занимает как бы промежуточное положение между Охотским и Средиземным. В Охотском море Ti резко придвинут непосредственно к берегу сравнительно с Черным морем, в Средиземном же — отодвинут в пелаги-

ческом направлении, и поля минимальных его содержаний резко редуцированы. Можно думать, что карты Ti в этих трех морях демонстрируют ту амплитуду картографических изменений, которая присуща одному и тому же элементу из группы геохимически инертных.

Интересно с этой же точки зрения поведение в океанах первой и второй элементных групп, выделенных для Черного моря. Среднее содержание Ti, Zr, Ga, V, Cr в пелагических глинах всех океанов (Wederh1, 1960) одно и то же и строго отвечает содержанию их в Черном море; по более новым данным, оно слегка повышено (Gronan, 1969)⁴. О сравнении карт говорить преждевременно, так как карты микроэлементов для океанов отсутствуют. Но средние содержания элементов второй черноморской группы, геохимически более подвижной, в пелагических глинистых океанических илах, как известно, резко возрастают (в 8—10 и более раз). Это, несомненно, связано с частичной их миграцией в растворенном состоянии и с возросшими возможностями фракционирования речных взвесей в огромных океанических бассейнах сравнительно с небольшим по размерам Черным морем.

Таким образом, идеи относительно механизма и факторов, контролирующих распределение элементов, выросшие на анализе черноморских отложений, приложимы и к другим морским бассейнам современной. Конкретные же схемы распределения приобретают у каждого бассейна своеобразные индивидуальные черты, обусловленные составом и физико-географическими особенностями водосборов, размерами и гидродинамикой самого водоема, а также спецификой питания его осадочным материалом.

Едва ли нужно доказывать, что эти же идеи могут оказать существенную помощь и при изучении аналогичных процессов в бассейнах геологического прошлого; во всяком случае игнорировать их уже нельзя.

В этом интерес и значение Черного моря для геохимии осадочного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- Аношин Г. Н., Емельянов Е. М., Пережогин Г. А. Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана.— *Геохимия*, 1969, № 9.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. М. Уран и редкие металлы в колонках донных отложений Черного и Средиземного морей.— *Геохимия*, 1967, № 1.
- Белова И. В. Цинк в современных отложениях Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1970, т. 193, № 2.
- Бойко Т. Ф. Металлоносность поверхностных вод и рассолов. М., «Наука», 1969.
- Бутузова Г. Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1969, № 4.
- Волков И. И. О закономерностях образования и превращений серы в осадках Черного моря.— В сб.: *Современные осадки океанов и морей*. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе Черного моря.— В кн.: *Геохимия осадочных пород и руд*. М., «Наука», 1968.
- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах. В сб.: *К познанию диагенеза осадков*. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Глаголева М. А. К геохимии Черного моря.— В сб.: *Современные осадки океанов и морей*. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Глаголева М. А. Цирконий в современных отложениях Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1970, т. 193, № 1.
- Емельянов Е. М. Титан в осадках Средиземного моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1966, № 6.
- Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах крупнейших рек СССР.— В сб.: *Геохимия осадочных пород и руд*. М., «Наука», 1968.

⁴ V — по Ведеполу — $130 \times 10^{-4}\%$; по Кронану — $215 \times 10^{-4}\%$; Cr — по Ведеполу — $78 \times 10^{-4}\%$; по Кронану — $102 \times 10^{-4}\%$.

- Конторович А. Э. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны (по материалам Западной Сибири и других районов).— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Коченов А. В., Батулин Г. Н., Ковалева С. А., Емельянов Е. М., Шимкус К. М. Уран и органическое вещество в осадках Черного и Средиземного морей.— Геохимия, 1965, № 3.
- Лисицына Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Лубченко И. Ю. Свинец в современных отложениях Черного моря.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 2.
- Остроумов Э. А., Волков И. И., Фомина Л. С. Распределение форм соединений в осадках Черного моря.— В сб.: Современные осадки океанов и морей. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Перельман А. И., Батулин С. Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания.— В сб.: Кора выветривания, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1962.
- Пилипчук М. Ф. Распределение титана в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 3.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Распределение вольфрама в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 2.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Распределение молибдена в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 5.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Геохимия молибдена в Черном море.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Пилипчук М. Ф., Севастьянов В. Ф. Мышьяк в современных осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1969, т. 179, № 3.
- Скопинцев Б. А., Попова Т. Н. О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 97.
- Соколов В. С., Пилипчук М. Ф. Распределение германия в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 3.
- Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф. Селен в современных осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза.— В сб.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Страхов Н. М., Нестерова И. Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений (на примере Охотского моря).— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Фомина Л. С., Волков И. И. Редкоземельные элементы в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Черняев А. М., Черняева Л. Е. Гидрохимическая классификация малых, редких и рассеянных элементов по особенностям гипергенной миграции. Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 2.
- Stoian D. S. Average abundances of Mn, Fe, Ni, Co, Pb, Mo, V, Cr, Ti and P, in Pacific pelagic clays.— Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, 12.
- Wedepohl K. H. Spurenbalytische untersuchungen an tiefsee Tonen der Atlantik.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v. 18, No. 3—4.

Геологический институт
Москва

Дата поступления
1.IX.1970

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ *

*Д. Г. САПОЖНИКОВ, В. Ю. КОНДРАЧУК, Б. М. МИХАЙЛОВ,
В. П. ПЕТРОВ*

Охарактеризовано современное состояние работ по изучению кор выветривания в СССР и за рубежом. Обсуждаются основные теоретические положения, полученные в ходе этих исследований и намечаются пути дальнейшего развития этого направления.

Современное состояние работ по изучению кор выветривания. Первые шаги в развитии учения о коре выветривания сделаны в нашей стране русскими почвоведом (В. В. Докучаев, К. Д. Глинка, позднее Б. Б. Полынов и др.). В дальнейшем коры выветривания становятся объектом все более детального изучения для геологов, которые разрабатывают широкий круг вопросов прикладного и теоретического характера (А. Е. Ферсман, И. И. Гинзбург, Д. И. Ульянов, Б. П. Кротов, Н. М. Страхов и многие др.).

К настоящему времени высказаны различные представления о происхождении коры выветривания. В числе их следующие: геохимическая теория образования коры выветривания, разработанная И. И. Гинзбургом и его учениками, согласно которой глубокое разложение материнских пород осуществляется под влиянием атмосферных и гидрогеохимических факторов при ограниченном участии биогенных и почвенных процессов; почвенная гипотеза, развиваемая почвоведом и В. П. Петровым, сторонники которой придают решающее значение биохимическому фактору; гидротермальная гипотеза образования ряда месторождений каолиновых глин (английская школа).

Главнейшие положения геохимической теории, составляющие основу учения о коре выветривания, включают не только представления о «климатическом выветривании» в совокупности с геоморфологией и структурными факторами, но и концепции о геохимической и минералогической зональности коры выветривания, о превращениях минералов в ходе выветривания, о геохимии отдельных элементов в коре, об особенностях распределения остаточных руд, в частности силикатного никеля в коре выветривания, об энергетике процессов выветривания и о многих других вопросах корообразования.

Основы учения об особенностях выветривания, о зональности коры, представление о локализации минеральных месторождений, высказанное ранее И. И. Гинзбургом, подтверждены практикой геолого-разведочных и эксплуатационных работ на месторождениях остаточных полезных ископаемых. Они пользуются общим признанием геологов, ведущих изучение кор выветривания Урала, Украины, Сибири, Казахстана и других регионов, дополняются и творчески развиваются ими.

* Данная статья представляет собой текст доклада на предстоящем IX Всесоюзном литологическом совещании, которое состоится в г. Киеве 20—30 мая 1971 г.

В течение последних десятилетий получили широкое развитие работы по изучению древних кор выветривания различного возраста и связанных с ними полезных ископаемых. Значительно увеличены объемы работ по изучению кор выветривания Русской платформы, Урала, Сибири, Дальнего Востока, Казахстана и Средней Азии. Проводится углубленное исследование минералогии и геохимии кор выветривания, в частности латеритных кор КМА, Украинского щита, Южного Урала, Сибири и других районов, имеющих особое значение в связи с проблемой бокситообразования. Советские ученые выполнили ряд интересных работ по исследованию кор тропических областей (Кубы, Гвинеи, Бразилии, Восточной Африки), где они изучали процессы и продукты глубокого химического выветривания и получили ценный сравнительный материал для познания условий формирования древних кор и экзогенных минеральных месторождений.

Выросло в самостоятельное направление изучение древнейших, в основном протерозойских, большей частью метаморфизованных кор выветривания, а также продуктов их осадочного переотложения, что имеет большое теоретическое значение для познания закономерностей развития Земли на протяжении всей ее геологической истории и открывает перспективы использования полезных ископаемых, связанных с древними комплексами.

Предложена морфогенетическая классификация кор; намечены главные эпохи корообразования на протяжении фанерозоя; выделены основные типы профилей выветривания; установлена минералогическая и геохимическая зональность этих профилей и особенности стадийного минералообразования при выветривании. Получили развитие работы по количественной оценке миграции элементов и балансу вещества при формировании коры. Ведутся экспериментальные исследования в области изучения физико-химического разложения различных материнских пород и минералов, образования гипергенных минералов под воздействием таких факторов, как вода и органическое вещество различного состава. Начаты работы по изучению изменения структуры и свойств пород и минералов в результате процессов выветривания, по изучению эпигенетических, наложенных на кору выветривания процессов и их продуктов — новых для нее минеральных ассоциаций. Расширились исследования по установлению связей кор выветривания с основными структурно-тектоническими элементами изучаемых регионов в теоретическом плане и с целью выявления поисковых критериев на полезные ископаемые; существенно продвинулась вперед (Урал, Украина, КМА и другие районы) разработка вопросов методики картирования и комплексного изучения древних кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых; подготовлена к печати первая карта древних поверхностей выравнивания и кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых СССР; интенсивно развивается изучение зависимости характера осадкообразования в эпиконтинентальных морях от корообразования на соседствующей с ними суше.

Научно-методическое руководство и частично координация работ по корам выветривания осуществляется организованной в составе Научного совета по рудообразованию при ОГГГ АН СССР секцией коры выветривания.

Одна из основных форм научно-методической работы секции — периодическое проведение научных совещаний, семинаров, дискуссий, посвященных обсуждению актуальных вопросов учения о корях выветривания и связанных с ними минеральных месторождениях. Со времени организации секции (1964 г.) было проведено два совещания, три семинара и ряд научных заседаний. Кроме того, в Москве функционирует постоянно действующий Семинар по современным корам выветривания

тропических областей. За это же время проведены две научные дискуссии. По заданию секции написана и вышла из печати книга «Методическое руководство по изучению никеленосных кор выветривания».

По инициативе секции в план научных исследований АН СССР включена особая проблема: «Фермирование и закономерности размещения кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых», которая объединяет все тематические исследования, проводимые в связи с изучением кор выветривания.

Большую роль в развитии учения о корах выветривания сыграли издаваемые ИГЕМом периодические сборники «Кора выветривания», в которых публикуются работы многих советских и зарубежных геологов. К настоящему времени вышли из печати 11 сборников.

Интенсивная работа по изучению кор выветривания ведется в ИГЕМе, ГИНе, Институте географии АН СССР, МГУ, ВСЕГЕИ, СНИИГГИМСе, Институте геологии и геофизики СО АН СССР, АН УССР, ИМРе (Днепропетровск), Лаборатории геохимических проблем АН БССР, Карелии, Уральском и многих геологических управлениях Министерства геологии СССР.

В ходе проводимых исследований наметились существенные разногласия в оценке природных явлений, обусловленные в основном недостаточностью фактического материала.

Следует отметить различное толкование понятия «кора выветривания», причем некоторые авторы, следуя за Б. Б. Полыновым, трактуют его весьма широко. Они относят к коре не только остаточные, но и осадочные породы, понимая под корой выветривания всю верхнюю часть литосферы, «которая складывается рыхлыми продуктами раздробления изверженных и магматических пород» (Б. Б. Полынов, 1934 г.).

Выделяются остаточные, или автоморфные, коры и коры гидроморфные (В. В. Добровольский), формирующиеся под влиянием грунтовых вод, которые представляют как бы переход к своеобразным осадочным породам. В качестве примера таких кор приводятся карбонатные накопления, образующиеся при отложении солей из грунтовых вод, подтягиваемых по капиллярам к земной поверхности в аридных зонах.

Нет единства мнений по вопросу об определении такого понятия, как латерит, имеющего особое значение в связи с проблемой поисков бокситов.

Многие исследователи рассматривают кирасу, широко распространенную в пределах Либерийского щита в Африке и других регионах, как верхний горизонт или зону коры выветривания, породы которой — отличное остаточное образование. Наряду с этим высказывается точка зрения, согласно которой кираса не является горизонтом коры выветривания, а представляет собой гетерогенное образование.

До сих пор отсутствуют достаточно объективные критерии возрастных отличий продуктов современного и древнего выветривания, что приводит к тому, что зачастую на основе одних и тех же факторов в ряде районов делаются прямо противоположные выводы. Например, для Кубы А. Ф. Адамовичем, Ю. Бугельским и другими геологами утверждается представление о плиоцен-четвертичном, вплоть до современного, возрасте никеленосных кор выветривания, которые В. И. Финько, И. З. Корин и многие другие считают олигоценовыми и отчасти домастрихтскими. Подобные же расхождения в представлении о возрасте имеются и по отношению к латеритным продуктам выветривания Гвинеи и даже Прибату́мья в Грузии (Н. А. Лисицына, А. Г. Черняховский, В. Н. Разумова, В. П. Петров).

Основные проблемы изучения кор выветривания, намечаемые к разработке. Несмотря на известные успехи в изучении кор выветривания и проведенной разработке основных положений теории корообразования, перед геологами стоит много насущных вопросов и проблем

научного и прикладного характера, требующих дальнейшего углубленного исследования и быстрее разрешения.

1. Большое значение имеет всестороннее и глубокое изучение геологической коры выветривания. До последнего времени, вследствие разных специфических обстоятельств, внимание геологов было сосредоточено главным образом на изучении вещественного состава, минералогии и геохимии кор. Это обусловлено прежде всего тем, что коры выветривания рассматривались в основном как объект, с которым связаны те или иные полезные ископаемые.

Несколько меньше внимания уделялось изучению коры выветривания как геологического тела, ее формы, условий залегания, связи с элементами геоморфологии, особенностями палеогеологического, палеогеографического режима и т. д.

Насущную задачу представляет изучение коры выветривания как особой геологической формации, образующейся в результате сочетания комплекса специфических условий и включающей ряд различных остаточных образований. В связи с этим необходимо продолжить разработку вопросов о связи кор выветривания с элементами тектонической структуры — геосинклиналями, платформами, областями возрожденной складчатости, развития крупных разрывных нарушений типа глубинных разломов, а также этапами их развития и т. д.

Следует поставить широкий комплекс исследований по всестороннему и глубокому изучению палеогеографии эпох корообразования.

До сих пор не существует единого мнения по вопросу об определении понятия «формация коры выветривания» и его объеме. Этому дискуссионному вопросу посвящается один из докладов на IX Всесоюзном литологическом совещании.

2. Исключительно большое значение имеет выяснение природы тропических и субтропических (мощных латеритных толщ — красноватых) кор выветривания, возраст которых дискуссионен. Представления о современном формировании этих толщ пользуются большой популярностью. Одновременно существуют достаточно обоснованные представления о древности этих образований.

Необходимы дальнейшие исследования природы и результатов современного тропического и субтропического выветривания в разных географических условиях, а также выветривания в полярных областях. Без точных характеристик продуктов выветривания с учетом условий их образования невозможны какие-либо уверенные палеогеографические реконструкции древних кор выветривания.

3. Ведущее значение сохраняется за проблемой глубокого и всестороннего исследования вещества пород коры выветривания, особенностей превращения минералов, образующихся при их формировании. Разработанные положения теории образования коры выветривания базируются именно на детальном изучении вещественного состава и геохимии выветрелых минералов, горных пород, а также на изучении остаточных минеральных месторождений.

Для продолжения и развития работ в этой области необходимо расширить комплексные кристалло-химические и минералогические исследования, позволяющие установить природу минеральных ассоциаций и отдельных минеральных видов, входящих в состав коры, и разобраться в процессах гипергенных изменений, широко развитых в корях выветривания.

Весьма важно перейти от качественных и относительных полуколичественных характеристик содержания гипергенных минералов в коре выветривания к количественной оценке их, для чего необходимо разработать целый ряд методических вопросов. Это даст возможность оценить минеральный баланс вещества в целом и поведение главных химических элементов в материнских породах, промежуточных и ко-

нечных продуктах выветривания в сочетании с характеристикой структурно-физических изменений пород при выветривании.

4. Изучение геохимии кор выветривания — самостоятельная задача, правильное решение которой позволит осветить многие вопросы научного и прикладного характера. Необходимо ставить комплексные минералогические-геохимические исследования, позволяющие проследить особенности поведения элементов при выветривании, которые должны развиваться как в направлении изучения геохимии коры, взятой в целом, и в сравнительном сопоставлении отдельных ее зон, так и в исследовании особенностей поведения отдельных элементов в каждой зоне различных профилей выветривания.

Большое значение приобретают специальные гидрогеохимические исследования, позволяющие установить формы нахождения и пути миграции химических элементов в водах, что имеет важное значение для познания современного выветривания и реконструкции процессов формирования кор выветривания.

Необходимо усиливать экспериментальные исследования по разложению минералов и моделированию различных природных процессов с целью выяснения физико-химических условий и параметров, определяющих устойчивость минералов и миграционную способность элементов в зоне гипергенеза и коре выветривания.

При изучении геохимии, помимо привлечения новых все более совершенных методов анализа пород и минералов, необходимо шире использовать методы математической статистики со строгой увязкой их с имеющимися геологическими данными. Следует рекомендовать широко использовать различные приемы для определения баланса вещества при выветривании. Представляет интерес попытка подсчитать количественный баланс химических элементов в процессах выветривания и седиментации. Этой теме будет посвящен один из последующих докладов данного совещания. Здесь, однако, нельзя не обратить внимание на огромные трудности методического характера, возникающие при исследованиях такого рода.

Широкое внедрение математических методов, применение быстродействующих ЭВМ позволяет проводить геохимические исследования на более высоком уровне. В первую очередь такие работы следует сосредоточить на выяснении корреляционных связей между элементами на различных стадиях выветривания и в различных фациальных обстановках.

5. Выяснение генетических и пространственно-временных соотношений между корой выветривания и осадочными породами, с одной стороны, и полезными ископаемыми, с другой, образующими в совокупности комплекс гипергенных в своей основе минеральных накоплений — одна из важных проблем в изучении кор выветривания и продуктов их переотложения. Раскрытие закономерностей и характера связи этих образований, представляет собой насущную задачу, разрешение которой возможно при проведении совместных работ силами специалистов, изучающих кору выветривания, с одной стороны, и геологов-литологов — с другой. В этом направлении сделано еще мало.

Проводимые сопоставления различных типов осадочных отложений и пород коры выветривания в ряде случаев мало обоснованы. Наряду с тем, что осадочные породы могут образовываться одновременно с корой выветривания за счет размыва, идущего синхронно с формированием коры, возможен неоднократный размыв последней после ее образования, причем этот процесс может растянуться на длительное время. В результате с корой выветривания одного возраста бывают связаны два и большее число возрастных комплексов осадочных пород. Возможно также многократное переотложение продуктов разрушения коры выветривания. Только при учете этих и некоторых других условий,

связанных с особенностями истории тектонического развития района, можно надлежащим образом выяснить генетические и другие соотношения между корами выветривания и осадочными отложениями.

6. При проведении работ по изучению кор выветривания постоянно возникает необходимость определения относительного и абсолютного возраста выветрелых образований, что имеет большое научное и прикладное значение.

В настоящее время для установления возраста коры выветривания используется лишь изучение соотношений ее с хорошо датированными образованиями. Специфические особенности условий формирования и состава пород, слагающих кору, сильно сокращают, если не исключают возможность использования для этой цели других методов. Палеонтологический метод может быть применен далеко не всегда, лишь косвенно, чаще всего только для уточнения верхней возрастной границы коры. Гипергенные минералы коры выветривания обычно не содержат природных радиоактивных элементов, или же нет достаточной уверенности в сохранности продуктов их распада, что пока не позволяет успешно использовать радиоизотопный метод абсолютного летоисчисления. В распоряжении геологов нет достаточно надежных данных, указывающих и на длительность процесса химического разложения материнских пород и формирования элювиального профиля в целом. В связи с изложенным необходимо поставить широкий круг методических исследований для разработки способов определения возраста кор выветривания.

7. В качестве особой задачи следует рассматривать проведение работ в новом направлении исследования, заключающемся в выявлении древнейших докембрийских кор выветривания и подробном изучении их, что не только проливает свет на палеогеографические условия на суше на протяжении докембрия (включая представления об отличиях в составе атмосферы древнейших эпох), но может дать дополнительную основу для стратиграфического расчленения докембрийских толщ, выявления различных ископаемых, связанных с древними комплексами, и т. д.

То обстоятельство, что до настоящего времени не удалось установить существенной разницы в минеральном составе первичных продуктов выветривания, образовавшихся на разных этапах геологической истории Земли, позволяет распространить на объекты докембрийского возраста существующие теоретические представления об условиях формирования более молодых кор и связанных с ними полезных ископаемых; однако сведения, имеющиеся по этому вопросу, нельзя считать исчерпывающими. Не вызывает сомнения большое теоретическое, познавательное и практическое значение этого вида исследований.

8. Наряду со значительными успехами, достигнутыми в изучении кор выветривания кристаллических пород, коры, развитые на осадочных породах, изучены слабо. Тем не менее они, безусловно, заслуживают особого внимания в плане познания закономерностей минералообразования в зоне гипергенеза в целом, а также с целью расширения данных о возрасте корообразования в данном регионе. Кроме того, с корами, сформированными на осадочных породах, связаны некоторые полезные ископаемые (каолин, маршалит, стекольные пески и др.). В связи с этим следует уделять больше внимания более детальному изучению образований, залегающих ниже поверхностей размыта и несогласия в осадочных толщах. Именно здесь следует искать не открытые до сих пор следы разложения осадочных образований и коры выветривания, развитые на осадочных породах.

9. Дальнейшего изучения и разработки требует важный комплекс вопросов, касающихся условий образования широкого круга полезных ископаемых, связанных с корами выветривания. Уже упоминалось, что

к числу их относятся латеритные бокситы, гипергенные руды железа, марганца, силикатного никеля, элювиальные россыпи золота, платины, алмазов, циркона, минералов титана, а также других редких и рассеянных элементов, месторождения каолина, вермикулита, природных красителей и других образований. Следует существенно расширить разработку поисковых критериев на эти полезные ископаемые. Одним из важных теоретических вопросов в этом плане является выяснение генетических соотношений латеритного и каолинового профилей выветривания, а также изучение особенностей состава и закономерностей формирования осадочных минеральных накоплений и руд, имеющих своим источником продукты переотложения пород коры или же рудные компоненты, выносимые из материнских пород при выветривании.

10. В стране успешно развивается картирование древних кор выветривания, и в этом ей принадлежит мировой приоритет. Эту работу впредь следует осуществлять на единой всесторонне взвешенной методической основе, к выработке которой уже сделаны первые успешные шаги. Картирование кор должно быть поставлено не только для обеспечения целей утилитарного порядка, но и потому, что при этом будут подвергнуты взаимной проверке многие сложившиеся и дискуссионные положения учения о корях выветривания. Необходимо в государственных геологических инструкциях по съемке и поискам указывать на обязательность изучения кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых.

11. Широкое развитие работ по изучению кор выветривания, в которые включается все более значительное число исследователей, причем самых различных специальностей, вызывает необходимость продолжать разработку обоснованных определений и понятий в этой отрасли геологической науки и практических исследований. В свете новых данных следует уточнить и определить объем таких понятий как гипергенез, элювий, формация коры выветривания, ее фациальные типы, профиль, зоны коры и пр. Это позволит избежать разночтений, имеющих место в настоящее время, и создаст основу для надлежащего взаимопонимания геологов, ведущих исследования в разных регионах, которое особенно необходимо при широком развитии работ по изучению кор выветривания.

Основная задача геологов, ведущих работы по изучению кор выветривания, а также минеральных и рудных накоплений, связанных с ними — создание общей теории коробразования, включающей в качестве одного из главных разделов рассмотрение условий формирования месторождений гипергенных полезных ископаемых.

ИГЕМ
ВСЕГЕИ
Институт геохимии и физики минералов,
Москва
Ленинград
Киев

Дата поступления
14.XII.1970

УДК 550.4 : 553.492.1

К ГЕОХИМИИ АЛЮМИНИЯ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА.

II. ПОВЕДЕНИЕ АЛЮМИНИЯ В СМЕШАННЫХ РАСТВОРАХ (АЛЮМИНИЙ И КРЕМНИЯ)

В. А. БРОНЕВОЙ, Б. М. МИХАЙЛОВ

Приводятся расчеты возможных реакций между Al и Si в растворах при $p = 1$ атм, $t = 0-100^\circ\text{C}$ и $pH = 0-14$ с образованием аморфных алюмокремнистых гелей или каолинита. Результаты расчета сравниваются с имеющимися в литературе экспериментальными данными и гидрохимическими наблюдениями.

В заключение сделана попытка проанализировать ряд наиболее общих закономерностей поведения Al в зоне гипергенеза и при формировании латеритных бокситов с позиций, изложенных в данной работе.

В предыдущем сообщении (Броневои, Михайлов, 1970) мы попытались на основе физико-химических расчетов и анализа экспериментальных исследований рассмотреть некоторые основные вопросы растворимости и состава растворов окислов и гидроокислов при стандартных условиях и при $t = 0-100^\circ$. Однако поведение Al зависит не только от кислотно-основных свойств раствора и температуры, но и от ряда других факторов, главнейшими из которых для обстановок, реализующихся в зоне гипергенеза, являются: давление (проявляется, вероятно, в нижних горизонтах мощных кор выветривания) и присутствие в растворах SiO_2 и P, с которыми Al может образовывать алюмосиликаты и алюмофосфаты, устойчивые в термодинамических условиях поверхности Земли. Существует также широко распространенное мнение о влиянии на поведение Al органических кислот.

Ниже попытаемся рассмотреть лишь один из этих факторов — влияние на растворимость Al растворенного SiO_2 , так как именно этот фактор, очевидно, является одним из определяющих при формировании бокситов.

Зависимость растворимости и миграционной способности Al_2O_3 от концентрации и формы нахождения в растворе SiO_2 связана со способностью этих соединений к соосаждению и синтезу практически нерастворимого (в условиях поверхностных вод) каолинита (или других глинистых минералов).

Теоретические расчеты. Данные отечественных (Морачевский, Пирютко, 1956; Пирютко, Шмидт, 1953) и зарубежных (Окамото и др., 1963; Alexander, Heston, Iler, 1954) исследователей показали, что основная форма SiO_2 в природных водах — молекулярно-дисперсный раствор ортокремневой кислоты (H_4SiO_4). Равновесная концентрация SiO_2 в растворе, по данным экспериментов и расчетов, при 25° $100-120$ мг SiO_2 на 1 л при $pH = 0-9$. В водах с $pH > 9$ растворимость SiO_2 резко увеличивается, достигая многих сотен миллиграммов SiO_2 на 1 л. Увеличение растворимости SiO_2 при $pH = 9$ объясняется усилением ионизации H_4SiO_4 . Соотношение в растворе ионизированных (1-я ступень ионизации) и не-

Соотношение активностей H_3SiO_4^- и H_4SiO_4 в зависимости от величины pH при стандартных условиях

$\frac{[\text{H}_3\text{SiO}_4^-]}{[\text{H}_4\text{SiO}_4]}$	10^2	10	2	1	0,5	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}
pH	11,8	10,8	10,1	9,8	9,5	8,8	7,8	6,8	5,8	4,8

ионизированных форм SiO_2 можно рассчитать по следующей реакции:



$$\Delta F_1^0 = 13,4 \text{ ккал/моль}, \quad \lg K_1 = -9,8$$

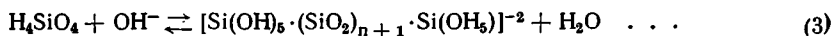
$$\lg \frac{[\text{H}_3\text{SiO}_4^-]}{[\text{H}_4\text{SiO}_4]} = \text{pH} - 9,8. \quad (2)$$

Из уравнения (2) можно заключить, что равенство активностей ионизированных и неионизированных форм H_4SiO_4 в растворе при 25° наступает при $\text{pH}=9,8$. Это значение pH весьма близко к аналогичной величине ($\text{pH}=10$), рассчитанной М. Пурбэ (Pourbaix, 1963) для метакремневой кислоты. Соотношение равновесных активностей ионизированной и неионизированной форм H_4SiO_4 при различных pH можно рассчитать по той же реакции (1). Результаты расчетов приведены в табл. 1.

Как следует из этой таблицы, в диапазоне наиболее распространенных значений pH (4—9) природных вод основная форма SiO_2 в растворе — неионизированная H_4SiO_4 .

Однако наряду с молекулярно-дисперсной H_4SiO_4 в природных водах всегда в том или ином количестве содержатся ее полимеризованные формы. Наличие этих метастабильных фаз в растворе объясняется замедленной скоростью реакции перехода полимеров SiO_2 в мономер (Морачевский, Пирытко, 1956).

В общем виде, в соответствии с представлениями Р. И. Айлера (1956) и Н. Г. Ганеева (1963), равновесие молекулярно-дисперсной и полимерной форм SiO_2 в растворе можно записать в виде реакции:



Используя экспериментальные материалы М. М. Пирытко, Ю. А. Шмидта (1953) по определению равновесных концентраций молекулярно-дисперсной и полиморфной форм SiO_2 в растворе, на основе реакции (3) можно вычислить величину стандартной свободной энергии образования (ΔF^0) полимер-иона при любом значении n . В частном случае, при $n=1$, $\Delta F^0_{\text{H}_4\text{SiO}_4^-} = -1100,5 \text{ ккал/мол.}$

Значения ΔF^0 для всех остальных ионов и соединений, используемых ниже при расчетах, заимствованы из статьи авторов (Бронева, Михайлов, 1970).

В табл. 2 приведены соотношения активностей различных ионов Al в системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$, определенные на основании расчетов, изложенных в работе В. А. Бронева, Б. М. Михайлова (1970).

За 1 принята активность иона, преобладающего в растворе при данном pH, а активности остальных выражены путем сравнения с активностью преобладающего иона. При этом нулями обозначены ионы, актив-

Соотношение активностей ионов Al в зависимости от величины pH при стандартных условиях

Ионы	pH														
	0	1	2	3	4	5,3	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Al ³⁺	1	1	1	1	1	10 ⁻²	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al(OH) ²⁺	0	0	10 ⁻³	10 ⁻²	0,5	0,5	10 ⁻²	0	0	0	0	0	0	0	0
Al(OH) ₂ ⁺	0	0	0	10 ⁻³	10 ⁻¹	1	10 ⁻¹	10 ⁻³	0	0	0	0	0	0	0
Al(OH) ₄ ⁻	0	0	0	0	0	0,5	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 3

 ΔF° возможных реакций между Al и Si в растворах с образованием каолинита, ккал/моль

Кислые растворы			Ионы Al	Щелочные растворы		
H ₁₀ Si ₄ O ₁₄ ²⁻	H ₃ SiO ₄ ⁻	H ₂ SiO ₄		H ₂ SiO ₄	H ₃ SiO ₄ ⁻	H ₁₀ Si ₄ O ₁₄ ²⁻
+11,26	-24,21	+4,09	Al ³⁺	-111,78	-100,59	-172,69
-3,50	-36,59	-8,29	Al(OH) ²⁺	-75,97	-74,78	-124,07
-29,06	-49,37	-21,07	Al(OH) ₂ ⁺	-60,54	-49,37	-70,25
-89,06	-78,07	-41,37	Al(OH) ₄ ⁻	-17,08	+14,31	+24,61

ность которых в 1000 с лишним раз меньше активности доминирующего иона.

Зная форму нахождения в растворе Al₂O₃ и SiO₂, можно попытаться с помощью баланса свободной энергии реакций между ними определить вероятность либо их совместной миграции, либо соосаждения с образованием алюмосиликатов (табл. 3).

Аналогичные по знаку и величине значения ΔF° получаются и при расчете реакции между Al и Si в растворах с образованием осадка аморфных гидроокислов этих элементов.

Анализ этой таблицы приводит к ряду интересных заключений.

1. Al и Si не взаимодействуют в растворах друг с другом в двух случаях: а) если первый из них присутствует в форме катиона Al³⁺, а второй — в форме мономера H₄SiO₄ или полимер-иона, б) если Al присутствует в форме аниона Al(OH)₄⁻, а Si — в виде иона H₃SiO₄⁻ или полимер-иона.

2. Поскольку катион Al³⁺ содержится в растворах в ощутимых количествах при стандартных условиях только при pH < 4, а ион H₃SiO₄⁻ только при pH > 9—10, сосуществование в растворах Al и Si возможно лишь в весьма кислых или весьма щелочных средах (4 > pH > 10).

3. Во всем остальном диапазоне pH раствор этих элементов является метастабильной системой, развитие которой со временем должно протекать в сторону соосаждения каждого из них.

4. Интенсивность реакций соосаждения Al и Si с образованием аморфных гидроокислов этих элементов или каолинита существенно различна при разных значениях pH от 4 до 10, так как зависит от формы присутствия этих элементов в растворе. Наиболее энергично эти реакции должны протекать в слабокислой обстановке при pH = 5,3—7,0, когда в растворе уже доминируют (при стандартных условиях) анионы Al, а Si представлен только мономером H₄SiO₄ или полимер-ионом.

В более кислой ($\text{pH}=4-5,3$) и слабощелочной среде ($\text{pH}=7-10$), судя по величинам ΔF° , возможных реакций, процесс взаимодействия Al и Si должен протекать гораздо менее энергично.

5. Наличие в растворах полимеризованных форм кремнекислоты во всех случаях повышает интенсивность рассматриваемых реакций.

6. Особо следует отметить еще одну закономерность. Жирными линиями в таблице отмечены значения ΔF° реакций, в которых могут участвовать такие формы Al и (или) Si, которые при определенных величинах pH присутствуют в растворах в весьма небольших или ничтожных количествах (например H_3SiO_4^- в кислых растворах, катионы Al в щелочных растворах и т. п.). Как следует из табл. 3, для всех этих случаев значения ΔF° рассматриваемых реакций отрицательные и весьма большие. Отсюда следует, что даже в неблагоприятных для соосаждения Al и Si обстановках эти элементы могут извлекаться из растворов путем многоступенчатых реакций за счет перехода доминирующих форм Al и (или) Si в те формы, которые находятся в растворах в ничтожных количествах, но могут вступать во взаимодействие друг с другом. Вероятно, для геологических масштабов времени эти процессы также следует учитывать (диагенез осадков при медленном осадконакоплении, эпигенетические процессы в условиях застойного режима грунтовых вод, процессы в океанических водах и т. п.).

При отклонении температуры растворов от 25° меняется суммарная растворимость Al и Si и качественный состав растворов (Бронева Михайлов, 1970), а это, в свою очередь, влечет за собой изменение соотношения этих элементов в растворах. Так, с понижением температуры увеличивается интервал pH, при котором в растворе преобладает катион Al^{3+} и соответственно расширяется диапазон условий, «разрешающих» совместную миграцию в растворе Al и Si. С повышением температуры должна проявляться обратная закономерность и т. д. Подробнее этот вопрос разбирать нет смысла, так как он достаточно определенно решается на основании результатов расчетов, приведенных в данной работе и предыдущей статье авторов.

Разберем теперь характер взаимоотношения растворенных форм SiO_2 с соединениями Al, выпавшими в осадок.

По экспериментальным данным, при осаждении соединений Al из растворов с $t < 100^\circ$ и $p \approx 1$ атм первоначально образуется аморфная гидроокись Al или смесь аморфной гидроокиси с бемитоподобным, плохо окристаллизованным минералом (Papee, Tertian, Viais, 1958; и др.). По мере старения выпавшего осадка в разных обстановках формируются бемит или гиббсит и, вероятно, корунд и диаспор.

Дальнейшая судьба этих соединений зависит от многих обстоятельств, из которых разберем лишь одно: присутствие в иловых водах растворенного SiO_2 . Возможные реакции окислов и гидроокислов Al с различными формами кремнекислоты с образованием каолинита сведены в табл. 4.

Как следует из рассчитанных значений ΔF° , все рассмотренные окислы и гидроокислы Al при нормальных условиях неустойчивы в присутствии растворенного SiO_2 и могут переходить в глинистые минералы (каолинит и др.). Интенсивность этих реакций, судя по величинам ΔF_R° , выше при взаимодействии с полимеризованной кремневой кислотой, чем с молекулярно дисперсной H_4SiO_4 . Кроме того, интенсивность синтеза каолинита зависит не только от формы кремнекислоты в растворе, но и от минералогической формы Al в осадке, закономерно возрастаая от гиббсита к бемиту, α -корунду и аморфной $\text{Al}(\text{OH}_3)$ ¹.

¹ Расчет реакций образования монтмориллонита и иллита дал результаты, аналогичные тем, которые получены в табл. 4 для каолинита.

ΔF° реакций окислов и гидроокислов Al с различными формами H_4SiO_4 при стандартных условиях

Кислая обстановка			Окислы и гидроокислы Al	Щелочная обстановка		
$H_4SiO_4^{2-}$	$H_2SiO_4^-$	H_4SiO_4		H_4SiO_4	$H_2SiO_3^-$	$H_{10}SiO_{14}^{2-}$
-31,42	-50,50	-22,25	Al(OH) ₃ (аморфный)	-22,25	-10,86	+6,77
-25,34	-47,51	-19,21	α -Al ₂ O ₃ (корунд)	-19,21	-7,82	+12,86
-22,26	-45,97	-17,67	Al ₂ O ₃ ·H ₂ O (бемит)	-17,67	-2,28	+15,93
-19,82	-39,75	-11,45	Al ₂ O ₃ ·3H ₂ O (гиббсит)	-11,45	-0,06	+28,37

Использование полимер-иона SiO_2 позволяет выяснить влияние кислотно-основных свойств илового раствора на возможность синтеза каолинита. Значения ΔF° реакций между полимер-ионом SiO_2 и любым гидроокислом Al свидетельствуют о «запрещении» этого процесса в щелочной среде и его возможном самопроизвольном течении в среде кислот. Интересно при этом отметить, что наиболее высокое значение ΔF° реакций между гиббситом и полимер-ионом кремнекислоты говорит о предпочтительном образовании гиббсита при разложении каолинита не в кислой, а в щелочной обстановке.

Таким образом, окислы и гидроокислы Al могут сохраняться в осадке только будучи изолированными от воздействия больших количеств растворенного SiO_2 . Причем в щелочной среде, судя по величинам ΔF_R° , сохранность минералов свободного Al_2O_3 резко выше, чем в кислой.

Экспериментальные исследования и гидрохимические наблюдения. Влияние истинных или коллоидных растворов SiO_2 на поведение Al в растворе специальными экспериментальными исследованиями не охарактеризовано. Однако ряд сведений по этому вопросу можно найти в статьях, описывающих опыты по низкотемпературному синтезу глин и эксперименты с алюмокремнистыми гелями. В этом отношении наиболее интересны работы В. Н. Симакова (1928, 1929), Ю. К. Горецкого (1958), Т. Окамото, Т. Окура, К. Гото (1963), Р. Вэя и Б. Сифферта (Wey, Siffert, 1962), Е. Жилиса, В. Деказера (Gillis, Dekeyser, 1962); Д. Райнера (Raupen, 1962) и др.

Большая часть этих работ посвящена анализу изменения растворимости различных форм кремневой кислоты в присутствии ионов Mg, Al, Fe и др. Полученные результаты со всей очевидностью свидетельствуют о достаточно резком влиянии Al на растворимость SiO_2 . В связи с этим можно предполагать, что и растворенный SiO_2 будет оказывать аналогичное воздействие на раствор Al. Полным подтверждением такого предположения явилась работа Р. Вэя и Б. Сифферта (Wey, Siffert, 1962), которые наблюдали взаимное осаждение Si и Al из истинных растворов при разных значениях концентрации водородных ионов.

Для проведения этого эксперимента был приготовлен раствор ($t=20^\circ$) SiO_2 и Al_2O_3 (сернокислый Al) с начальной концентрацией $SiO_2 = 144$ мг/л, $Al^{3+} = 42$ мг/л. Изменение pH раствора достигалось добавлением NaOH. В параллельной серии опытов сернокислый Al заменяли алюминиевокислым Na, а изменения pH были получены в результате введения различных количеств HCl. Результаты, достигнутые в обеих сериях опытов, одинаковы.

Выпадение осадка (аморфные гидраты окиси Al и SiO_2) наблюдалось только при pH от 3,7—4,0 до 11,5—11,8. Пересчитав данные Р. Вэя и Б. Сифферта на моляльные концентрации SiO_2 и Al_2O_3 (табл. 5), мы построили диаграмму изменения состава растворов при различных значениях pH (см. фигуру). По изменению концентраций Al_2O_3 в растворе

Соотношение концентраций Al_2O_3 и SiO_2 в растворе и осадке в зависимости от изменения величины рН (по Wey, Siffert, 1962)

рН	Al_2O_3 , моль/л кг·10 ⁵			SiO_2 , моль/л кг·10 ⁵			В осадке	
	в растворе	в осадке	% осажде-ния	в растворе	в осадке	% осажде-ния	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3+SiO_2}$
3	160	—	—	240	—	—	—	—
4	60	100	63	232	8	3	12,5	0,93
5	4	156	98	176	64	27	2,4	0,71
6	2	158	99	140	100	42	1,6	0,61
7	2	158	99	124	116	49	1,4	0,58
8	2	158	99	120	120	50	1,4	0,58
9	2	158	99	120	120	50	1,4	0,58
10	4	156	98	128	112	44	1,4	0,58
11	40	120	75	172	68	28	1,8	0,64
12	160	—	—	240	—	—	—	—

эту диаграмму можно разделить на пять зон. I зона (рН<4) характеризуется отсутствием взаимодействия между растворами Al и Si, осадок не образуется. II зона (рН=4—5,3) характеризуется быстрым нарастанием (с увеличением рН) количества осаждающихся гидратов окиси Al и Si и резким преобладанием Al_2O_3 над Si_2O в осадке. В III зоне (рН=5,3—9,5) происходит почти полное удаление из раствора Al (99%)

при сравнительно медленном возрастании количества осаждающегося Si (от 35 до 50%), отношение Si : Al в осадке выше, чем во II зоне. В IV зоне (рН=9,5—11,7) наблюдается резкое уменьшение (с возрастанием рН) количеств соосаждающихся Al и Si. V зона (рН>11,7) совершенно аналогична зоне I — осадок не образуется.

Рассмотрим описываемую диаграмму с позиций тех расчетов, которые были проведены ранее (Бронева, Михайлов, 1970) и в начале настоящей статьи (см. табл. 1, 2, 3).

Сравнение кривых равновесной концентрации растворенных форм Al в экспериментах Р. Вэя и Б. Сифферта с теоретически рассчитанными кривыми и с экспериментальными данными О. Мэджистеда, И. Колтоффа, Х. Бриттона и др. показывает значительное

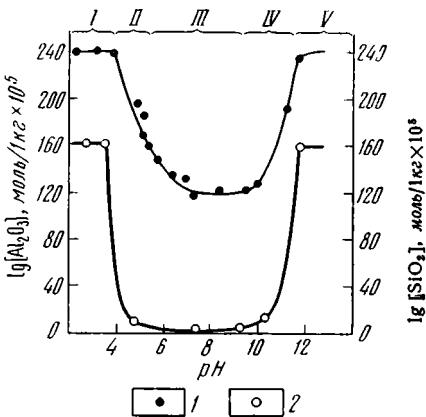


Диаграмма растворимости Al и Si в смешанных растворах в зависимости от величины рН (Wey, Siffert, 1962)

Концентрация: 1 — SiO_2 , Al_2O_3

расхождение сравниваемых объектов в щелочной и нейтральной области диаграмм и почти полное тождество в кислой. Вместе с тем все пять зон диаграммы на фигуре хорошо согласуются с материалами табл. 1, 2, 3, в которых суммированы данные о возможных реакциях между раствором Al и раствором Si с образованием каолинита при различных значениях рН.

Отсутствие взаимодействия между растворами Al и Si при $4 > рН > 11,7$ объясняется резким преобладанием в растворе только ионов Al^{3+} (см. фигуру, зона I; см. табл. 3) или практически полной ионизацией H_4SiO_4 (см. фигуру, зона V, см. табл. 2). Быстрое увеличение количества осаждающихся гидратов окиси Al и Si при изменении рН от 4 до 5,3 (см. фигуру, зона II) можно связывать с возрастанием в раство-

ре количеств ионов Al, которые способны реагировать с растворенным SiO₂ (см. табл. 2, 3), а почти столь же резкое уменьшение количеств осаждающихся гидратов окиси Al и Si при изменении pH от 9,5 до 11,7 (см. фигуру, зона IV) объясняется быстрым нарастанием относительных количеств ионизированной кремнекислоты (десятикратное увеличение отношения [H₃SiO₄⁻]:[H₄SiO₄] на каждую единицу pH — см. табл. 1), которая не вступает в реакцию с раствором Al при стандартных условиях (см. табл. 3). Зона III (см. фигуру) соответствует преобладанию в растворе алюминат-ионов (см. табл. 2) и молекулярно-дисперсной H₄SiO₄ (см. табл. 1), реакция взаимодействия между которыми (с образованием глинистых минералов) в стандартных условиях должна протекать самопроизвольно (см. табл. 3).

Интересно проанализировать состав аморфных продуктов, осаждающихся в экспериментах Р. Вэя и Б. Сифферта. Для этого можно воспользоваться данными табл. 5. Как следует из этой таблицы, величина отношения молярных концентраций Al₂O₃:SiO₂ в осадке при любых значениях pH раствора не опускается ниже 1,4. Это обстоятельство говорит о том, что при осаждении или вообще не образовывались даже аморфные глинистые минералы (Al₂O₃:SiO₂ в аллофане равно примерно 1, в каолините — 0,5, а в других минералах — еще меньше) или наряду с ними происходило выпадение из раствора чистой гидроокиси Al.

Аналогичные данные еще в 1958 г. были получены Ю. К. Горецким, показавшим, что из сильнокислого смешанного раствора Si и Al (сернокислый Al и силикат Na) при его нейтрализации осаждение Al начинается примерно при pH ≥ 5. Причем при pH ≈ 5 осаждается преимущественно Al₂O₃, а при более высоких значениях pH (6—8) происходит соосаждение Al и Si в соотношениях, близких к каолинитовому. Та же закономерность наблюдалась и в опытах Р. Вэя и Б. Сифферта (см. табл. 5).

Таким образом, опыты Р. Вэя, Б. Сифферта и Ю. К. Горецкого, с одной стороны, полностью подтверждают изложенные выше расчеты, а с другой — их значительно дополняют. Оказывается, что те же условия, которые (согласно расчетам) предопределяют синтез каолинита, обусловливают и выпадение из смешанного раствора сложных алюмокремнистых гелей переменного состава, что значительно расширяет возможность использования расчетных данных для объяснения ряда процессов в зоне гипергенеза.

Ряд интересных сравнений с теоретическими расчетами можно провести и на материале гидрохимических наблюдений.

Еще в 1958 г. Г. И. Бушинский заметил уменьшение концентрации Al в природных поверхностных водах гумидных областей по мере перехода от холодной к умеренной, субтропической и тропической зонам. К сожалению, полную картину по имеющимся материалам получить трудно. Al не входит в стандартный набор элементов, определяемых при анализе природных вод, поэтому интересующие нас данные встречаются в литературе крайне редко. Однако и по имеющимся материалам общая закономерность выявляется достаточно определенно.

Ю. К. Горецкий (1958) указывает, что концентрация Al₂O₃ в почвенно-грунтовых водах Швеции 2,4—8,2 мг/л. Близкие или более высокие концентрации Al₂O₃ (до 5—12 мг/л) в озерах, ручьях и реках Кольского полуострова и Карелии установлены В. О. Аарнио (1915). По данным Ф. Кларка, среднее содержание Al₂O₃ в водах США (главным образом умеренный климат) ≈ 1 мг/л, изредка 5—13,1 мг/л. Аналогичные концентрации Al₂O₃ установлены И. Н. Крынниковой (1950) в подпочвенных водах и воде ручья на водоразделе Волги и Западной Двины (0,5—7 мг/л). Среднее содержание Al₂O₃ для крупных рек Северной Америки (Durum, Haffty, 1963) 0,91 мг/л, для бассейна Оби 4,27 мг/л, для бассейна Енисея 0,23 мг/л (Конторович, 1968). Таким образом, в почвенно-

грунтовых и поверхностных водах холодного и умеренного климата содержание Al_2O_3 не опускается, как правило, намного ниже 1 мг/л и нередко достигает $5\text{--}10 \text{ мг/л}$ и выше. Совершенно иная картина наблюдается в субтропических и особенно тропических влажных районах. Данные, собранные Ф. Кларком (Clarke, 1924), В. М. Фридландом (1964), Н. А. Лисичиной и М. А. Глаголевой (1968), показывают, что в этих условиях содержание Al_2O_3 не превышает, как правило, $0,1\text{--}1,0 \text{ мг/л}$, нередко падая до сотых, тысячных долей миллиграмма на 1 л и меньше.

С позиций проведенных расчетов эта закономерность может быть объяснена следующим образом. В холодном и умеренном климате температура природных вод обычно $0\text{--}15^\circ$, а рН в связи с обилием органического вещества не более $4\text{--}6$. В этих условиях, согласно расчетам, в растворе должны доминировать положительно заряженные ионы Al (в основном Al^{3+}), которые не могут самопроизвольно вступать в реакцию с растворенным SiO_2 и тем самым выводиться из раствора. В результате в природных водах сохраняется весь Al_2O_3 , перешедший в раствор. В субтропическом и особенно тропическом климате почти при тех же значениях рН вод ($4,5\text{--}7$) температура их поднимается до $30\text{--}37,5^\circ$ (Фагелер, 1935; Шокальская, 1948), а по данным Б. М. Михайлова (Гвинейская республика, Сомали), — до $40\text{--}50^\circ$.

При таких температурах в растворах доминирующими оказываются (Бронева, Михайлов, 1970) не положительно заряженные ионы Al , а алюминат-ионы ($Al(OH)_4^-$ и др.), которые способны к самопроизвольному соосаждению с растворенным в воде SiO_2 (см. табл. 3 и фигуру). Именно этот процесс, вероятно, и приводит к обеднению теплых вод тропиков Al_2O_3 вплоть до его почти полного исчезновения из раствора. Прямым подтверждением этому являются первые результаты анализа на Al и Si вод из структурных бокситов и дренирующих их источников, выполненные на материале, привезенном из Гвинейской республики В. А. Ивановым. В то время как в структурных бокситах при рН= $4,5\text{--}5,5$, $t=25\text{--}30^\circ$ и содержании SiO_2 не выше $1\text{--}3 \text{ мг/л}$ количество Al_2O_3 в растворе достигает десятков миллиграммов на 1 л , в водах источников с теми же значениями рН и t° , но с резко возросшей концентрацией SiO_2 (до $15\text{--}25 \text{ мг/л}$), количество растворенного Al резко падает и не поднимается выше $1\text{--}3 \text{ мг/л}$ Al_2O_3 , составляя, как правило, доли миллиграмма (Бронева и др., 1970).

Интересные материалы о взаимном влиянии Al и Si в растворах можно найти в работах В. А. Иванова, С. И. Набоко, К. К. Зеленова, Р. И. Ткаченко, А. В. Зотова и др., посвященных изучению термальных вод вулканических областей. Особенно показательны в этом аспекте анализы проб воды, отобранные в устье р. Юрьева (о. Парамушир, Курильские о-ва) в месте ее впадения в Охотское море. Данные по этим пробам, касающиеся концентрации различных форм Al , Fe , Si , H^+ , помещены в таблице к статье К. К. Зеленова (1963). Как следует из этой таблицы, SiO_2 полностью исчезает из раствора уже в 10 м от устья, хотя в устье количество его в 1 л раствора достигает 154 мг . Существенно уменьшается концентрация Al , Fe . Причем содержание этих элементов, понизившись до $3\text{--}4 \text{ мг/л}$ для Fe и $0,20\text{--}0,25 \text{ мг/л}$ для Al , в дальнейшем остается постоянным². Вероятно, это связано с локальным повышением

² Следует заметить, что данные о величинах концентрации Al_2O_3 в природных водах, вероятно, несколько завышены, так как в сумму растворенного Al попадает тончайшая взвесь гидроокиси Al , которая может быть удалена только при использовании ультрафильтров с очень мелким диаметром пор. Исследования В. Саккета и Г. Аррениуса, применявших мембранный ультрафильтр с диаметром пор $0,45 \text{ мк}$, показали, что в восточной части Тихого океана количество растворенного Al (прошедшего через фильтр) $0,0025 \text{ мг/л}$. Среднее содержание Al , по А. Гольдбергу (учитывавшему разные определения), $0,012 \text{ мг/л}$, т. е. почти в 50 раз больше.

Рассчитанные и наблюдаемые концентрации SiO_2 , Al и Fe в устье р. Юрьева
(по материалам К. К. Зеленова, 1963)

Концентрация, мг/л	Устье р. Юрьева	10 м от устья		Разность наблюдаемой и рассчитан- ной концент- рации	Молекуляр- ное отно- шение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$
		наблюдаемая концентрация	рассчитанная концентрация		
SiO_2 в растворе	154,00	0	25,67	-25,67	1,73
ΣAl »	445,38	52,75	74,29	-21,54	
ΣFe »	227,21	40,98	38,87	+2,11	

концентрации Fe и Al в воде вокруг вулканических аппаратов, соответствующей равновесной растворимости Al в присутствии SiO_2 при $\text{pH} > 4^3$.

Для выяснения возможных причин полного исчезновения SiO_2 из раствора интересно рассчитать концентрацию Al, Fe и SiO_2 в 10 м от устья р. Юрьева, исходя только из разбавления раствора морскими водами. Полностью такой расчет опубликован ранее (Бронева, 1968); здесь приводится несколько исправленная итоговая таблица (табл. 6).

Как следует из этой таблицы, рассчитанные и наблюдаемые концентрации Fe весьма близки друг к другу, differing на 2,11 мг/л, т. е. на величину, почти равную среднему содержанию Fe в морской воде этого района. Следовательно, можно утверждать, что концентрация Fe в 10 м от устья р. Юрьева зависит в основном только от разбавления термальных вод морскими. Иная закономерность выявляется для Al и SiO_2 , рассчитанные и наблюдаемые концентрации которых отличаются соответственно на 21,54 и 25,67 мг/л. Поскольку при $\text{pH} = 2,41$ концентрация Al, равная 74,29 мг/л, весьма далека от равновесной с $\text{Al}(\text{OH})_{3\text{аморфн}}$, уменьшение ее почти на 30% нельзя объяснить осаждением гидроокиси Al. Скорее всего, как и в опытах Р. Вэя и Б. Сифферта, в данном случае происходит соосаждение гидроокислов Al и Si. Большая концентрация водородных ионов ($\text{pH} = 2,41$), при которой в данном случае происходит соосаждение Al и Si, вероятно, объясняется гораздо более высокой, чем в опытах Р. Вэя и Б. Сифферта температурой, что связано с вулканической природой рассматриваемых вод.

Весьма интересно также наблюдение А. В. Зотова, отметившего, что граница устойчивости каолиновых минералов при $t \leq 100^\circ$ приходится на значения $\text{pH} \approx 2-2,5$. Именно при этих значениях pH в растворах с $t \approx 80-100^\circ$ происходит замещение алюминат-ионов катионом Al^{3+} , не вступающим в реакцию с растворенным SiO_2 .

Подводя итог сравнению проведенных в начале этой статьи расчетов с экспериментальными работами и гидрохимическими наблюдениями, можно констатировать удовлетворительное совпадение результатов тех и других исследований. Такое сравнение можно было бы продолжить, подыскав в опубликованной литературе новые объекты. Однако и на основании проведенного анализа можно сделать вывод о возможности применения выполненных расчетов для объяснения ряда особенностей геохимии Al в зоне гипергенеза.

Некоторые вопросы генезиса бокситов. Проблема генезиса бокситов — одна из наиболее дискуссионных проблем отечественной и мировой литологии. До сих пор существуют и успешно разрабатываются такие, казалось бы, взаимоисключающие друг друга направления, как хемогенно-осадочная теория А. Д. Архангельского и теория обломочно-

³ Интересно отметить, что концентрация 0,20—0,25 мг/л очень близка к минимальной растворимости Al в опытах Р. Вэя и Б. Сифферта (1962).

Схема поведения Al и Si в гипергенных процессах в зависимости от концентрации водородных ионов и температуры растворов

pH вод	Климатические зоны				pH вод	Климатические зоны			
	холодная <5°	умеренная 5—15°	субтропическая 15—25°	тропическая >25°		холодная <5°	умеренная 5—15°	субтропическая 15—25°	тропическая >25°
4—5	—	—	—	—	6—7	—	+	+	+
5—6	—	—	+	+	7—9	+	+	+	+

Примечание. «+» — реакции сосаждения алюмокремнистых гелей и синтеза алюмосиликатов возможны; «—» — реакции сосаждения алюмокремнистых гелей и синтез алюмосиликатов невозможны.

го переноса бокситового материала. Наряду с этим появилась масса новых материалов, подтверждающих латеритное происхождение современных и некоторых древних бокситов, и далеко еще не доказана ошибочность таких гипотез, как гипотеза терра-росса, коллоидная гипотеза С. Ф. Малявкина и вулканогенно-осадочная гипотеза. В последнее время Г. И. Бушинским четко сформулировано еще одно представление, рассматривающее процесс образования бокситов как сложное явление, включающее в себя серию частных процессов от латеризации до ссадко-накопления и диагенетических преобразований определенного типа.

Вероятно, нельзя не согласиться с тем, что теоретически бокситовые залежи лучшего или худшего качества в том или ином количестве могли образоваться под действием почти каждого из этих процессов. Однако наибольший интерес, безусловно, представляет та гипотеза, которая учитывает самые характерные свойства Al и его соединений в условиях зоны гипергенеза.

В связи с этим попробуем рассмотреть те основные закономерности в поведении Al, которые вытекают из анализа приведенных выше расчетов, материалов экспериментальных исследований и гидрохимических наблюдений.

Климатическая зональность в геохимии Al зоны гипергенеза. Как указывалось выше, по мере перехода от тропической и субтропической климатических зон к умеренной и холодной количество Al, растворенного в природных водах поверхностных водоемов, закономерно увеличивается от 0,01—0,1 до 5—20 мг/л и более. Эта закономерность в разное время и по разному поводу отмечалась многими исследователями (Страхов, 1960, 1962; Деген, 1967; Михайлов, 1966 и др.).

Для объяснения отмеченной закономерности с позиций проведенных расчетов необходимо выделить в общем виде ряд обстановок, отличающихся друг от друга по степени воздействия на поведение Al растворенного SiO₂ в зависимости от температуры раствора и величины pH.

В общей форме по этим трем показателям среди природных вод можно выделить два типа обстановок: характеризующихся отсутствием взаимодействия Al₂O₃ и SiO₂ в растворе и обстановок, в которых это взаимодействие проявляется достаточно интенсивно. В табл. 7 в соответствии с проведенными расчетами схематически показано распространение этих обстановок относительно температуры раствора и концентрации водородных ионов. Как следует из таблицы, в тропической и частично субтропической зонах подавляющее большинство природных вод должно быть такой средой, в которой Al не может находиться в растворе в присутствии растворенного SiO₂. Наоборот, в холодном и частично умеренном климате большая часть природных кислых вод может содержать Al в растворе при любых концентрациях растворенного SiO₂.

Почти все известные материалы по гидрохимии природных вод, в которых имеются сведения о концентрации Al₂O₃, показывают, что в них

$Al_2O_3 : SiO_2 \leq 1$. В связи с этим можно сделать вывод, что в условиях, стимулирующих соосаждение Al_2O_3 и SiO_2 , первый почти весь будет переведен в осадок. Вероятно, именно этими свойствами Al_2O_3 и SiO_2 в растворе и следует объяснять наличие климатической зональности в геохимии Al зоны гипергенеза.

В холодном климате подвижность Al резко возрастает. Отсутствие термодинамических условий для соосаждения с SiO_2 позволяет Al накапливаться в растворе и переноситься на любое расстояние в водах с $pH \leq 6-6,5$. Поскольку именно кислые и слабокислые воды наиболее характерны в холодном и умеренном климате, подвижность Al в этих условиях может обеспечиваться достаточно долгое время. Вероятной областью разгрузки природных вод от Al в холодном и умеренном климате могут служить крупные водотоки и озера, дренирующие тот или иной район, реакция вод в которых близка к нейтральной ($pH 6,5-7,5$).

В жарком климате Al практически совершенно неподвижен в природных водах, так как в присутствии SiO_2 (истинный или коллоидный раствор) не может находиться в растворе и переходит в осадок.

В то же время, как показали детальные исследования по геохимии Al, в латеритах тропических стран Al интенсивно мигрирует по профилю коры выветривания, принимая активное участие в процессах гипергенного метасоматоза, проявляющегося в замещении долеритов, базальтов, сланцев, нефелиновых сиенитов и других пород гиббситом и минералами Fe с полным сохранением структуры материнских пород.

Объемные пересчеты показывают, что в ряде мест аллохтонного Al оказывается больше, чем Al, содержащегося в том же объеме материнских пород.

Таким образом, говоря об отсутствии свободных гидратов Al в водно-осадочных образованиях в областях неоген-четвертичного бокситообразования, мы не должны понимать это как доказательство строгой стабильности Al в условиях латеритного выветривания.

Для объяснения этого кажущегося противоречия рассмотрим еще одну отмеченную ранее закономерность: исключительную приуроченность неоген-четвертичных бокситов к жарким гумидным областям.

Некоторые черты поведения Al при образовании современных (или неоген-четвертичных) концентраций свободного Al_2O_3 . По Г. И. Бушинскому, все неоген-четвертичные бокситы образовались в районах со среднегодовой температурой не ниже $+20^\circ$. В областях с более холодным климатом (даже в субтропической зоне) в корах выветривания и почвах известны лишь незначительные количества гидратов Al (Лисицина, 1962; Лисицина, Глаголева, 1968), и столь же небольшие скопления гидроокислов Al (гиббсит) обнаружены в холодном климате на массивах нефелиновых сиенитов (Афанасьев, 1966; и др.).

Объяснение формирования бокситов в зоне с повышенной среднегодовой температурой только интенсификацией химических процессов не согласуется с целой серией наблюдаемых фактов. Во-первых, не ясно, почему не происходит образования хотя бы небольших масс бокситов в более холодном климате при длительном течении процессов выветривания. Во-вторых, не ясно, почему в латеритных корах выветривания Al полностью остается в коре выветривания и отсутствует или содержится в ничтожных количествах в водах источников, ручьев и рек, дренирующих эти коры, а в умеренном поясе в значительном количестве выносятся из коры выветривания, и его концентрация в природных водах резко возрастает. Не может служить объяснением строгой приуроченности современных бокситов к тропической гумидной области и факт увеличения растворимости SiO_2 с повышением температуры. Это лишь количественный показатель, который может ослабить или усилить процесс, но не исключает возможность его течения полностью при достаточной продолжительности периода корообразования.

Следовательно, существует иной, более радикальный механизм (основанный на качественно разных процессах), «запрещающий» или «разрешающий» образование латеритных бокситов в зависимости от изменения температуры.

Судя по проведенным выше расчетам, в основе этого механизма лежит изменение состава растворов Al при разных температурах на фоне определенных значений концентрации водородных ионов.

По сведениям в опубликованной литературе, концентрация водородных ионов в растворах, циркулирующих в коре выветривания, только на первых стадиях выветривания (вынос щелочей и щелочноземельных элементов) ниже 10^{-7} , а в дальнейшем обычно 10^{-5} — 10^{-6} . По неопубликованным материалам В. И. Иванова, любезно предоставленным в наше распоряжение, в 51 пробе воды из латеритных кор выветривания Гвинеи значения pH 5,1—6,2, в среднем 5,3.

При таких значениях pH качественное изменение состава растворов (согласно расчетам) должно наблюдаться при $t=20$ — 25° . В растворах с $t < 20^\circ$ будут доминировать положительно заряженные ионы Al (в основном Al^{3+}), а в растворах с $t > 20^\circ$ — алюминат-ионы ($Al(OH)_4^-$ и др.). В соответствии с этим изменится и взаимоотношение Al с Si в смешанных растворах. Поскольку Al^{3+} и H_4SiO_4 не могут вступать в реакцию при нормальном давлении, Al, поступающий в раствор в форме положительно заряженных ионов (температура раствора $< 20^\circ$), будет выноситься из коры выветривания вместе с SiO_2 , не создавая остаточных повышенных концентраций. Совершенно иная картина должна наблюдаться в случае наличия в растворах отрицательно заряженных ионов Al. В присутствии H_4SiO_4 будет происходить почти полное извлечение Al из растворов с образованием кремнисто-глиноземистых гелей, и Al не будет или почти не будет выноситься из коры выветривания (Броневова, Иванов и др., 1970).

По экспериментальным данным (Wey, Siffert, 1962), $Al_2O_3 : SiO_2$ в таких осадках в 3—5 раз выше аналогичных отношений, свойственных каолиниту. Иными словами, в процессе многократного растворения и последующего осаждения должно происходить, во-первых, перемещение Al по профилю выветривания, а во-вторых, постепенное разделение Al и Si с выносом последнего из коры выветривания. При этом подвижность Al будет тем большей, чем меньше концентрация SiO_2 в растворах. Поэтому в верхних горизонтах латеритных кор выветривания при просачивании через них дождевых, первично бескремнистых вод она максимальна; затем постепенно убывает вниз по профилю. Естественно, что скорость и качественная сторона этого процесса будет зависеть, в первую очередь, от обилия воды, фильтрующейся через кору выветривания, интенсивности фильтрации вод и концентрации в них SiO_2 . При прочих равных условиях коры выветривания областей с расчлененным рельефом (высокие пенеплены, низкие горы) будут быстрее развиваться, и вероятность образования бокситов, как конечных продуктов развития коры выветривания, в этих условиях будет выше, чем в низменных, пенепленизированных областях с замедленной фильтрацией вод по профилю выветривания.

Вероятно некоторая часть Al при этом должна выноситься из коры выветривания и осаждаться вместе с SiO_2 в окружающих бассейнах⁴. Однако сохраниться в свободном состоянии она не сможет. Судя по значительным отрицательным величинам свободной энергии реакций между аморфной гидроокисью Al и SiO_2 (см. табл. 4), при достаточной

⁴ Доказательства этому в настоящее время получены. Осаждение из растворов Al_2O_3 (в форме аморфной гидроокиси) наблюдается в верховьях источников, фильтрующихся из латеритных бокситов, при pH 5,2 и $t=27^\circ$, в связи с увеличением концентрации SiO_2 от 1—3 до 15—20 мг/л (Броневова, Иванов и др., 1970).

длительности их сонахождения (достигается в осадках водоемов, лежащих ниже уровня грунтовых вод) должен самопроизвольно протекать процесс синтеза алюмосиликатов с образованием глинистых минералов. Только на участках, расположенных выше уровня грунтовых вод, при интенсивной фильтрации и быстром удалении избыточного SiO_2 осаждающиеся гидраты окиси Al смогут сохраняться в свободном состоянии.

Появление гиббсита в корах выветривания на нефелиновых сиенитах в холодном климате (Кольский полуостров) казалось бы противоречит изложенному выше. Однако при более внимательном анализе и этот факт находит объяснение, аналогичное тому, которое дано выше при описании механизма формирования латеритных бокситов Африки.

При выветривании нефелиновых сиенитов и других щелочных пород в условиях относительно небольшого количества выпадающих осадков, некоторой застойности вод (слаборасчлененный рельеф) и повышенного содержания щелочных и щелочноземельных элементов величина рН растворов, циркулирующих в коре выветривания, удерживается выше 6,3 (Афанасьев, 1966; Крайнов, 1967). При такой концентрации водородных ионов поведение Al даже в весьма холодных растворах ($t=0-5^\circ$) становится аналогичным тому, которое наблюдается в тропиках. В результате в коре выветривания накапливается избыток Al — появляется гиббсит. Однако здесь процесс этот не так энергичен (в связи с низкой температурой и слабой расчлененностью рельефа) и не столь стабилен, как в тропической зоне. Величина рН 6,3—7,5 при $t=0-5^\circ$ находится в переходной зоне (по рН) между двумя группами обстановок, изображенных в табл. 7. Несколько более интенсивное промывание профиля коры выветривания при разбавлении растворов (более обильные дожди, таяние снегов и т. п.) приводит, очевидно, к понижению рН и выносу Al. В результате кора выветривания щелочных пород в холодном климате содержит свободный Al_2O_3 , но в таком количестве, которое не достигает, да, вероятно, и не может достичь уровня промышленных концентраций и запасов.

ЛИТЕРАТУРА⁵

- Аарнио В. О. О выпадении окислов железа и алюминия в песчаных и щебенчатых почвах Финляндии.— Почвоведение, 1915, № 2, 3.
- Айлер В. И. Коллидная химия кремнезема и силикатов. М. Госстройиздат, 1959.
- Афанасьев А. П. Минералогия долеритовой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. М., «Наука», 1966.
- Бронева В. А. Поведение Ti—Fe—Al и SiO_2 в термальных растворах вулканической области и вулканогенная гипотеза бокситообразования (в связи с работами К. К. Зеленова).— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Бронева В. А., Иванов В. А., Ким Ю. И., Куликова Г. В., Михайлов Б. М., Покровский В. В., Сафонова О. Ф., Селиверстов Ю. П. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка) — Сов. геология, 1970, № 9.
- Бронева В. А., Михайлов Б. М. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. I. Растворы окислов и гидроокислов алюминия.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Ганеев Н. Г. О возможности переноса вещества в форме сложных комплексных соединений.— Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. Прага, АН ЧССР, 1963, т. I.
- Лисицына Е. А., Глаголева М. А. К геохимии коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания, 1968, вып. 10.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений и условия их образования.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.
- Конторович А. Э. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны.— VII Всесоюзная литологическая конференция, 1965. М., «Наука», 1968.
- Крайнов С. Р. Об уникальных содержаниях фтора в подземных водах Лавозерского массива и влияние фтора на миграцию в них кремнезема.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2.

⁵ Помещены лишь те работы, которые отсутствуют в аналогичном списке к статье В. А. Бронева и Б. М. Михайлова (1970).

- Лисицына Н. А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья.— В кн.: Кора выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4.
- Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита.— В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
- Морачевский Ю. В., Пирютко М. М. О растворимости кремневой кислоты. Изд. АН СССР. Сер. хим., 1956, № 8.
- Окамото Т., Окура Т., Гото К. Свойства кремнезема в воде.— В сб.: Геохимия литогенеза. Изд. иностр. лит., 1963.
- Пирютко М. М., Шмидт Ю. А. Состояние кремневой кислоты в растворе и методы ее колориметрического определения.— Изв. АН СССР. Сер. хим., 1953, № 4.
- Симаков В. Н. Исследования в области изучения структурообразования. Сообщение I. О взаимодействии золь гидрата окиси алюминия, кремнекислоты и перекиси марганца.— Сообщ. Отд. почвовед. Гос. ин-та опытной агрохимии. Л., Изд. ВАСХНИЛ, 1928, № 3.
- Симаков В. Н. Новые данные по вопросу о взаимодействии коллоидов, встречающихся в почве.— Почвоведение, 1929, № 1—2.
- Скрытникова И. Н. Опыт изучения динамики химического состава почвенно-грунтовых вод подзолистой зоны.— М., Тр. Почв. ин-та АН СССР, 1950, т. 31.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, т. II, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, т. III, 1962.
- Фагелер П. Основные учения о почвах субтропических и тропических стран. М., Изд-во Сов. секции Междунар. ассоц. почвоведов, 1935.
- Фридланд В. М. Почва и кора выветривания влажных тропиков. М., «Наука», 1964.
- Шокальская З. Ю. Почвенно-географический очерк Африки. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Alexander G. B., Heston W. M., Jler H. K. The solubility of amorphous silica in water.— J. Phys. Chem., 1954, v. 58, No. 6, p. 453—455.
- Clarke F. W. The date of geochemistry.— Bull. U. S. Geol., surv., 1924, No. 770.
- Durum W. H., Haffty I. Implications of the minor element content of some major streams of the world.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, t. 1.
- Gillis E., Dekeyser W. Experiences avec des gels de silice et d'alumine.— In: Colloques Intern. CNPS, No. 105, In: Genese et synthese argiles. Paris, 3—6 juillet, 1961, Paris, 1962.
- Rauner J. H. An examination of the rate of formation of kaolinite from a co-precipitated silica gel.— In: Genese et synthese des argiles. Paris, 1962.
- Papee D., Tertian R., Biais R. Constitution of gels and crystalline hydrates of aluminum. Soc. Chim. Franse Bull., 1958, v. 36.
- Wey R., Siffert B. Reactions de la silica monomer leculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} .— In: Genese et synthese des argiles. Paris, 1962.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
10.III.1970

УДК 552.14 : 553.492 (574.11)

РОЛЬ ДИАГЕНЕЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ БОБОВЫХ БОКСИТОВ ТУРГАЙСКОЙ РАВНИНЫ

А. М. СУЛЬМАН

Излагаются результаты изучения состава, структуры и условий образования бобовин каменистых бокситов Тургайской равнины. Выделено два генетических типа бобовин. К бобовинам приурочены безводные и мало-водные формы глинозема и железа: корунд, маггемит, диаспор и бемит. Моногидраты глинозема обнаружены только в бобовинах-конкрециях. Образование бемита, диаспора и корунда происходило при конкрецееобразовании за счет дегидратации гиббсита. Маггемит ассоциирует с корундом.

Бокситы мезо-кайнозойских месторождений Тургайской равнины в основном бобовые. А. К. Гладковский и А. К. Шарова (1953, 1962) рассматривали бобовины как терригенные образования, переотложенные из латеритной коры выветривания. По Е. Н. Куземкиной (1960), бобовины образовались внутри бокситового осадка и содержат корунд и осадочный магнетит. Н. А. Лисицина и М. В. Пастухова (1963) выделили два генетических типа бобовин: терригенные и аутигенные. Во всех указанных работах генетическая классификация основана главным образом на изучении простых бобовин, представляющих собой округлые образования размеров 0,1—0,5 см в диаметре, с однородным и редко нечетким концентрически-зональным строением. Наряду с ними в боксите присутствуют сложные бобовины, состоящие из нескольких простых, сцементированных более или менее однородной основной массой. Изучению сложных бобовин придавалось второстепенное значение, хотя эти образования выделяются структурно и генетически.

В составе цемента бобовых бокситов преобладают гематит и гиббсит. Некоторые исследователи (Терентьева и др., 1961; Лисицина, Пастухова, 1963) указывают на присутствие корунда в цементе каменистого боксита, а также в глиноподобном бобовом и безбобовом боксите.

В статье приводятся новые данные о составе и структурных особенностях каменистых бокситов Аркалыкского и частично Верхне-Тобольского и Козыревского месторождений Тургайской равнины.

Исследования проведены под руководством профессора А. К. Гладковского, которому автор выражает искреннюю признательность.

Каменистые бокситы в указанных месторождениях, как показали Г. И. Бушинский (1966) и другие исследователи, залегают в форме относительно крупных конкреций и конкреционных глыб среди рыхлых и глинистых разностей.

Цемент их меняется от темно-красного до светло-бурого в зависимости от содержания Fe_2O_3 . Химические анализы цемента показывают, что весь присутствующий в них глинозем связан с гиббситом и, кроме того, остается некоторая часть воды, отнесенная на гидроокислы железа (табл. 1). В наиболее светлых участках видно первичное обломочное строение цемента, обусловленное присутствием глиноземных обломков

Химический и минеральный состав цемента и бобовин каменистого боксита, вес. %

Компоненты	Цемент		Бобовины			
	№ образца					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	1,96	3,30	6,46	6,09	4,72	7,40
TiO ₂	2,10	2,40	2,25	1,95	1,29	1,80
Al ₂ O ₃	55,35	57,60	57,75	67,85	67,50	70,38
Fe ₂ O ₃	7,87	4,26	19,05	11,77	12,64	6,86
FeO	Не опр.	Не опр.	4,06	1,98	0,97	Не опр.
П. п. п.	31,45	31,66	11,35	9,33	13,00	13,04
Сумма	98,69	99,22	100,92	98,97	100,12	99,48
<i>n</i>	3,2	3,1	1,1	0,8	1,1	1,0
Гиббсит	85	88	33	27	37	40
Корунд	Нет	Нет	36	50	43	44
Маггемит и гематит	8	4	10	7	13	7
Магнетит	Нет	Нет	13	6	Нет	Нет
Кварц	2	3	6	6	5	7

Примечание. Образцы 3, 4—терригенные бобовины; образцы 5, 6—бобовины-конкреции: обр. 5—с черным внутренним цементом, обр. 6—с зеленовато-серым внутренним цементом. Коэффициент «*n*» показывает отношение молекулярного количества п.п.п., принимаемых за воду, к молекулярному количеству глинозема. Химические анализы выполнены в Центральной лаборатории Уралгеолуправления.

пелитовой и алевролитовой размерности и песчаных зерен кварца, циркона, рутила, турмалина, титаномагнетита. В процессе вторичного перераспределения материала возникает обломочно-микробобовая структура. Для отдельных участков цемента характерно развитие густой сети разноориентированных трещин усыхания, заполненных темно-бурым или черным материалом гиббсит-гематитового состава более поздней генерации, имеющим твердость 3—3,5. В результате образуется брекчиевидная структура.

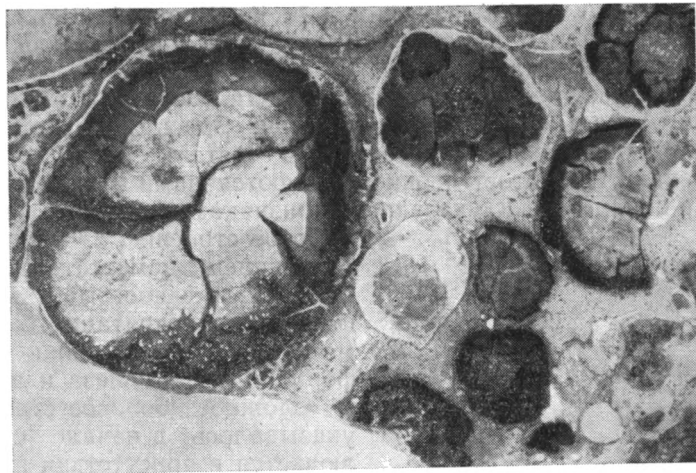
Бобовины каменистых бокситов отличаются большим разнообразием по цвету, составу, строению, твердости и магнитности. С генетической точки зрения выделяются два основных типа бобовин: терригенные и бобовины-конкреции.

Терригенные бобовины. К этому типу относятся черные магнитные бобовины и их обломки, пользующиеся широким распространением в большинстве месторождений Зауралья и Тургайской равнины. В их составе обнаружены гиббсит, корунд, маггемит, магнетит, гематит, в небольшом количестве минералы титана и кварц (см. табл. 1).

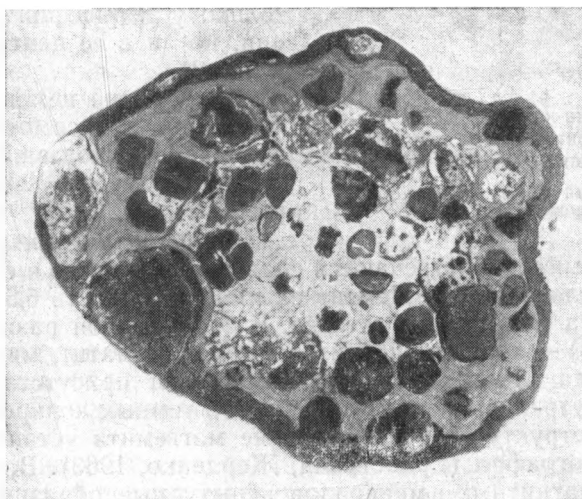
Подтверждением терригенного происхождения описываемых бобовин является слоистость, наблюдаемая на Верхнетобольском месторождении. В красном каменистом бобовом боксите этого месторождения встречаются прослой мощностью 5—6 см, состоящие из одних бобовин. Эти прослой в практике называют «гороховым» бокситом.

Проведенные И. А. Свяжиной палеомагнитные исследования этого материала показали, что каждая отдельная бобовина в прослое, во-первых, имеет высокие значения естественной остаточной намагниченности $I_n = 2400 \cdot 10^{-6}$ CGSM и магнитной восприимчивости $\chi = 7400$ — $8000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, указывающие на присутствие сильномагнитных минералов: маггемита и магнетита (?), и, во-вторых, характеризуется разнонаправленностью векторов остаточной намагниченности. Последнее свидетельствует о переотложенном характере черных магнитных бобовин. Тем более, что измерение указанных параметров для образца в целом дает невысокие значения I_n и среднее значение χ . По И. А. Свяжиной, это обусловлено взаимокompенсацией магнитных полей рядом лежащих бобовин.

Другое важное обстоятельство для выяснения условий образования бобовин— присутствие на всех указанных месторождениях зональ-



Фиг. 1. Зональные терригенные бобовины и их обломки
В черных участках — корунд и маггемит, светлые гематито-гипсовитового
состава. Полированный штуф, Козыревское месторождение, $\times 8$



Фиг. 2. Зональная бобовина-конкреция с черной
маггемит-корундовой периферической зоной
Полированный штуф, Аркалыкское месторождение, $\times 3$

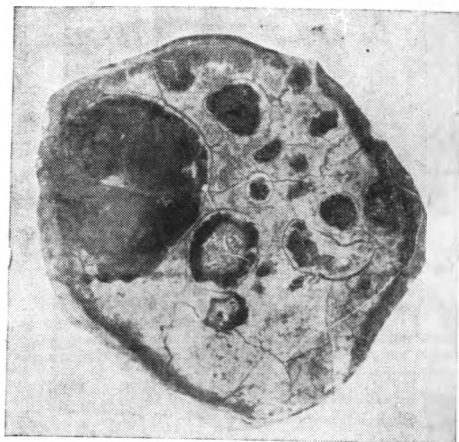
ных бобовин, в которых центральная часть красно-бурая с твердостью 3,—3,5, реже большей, а по периферии и трещинам дегидратации постепенно развивается черная зона с твердостью 6—6,5 (фиг. 1). При сравнении этих данных с минеральным составом бобовин (см. табл. 1, обр. 3, 4) становится ясным, что центральная часть гематито-гипсовитовая, а твердая периферическая зона маггемито-корундовая.

Расположение минералов в бобовинах указывает на то, что образование безводных минералов глинозема и железа произошло от периферии к центру в результате дегидратации. Наличие в боксите обломков зональных бобовин свидетельствует о терригенном их происхождении, а слабая окатанность обломков — о близости источника сноса.

Бобовины-конкреции. К этому генетическому типу относятся в основном крупные сложные бобовины (0,5—5 см в поперечнике). Изуче-

ние, проведенное А. К. Гладковским и А. К. Шаровой (1962), показало наличие во внутреннем цементе сложных бобовин безводных и мало-водных форм глинозема.

Наибольшее количество сложных бобовин (30—35% от их общего числа) — на Аркалыкском месторождении. Здесь бобовины различаются между собой по цвету, строению и составу, но их объединяют общие признаки, по которым они выделяются нами в самостоятельный тип бобовин-конкреций. К указанным признакам относятся: 1) сложное бобовое строение; 2) присутствие во внутреннем цементе корунда и моногидратов глинозема; 3) развитие структур дегидратации; 4) зональность в распределении различных форм окислов железа и алюминия.



Фиг. 3. Бобовина-конкреция сложного строения с зеленовато-серым корундовым цементом

Полированный шлиф, Аркалыкское месторождение, $\times 2$

Сложное бобовое строение, как указывалось в начале статьи, заключается в присутствии простых бобовин и скрепляющего их цемента. В бобовинах-конкрециях среди простых бобовин имеются терригенные и их обломки, причем обломки терригенных бобовин располагаются не только у периферии сложных бобовин, но и в ее центральных частях (фиг. 2).

Внутренний цемент описываемых бобовин в зависимости от содержания окислов железа бывает черным, зеленовато-серым или красно-бурым.

Бобовины-конкреции с черным внутренним цементом встречаются сравнительно часто и составляют 15—20% всего числа бобовин. Цемент их имеет твердость 6,5—7. Структура его затушерана минералами железа. В составе этой разновидности (см. табл. 1, обр. 5) — корунд, гиббсит, маггемит, гематит, минералы титана, кварц. Корунда 18—52%. Корунд и маггемит присутствуют в простых бобовинах, внутреннем цементе, а также в темных конкрециях, не имеющих бобовой структуры. Распределение маггемита устанавливалось методом порошкографии (Грабовский, Жерденко, 1963). Ввиду небольших содержаний магнитных минералов испытываемые образцы подвергались дополнительному намагничиванию в поле насыщения интенсивностью 5000 эрстед. Нанесенный затем порошок кобальтового феррита покрывал не только бобовины, но и внутренний цемент описываемых образований.

Палеомагнитные исследования, проведенные И. А. Свяжиной (1968) на Аркалыкском месторождении, показали, что сложные бобовины характеризуются типичными для маггемита высокими значениями остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости, но в отличие от терригенных, ориентированные *in situ* бобовины, извлеченные из одного штуфа, имеют согласное направление векторов остаточной намагниченности.

Следовательно, образование маггемита в сложных бобовинах происходило на месте формирования бокситового месторождения. Однако если сравнить направление векторов у бобовин и ориентированных штуфов из разных глыб каменистого боксита и по месторождению в целом, то получается разброс этих направлений. Это указывает на перемещение бобовин и отдельных глыб боксита внутри бассейна в послерудный период.

Бобовины-конкреции с зеленовато-серым внутренним цементом встречаются реже предыдущих, но местами их количество достигает

Рентгенограмма корунда. Железное K α , β -излучение

<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
1	3,75	8	2,06	4	1,504	4	1,095
4	3,43	3	(1,894)	7	1,395	4	1,076
1	3,29	5	1,751	9	1,363	6	1,041
3	(2,75)	6	(1,719)	6	1,222	4	1,016
6	2,52	10	1,590	3	1,183	6	0,996
5	2,34	2	1,536	5	1,143	—	—
3	2,26			4	1,121		

Примечание. Анализ выполнен в Институте геологии и геохимии УФАН СССР И. Н. Дубровиной.

10% общего числа бобовин. Впервые они были отмечены А. К. Гладковским и др. (1964). Внутренний цемент их имеет твердость 6—6,5 почти бесцветен и не содержит Fe_2O_3 . Состав такой бобовины приведен в табл. 1, обр. 6. Небольшое количество окислов железа обусловлено в ней наличием черных простых бобовин (фиг. 3). Корунд наблюдается в обоих элементах структуры и составляет 40—50% всего состава описываемых бобовин.

Выделение корунда из этих бобовин производилось нами без обработки образца HCl, путем центрифугирования в тяжелой жидкости с удельным весом 3,0 и последующим кипячением в 0,5 N растворе NaOH по методу И. Хашимото и М. Л. Джексона (Hashimoto, Jackson, 1960) для полного удаления гиббсита.

Полученный материал представляет собой тонкодисперсный изотропный агрегат с показателем светопреломления 1,757. В нем содержится, %: Al_2O_3 — 87,65; SiO_2 — 4,12; TiO_2 — 2,07; Fe_2O_3 — 4,89; п. п. п. — 1,49; Σ — 100,22. Согласно перерасчетам химического анализа, корунда 85%.

Рентгеноструктурный анализ (табл. 2) фиксирует все характерные рефлексы корунда (3,43; 2,52; 2,06; 1,590; 1,363 Å и др.), по которым И. Н. Дубровина определила параметры его ячейки: $d = 4,71$ Å; $c = 12,97$ Å.

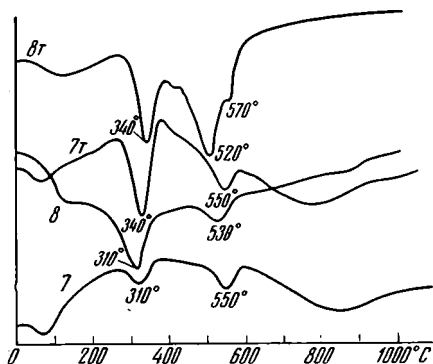
Большинство исследователей считает, что наибольшее количество корунда находится в черных магнитных бобовинах. В связи с этим в последнее время было высказано предположение, что корунд в бокситах образовался путем изоморфного замещения Fe^{+3} на Al^{+3} в решетке гематита (Лисицина, Пастухова, 1963). Присутствие изначально светлых корундовых бобовин свидетельствует о том, что корунд может развиваться не только в парагенетической связи с окислами железа, но и независимо от них.

В цементе светлых корундовых бобовин отчетливо выражена брекчиевидная структура, типичная для основного цемента каменистого боксита, но с теми особенностями, которые связаны с образованием сферических агрегатов. Они заключаются в том, что в периферической части бобовин трещиноватость развита слабее, обломки крупные, тогда как в центральной части трещиноватость более сильная, обломки мельче и как бы погружены в более темный железистый цемент.

Бобовины-конкреции с красным внутренним цементом долгое время оставались незамеченными и до сих пор не были описаны в литературе. На Аркалыкском месторождении они составляют 5—10%. В отличие от описанных выше разновидностей внутренний цемент таких бобовин имеет некоторое сходство с основным цементом каменистого боксита. Во-

первых, они одинаковы по цвету, и, во-вторых, цемент бобовин-конкреций имеет обломочно-микробобовую структуру, характерную для определенных участков основного цемента. Тем не менее между ними имеются и существенные различия по твердости и составу. Твердость красно-бурых бобовин-конкреций 4—6,5. Эти колебания наблюдаются не только между разными бобовинами, но и внутри отдельных бобовин, имеющих зональное строение, о чем будет сказано ниже.

В составе описываемых образований наряду с гиббситом и корундом присутствуют моногидраты глинозема: диаспор и бемит. А. К. Гладковский и А. К. Шарова (1953) при изучении бокситов Зауралья и Тургайского прогиба обнаружили мало-



Фиг. 4. Термограммы бобовин-конкреций, содержащих диаспор и бемит

7, 8 — природное вещество бобовин: 7т — фракция с удельным весом >3, обр. 7; 8т — фракция с удельным весом >3, обр. 8

водные гидраты глинозема на рентгенограммах бобовин. Однако характерные для диаспора и бемита рефлексy имели лишь среднюю или слабую интенсивность. Бемит в бокситах Казахстана также рентгенометрически установили Н. А. Лисицина и М. В. Пастухова (1963).

Исследования С. И. Бенеславского (1959), К. Ф. Терентьевой, Ф. Г. Пасовой и Г. А. Сидоренко (1961), Е. Н. Куземкиной (1960) не дали аналогичных результатов, и авторы пришли к выводу о том, что маловодные формы глинозема — результат тонкого смешения корунда с гиббситом.

При изучении природного вещества описываемых бобовин нами были получены термограммы, на которых четко фиксируется эндотермический пик при $t = 520 - 550^\circ$, характерный для бемита и диаспора (фиг. 4, кривые 7, 8). Они явились первыми достоверными данными о присутствии моногидратов глинозема и послужили причиной детального исследования вещества с выделением тяжелых фракций и применением рентгеноструктурного анализа.

Выделение моногидратной фракции мы производили путем измельчения материала до 0,1 мм, обработки 20%-ным раствором HCl и центрифугирования в тяжелой жидкости с удельным весом >3.

Полученный материал представляет собой тонкодисперсный изотропный агрегат с показателем светопреломления 1,650—1,690. На термограммах этого вещества (см. фиг. 4, кривые 7т, 8т) эндотермический эффект моногидратов глинозема при $t = 520 - 550^\circ$ выражен более ярко, чем в исходных образцах.

Фазовый рентгеновский анализ (табл. 3) показал наличие сильных рефлексов бемита (6,25; 3,18; 2,34; 1,85 Å), диаспора (4,04; 2,06; 1,632 Å); корунда и гиббсита.

Интересно отметить, что в одних бобовинах присутствуют только гиббсит, бемит, диаспор (обр. 8т); в других — гиббсит, бемит, диаспор, корунд; в третьих — гиббсит, бемит, корунд (обр. 7т).

Химический и минеральный состав описываемого типа бобовин, приведенный в табл. 4, показывает, что диаспора и бемита в них после удаления окислов железа 40—45%, а при наличии корунда 10—20%.

Как образуются в бобовинах-конкрециях маловодные и безводные формы глинозема и железа? Важный признак для решения этого вопроса — присутствие зональных бобовин-конкреций. Зональность заключается в том, что центральная часть таких бобовин всегда красно-бурая с твердостью 3—3,5 и имеет гематито-гиббситовый состав, как и основ-

Рентгенограммы красно-бурых бобовин-конкреций (фракции с удельным весом > 3). Железное К α , β -излучение

Обр. 7 г			Обр. 8 г		
I	d	минерал	I	d	минерал
2-3	6,39	Б	8	6,25	Б
6	4,90	Г	2	(5,44)	—
6	4,27	Г+Кв	9	4,88	Г
5	3,78	Кв	5	4,43	Г
2	3,55	К	10ш	4,04	Д
10	3,36	Кв+Б+Г	6	3,48	Д
3	(2,86)	—	6	3,18	Б+Д+Г
7	2,56	К	8	2,55	Д+Г
3	2,49	Г+Кв	10ш	2,34	Б+Д+Г
5	2,39	Б+К+Г	8	2,14	Д+Г
4	2,30	Г+Кв	8	2,06	Д+Г
7-8	2,08	К+Г+Кв	1	1,987	Б+Г
3	1,999	Г+Кв	7	1,851	Б
1	1,866	Б	3	1,804	Б+Г
6	1,811	Кв	2	1,685	Б+Г
5	1,743	К	8-9	1,632	Д
3р	1,681	Кв	1	1,606	Д
8	1,607	К	3	1,524	Б
5-6	1,540	К+Кв	7	1,479	Д+Г
5-6	1,512	К	2	1,452	Б+Г
2	1,484	—	4	1,423	Д+Б+Г
4	1,450	Кв	1	1,399	Д+Б+Г
5	1,407	К	7	1,374	Д+Б
9	1,372	К+Кв	3р	1,336	Д
2	1,306	—	4	1,309	Б
2	1,283	Кв	2	1,284	Д
3	1,256	Кв	1	1,263	Д+Г
4	1,238	К+Кв	3	1,243	Д+Г
5	1,196	Кв	2р	1,205	Д+Б+Г
5	1,178	Кв+К	5	1,175	Д+Б+Г
4	1,148	Кв+К	1	1,158	Б
2	1,130	К			
4	1,098	К			
6	1,079	Кв+К			
6ш	1,058	—			
3	1,042	К+Кв			
3	1,031	Кв			
4ш	1,012	Кв+К			
4	0,997	К			

Примечание. К—корунд, Б—бемит, Д—диаспор, Г—гиббсит, Кв—кварц, номера образцов соответствуют фиг. 4. Фазовый рентгеновский анализ выполнен в Центральной лаборатории Уралгеолуправления.

ной цемент боксита, а периферическая зона меняет твердость, цвет и состав в соответствии с каждой из трех указанных разновидностей. Переход между зонами постепенный. Мощность периферической части меняется от нескольких миллиметров до почти полного выполнения бобовины.

В табл. 4 (обр. 9) приведен химический анализ обеих зон бобовины-конкреции, у которой периферическая часть имеет зеленовато-серый цвет, брекчиевидную структуру и твердость 5,5. Как показывают пересчеты химического состава на минеральный, центральная часть бобовины имеет гематито-гипсбитовый состав, тогда как в периферической зоне содержится 36% корунда.

В черных зональных бобовинах (см. фиг. 2) по периферии наряду с корундом развивается маггемит. Его присутствие подтверждается результатами порошковой рентгенографии: магнитный порошок кобальтового феррита

Таблица 4

Химический и минеральный состав зональных бобовин-конкреций, вес. %

Компоненты	Обр. 7	Обр. 8	Обр. 9	
			центральная часть	периферическая часть
SiO ₂	4,16	6,28	2,48	6,10
TiO ₂	1,92	4,66	2,70	2,40
Al ₂ O ₃	64,06	65,33	55,36	64,26
Fe ₂ O ₃	14,79	1,02	12,31	11,91
FeO	0,44	—	0,24	0,42
CaO	—	—	0,05	0,24
MgO	—	—	0,16	0,14
П. п. п.	14,00	20,95	26,65	14,76
Σ	99,37	98,24	99,95	100,23
Гиббсит	36	43	77	42
Корунд	32	Нет	5	36
Диаспор, бемит	11	42	Нет	Нет
Кварц	4	6	2	6

Примечание. Обр. 7, 8 — красно-бурые бобовины; обр. 8 обработан 20%-ной HCl; обр. 9 — бобовина с зеленовато-серой периферической зоной. Анализ выполнен в Институте геологии и геохимии УФАН СССР.

располагается на черной периферической части бобовины, покрывая простые бобовины и внутренний цемент.

Кроме бобовин с ярко выраженной зональностью по окраске в боксите присутствуют бобовины третьей разновидности, у которых цвет сохраняется однородным, красно-бурым, а меняется лишь твердость и состав периферической зоны. К таким образованиям относится большинство бобовин, содержащих моногидраты глинозема, в том числе и описанные выше. Центральная часть таких бобовин состоит из гиббсита, который к периферии по мере увеличения твердости сменяется бемитом и диаспором. В некоторых бобовинах на этом процесс дегидратации завершается, в других же происходит полное обезвоживание гидратов глинозема с образованием корунда.

Выводы. Зональность в распределении различных форм глинозема в терригенных и бобовинах-конкрециях указывает на то, что образования корунда, диаспора и бемита происходило при образовании конкреций за счет дегидратации гиббсита.

Однако, несмотря на общие черты развития, между двумя указанными типами бобовин имеются и существенные различия.

Терригенные бобовины представлены в основном простыми черными или зональными бобовинами и их обломками, которые местами образуют слоистость в бокситах и характеризуются разнонаправленностью векторов остаточной намагниченности. Результатом дегидратации в них является непосредственный переход гиббсита в корунд.

Бобовины-конкреции отличаются сравнительно крупными размерами и, как правило, имеют сложное бобовое строение. Обломки простых бобовин располагаются во всех частях сложных. Во внутреннем цементе бобовин-конкреций развиты структуры, характерные для основного цемента каменитого боксита. Бобовины-конкреции, содержащие в своем составе маггемит, имеют согласное направление векторов остаточной намагниченности.

Все эти признаки наряду с зональным распределением окислов железа и глинозема указывают на формирование бобовин-конкреций при диагенезе бокситового осадка в процессе дегидратации.

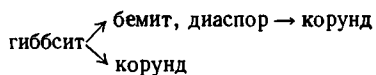
Наличие трех описанных выше разновидностей бобовин-конкреций, отличающихся цветом, строением и составом глиноземных минералов,

свидетельствует о неоднородности среды при диагенезе бокситового осадка.

На основании приведенного материала можно сказать, что в одних участках осадка дегидратация происходила сравнительно быстро и сопровождалась сильной трещиноватостью вещества с образованием брекчиевидной структуры. Соответствующие этим условиям конкреции имеют корунд-маггемитовый состав.

В тех участках, где диагенетическое перераспределение материала шло значительно медленнее, с образованием микробобовой структуры, дегидратация происходила постепенно и неполностью и формировались конкреции, содержащие моногидраты глинозема: диаспор и бемит.

Таким образом, дегидратация глиноземных минералов при диагенезе бокситового осадка протекала двумя путями: последовательно, с образованием всех минералов глинозема, и скачкообразно, с выпадением моногидратной стадии. Схематично это выглядит так:



ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Амангельдинские бокситы — сырье для производства глинозема.— Тр. Ин-та геол. наук, Каз. ССР, Алма-Ата, 1959, вып. 2.
- Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965).— В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
- Гладковский А. К., Шарова А. К. К вопросу о минералогическом составе нижнемеловых бокситов СССР.— Докл. АН СССР, 1953, т. 89, № 1.
- Гладковский А. К., Шарова А. К. Закономерности состава и формирования бокситовых месторождений на Урале и Тургайской равнине.— Тр. горн.-геол. ин-та УФ АН СССР, Свердловск, 1962, вып. 58.
- Гладковский А. К., Шарова А. К., Храмов В. Н. Закономерности состава, происхождения и изменения мезо-кайнозойских месторождений бокситов азиатской части СССР.— Тр. Ин-та геологии УФА Н СССР, Свердловск, 1964, вып. 64.
- Грабовский М. А., Жерденко О. Н. Исследование рудных минералов методом магнитной порошкографии.— Геология рудных месторождений, 1963, № 1.
- Куземкина Е. Н. Состав и особенности строения бобовин мезозойских бокситов Кустанайской области.— Геология рудных месторождений, 1960, № 3.
- Лисицина Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы казахстанских и западно-сибирских бокситов.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 95.
- Свяжина И. А. Палеомагнитные исследования бокситов Аркалыкского месторождения.— Геофиз. сб., № 7. Теория и практика магнитометрии. Свердловск, Изд-во УФА Н СССР, 1968.
- Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г., Сидоренко Г. А. О тонкодисперсном корунде в гидраргиллитовых бокситах.— Минеральное сырье, 1961, вып. 2.
- Nashimoto J., Jackson M. L. Rapid dissolution of allophan and kaolinite-halloysite after dehydration. Clays and Clay minerals, 1960, v. 5.

Институт геологии и геохимии
Свердловск

Дата поступления
28.III.1969

УДК 552.4 : 549.905.2

ОБЛОМОЧНЫЕ АКЦЕССОРИИ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

А. А. САВЕЛЬЕВ, И. К. ШУЛЕШКО

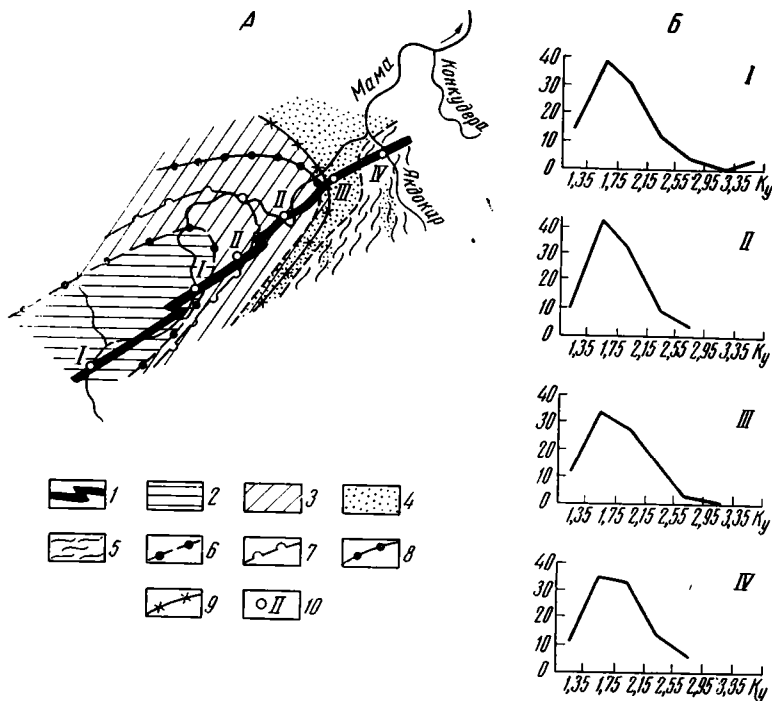
В статье приводятся данные о сохранности в метаморфических породах детритовых акцессориев: цирконов, рутилов, монацитов, ксенотимов. Устанавливаются пределы устойчивости этих минералов при метаморфизме. Описаны примеры использования детритовых акцессориев при литолого-палеогеографических реконструкциях.

Характеристика обломочных акцессориев. Известно, что в метаморфических породах, измененных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, часто сохраняются цирконы, монациты и ксенотимы, унаследованные от осадочных пород (Спасибко, 1941; Митич, 1946; Лсдочников, 1955; Чайка, 1962; Чайка и др., 1964; Kalsbeek, 1964; и др.). К этому перечню минералов надо добавить, по-видимому, и рутил. Из перечисленных минералов наиболее широко распространен и наиболее хорошо изучен циркон.

Циркон. Устойчив в породах до гранулитовой фации включительно (Murthy, Siddique, 1964). Экспериментальные исследования (Китайгородский, Батанова, 1955; Воронков, Медведовская, 1957; и др.) подтвердили большую устойчивость цирконов. Нами изучены детритовые цирконы из цемента конгломератов эффузивно-осадочной подсерии бодайбинской серии верхнего протерозоя в бассейне р. Мамы (Неелов, 1957). Полоса круто залегающих конгломератов в разных частях района изменена различно от зеленосланцевой фации на юго-западе до амфиболитовой фации на северо-востоке. В северо-восточной части поля амфиболитовой фации располагается зона мигматизации и калиевого метасоматоза. Цирконы во всех зонах метаморфизма сохраняют свои размеры, коэффициент удлинения (K_y) и характер окатанности, но цвет их меняется: по мере повышения степени метаморфизма они светлеют.

На фиг. 1 приведены графики частот встречаемости коэффициентов удлинения (K_y) цирконов из цемента конгломератов бодайбинской серии по пробам, отобранным в разных зонах метаморфизма. Сравнение графиков показывает практически полную идентичность относительного содержания цирконов с различным коэффициентом удлинения в разных зонах метаморфизма. Это свидетельствует о большой устойчивости формы зерен циркона при метаморфизме. С появлением в цементе конгломератов микроклина обнаруживаются первые признаки растворения цирконов — поверхность зерен становится блестящей, исчезает беспорядочная штриховка, возникающая при осадочной транспортировке зерен.

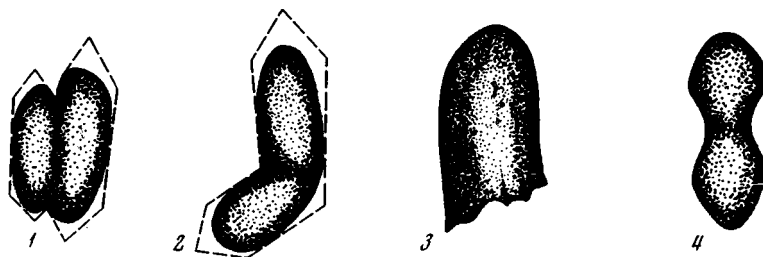
В процессе ультраметаморфизма происходит растворение терригенных цирконов и одновременно кристаллизация этого минерала. Обычно этот процесс не захватывает всех разновидностей циркона, содержащихся в породе, благодаря чему в зоне ультраметаморфизма могут быть встречены как новообразованные, так и обломочные цирконы. Напри-



Фиг. 1. А — схема отбора проб

1 — положение конгломератов в бодайбинской серии верхнего протерозоя; 2—4 — зоны прогрессивного регионального метаморфизма: 2 — филлитов, 3 — порфиروبластических филлитов, 4 — узловатых сланцев и микрогнейсов; 5 — зона фельдшпатизации и мигматизации; изограды: 6 — порфиروبластического хлорита, 7 — биотита, 8 — дистена, 9 — граната; 10 — точки отбора и номера проб

Б — графики частот встречаемости K_z цирконовых зерен из цемента конгломератов бодайбинской серии верхнего протерозоя



Фиг. 2. Формы зерен аксессуаров из метаморфических пород

1—3 — обломочные зерна: 1 — окатанный сросток двух кристаллов циркона, 2 — окатанный колеччатый двойник рутила, 3 — окатанное и затем обломанное зерно циркона; 4 — частично растворенное зерно циркона. 1, 3, 4 — зерна из каменной свиты среднего протерозоя Восточного Саяна; 2 — зерно из свиты флишoidного переслаивания бодайбинской серии верхнего протерозоя Северо-Байкальского нагорья. Рисунки по шлифам, ориентированным параллельно слоистости

мер, в шарыжалгайской толще архея Восточного Саяна при изучении комплекса аксессуарных минералов из метасоматических и реоморфических гранитоидов — продуктов ультраметаморфического преобразования гнейсов различного состава — обнаружено три типа цирконовых зерен: округлой формы с матовыми микротрещиноватыми поверхностями, аналогичные цирконам из вмещающих гнейсов; округлой формы со следами растворения — блестящими поверхностями и «зализанными» неровностями; идиоморфные кристаллы, агрегаты зерен и наросты, отсутствующие в пробах из вмещающих пород. Очевидно, что при ультраметаморфизме и интенсивном гранитообразовании имеет место

не только частичное растворение, но и новообразование цирконов, наряду с сохранностью некоторого количества обломочных зерен. По этому признаку метаморфогенные гранитоиды, образовавшиеся за счет парагнейсов, могут отличаться от магматогенных гранитоидов.

В среднем протерозое Восточного Саяна новообразованные цирконы были обнаружены в кальцифирах в зоне высокотемпературной части амфиболитовой фации. Показательно, что в прослоях биотитовых гнейсов среди кальцифиров сохраняется первичный окатанный циркон.

Вторичный циркон образуется в зонах активного контактового воздействия интрузий щелочного и реже — кислого состава, обычно только в непосредственной близости от контакта. В то же время окатанный циркон часто сохраняется в нормальных гранитах при ассимиляции ими вмещающих пород или при палингенном плавлении пород (Ляхович, Червинская, 1960; Зедгенизов, 1966).

Новообразованный циркон (в виде наростов на детритовых зернах) изредка появляется в практически неизменных породах в стадию позднего диагенеза или раннего метагенеза. Регенерация зерен в этих условиях происходит, по-видимому, за счет высвобождения циркония из решетки некоторых неустойчивых в поверхностных условиях минералов, таких как пироксены, лепидомелан, эгирин, пироклор, астрофиллит, торит и др. Однако этот процесс протекает редко.

Рутил. Изучение рутила в районах с метаморфической зональностью показало, что он сохраняет свой цвет и форму в тех же условиях, что и циркон. В отличие от циркона, новообразованные рутилы появляются в породах на самых ранних стадиях метаморфизма. Рутилы образуются за счет разложения неустойчивых обломочных минералов, содержащих титан (например, высокотемпературных биотитов), и при метаморфизме некоторых глин. Кроме того, рутил выделяется в слоях, содержащих повышенное количество органического вещества.

В большинстве случаев новообразованный рутил хорошо отличается от обломочного формой зерен (длиннопризматические, иногда игольчатые кристаллы) и характером поверхности (гладкая, не имеющая беспорядочной штриховки, возникающей при осадочной транспортировке).

Обломочный рутил, как и циркон, сохраняется в породах верхнепротерозойской бодайбинской серии от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно. Заведомо обломочные рутилы были обнаружены в гнейсах нижнепротерозойской мамской серии в зоне высокотемпературной части амфиболитовой фации. Т. А. Федкова (1966) описала обломочный рутил в гранато-пироксено-плагноклазовых гранулитах Кольского полуострова.

Ксенотим и монацит. Встречаются несравненно реже, чем рутил, а тем более циркон, поэтому данных о пределах их сохранности при метаморфизме значительно меньше. По результатам экспериментальных работ М. Н. Голубчиной, граница расплава и твердой фазы для монацита — в интервале 1600—1700°. В. Н. Лодочников (1958) пишет о сохранности монацитов и ксенотимов при метаморфизме, не указывая, однако, пределов. В докембрийских кристаллических породах юго-восточной части СССР Е. Я. Марченко (1967) описаны монациты, по-видимому, обломочные, которые отличаются по форме и характеру поверхности от монацитов из пегматитов и гранитов (первые имеют шероховатую поверхность, вторые — гладкую).

Таким образом, циркон, рутил, монацит и ксенотим, попавшие в осадок при его накоплении, сохраняют затем свою форму и размеры до гранулитовой фации включительно. Перекристаллизация и растворение цирконов происходит только в зонах щелочного метасоматоза, при контактовых изменениях и иногда в некоторых карбонатных породах в зоне амфиболитовой фации метаморфизма. Новообразованный рутил,

наряду с обломочным, появляется на самых ранних стадиях изменения осадочных пород, а данные об условиях перекристаллизации монацита и ксенотима в метаморфических породах пока недостаточны.

В литературе встречаются ссылки на то, что при метаморфизме устойчивы и другие минералы: апатит, гранат, эпидот, ортит, торит, анатаз, касситерит (Кулиш, 1964; Чайка и др., 1964; Bader, 1961), однако сохранность их должна рассматриваться скорее как исключение, а не как правило. Наши данные по районам с метаморфической зональностью (бассейн р. Мамы и Северное Приладожье — ладожская серия), а также данные по метаморфической зональности в южной части антиклинория Урал-Тау (Ермолаев и др., 1968) показывают, что при повышении степени метаморфизма пород до амфиболитовой фации апатит, гранат, эпидот, ортит и анатаз подвергаются перекристаллизации. Сведений о сохранности касситерита и торита пока еще слишком мало для того, чтобы уверенно говорить об их устойчивости или неустойчивости при метаморфизме.

Обломочные акцессории отличаются от новообразованных и частично растворенных по ряду признаков.

1. Поверхность обломочных акцессориев обычно матовая, реже неровная, бугорчатая, ямчатая, покрытая беспорядочными царапинами. Новообразованные зерна, в отличие от обломочных, часто имеют четкие кристаллографические очертания и всегда гладкую поверхность на которой только иногда видны штрихи роста, параллельные граням кристалла. Полурастворенные и новообразованные каплевидные и округлые цирконы, в отличие от обломочных, также имеют гладкую, глянецкую поверхность.

2. В окатанных сростках кристаллов сохраняются в неприкосновенности входящие углы (фиг. 2, 1, 2). При частичном растворении зерна эти углы округлены.

3. О первично осадочной, обломочной природе акцессорных минералов свидетельствует наличие сначала окатанных, а затем обломанных зерен (по этому признаку можно различать зерна не в протолочках, где возможны их механические повреждения, а в шлифах, ориентированных по плоскости слоистости, фиг. 2, 3) и окатанных обломков зерен в шлихах.

4. При небольшом переносе от области размыва до области захоронения минералы часто сохраняют хорошую огранку и гладкую поверхность. В этом случае отличить первичные минералы от новообразованных можно только путем сравнения размеров зерен перечисленных минералов в различных частях многослоя, поскольку размерность обломочных акцессориев зависит от гранулометрии первичного осадка. В частности, этим способом можно доказать обломочную природу очень мелких цирконов, которые переносятся во взвешенном состоянии и практически не несут следов транспортировки.

Наличие обломочных акцессориев в метаморфических породах — факт исключительно важный для решения ряда вопросов литологии и палеогеографии, а следовательно, и формационного анализа.

Гранулометрический анализ в породах, утративших первичные структуры. Обломочные акцессории в метаморфических породах могут быть использованы для гранулометрического анализа этих пород. На основании большого количества измерений в кварцевых песках кутанбулакской свиты Зауралья (средний олигоцен) В. М. Чайка (1962) установил, что средняя длина зерен циркона меньше средней длины зерен кварца в 1,7 раза. Это отношение близко к отношению удельных весов циркона и кварца (1,77). Удельные веса рутила (4,2—4,6), циркона (4,66—4,7), ксенотима (4,59) незначительно отличаются друг от друга, а удельный вес монацита несколько больше (5,1). В то же время удельные веса главных породообразующих минералов песков и алевритов,

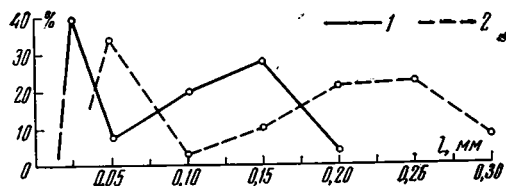
таких как кварц, кальцит, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, слюды и некоторые другие, также близки между собой. Во время транспортировки от области размыва до области седиментации происходит сортировка акцессорных минералов с близкими им по весу частицами петрогенных минералов. Захоронение акцессориев в осадке происходит совместно с равными по весу и пропорциональными по размеру обломками петрогенных минералов, поэтому в любой слоистой толще в каждой гранулометрической разновидности пород содержатся акцессории определенной размерности. В хорошо отсортированных породах наблюдается хорошая сортировка акцессориев, в плохо отсортированных — плохая. Поскольку в метаморфических породах сохраняется группа обломочных акцессориев, имеется возможность восстанавливать размерность частиц первичного терригенного осадка по размерам зерен этих минералов. Метод восстановления первичной зернистости в метаморфических породах был нами разработан и применялся в 1963—1965 гг. при изучении среднепротерозойских отложений Восточного Саяна. Переводной коэффициент (учитывая редкость монацита) принимался нами равным 1,7.

Поскольку удлиненные зерна обломочных минералов в осадках ориентированы субпараллельно пластовым поверхностям, и эта ориентировка сохраняется при метаморфизме, мы проводили изучение размеров и формы детритовых акцессориев в метаморфических породах в шлифах, параллельных слоистости, на столике Федорова. Установив зерно обломочного минерала параллельно оси «I», можно сделать наиболее точные замеры его длины и ширины, а затем, изменяя наклон зерна и вращая его по длинной оси, получить данные о характере поверхности зерна, распределении включений, часто — кристаллографическую характеристику идиоморфных слабоокатанных зерен, т. е. те сведения, которые обычно получают только при изучении свободных зерен из шлихов. В первично песчаных породах, в связи с относительной редкостью крупных детритовых акцессориев, пропорциональных по размерам песчаным частицам, замеры в шлифах дублировались изучением акцессориев из небольших протолок (не более 0,5 кг). Раздробленный материал после отмучивания в горячей воде (чтобы избежать всплывания гидрофобных цирконов) без отмывки разделялся в тяжелых жидкостях для получения концентрата, содержащего циркон, рутил и т. д.

Результаты измерений обломочных акцессориев наносились на график (по оси абсцисс — длина зерен, по оси ординат — процентное содержание определенных гранулометрических групп). В осадочных породах кривая гранулометрической сортировки петрогенных минералов и обломков пород в общем имеет тот же характер (фиг. 3), те же максимумы, но смещенные вправо по отношению к кривой для акцессориев на $l \cdot k$ (k — переводной коэффициент, равный 1,7; l — длина зерен).

Проверка этого метода при изучении осадочных пород различных возрастных комплексов Восточного Саяна, Северо-Байкальского нагорья, Южной Карелии, Канско-Ачинского района и Мангышлака показала, что наилучшие результаты получаются при реконструкции первичной гранулометрии метаморфизованных алевритов, тонко- и мелкозернистых песчаников и некоторых типов глин. В более крупнозернистых породах объективность выводов резко снижается за счет того, что более крупные акцессории, пропорциональные размеру песчинок средне- и крупнозернистых песчаников, могут отсутствовать в областях размыва. Примером этого является упоминавшаяся выше каменная свита среднего протерозоя Восточного Саяна (Межеловский, Савельев, 1966). В момент накопления отложений этой свиты в областях денудации подвергались размыву алеврито-глинистые и карбонатные породы, и лишь в отдельных, очень небольших по площади участках размывом были

вскрыты кристаллические породы бирюсинской серии архея. Поэтому в каменной свите резко преобладают цирконы размером 0,01—0,03 мм, цирконы размером 0,08—0,12 мм очень редки, а более крупные — практически не встречаются. В связи с этим некоторые гнейсы (метапесчаники) из основания ритмов или лишены цирконов полностью, или же

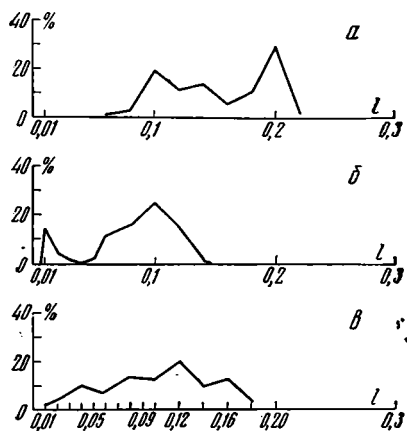


Фиг. 3

Фиг. 3. График распределения по фракциям цирконов (1) и окатанных обломков кварца и плагиоклаза (2)

Мелкозернистый аркозовый песчаник с алевроитовым цементом, койская свита (Ст₃—О₁?), р. Мана, Восточный Саян. Каждая кривая построена на основании 100 замеров

Фиг. 4. Графики распределения цирконов по фракциям в различных породах 1 — длина зерна, мм; средний коэффициент окатанности — $K_0=0,50-0,65$, а — кварцит кукшерской свиты среднего (?) протерозоя (Присаянье, р. Малый Таул); б — биотитовый гнейс каменной свиты среднего протерозоя, Восточный Саян, р. Крол; в — биотитовый гнейс каменной свиты, р. Каменка



Фиг. 4

содержат только группу очень мелких цирконов, попавших в осадок с алевроитовым или глинистым цементом. Это обстоятельство, безусловно, следует учитывать при работах с первично псаммитовыми породами.

Изучение обломочных аксессуаров дает возможность установить не только первичные размеры зерен обломочных пород, но и степень сортировки зерен, а в ряде случаев — характер цемента. На графики (фиг. 4) нанесено распределение по фракциям цирконов в кварцитах (измененных кварцевых песчаниках) кукшерской свиты (Pt₂?) Присаянья и в биотитовых гнейсах (метапесчаниках) из основания ритмов в каменной свите среднего протерозоя Восточного Саяна. В кварците преобладают цирконы размером 0,1—0,2 мм, а иные почти не встречаются, что свидетельствует о хорошей сортировке первичного осадка и отсутствии терригенного цемента (см. фиг. 4, а). В биотитовых гнейсах каменной свиты с р. Крол преобладают цирконы двух групп: 0,06—0,12 мм и 0,01—0,008 мм (см. фиг. 4, б). По-видимому, первая группа цирконов пропорциональна песчаным частицам породы, а вторая — алевроито-глинистому цементу. На третьем графике (см. фиг. 4, в) нанесены результаты замеров цирконов в биотитовых гнейсах, также из основания ритма, с р. Каменки. В этой породе кривая распределения цирконов по фракциям не имеет четких максимумов, что свидетельствует о плохой сортировке исходного осадка.

Определение состава и положения областей размыва. Изучение обломочных аксессуаров в метаморфических породах (их набора, морфологии и ориентировки) может дать общие сведения о составе и местонахождении областей размыва во время образования исходных осадочных пород. Как показывает опыт, в большинстве случаев в осадочных породах (и в их метаморфических аналогах) содержатся окатан-

ные аксессуарии, но иногда наряду с окатанными могут встречаться идиоморфные кристаллы, и тогда представляется реальная возможность установить характер интрузивных тел в области размыва, учитывая, что интрузии разного состава содержат часто и различные по морфологии одноименные аксессуарии (Ляхович, 1968). Интересна в этом отношении также работа Г. К. Гераничевой и Ю. Б. Марина (1968), которые показали различие морфологии цирконов в интрузиях разного состава и сходство цирконов из однотипных интрузий разных регионов.

При анализе обломочных аксессуариев из метаморфизованных осадочных пород и сравнении их с аналогичными аксессуариями предполагаемой области размыва следует по возможности учитывать расстояние переноса и скорость захоронения. При длительной транспортировке или многократном переотложении окатанность минералов, поступающих из области размыва, будет увеличиваться тем сильнее, чем больше время транспортировки. Наиболее устойчив циркон, который обычно сохраняется в течение нескольких циклов эрозии и отложения, затем в порядке убывания прочности при истирании идут рутил, монацит и ксенотим. Поэтому наилучшие результаты дает сравнительное изучение аксессуариев из пород, возникших в условиях быстрого захоронения обломочного материала вблизи от области денудации.

Важное значение имеют наблюдения над размерностью аксессуариев и количественным распределением их по фракциям. Например, в среднем протерозое Восточного Саяна (каменная свита) резко преобладает мелкий (0,01—0,03 мм) хорошо отсортированный и окатанный циркон. Именно это обстоятельство дало возможность предположить широкое развитие мелкозернистых терригенных пород в областях размыва, перекрывавших метаморфические толщи архея (Межеловский, Савельев, 1966). В некоторых разрезах в породах были встречены наряду с мелкими окатанными крупными, бурые, длиннопризматические, плохо окатанные цирконы. При шлиховом опробовании из протолок этих пород вместе с цирконами были обнаружены и монациты. Это, в свою очередь, позволяло предположить наличие в областях размыва выходов пород иного состава. Впоследствии аналогичные монациты и бурые длиннопризматические цирконы были обнаружены в гнейсах бирюсинской серии архея Восточного Саяна. Следовательно, в момент накопления каменной свиты область размыва была сложена осадочными породами (преимущественно мелкозернистыми), а в отдельных участках эрозией были вскрыты кристаллические породы архея.

В настоящее время метод определения областей размыва по цирконам используется достаточно широко при работах в осадочных толщах (Нестеренко, Добрецов, 1966), но, по-видимому, он в полной мере применим и к породам метаморфическим.

При изучении обломочных аксессуариев в метаморфических породах возможна только их морфологическая идентификация с аналогичными аксессуариями областей размыва. Использование для сравнения отношений Zr/Hf , U/Th , Nb/Ta и др. невозможно в связи с тем, что они не сохраняются неизменными при метаморфизме (Yamaguchi, Masaru, 1961; Stern a. oth., 1966; Tilton a. oth., 1958).

Направление сноса обломочного материала определяется в осадочных и метаморфических породах наблюдением за ориентировкой некоторых текстур: знаков ряби, косой слистости, борозд размыва на поверхности слоев, направления перемещения оползневых складок, ориентировки гальки конгломератов и т. д. Применение многих из перечисленных приемов изучения динамики водной среды к метаморфическим породам часто невозможно вследствие перекристаллизации пород и исчезновения или плохой сохранности некоторых из названных текстур. Однако даже в метаморфических породах, не содержащих упомя-

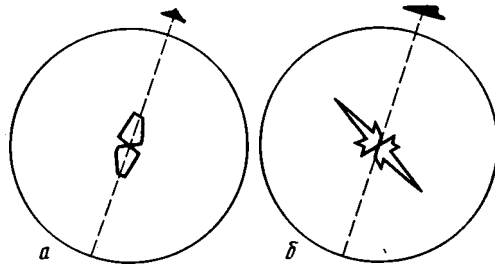
нутых текстур, направление движения воды можно устанавливать по ориентировке обломочных аксессуарев.

При изучении осадочных пород было установлено, что удлиненные зерна цирконов и рутилов ориентируются в плоскости слоистости или наклонены к ней под углами не более 10—15°; более крутые углы наклона свободных зерен должны рассматриваться как исключение. Эти данные получены при изучении ориентированных шлифов из различных терригенных комплексов: меловых отложений Туркмении, карбона Канско-Ачинского бассейна, кембро-ордовика Манского прогиба, нижнего кембрия Восточного Саяна и верхнего протерозоя бассейна р. Мамаы. Обычно в осадочных породах зерна перечисленных аксессуарев имеют более или менее четкую субпараллельную ориентировку, совпадающую с ориентировкой удлиненных песчинок, причем она сохраняется и в метаморфических породах, часто даже в том случае, когда породы эти имеют тектонитовые структуры (фиг. 5). Надо отметить, что цирконы (по которым имеется больше материала) всегда совпадают в своей ориентировке с песчинками только в алевритовых или тонкозернистых песчаных породах (фиг. 6, а). В более крупнозернистых ориентировка пропорциональных цирконов иногда перпендикулярна преобладающей ориентировке песчинок, причем в одной и той же фации в песчанниках могут встретиться как совпадающие, так и перпендикулярные ориентировки (фиг. 6, б). Взаимно перпендикулярные ориентировки встречены нами и в метаморфических породах (фиг. 7). В ритмически слоистых отложениях бодайбинской серии и среднем протерозое Восточного Саяна встречались многослой, в которых ориентировка цирконов в первично алеврито-глинистой части ритма была перпендикулярна ориентировке цирконов из гнейса (метапесчаника) основания этого же ритма. По-видимому, для выяснения этого вопроса требуются дополнительные экспериментальные работы и углубленное изучение закономерностей ориентировки аксессуарев в осадочных породах.

Определение генезиса некоторых метаморфизированных пород по детритовым аксессуарам. 1. Различению пара- и ортоамфиболитов посвящена обширная литература, причем поиски различий ведутся в основном по двум направлениям: химическому и текстурному. Мы полагаем, что, кроме того, различать пара- и ортоамфиболиты можно по наличию или отсутствию обломочных аксессуарев. Амфиболиты, образовавшиеся за счет метаморфизма основных и ультраосновных эффузивов и их туфов, не содержат обломочных аксессуарев, в частности циркона, в отличие от параамфиболитов, возникших за счет мергелей и граувакк. В шлихе из больших протолочек метаэффузивов можно встретить рутил и реже циркон, но оба минерала имеют идиоморфные очертания либо циркон несет явные следы частичного растворения (Ляхович, 1963; Агафонова, 1961; Надеждина, 1961).

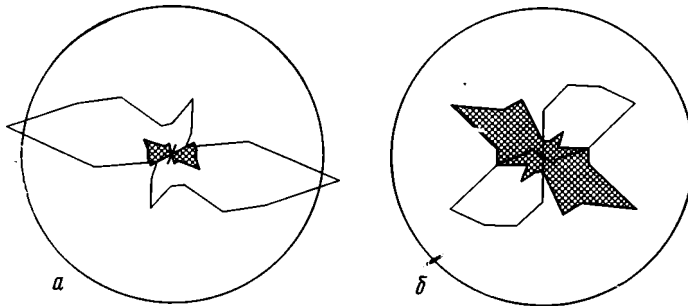
Разделение пара- и ортоамфиболитов по обломочным аксессуарам было проведено нами в различных районах. Например, в Восточном Саяне все амфиболиты и амфиболовые сланцы дербинской серии нижнего и среднего протерозоя имеют первично осадочное происхождение и содержат очень много циркона размером 0,025—0,005 мм. Осадочное происхождение их подтверждается и литологическими наблюдениями: амфиболиты и амфиболовые сланцы занимают основания неполных обращенных ритмов, столь характерных для этих толщ (Савельев, 1960₁). Верхнепротерозойские амфиболиты, входящие в состав вулканогенной бахтинской свиты, полностью лишены цирконов, монацитов и ксенотимов, но иногда содержат иголки новообразованного рутила.

Амфиболиты бирюсинской серии архея Восточного Саяна, по данным В. Я. Хильтсвой, содержат обломочный циркон и являются парапородами.

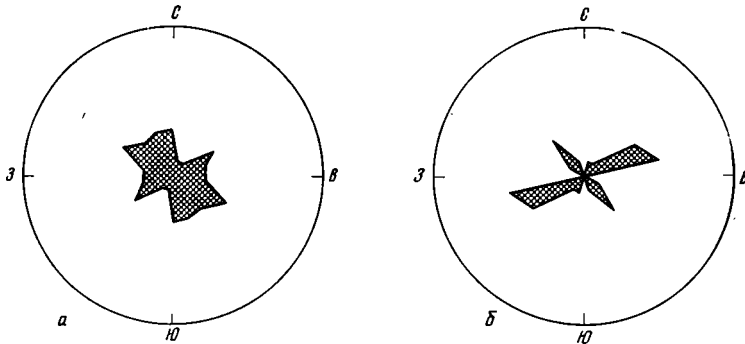


Фиг. 5. Диаграммы ориентировки обломочных цирконов и рутилов в биотитовых гнейсах мамской серии (Северо-Байкальское нагорье), сохранивших на поверхности слоев знаки ряби

а — в плите с симметричной рябью циркон ориентирован параллельно валлику; *б* — асимметричная рябь течения — циркон ориентирован перпендикулярно валлику, параллельно направлению течения. Расстояние между образцами *а* и *б* — 5 см по мощности. Пунктиром показано направление валлика ряби, вверху — поперечное сечение валлика



Фиг. 6. Розы ориентировки окатанных обломков петрогенных минералов (белое) и зерен цирконов (заштриховано) в песчанниках *а* — песчанник из «свиты переслаивания» бодайбинской серии (Pt_3); *б* — песчанник из прослая в конгломератах бодайбинской серии, р. Именда



Фиг. 7. Розы ориентировки цирконов

а — в основании ритма (биотитовый гнейс); *б* — в кровле ритма (гранат-биотитовый сланец). Свита флишодного переслаивания бодайбинской серии верхнего протерозоя, р. Олонгро, Северо-Байкальское нагорье

На Кольском полуострове амфиболиты беломорской серии архея, образовавшиеся, по геологическим данным, за счет эффузивов и связанные с железистыми кварцитами Оленегорской группы месторождений, не содержат цирконов, или же в них заключены только отдельные, мелкие, хорошо ограниченные кристаллы.

Была проведена проверка содержания детритовых аксессуаров из ортоамфиболитов урманской серии верхнего архея Станового хребта и из нижнепротерозойской кангинской толщи Борщовочного кряжа. И те и другие образования изменены в условиях амфиболитовой фа-

ции; обломочные акцессории полностью отсутствуют. Надо отметить, что породы кангинской толщи иногда сохраняют реликты структур эффузивов.

Таким образом, изучение детритовых акцессориев наряду с другими методами может оказать существенную помощь для разделения некоторых пара- и ортопород.

2. По обломочным акцессориям можно отличать кварциты, образовавшиеся за счет метаморфизма кварцевых песков, от кварцитов, возникших при метаморфических изменениях хемогенных или органогенных кремнистых осадков. Хемогенные и органогенные кремнистые породы полностью лишены обломочных акцессориев, тогда как метаморфизованные кварцевые пески всегда их содержат и обычно в большом количестве. В качестве примера можно сравнить графитистые кварциты дербинской свиты среднего протерозоя (Восточный Саян) и внешне очень похожие графитистые и углистые кварциты вачской свиты верхнего протерозоя Северо-Байкальского нагорья. Кварциты дербинской свиты — хемогенные или хемогенно-органогенные образования, сохранившие тончайшую (доли миллиметра) слоистость, свойственную этим отложениям (Савельев, 1966). Анализ серии шлихов из искусственных протолочек показал полное отсутствие обломочных акцессориев. Кварциты же вачской свиты обогащены явно обломочным цирконом, относительно крупным (до 0,1 мм) и хорошо отсортированным. В этих кварцитах иногда сохраняются реликты псаммитовых структур, благодаря тому, что углистое (графитовое) вещество располагалось в цементе песчаников, и в участках с первично базальным цементом видны контуры окатанных зерен кварца даже в зоне амфиболитовой фации.

Обломочные акцессории могут поступать в хемогенные и органогенные кремнистые породы вместе с терригенной примесью, но присутствие ее легко распознается по появлению текстур, свойственных обломочным породам, а также по появлению ряда минералов (слюд, амфиболов, гранатов, и т. д.), возникших за счет преобразования обломочного материала этой примеси.

При разделении этим способом метаморфизованных терригенных и хемогенных (органогенных) кремнистых пород ошибки, по-видимому, возможны лишь в двух случаях: если кварцевые пески возникли за счет размыва хемогенных (органогенных) кремнистых пород и, следовательно, не содержат обломочных акцессориев, и если в область хемогенного (органогенного) накопления кремнистых осадков поступает чисто кварцевая терригенная примесь (содержащая обломочные акцессории). Однако эти случаи редки и должны, по-видимому, рассматриваться как исключения.

3. Интересные результаты дает изучение обломочных акцессориев метаморфизованных глин. Оно позволяет сделать некоторые выводы о генезисе первичных глинистых осадков. Здесь возможны три случая.

а) Метаморфизованные глины полностью или почти полностью лишены обломочных акцессориев. Это глины, которые образовались путем химического выпадения из растворов. Пример таких образований — метаморфизованные глинистые отложения бодайбинской серии бассейна р. Мама. Здесь в зоне зеленосланцевой фации встречены так называемые «бурошпатовые филлиты» (Неелов, 1957), которые по мере повышения степени метаморфизма переходят по простиранию в биотитовые сланцы, а затем — в гранат-биотитовые гнейсы. В наиболее «чистых» филлитах (лишенных примеси алевроито-песчаного материала и занимающих верхнюю часть ритмов) обломочные акцессории практически отсутствуют во всех зонах метаморфизма: в шлихах из протолочек весом 10—20 кг обнаружены только единичные зерна окатанного циркона и рутила.

б) Метаморфизованные глины содержат большее количество мелких обломочных аксессуариев, размеры которых пропорциональны алеврито-глинистой размерности зерен (0,02—0,005 мм) и которые обычно хорошо стортированы. Эти породы образовались за счет переноса от области размыва пелитовых частиц размытых элювиальных толщ. Как указывает М. С. Швецов (1958), такие породы составляют главную массу всех глин. Подобные глины входят в состав каменной свиты среднего протерозоя Восточного Саяна.

в) Метаморфизованные элювиальные глины содержат обломочные аксессуары материнских пород. При размыве элювия и незначительном переносе относительно крупные аксессуары могут попасть и в переотложенные глины. По-видимому, именно такой случай наблюдается в «высокоглиноземистых породах» китсйской серии архея Восточного Саяна. Развиты здесь силлиманитовые сланцы, являющиеся, насколько можно судить по их литологическому положению и химическому составу, измененными глинами (жаолино-монтмориллонитового состава), в то же время содержат редкий, но относительно крупный циркон: 0,04—0,08 мм (В. Я. Хильтова — устное сообщение). В связи с этим надо отметить, что едва ли можно согласиться с А. Полдервартом (Poldervaart, 1955), который указывает типичный размер цирконов для глин — 0,04—0,06 мм. Опыт показывает, что такая размерность аксессуариев характерна для алевритов. По-видимому, причина расхождения заключается в том, что при обычных методах отмывки шлиха более мелкие аксессуары практически уловить не удастся. Поэтому в данном случае А. Полдервартом из протолок были получены цирконы, попавшие в глины с частицами алевритовой размерности.

Кроме того, по цирконам, монацитам, ксенотимам и рутилам возможна стратиграфическая корреляция разобщенных разрезов метаморфизованных осадочных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонова Т. Н. Некоторые морфологические особенности цирконов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 15.
- Воронков Г. Н., Медведовская Э. И. К вопросу разложения циркона в присутствии CaCO_3 .— Тр. Гос. иссл. электрокерамич. ин-та, Л., 1957, вып. 2.
- Гераничева Г. К., Марин Ю. Б. Причины морфологической изменчивости циркона.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1968, т. IV, вып. 2.
- Ермолаев М. М., Иванов В. Н., Дюфур М. С., Попова В. А. Некоторые черты петрографии, минералогии и геохимии отложений южной части антиклинория Урал-Тау.— В сб.: Вопросы региональной геологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1968.
- Зедгенизов А. Н. Морфогенетические типы цирконов из кварцитов иенгрской серии Алданского щита.— В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Китайгородский И. И., Батанова А. М. Синтез кристаллического материала, содержащего двуокись циркония и муллит.— Стекло и керамика, 1955, № 10.
- Кулиш Е. А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, Магаданск. кн. изд-во, 1964.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Ляхович В. В. Аксессуары минералы эффузивных и субэффузивных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.
- Ляхович В. В. Аксессуары минералы. М., «Наука», 1968.
- Ляхович В. В., Червинская А. Д. О влиянии процессов ассимиляции на распространение аксессуарных минералов в гранитоидах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5.
- Марченко Е. Я. О некоторых особенностях аксессуарного монацита из докембрийских кристаллических пород юго-восточной части УССР.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 4—6.
- Межеловский Н. В., Савельев А. А. Палеогеография протерозоя Восточного Саяна и Тувы.— Тр. III. Красноярской геол. конфер., Красноярск, Красноярское кн. изд-во, 1966.
- Митич Г. Б. Турмалиносодержащий горизонт в кварцитах Алданской плиты.— Докл. АН СССР, 1946, т. 53, № 3.

- Надеждина Е. Д. Акцессорные минералы траппов района нижнего течения реки Подкаменной Тунгуски.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, М., 1961, вып. 55.
- Неелов А. Н. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рек Мамы и Б. Чуи.— Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1957, вып. 7.
- Нестеренко Г. В., Добрецов Н. А. К методике использования типоморфных признаков цирконов для установления источников питания осадочных толщ.— Геология и геофизика, 1966, № 9.
- Савельев А. А. Флишевые отложения нижнего протерозоя западной части Восточного Саяна.— Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, вып. 11.
- Савельев А. А. Опыт палеогеографических реконструкций на основе изучения отложений дербинской свиты нижнего протерозоя Восточного Саяна.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. «Недра», М., 1966.
- Спасибко П. И. К вопросу о происхождении гнейсов долины р. Теберды на Северном Кавказе.— Тр. ГИН АН СССР, М., Петрограф. серия, 1941, вып. 59, № 20.
- Федкова Т. А. О некоторых признаках первично осадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова.— В сб.: Древние осадко-вулканические и метаморфические комплексы Кольского полуострова. Л., «Наука», 1966.
- Чайка В. М. К методике изучения метаморфических пород.— Геология и геофизика, 1962, № 12.
- Чайка В. М., Хайретдинов И. А., Забияка А. И., Бармина А. А. О детритовых акцессориях и петрогенезе гранитов Енисейского кряжа.— Геология и геофизика, 1964, № 12.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Vader G. Apatite und Zirkone als sedimentäre Relikte in Metablastitgneisen der Oberpfalz.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsch., 1961, No. 8.
- Carroll D. Weatherability of zircon.— J. Sediment. Petrol., 1953, 23, No. 2.
- Gastil G. R., Lisle M. De. Some effect of progressive metamorphism on zircon.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, v. 78, No. 7.
- Kalsbeek F. Zircons from some metamorphic rocks in the Stavanger Area (Southern Norway) Norsk Geol.— Tidsskrift, 1964, B. 44, No. 1.
- Murthy M. V., Siddiquie H. N. Studies on zircons from some garnetiferous siltmanite gneisses from Orissa and Andhra Pradesh, India.— J. Geol., 1954, 72, No. 1.
- Poldervaart A. Zircons in Sedimentary Rocks.— Amer. J. Sci., 1955, v. 253.
- Stern T. W., Goldich S. S., Newell M. F. Effects of weathering on the U—Pb ages of zircon from the Morton Gneiss, Minnesota. Earth and Planetary Science letters, 1966, v. 1, No. 6.
- Tilton G. R., Wetherill G. W., Davis G. L. Mineral ages from rocks of the Appalachian orogenic zone.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, No. 12, Part II; 1953.
- Yamaguchi M. Alpha activity of granite and andesite zircons from Southwest Japan measured with nuclear emulsion. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., 1961, D. 11, No. 1.

Институт геологии
и геохронологии докембрия
Ленинград

Дата поступления
9.VI.1969

УДК 549.621.62 : 551.733 (574.5)

ТИПЫ СМЕШАННОСЛОЙНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
СЛЮДА-МОНТМОРИЛЛОНИТОВОГО РЯДА
В МЕТАБЕНТОНИТАХ СИЛУРА — ОРДОВИКА ПРИБАЛТИКИ

М. А. РАТЕЕВ, Б. П. ГРАДУСОВ

Описан структурно-минералогический ряд смешаннослойных образований, установленный впервые в прослоях metabentonites пеплово-вулканогенного типа в O_2 и S_1 Прибалтики. Смешаннослойные образования, развитые в S Литвы и $S-O$ Латвии, Эстонии, принадлежат к типу слюда — монтмориллонит с закономерно изменяющимся соотношением пакетов в диапазоне 70—10% набухающих слоев. Особенно широко распространены образования с 30% монтмориллонитовых пакетов с тенденцией к упорядоченности по ААВ-мотивам и постепенным изменением характера трехэтажного слоя.

Применение современной рентгенографии при изучении трансформации пеплово-туфогенного материала, в частности метода прямых Фурье-преобразований Ю. С. Дьяконова, открывает новые возможности генетического анализа глинистых минералов (Дьяконов, 1962, 1966; Градусов, 1969; Shutov et al., 1969; Ратеев, Градусов, 1970). Эти возможности связаны с установлением переходных смешаннослойных структурных фаз, дающих в ряде случаев представление о направленности процессов трансформации.

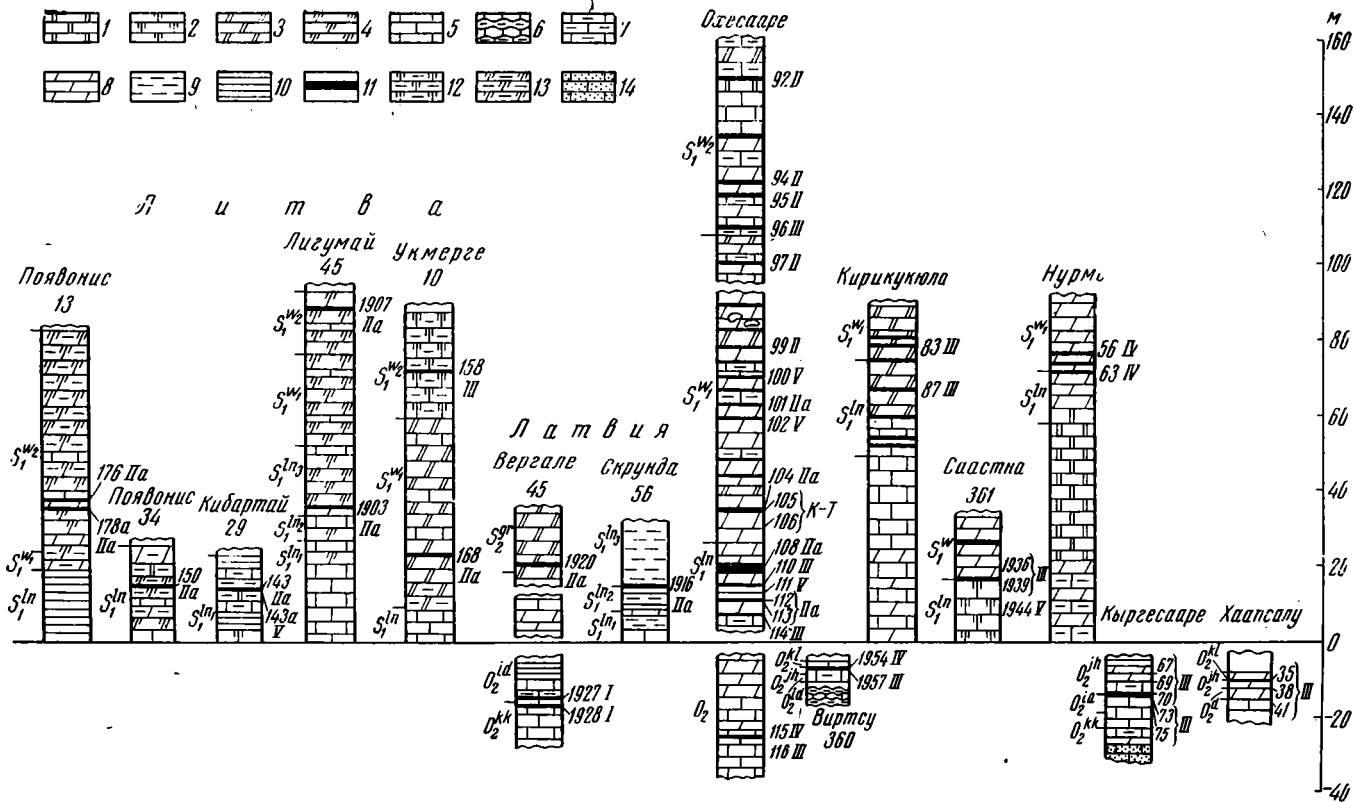
С этой точки зрения представлялось интересным исследовать весьма своеобразные породы — пепловые metabentonites $S-O$ Прибалтики, поскольку в их аналогах Швеции были обнаружены ранее два типа смешаннослойных образований (Byström, 1957; Мак Юэн и др., 1965).

Наша задача облегчалась тем, что в Эстонии metabentonites стратиграфически и литологически были довольно хорошо изучены Р. М. Мяннилем (1958, 1966) и особенно обстоятельно Э. А. Юргенсон (1958, 1964, 1966). В Литве metabentonites исследовали П. П. Лапинскас (1965), в Латвии — Л. К. Гайлите и др. (1967).

Материалы и методы исследований. Образцы metabentonites были отобраны нами непосредственно из кернов скважин во время полевых экспедиционных работ 1966—1969 гг. Metabentonites O_2 Эстонии (Идавекский и Йыхвиский горизонты) были взяты из скважин Кыргесааре и Хаапсалу. Типичные пепловые metabentonites S_1 Эстонии (лландове́ри и венлока) изучались из скважин Кирикукюла и Нурме. Кроме того, Э. А. Юргенсон любезно предоставила нам очень интересный материал по скважинам Охесааре из O_2 и S_1 .

В Латвии исследовались metabentonites O и S из скважин Скрунда 56 и Вергале 45. В Литве были изучены только metabentonites S (лландове́ри, венлска и частично лудова) по скважинам Появонис 13, 34, Кибартай 29, Лигумай 45, Укмерге 10.

Рентгеновские и структурные исследования глинистых фракций $< 0,001$ мм metabentonites выполнены Б. П. Градусовым на дифракто-



Фиг. 1. Схема расположения скважин, вскрывших прослой метабентонитов S—O Прибалтики

Цифры (правее колонок скважин): арабские — № образцов, римские — структурно-минералогические типы метабентонитов. 1 — доломит; 2 — доломитовый известняк; 3 — доломитовый мергель; 4 — мергель известково-доломитовый; 5 — известняк; 6 — известняк органогенно-детритовый; 7 — известняк глинистый; 8 — мергель; 9 — глина; 10 — аргиллит; 11 — метабентонит; 12 — доломитовый известняк глинистый; 13 — мергель известково-доломитовый, глинистый; 14 — песчаный известняк

метре УРС-50 ИМ с использованием Сик $\alpha_{1,2}$ -излучения фильтрованного Ni. Прямые Фурье-преобразования построены им по методу Ю. С. Дьяконова (1962, 1966). Фазовый состав глинистой фракции нерастворимого остатка вмещающих пород определен В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым (ГИН АН СССР), а частично Б. П. Градусовым в Почвенном институте им. В. В. Докучаева. Часть образцов исследована с помощью дериватографа В. А. Ерошевым-Шак. Химические анализы выполнены под руководством Э. С. Залманзон.

Всем упомянутым лицам авторы выражают свою признательность.

Детально было изучено более 50 образцов метаботонитов (фиг. 1).

Литологические особенности метаботонитов. Литологически типичные метаботониты представлены большей частью плотной камнеподобной глинистой светло-серой породой, иногда с кремевым или зеленоватым оттенком. В отдельных случаях в ней отчетливо видна линзовидная слоистость и ходы илоедов, выполненные зеленовато-серым глинистым веществом.

Вторая, более редко встречающаяся разновидность метаботонитов представлена пластичной светло-серой глиной.

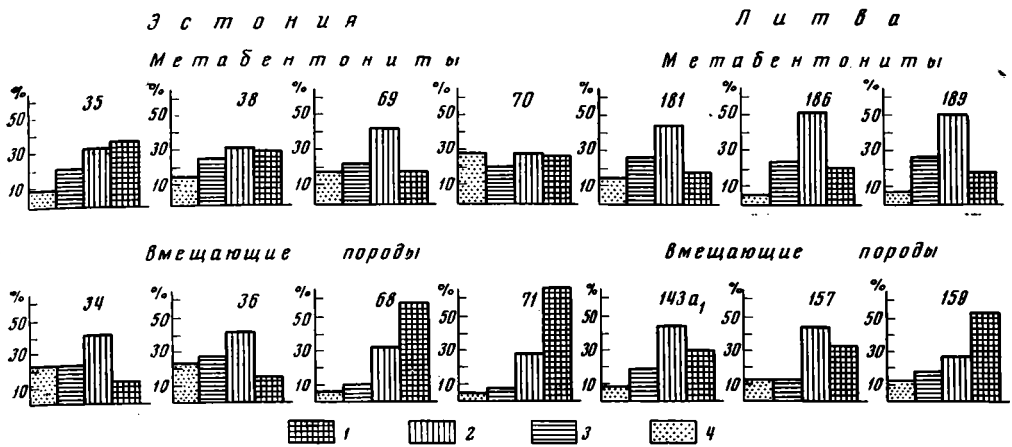
В Эстонии эти две разновидности метаботонитов были выделены Э. А. Юргенсон (1964) в О и S. Метаботониты О нередко представлены тонколистоватыми глинами. Непластичные разности метаботонитов Эстонии, по Э. А. Юргенсон, более обогащены алевритовым материалом. Все метаботониты обычно содержат биотит, заметный даже микроскопически. Нижняя граница метаботонитов с вмещающими карбонатными породами, по Э. А. Юргенсон, обычно довольно резкая. Верхняя граница метаботонитовых прослоев переходная, что по мнению автора, указывает на постепенное ослабление привноса пепловского материала. В нижней части прослоев обычно залегает непластичная, а в верхней — более пластичная разновидность метаботонитов.

Под микроскопом метаботониты S Эстонии обычно сложены тонкочешуйчатым глинистым веществом. При скрещенных николях порода обнаруживает четкую петельчатую микротекстуру, при этом глинистое вещество внутри ячеек имеет агрегатную поляризацию и синевато-серые тона поляризационной скраски. Края же ячеек сложены более раскристаллизованной чешуйчатой массой глинистого вещества золотисто-желтой поляризационной окраски. В составе обломочного материала иногда можно различить рогульчатые зерна кварца зазубренных очертаний и зерна полевых шпатов, обычно характерные для вулканических пеплов. Более ранняя генерация зерен биотита изометричной формы иногда замещена глинистым минералом. Реликты вулканического стекла не сохранились, ибо первоначальная пепловая микроструктура метаботонитов, видимо, была сильно изменена в эпигенезе.

По кристаллам полевых шпатов или биотиту иногда развивается вторичный эпигенетический каолинит, что уже отмечалось Э. А. Юргенсон (1964) и П. П. Лапинским (1965). В непластичной разности метаботонитов можно отметить две генерации карбонатов — раннюю в виде изъеденных агрегатов, явно подверженных коррозии и растворению, и позднюю, эпигенетическую — в виде четко ограненных ромбоэдров, собранных в микролинзы, возникающих за счет карбоната первой генерации. В более алевритистых разностях метаботонитов с более раскристаллизованным глинистым веществом обычно наблюдается больше новообразованных эпигенетических удлиненных кристаллов биотита; одновременно с этим исчезает и первая генерация карбонатов.

Метаботониты S Литвы, непластичные и более глинистые разности, раскристаллизованы несколько сильнее. Последнее, вероятно, связано с более значительной глубиной залегания пород.

Гранулометрический анализ наиболее чистых разностей метаботонитов S Эстонии, выполненный Э. А. Юргенсон (1964) для 5 образцов



Фиг. 2. Гранулометрический состав метаbентонитов и вмещающих пород S—O Прибалтики

Фракции, мм: 1 — 0,001; 2 — 0,001—0,01; 3 — 0,01—0,05; 4 — 0,05—0,1

из скважин Охесааре, Мустьяла, Карья-Пярсамаа и Торм, показали преобладание фракции $< 0,002$ мм над фракциями 0,002—0,01 мм и мелкого алевроита (в отдельности). Для S Эстонии эта особенность подтверждается и нашими данными (фиг. 2). Но в S Литвы фракция крупного пелита несколько преобладает над тонкопелитовой. То же наблюдается и у метаbентонитов O₂ Эстонии. Кроме того, при большем числе анализов выясняется, что гранулометрический спектр частиц, слагающих прослой метаbентонитов, заметно отличается от спектров нерастворимого остатка вмещающих карбонатных и мергелистых пород. Это подтверждает вывод Э. А. Юргенсон и др. о том, что прослой метаbентонитов формировались не из обычного нормально-осадочного материала, а из вулканогенно-пепловых частиц.

Материал, слагающий метаbентониты, обычно менее сортированный по величине, чем терригенный материал нерастворимого остатка вмещающих карбонатных пород. Одна из вероятных причин этого состоит в том, что пепел, попадая в морской бассейн, смешивался с нормально-осадочным материалом. Э. А. Юргенсон (1964), не сомневаясь в генетической связи метаbентонитов с вулканической деятельностью в западной части Скандинавского полуострова, указывает, что остается невыясненным лишь способ привноса вулканогенного материала. Однако нам кажется, что исключительная выдержанность мельчайших метаbентонитовых прослоев и синхронность на обширных пространствах, а также меньшая степень сортировки частиц указывают скорее на преимущественно воздушную транспортировку пепловых частиц, что уже отмечалось П. П. Лапинским (1965).

Распространение метаbентонитов и вероятное расположение вулканических очагов, поставивших родоначальный пепловый материал. Исследователи, изучавшие метаbентонитовые прослои, — Р. М. Мянниль (1966), Э. А. Юргенсон (1958, 1964, 1966), А. М. Бисстром (Byström, 1957), Ф. Гагеман и Н. Спиельднэс (Hagemann, Spjeldnaes, 1955), П. Торслунд (Thorslund, 1948), В. Яаниссон (Jaansson, 1963) и др. — связывают их образование с привносом вулканогенного, пеплового материала.

Ф. Гагеман и Н. Спиельднэс (Hagemann, Spjeldnaes, 1955) полагают, что метаbентониты O₂ Скандинавии формировались из пеплового материала, поступавшего из серии вулканов, расположенных в геосинклинали, которая в таконскую орогеническую фазу превратилась в каледонскую горную цепь.

Ссылаясь на данные П. И. Фогта (Vogt, 1945), они пишут, что эспеаугские слоистые риолитовые туфы, возможно, приблизительно соответствуют тому вулканогенному материалу, из которого образовались слои метабентонитов стратиграфической зоны 4ba' района Осло в Норвегии. Однако вулкан не обязательно должен был располагаться в Тронгейме, как полагал П. И. Фогт (Vogt, 1945), а мог находиться в юго-западной части простирания геосинклинали, например в районе Бергена. Расстояние от Бергена до Осло около 300 км, тогда как до Тронгейма — 450 км. Тот факт, что мощность бентонитовых слоев не возрастает по направлению к Северной Швеции, также указывает на то, что источник вулканогенного материала располагался на западе. Судя по бентонитам О, описанным в США, максимальная вулканическая активность там, как и в Скандинавии, имела место также в середине О₂. Поскольку положение метабентонитов в США по отношению к каледонидам было такое же, это указывает на то, что данный период был одним из сильнейших по вулканической активности в пределах каледонской геосинклинали.

В О, по Р. М. Мянвилю, Э. А. Юргенсон, метабентониты наиболее распространены в карадокском ярусе, в среднем (вируском) отделе, в граптолитовой зоне *Diplograptus multidentis*, в идавереском О₂^{td} и вышевыском О₂^{jh}; кейласком О₂^{ka} горизонтах. Р. М. Мянвилль (1966), обобщивший обширные собственные и литературные данные по стратиграфическому размещению метабентонитов, указывает, что их прослой в пределах Северной Эстонии, Западной Латвии, на о-вах Сааремаа и др., а также в районе Осло образуют два комплекса, разделенных между собой более или менее мощной толщей пород, практически лишенных метабентонитов. Нижний комплекс складывается многочисленными тонкими прослоями и приурочен в районе Осло к средней части слоев 4ba' (нижние хасмопсовые сланцы) (Hagemann, Spjeldnaes, 1955), в Средней Швеции — к средней части свиты Далбю (Thorslund, 1948; Jaanisson, 1963), а в Средней Прибалтике — к верхней половине идавереского горизонта. В районе Осло этот комплекс содержит до 20 прослоев общей мощностью 8,5 м, в северо-восточной части Эстонии — 6—7 прослоев общей мощностью около 1,5 м и в Западной Латвии — до 10 прослоев общей мощностью до 2—3 м. В разрезах островов Балтийского моря (Охесааре) мощность данного комплекса относительно небольшая.

В S Эстонии, по данным детальных исследований Э. А. Юргенсон (1964), прослой метабентонитов установлены в нижнем отделе, главным образом в верхней части лландовери и венлоке. Эти прослой распространены в основном на о-ве Сааремаа и юго-западе материковой части Эстонии.

Прослой метабентонитов в разрезе S распределены неравномерно. По Э. А. Юргенсон, общее их количество здесь 51 (в том числе 22 в идавереском горизонте, 20 в яаниском, 7 в яагарагуском и по одному в райкхюласком и тайсалукском). Мощность прослоев от нескольких миллиметров до 25 см.

На территории Литвы метабентонитовые прослой имеют более ограниченное распространение и стратиграфически приурочены главным образом к S₁. Максимальное количество прослоев, по П. П. Лапинскому (1965), — 16 (в скважинах Кункюяй). Здесь заметно уменьшается и их мощность, которая, по тому же автору, варьирует от нескольких миллиметров до 2—3 см. П. П. Лапинскас отмечает в отложениях лландовери и венлока Литвы связь количества прослоев метабентонитов с фаціальными зонами. Так, в лландоверийских отложениях максимальное количество прослоев (до 8) отмечено им в наиболее глубоководных осадках Западной Литвы. В более мелководных осадках Восточной и Юго-Восточной Литвы количество прослоев до 2—4. Наконец, на во-

стоке Литвы в карбонатно-глинистых осадках метаботониты исчезают. В венлокских отложениях П. П. Лапинскасом отмечены примерно те же особенности распространения этих прослоев.

В Латвии наличие метаботонитов отмечалось по Р. Ж. Ульст (Гайлите и др., 1967) в S, а по Карпицкому (1966) — и в O. Метаботониты распространены в Подолии (Sujkowski, 1938), Швеции (Thorslund, 1948; Byström, 1957; Waern, 1960), Норвегии (Hagemann, Spjeldnaes, 1955), Чехословакии (Bouček, 1960), Бельгии, Англии.

Структурно-минералогические типы, слагающие метаботониты. Наши структурные исследования более 50 образцов метаботонитов S—O Прибалтики показали, что их глинистая фракция $< 0,001$ мм в основном состоит из смешаннослойных образований слюда—монтмориллонитовый тип, в которых варьирует лишь соотношение пакетов (табл. 1). Реже смешаннослойный компонент сопровождается примесью каолинита, и еще реже прослой алевритистых разновидностей метаботонитов имеют гидрослюда — хлоритовый состав (обр. 100, 102, 111, 143а, 1944, 1951).

В отличие от метаботонитов вмещающие карбонатные известково-доломитовые породы и мертели имеют, как правило, во фракции $< 0,001$ мм нерастворимого остатка гидрослюдисто-хлоритовый состав и практически никогда не содержат смешаннослойных образований. На этом основании мы можем рассматривать смешаннослойные минералы как продукт преобразования вулканогенного пеплового материала. Последний, как показывают новейшие работы (Shutov et al., 1969;

Таблица 1

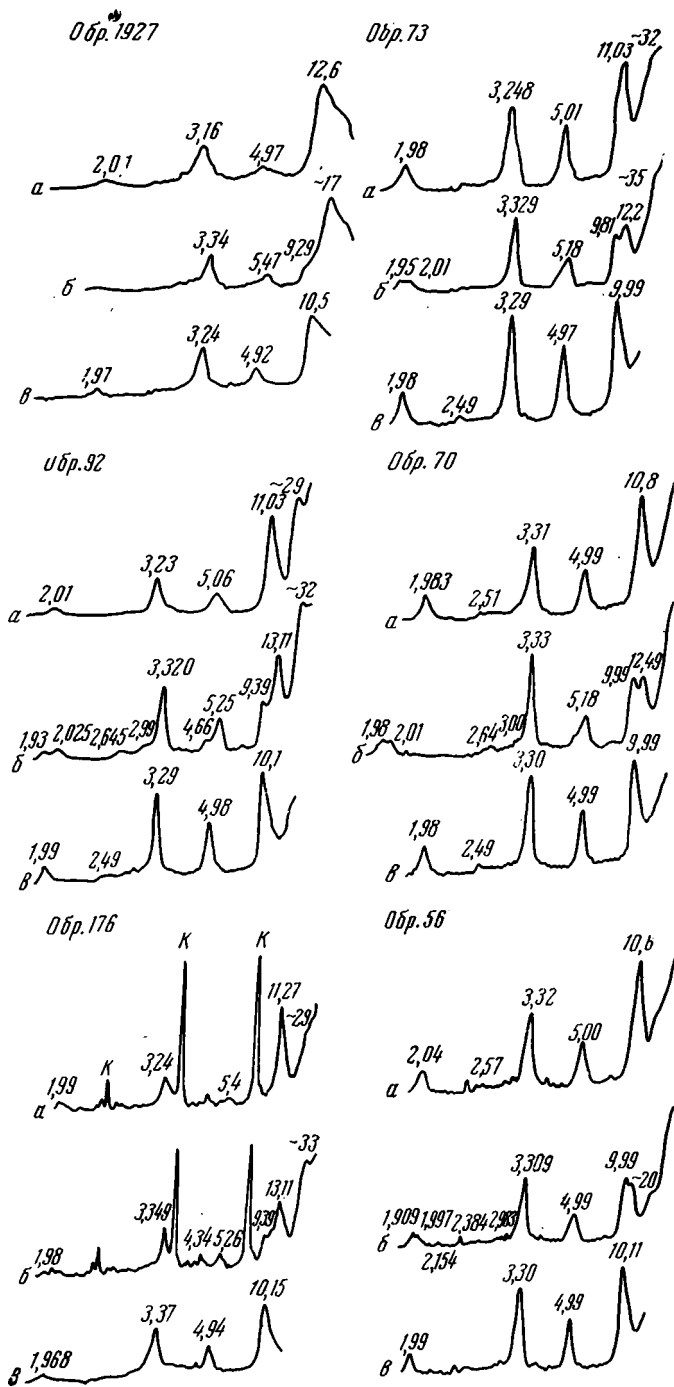
Структурно-минералогические типы метаботонитов S—O Прибалтики и Швеции

Тип	Характер смешаннослойных образований и минералогические примеси	№ образца
I	Смешаннослойные типа слюда—монтмориллонит с $A:V^{**} \approx 30:70$	1927*, 1928 Kinnekulle-I
II	Смешаннослойные типа слюда—монтмориллонит с $A:V \approx 70:30$	92*, 94, 95, 97, 99 Kinnekulle-II
IIa	Смешаннослойные типа слюда—монтмориллонит с $A:V \approx 70:30$, но с преобладанием каолинита в глинистой фракции	101, 104, 112, 113, 143, 150, 168, 108, 176*, 178а, 1903, 1907, 1916, 1920
III	Смешаннослойные типа слюда—монтмориллонит с $A:V \approx 80:20$	35, 38, 41, 67, 69, 70*, 73*, 75, 83, 87, 96, 110, 114, 116, 158, 1957
IV	Смешаннослойные типа слюда—монтмориллонит с $A:V \approx 90:10$ или $V < 10$	56*, 63, 115, 116а, 1954

* Образцы, для которых рассчитаны функции φ' (Z), по Ю. С. Дьяконову.

** Соотношение пакетов.

Градусов, 1969; Ратеев, Градусов, 1970), особенно склонен к образованию структурно-минералогических рядов промежуточных смешаннослойных образований. Весьма нестойкий витрический компонент вулканических пеплов мог довольно быстро преобразоваться в монтмориллонит еще в начальных стадиях седиментогенеза и диагенеза. Затем за время длительной послеордовикско-силурийской истории формирования пепловый монтмориллонит преобразовывался в эпигенезе в гидрослюда через серию промежуточных смешаннослойных структурных фаз. Однако, как увидим ниже, наши данные показывают, что в породах различной проницаемости (в известняках, мергелях и глинах) эпигенез шел с различной интенсивностью. В частности, менее проницаемые известняки как бы консервировали физико-химическую обстановку диагенеза и осадконакопления. Эти обстоятельства вместе с дифферен-



Фиг. 3. Рентгендифрактограммы фракции $< 0,001$ мм метабентонитов S—O Прибалтики

а — воздушно-сухие; б — насыщенные этиленгликолем; в — прокаленные при 500°C

циацией пепловых частиц при ветровой и водной транспортировке и породили те вариации в соотношении структурных пакетов, которые были установлены нами. По характеру пакетов смешаннослойные образования

Рентгенометрическая характеристика* смешаннослойных образований (по типам); насыщенных глицерином (ориентированные препараты)

I				II				IIa		III				IV	
Вергале 45, обр. 1927		Кинекулла-I, Швеция, Мак Юэн и др. (1965)		Охеааре, обр. 92		Кинекулла-II**, Швеция, Morelli et al. (1967)		Появонис, обр. 176		Кыргесааре, обр. 73		Кыргесааре, обр. 70		Нурме, обр. 56	
<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
—	—	—	—	35,0	40	32,7	60	35,3	50	—	—	—	—	—	—
18,5	80	17,7	OC	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19,5	8
—	—	—	—	13,5	62	13,4	80	13,5	112	12,6	40	12,5	20	—	—
9,23	28	9,0	C	9,46	70	9,5	170	9,49	88	9,81	85	9,99	70	9,99	70
—	—	—	—	6,9	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,80	9	5,61	СЛ	5,36	16	5,40	30	5,40	16	5,21	30	—	—	—	—
4,54	11	4,47	СЛ	4,70	34	4,72	65	4,71	32	4,79	52	4,79	35	4,87	35
—	—	—	—	3,9	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,42	29	3,42	СР	3,41	42	3,43	100	3,42	92	3,38	76	3,36	60	3,36	55
3,00	13	2,94	СЛ	3,13	18	3,13	30	3,13	36	3,18	33	3,2	20	—	—
—	—	2,48	ОСЛ	2,52	3	2,53	10	—	—	2,50	7	2,52	5	2,48	5
—	—	—	—	2,12	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,975	5	1,94	СР	1,977	16	1,983	25	1,990	35	1,980	42	1,980	32	1,980	20
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,640	2	—	—

* Интенсивности измерены как высоты дифракционных максимумов.

** Интенсивности измерены нами по рентгенодифрактограмме, полученной Г. Л. Морелли и др.

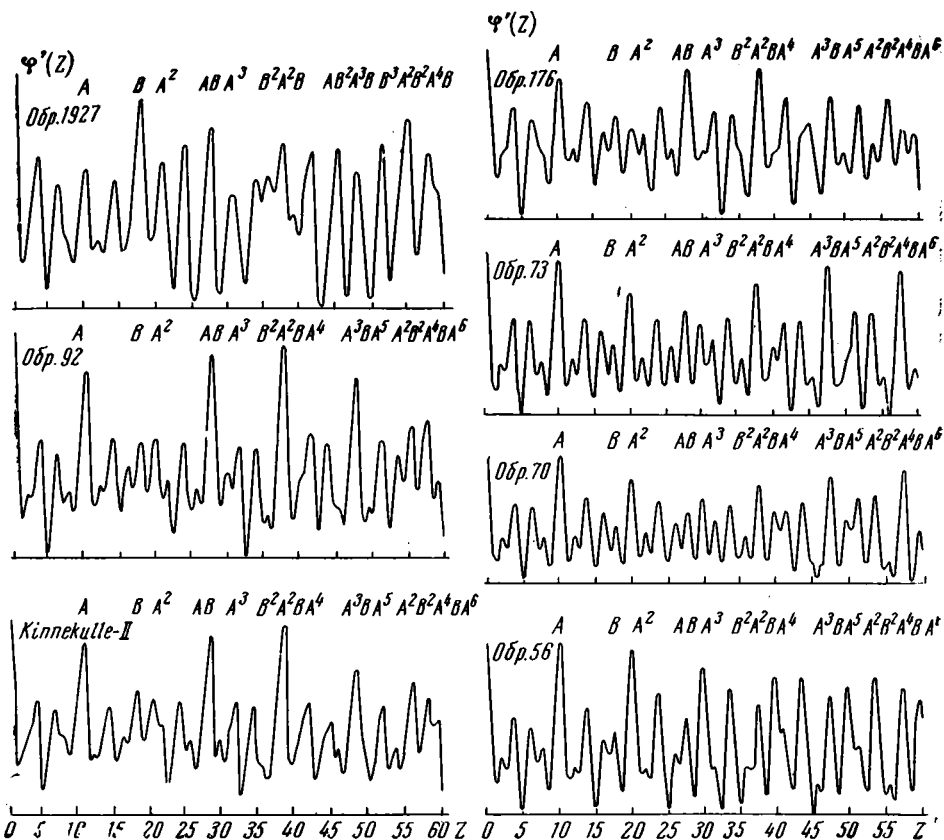
однотипны, развиваются по одному родоначальному вулканогенному материалу и ограничиваются диапазоном крайних членов от монтмориллонита до гидрослюда.

Но, поскольку начальный монтмориллонитовый компонент, видимо, не сохранился, а литературные указания о его наличии (Юргенсон, 1958, 1966; Лапинскас, 1956) не подтверждены достоверно рентгенографическими данными, наша серия смешаннослойных образований начинается с минералов, содержащих максимальное количество набухающих монтмориллонитовых пакетов. В этой серии смешаннослойных образований выделяются следующие характерные типы, представленные в табл. 1.

Тип I. Среди значительного числа изученных образцов метабентонитов встречены лишь два образца — 1927 (глубина 889,65—892,10 м) и 1928 (глубина 892,10—898,15 м) в метабентонитах О₂ Латвии (Вергале, скв. 45), содержащих смешаннослойные слюда — монтмориллонитовые образования, в которых монтмориллонитовые пакеты преобладают над слюдистыми. Оба образца характеризуются близкими показателями рентгенометрических и других анализов.

В воздушно-сухом состоянии ориентированный препарат фракции <0,001 мм из обр. 1927 дает рентгеновский дифракционный спектр (фиг. 3, а) из широких асимметричных максимумов со значениями *d/n* 12,6; 4,97; 3,16; 2,01 Å. При наличии этиленгликоля (фиг. 3) и глицерина (табл. 2) дифракционная картина изменяется; это свидетельствует о присутствии монтмориллонитовых межслоевых промежутков, что подтверждается также уменьшением *d/n*-основного базального рефлекса при прокаливании от 12,6 до 10,5 Å. Во всех перечисленных состояниях серия базальных рефлексов не является целочисленной, что говорит о смешаннослойной природе минерала.

По значениям *d/n* и *I* смешаннослойного образования, насыщенного глицерином, из обр. 1927 была построена по методу Ю. С. Дьяконова функция $\phi'(Z)$. На графике функции $\phi'(Z)$ имеются пики при $Z=10$ Å,



Фиг. 4. Фурье-преобразования смешаннослойных минералов типа слюда — монтмориллонит из метабентонитов S—O Прибалтики

соответствующие высоте слюдяного пакета мусковитово-серицитового типа (A), а также при $Z=17,5 \text{ \AA}$ с глицерином, свидетельствующие о наличии монтмориллонитовых пакетов (B). При любых возможных уровнях оснований пиков r_B и r_A пик r_{AB} примерно соответствует $0,65-0,70 : 0,35-0,30$. На графике имеются максимумы, соответствующие сочетаниям A^2 и A^3 , а также B^2 и B^3 . Характерны сочетания r_{AB} , r_{A^2B} , но особенно r_{AB^2} и r_{A^2B} . В целом функция $\varphi(Z)$ смешаннослойного образования (фиг. 4) характеризует переслаивание пакетов как в основном неупорядоченное. Это соответствует также выводам Р. К. Рейнольдса о рентгеновском дифракционном спектре неупорядоченных слюда — монтмориллонитовых образований (Reynolds, 1967). На неориентированных препаратах фракций (табл. 3) обоих образцов имеются рефлексы со значением межплоскостных расстояний $1,505 \text{ \AA}$, что, как известно, характерно для минералов с диоктаэдрическими трехэтажными пакетами. Кроме глинистых минералов во фракции $<0,001 \text{ мм}$ присутствует небольшая примесь доломита. На дериватограммах (фиг. 5) фиксируется мощный эндотермический пик с двумя вершинами, соответствующими удалению адсорбированной (в том числе межслоевой) воды, аналогичный монтмориллонитовому. Дегидраксиляция минерала осуществляется в три фазы ($620, 685$ и 880°C).

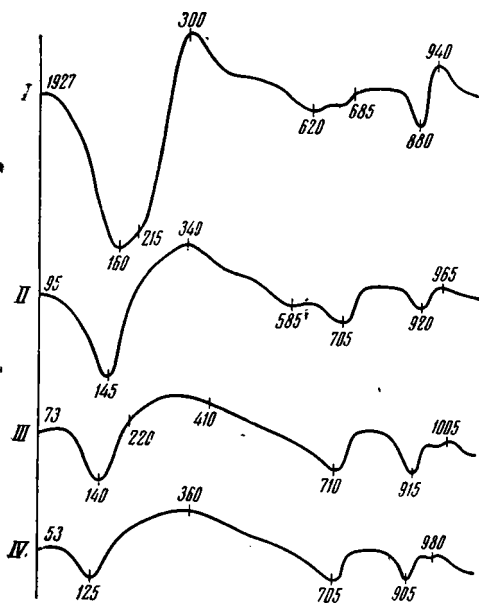
Химический состав фракции $<0,001 \text{ мм}$ характеризуется высоким содержанием H_2O^- (табл. 4), что свидетельствует о присутствии большого количества монтмориллонитовых межслоевых промежутков, и сравни-

Таблица 3

Рентгенометрическая характеристика смешаннослойных образований (по типам), гидрослюда и каолинита (неориентированные препараты, воздушно-сухие)

I		II		IIa		III				IV		Гидрослюда диоктаэдрических метабен-тонит-алевритового прослоя		Каолинит второй компонент в типе II	
Вергале 45, обр. 1927		Охесааре, обр. 92		Появонис, обр. 176*		Кыргесааре, обр. 73		Кыргесааре, обр. 70		Нурме, обр. 56**		111***		176	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
12,1	10ш	11,2	6ш	10,1	5	11,0	6ш	10,8	7ш	10,6	10ш	10,2	8	7,2	10
5,0	2ш	5,0	2ош	4,9	3	5,02	3ш	5,05	2ш	5,00	3ш	5,0	2	4,47	8
4,46	8	4,46	10	4,47	10	4,45	10	4,46	10	4,45	7	4,45	8	4,36	7
—	—	—	—	—	—	4,29	1/2	4,29	1/2	—	—	—	—	4,15	6
—	—	—	—	—	—	—	—	3,61	2	—	—	—	—	3,83	2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,75	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,57	10
3,2	4ш	3,3	4ош	3,2	4	3,3	5ш	3,3	7ш	3,31	10ш	3,34****	—	3,37	2
2,95	3ш	—	—	—	—	—	—	3,07	1	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2,86	1	2,90	1	2,90	1	2,90	1	2,85	2	—	—
2,56	6	2,56	8	2,56	4-5	2,56	9	2,56	10	2,58	8	2,57	7	2,54	5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,49	4
2,38	3ш	2,38	3	2,35	1	2,38	3	2,38	3	2,38	3	2,38	3	2,38	2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,33	5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,28	3
2,25	2	2,23	1	—	—	2,23	1	2,24	1	2,24	1	2,24	2	2,23	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,20	1
—	—	2,15	1	—	—	2,15	1ш	2,15	1ш	2,13	2ш	2,12	2	—	—
—	—	2,0	2ш	2,0	1ш	1,97	2ш	1,96	3ш	1,98	2ш	1,99	3	1,98	2-3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,93	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,89	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,83	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,79	1,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,66	3
1,65	3ош	1,64	3ш	—	—	1,65	2ш	1,65	3ш	1,64	3ш	1,63	2	1,62	1-2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,59	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,54	1
1,495	4	1,494	4	1,485	2	1,494	5	1,498	5	1,496	4	1,495	3	1,485	3

* В образце после разрушения кристаллической решетки каолинита прокаливанием. ** Отпущены рефлексы примеси полевого шпата. *** Образец обработан HCl для разрушения хлорита. **** Совпадает с рефлексом кварца.



Фиг. 5. Дериватогаммы смешаннослойных минералов из метабентонитов S—O Прибалтики
Арабские цифры — номера образцов; римские — структурно-минералогические типы метабентонитов

тельно небольшого содержания K_2O —2,96%. Обращает на себя внимание наличие до 5,0% Na_2O при отсутствии CaO . Это может быть связано как с заполнением обменной емкости фракции $<0,001$ мм катионами, так и с возможной примесью цеолитов.

На ИК-спектре (фиг. 6) фракции видны полосы поглощений, характерные для диоктаэдрических минералов из трехэтажных слюдястых и монтмориллонитовых слоев (455, 525, 1004 cm^{-1}). В области 3300—3600 и 1450 cm^{-1} имеются полосы, обусловленные присутствием соответственно гидроксильной и молекулярной воды.

Данный тип метабентонитов из O_2 Латвии (обр. 1927) очень близок метабентонитам из Кинекулла-I Швеции, для которых, по данным А. М. Бистром (Bystgöt, 1957), Д.М.К. Мак Юэн рассчитал трансформанту Фурье. По Мак Юэну и др. (1965), минерал представляет смешаннослойное образование из пакетов слю-

дястого типа и пакетов типа монтмориллонитовых. Д.М.К. Мак Юэн определил количественное соотношение между пакетами как 0,38 : 0,62. Переслаивание пакетов отнесено к типу неупорядоченных. Судя по данным упомянутых авторов, слюдястый межслоевой промежуток в этом образовании, как и в нашем случае, аналогичен мусковитовому, так как образец содержит 2,5% K_2O , а высота слюдястого пакета 10 Å.

Тип II. Практически чистые смешаннослойные образования из монтмориллонитового и слюдястого пакетов встречаются в венлокских слоях в скважине Охесааре в образцах: 92 (глубина 154,25 м), 94 (глубина 187,07—187,15 м), 95 (глубина 191,81—191,96 м), 97 (глубина 215,66—221,70 м), 99 (глубина 288,42—288,44 м). Наиболее детально изучен минерал из обр. 92.

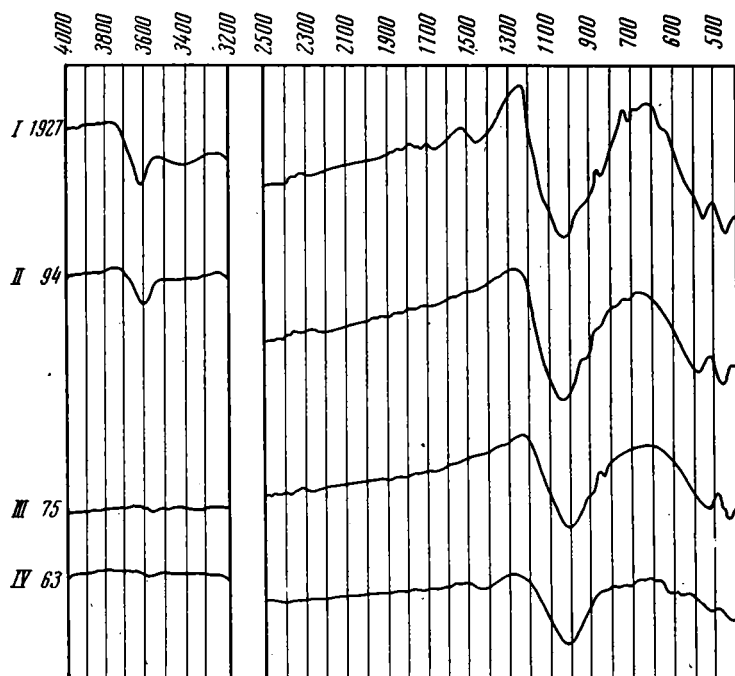
На его рентгенодифрактограммах в воздушно-сухом состоянии имеются рефлексы со значениями межплоскостных расстояний 29,4; 11,27 Å и др. (см. фиг. 3). Минерал набухает с этиленгликолем (см. фиг. 3) и глицерином (см. табл. 2) и сокращается при прокаливании (см. фиг. 3), что дает основание сделать заключение о наличии монтмориллонитовых межслоевых промежутков. Прямое Фурье-преобразование для фракции, насыщенной глицерином (см. фиг. 4), показывает, что смешаннослойное образование состоит из слюдястого пакета (А) с высотой 10 Å и монтмориллонитового (В) с высотой 17,5 Å. Количество последних лежит в пределах 30%. Для переслаивания характерны следующие особенности: отсутствуют сочетания АВ, преобладают сочетания A^2B и A^3B , сочетаний A^4B немного. Из этого следует, что в переслаивании имеется выраженная упорядоченность по мотивам A^2B и A^3B . На порошкограмме имеется максимум, соответствующий (060), со значением d/n —1,49 Å (см. табл. 3), что характерно для диоктаэдрических минералов.

Химический состав фракции < 0,001 мм метаботонитов (по типам) S—O Прибалтики

Компоненты	I		II		III			IV		Метаботонит алевритового прослоя, гидрослюда + хлорит
	Вергале 45, обр. 1927*	Охесааре, обр. 92	Охесааре, обр. 95	Кырге-сааре, обр. 67	Кириркула I, обр. 83	Кириркула I, обр. 87	Нурме, обр. 56	Охесааре, обр. 111**		
SiO ₂	52,42	56,33	53,13	54,05	53,39	52,16	53,56	50,31		
TiO ₂	0,46	0,26	1,16	0,51	0,85	0,79	1,45	0,88		
Al ₂ O ₃	18,69	19,50	21,95	19,93	20,25	20,60	18,38	20,21		
Fe ₂ O ₃	3,55	2,04	2,27	2,43	3,61	4,99	4,23	2,32		
FeO	0,78	0,15	0,20	0,81	0,52	0,51	0,51	5,02		
CaO	—	0,11	—	1,09	0,88	1,00	1,11	0,15		
MgO	3,48	4,64	3,26	4,75	4,33	3,95	4,29	4,87		
Na ₂ O	5,01	0,70	1,67	0,28	0,24	0,18	0,21	0,33		
K ₂ O	2,96	6,25	6,24	6,67	6,36	6,84	7,43	6,08		
H ₂ O ⁺	6,09	5,32	5,90	5,11	4,40	4,48	4,39	7,84		
H ₂ O ⁻	6,56	4,70	4,22	4,37	5,17	4,50	4,44	1,99		
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		

* Карбонаты исключены расчетным путем вместе с несиликатными компонентами.
 ** Количество K₂O понижено за счет примеси хлорита.

Дериватограммы фракций данного структурно-минералогического типа (см. фиг. 5) имеют эффекты, близкие рассмотренным в типе I. Отличия сводятся к следующему: уменьшается содержание низкотемпературной воды, увеличивается относительно пик дегидраксиляции при 705°, при уменьшении пиков 585 и 920° С.



Фиг. 6. Инфракрасные спектры смешаннослойных минералов
 Арабские цифры по вертикали — номера образцов; римские — структурно-минералогические типы метаботонитов

По сравнению с обр. 1927 (тип I) здесь констатируется значительное увеличение K_2O до 6,25% (см. табл. 4), что подтверждает результаты рентгенографических определений, показавших увеличение количества слюдистых межслоевых промежутков. Последнее вытекает также и из данных ИК-спектров. Действительно, здесь обнаруживается снижение интенсивности полос поглощения при 1440 $см^{-1}$, а также в пределах 3300—3600 $см^{-1}$. Присутствие до 3,6% MgO наряду со значительным эффектом на ДТА-кривой при 920°С свидетельствует о наличии (ОН)-групп, связанных с Mg^{2+} .

Таким образом, минерал данного структурного типа — диоктаэдрическое смешаннослойное образование из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов с соотношением $A : B \approx 70 : 30$ и выраженной тенденцией к упорядоченному переслаиванию типа A^2B и A^3B .

Совершенно идентичный тип смешаннослойных образований обнаружен нами также в S_1 Литвы и Латвии, где он, однако, всюду сочетается с постоянной существенной примесью каолинита, в силу чего и выделен в подтип IIa. Рентгенографическая и термографическая характеристики даны для типичного обр. 176 (см. фиг. 3, 4, 5).

Новые рентгенографические характеристики, опубликованные в работе Г. М. Морелли и др. (Moralli a. oth., 1967) по смешаннослойному образованию из Кинекулла-II Швеции, позволили сопоставить этот минерал с нашими структурно-минералогическими типами II и IIa (образцы 92, 176). Авторы привели рентгендифрактограмму минерала с глицерином. В табл. 2 помещены значения межплоскостных расстояний основных рефлексов и интенсивностей, последние измерены нами по рентгендифрактограмме минерала из Кинекулла-II. Обращает на себя внимание почти полное сходство рентгенометрических его характеристик с таковыми смешаннослойных образований Прибалтики из образцов 92, 176 (S Эстония и Литвы). По данным для минерала из Кинекулла-II, помещенным в табл. 2, нами было рассчитано прямое Фурье-преобразование по методу Ю. С. Дьяконова (см. фиг. 4). Оно подтверждает аналогичность исследованных нами минералов из Прибалтики и минерала из Кинекулла-II. Это относится к количественному соотношению пакетов ($A : B \approx 70 : 30$) и мотивам переслаивания, в которых наблюдается та же тенденция к упорядоченности — AB , A^2B , A^3B .

Тип IIa. К этому типу относятся (см. табл. 1) образцы из следующих скважин. Эстония: Охесааре — обр. 101 (глубина 307,60—307,61 м), обр. 104 (глубина 340,76—340,77 м), обр. 108 (глубина 361,25—361,33 м), обр. 112 (глубина 361,25—361,33 м), обр. 113 (глубина 370,09—370,10 м). Литва: Появонис 13 — обр. 176 (глубина 1116,75—1117,40 м), обр. 178a (глубина 1117,40—1118,10 м); Появонис 34 — обр. 150 (глубина 1217,7—1218,7 м); Кибартай 29 — обр. 143 (глубина 1222,10—1224,6 м); Лигумай 45 — обр. 1903 (глубина 1445,7—1446,6 м), обр. 1907 (глубина 1385,8—1386,8 м); Укмерге 10 — обр. 168 (глубина 473,55—475,40 м). Латвия: Скрунда 56 — обр. 1916 (глубина 1052—1056 м); Вергале 45 — обр. 1920 (глубина 563,75—568,10 м).

Из них более детально изучен обр. 176. Идентичность его смешаннослойного компонента типу II была уже отмечена при структурной характеристике последнего. Наличие же каолинита фиксируется в обр. 176 по острым интенсивным пикам на рентгендифрактограммах при 7,2; 3,58 Å и др., исчезающих после прокаливания. Сопоставление порошкограмм фракций до и после прокаливания при 600°С показывает, что каолиниту принадлежат рефлексы $d/n \sim 4,47; 4,36; 4,15$ Å и др. (см. табл. 3). Так как группы рефлексов в пределах 4,5—4,1; 2,54—2,50; 2,38—2,28 Å хорошо разрешаются, минерал может рассматриваться, по Г. В. Бриндли (1965), как частично неупорядоченный по оси «в». На дериватограмме каолинитовый эндотермический эффект проявляется при 600°С и экзотермический — при 1000°С. С присутствием же сме-

шаннослойного образования связан отчасти эффект удаления низко-температурной воды, а также реакция дегидраксилизации при 680°С.

Тип III. К этому типу относятся образцы из следующих скважин. Эстония: Хаапсалу — обр. 35 (глубина 118,3—119,6 м), обр. 38 (глубина 120—121,6 м), обр. 41 (глубина 123,4—124,8 м); Кыргесааре — обр. 67 (глубина 69,88 м), обр. 69 (глубина 70,63 м), обр. 70 (глубина 70,83 м), обр. 73 (глубина 71,69 м), обр. 75 (глубина 72,08 м); Кирюкюла — обр. 83 (глубина 15,45 м), обр. 87 (глубина 28,26—28,29 м); Охесааре — обр. 96 (глубина 201,46—201,50 м), обр. 110 (глубина 365,07—365,08 м), обр. 114 (глубина 375,06—375,10 м), обр. 116 (глубина 466,30—466,35 м). Литва: Укмерге 10 — обр. 158 (глубина 409,2—413,7 м).

В воздушно-сухом состоянии смешаннослойные образования данного типа дают рентгеновские дифракционные максимумы со значением d/n 10,8—11,03; 5,0; 3,30 Å и др. (см. фиг. 3). С глицерином появляется рефлекс при 12,6 Å. При прокаливании первое отражение смещается в 10 Å. Прямое Фурье-преобразование глицеринового комплекса из обр. 73 обнаруживает, что смешаннослойный минерал состоит из пакетов слюдистого и монтмориллонитового типа с $A : B \approx 80 : 20$. Вероятность сочетания пакетов ВВ ничтожна, что свидетельствует о некоторой упорядоченности в переслаивании, видимо, за счет образования крупных блоков из пакетов слюдистого типа. Последнее подтверждается наличием сочетания вплоть до A^6 . Другое подтверждение тенденции к упорядоченности, по Рейнольдсу (Reynolds, 1967) — существование максимума при 12 Å на рентгенодифрактограммах минерала, насыщенного этиленгликолем. Учитывая данные порошковых рентгенограмм (см. табл. 3), минерал относится к типу диоктаэдрических. Согласно литературным сведениям (Levinson, 1959; Yoder, 1959; Смит, Йодер, 1965), набор рефлексов (hK) позволяет отнести образование к поли-типу 1Md. Однако, судя по наличию слабых рефлексов с $d/n \approx 4,29$ и 2,90 Å, можно предполагать, что в образце имеется слюдистая фаза 2M₁.

На дериватограммах (см. фиг. 5) имеется два низкотемпературных эффекта удаления воды, что свидетельствует о наличии в структуре данного типа монтмориллонитового компонента. Дегидраксилизация осуществляется в три фазы: 550; 650—670; 830—850°С; при этом основная часть гидроксильной воды утрачивается во время второй остановки. Все это, как известно, характерно для трехслойных структур, трехэтажный слой которых аналогичен собственно монтмориллонитовому.

Химический анализ фракций данного структурного типа обнаруживает присутствие K_2O — 6,36—6,84%. Обращает на себя внимание заметное количество MgO : 3,95—4,75%, а также Fe ($Fe_2O_3 + FeO \approx 4—5,5\%$). Возможно, что отмеченная по дериватограммам особенность дегидраксилизации минерала связана с присутствием Mg и Fe (см. табл. 4, табл. 5).

Тип IV. Смешаннослойные образования данного типа обнаружены в скважинах Эстонии: Нурме — обр. 56 (глубина 17,87—17,93 м), обр. 63 (глубина 23,46—23,49 м); Охесааре — обр. 115 (глубина 465,95—465,98 м); Виртсу 360 — обр. 1954 (глубина 230,20—235,0 м), а также в обнажении Пяяскюла — обр. 116а.

Рентгенодифрактограмма минерала из обр. 56 в воздушно-сухом состоянии характеризуется широкими асимметричными рефлексами со значением межплоскостных расстояний 10,6; 5,00; 3,32; 2,57; 1,99 Å. Наблюдается небольшое смещение первого рефлекса в сторону отражения больших углов и появление слабого рефлекса $\sim 19,5$ Å с этиленгликолем и глицерином (см. табл. 2). По Р. С. Рейнольдсу (Reynolds, 1967), последнее свидетельствует о неупорядоченном переслаивании слюдистых и монтмориллонитовых пакетов.

Вариации K_2O , Na_2O в различных структурно-минералогических типах метабентонитов (по средним определениям во фракции $< 0,001$ мм)

Композиты	I обр. 1927		II										III					IV				Метабентонит алевритовых прослоев, гидрослюда+хлорит							
	K_2O	Na_2O	92	94	95	97	99	сред.	41	67	73	75	83	87	96	110	114	116	сред.	56	63	116a	сред.	100	102	111	сред.		
K_2O	2,96	6,40	6,30	6,40	5,88	6,30	6,77	6,30	7,84	6,10	6,10	6,10	6,53	7,43	6,30	6,32	6,68	5,66	5,08	5,66	5,47	5,66	5,08	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66
Na_2O	5,01	0,63	1,75	1,75	0,99	1,52	1,33	0,73	7,18	5,92	5,45	5,92	1,33	0,99	1,52	1,33	0,73	1,92	1,92	0,73	0,21	0,21	0,39	0,52	0,37	0,63	0,29	0,42	0,45

Прямое Фурье-преобразование для смешаннослойного минерала обр. 56, насыщенного глицерином, помещено на фиг. 4. Минерал образован слюдястым пакетом 10 Å и монтмориллонитовым 18 Å. Определения количественного соотношения пакетов по относительным высотам пиков rA и rB , rA и rAA (Дьяконов, 1962, 1966) свидетельствуют о том, что пакетов монтмориллонитового типа около 10 или менее 10%. На порошкограмме глинистой фракции обр. 56 виден (см. табл. 3) диоктаэдрический характер смешаннослойного образования. Последнее может быть отнесено к политу типу 1M d . Можно предполагать небольшое содержание слюд политу типа 2M₁ (рефлекс с $d/n = 2,90$ Å).

На дериватограмме (см. фиг. 5) имеется низкотемпературный пик. Вследствие малого количества монтмориллонитовых межслоевых промежутков вторая низкотемпературная реакция не фиксируется. Дегидраксизация минерала, судя по кривым ДТ, ДВ, ТВ, начинается уже с 500°C и дает два значительных максимума при 670 и 850°C, что характерно для гидраксизации трехэтажных слоев, в которых присутствует Fe и Mg.

Определения K_2O во фракции $< 0,001$ мм подтверждают, что смешаннослойные образования содержат мусковитоподобные прослойки ($K_2O = 7,43\%$).

В более проницаемых алевритовых прослоях наиболее интенсивная трансформация пеплового материала завершается образованием в глинистой фракции ассоциации гидрослюда+хлорит. Присутствие данной ассоциации обнаружено во фракции $< 0,001$ мм ограниченного числа образцов метабентонитов из следующих скважин. Эстония: Охесааре — обр. 100 (глубина 298,50—298,51 м), обр. 102 (глубина 311,79—311,81 м), обр. 111 (глубина 369,10—369,12 м); Саастна 361 — обр. 1944 (глубина 28,10—31,20 м); Виртсу 360 — обр. 1951 (глубина 55,8—59,55 м). Литва: Кибартай 29 — обр. 143а (глубина 1224,6—1226,4 м).

Гидрослюда образует здесь целочисленную серию рефлексов, кратную 10 Å. Судя по отношению интенсивностей второго базального рефлекса к таковым первого и третьего, минерал диоктаэдрический, в его структуре присутствует Fe. Порошковая рентгенограмма (см. табл. 3) обнаружила картину диоктаэдрической гидрослюды ($d_{060} = 1,496$ Å) полиморфной модификации 1M d . Судя по наличию слабого рефлекса с $d/n = 2,85$ Å, возможно присутствие небольшого количества кристаллитов модификации 2M₁.

Хлорит в них идентифицируется по рефлексам 14,1; 7,0 Å и др. в воздушно-сухом состоя-

нии и с глицерином. Минерал имеет слабый рефлекс от (003), что свидетельствует о его триоктаэдрическом характере. Это подтверждается и растворением в 10%-ной HCl при нагревании в течение 2 час на водяной бане.

Некоторые структурно-минералогические особенности постседиментационных смешаннослойных образований (типа слюда — монтмориллонит) и гидрослюд из метабентонитов S и O Прибалтики. Изученные нами смешаннослойные образования, к сожалению, пока нельзя было полно сопоставить с аналогичными минералами из разреза Кинекуллы Швеции вследствие отсутствия по ним данных о химическом составе, фазовых превращениях при нагревании и рентгенографических характеристик неориентированных препаратов.

Авторы имели возможность сравнить полученные данные о характере переслаивания пакетов в смешаннослойных образованиях типа слюда — монтмориллонит Прибалтики с аналогичными данными по серии постседиментационных минералов из вулканогенных прослоев С Караганды, детально изученных В. Д. Шутовым и др. (Shutov et al., 1969). В целом смешаннослойные образования из Прибалтики, по-видимому, характеризуются менее развитыми тенденциями к упорядоченному переслаиванию слюдистых и монтмориллонитовых пакетов. Для гидрослюд и смешаннослойных образований с малым содержанием монтмориллонитовых пакетов S—O Прибалтики характерно преобладание политипов 1Md. Лишь в некоторых случаях наблюдались очень слабые рефлексы на рентгенограммах неориентированных препаратов, которые характерны для слюд — гидрослюд политипов 1M и 2M₁. Кроме того, несмотря на значительное количество изученных нами разновозрастных метабентонитов из различных районов Прибалтики, не были встречены смешаннослойные образования с выраженной упорядоченностью по АВ-мотиву и соотношением пакетов 50 : 50. В то же время общий диапазон зафиксированных соотношений изменяется, по крайней мере, в пределах соответственно А : В ≈ 30 : 70 — 90 : 10 и до гидрослюд. Возможно, будущие исследования обнаружат смешаннослойные слюда — монтмориллониты К-ректоритового типа в прибалтийских метабентонитовых прослойках, но несомненно по крайней мере, что К-ректоритовая стадия трансформаций здесь была эфемерной.

Наконец, среди общего числа исследованных нами метабентонитов преобладают образцы (около 40%), смешаннослойная фаза которых характеризуется А : В = 70 : 30 и упорядоченностью типа А²В (типы II, IIa). Широкое распространение смешаннослойных образований данного типа в Прибалтике отражает наличие сходных условий трансформации. В то же время развитие упорядоченности по ААВ-мотиву свидетельствует, по Т. Сато (Sato, 1969), о наибольшей энергетической устойчивости этого типа переслаивания при А : В = 70 : 30.

Что касается гидрослюда, то одна из особенностей постседиментационных их разностей из пород О₂ Прибалтики — несколько повышенное содержание в них Fe. Эта черта гидрослюд уже отмечалась эстонскими геологами (Кальо и др., 1958). Наши данные подтверждают это мнение. Действительно, на рентгеновских дифракционных спектрах всех исследованных нами образцов обнаруживается ослабленное отражение с $d/n = 5,0 \text{ \AA}$, соответствующее (002) диоктаэдрической гидрослюды. Обработка 10%-ной HCl с нагреванием на водяной бане в течение 2 час не сопровождается изменением соотношений интенсивностей d_{001} , d_{002} и d_{003} ; не изменяется также и характер рефлекса от (060). Это, по И. Хаверу и Т. С. Моветту (Hawer, Mowatt, 1966), дает основание считать, что отмеченное понижение интенсивностей d_{002} не связано с присутствием триоктаэдрических и глауконитовых слюдистых компонентов.

Пространственное и стратиграфическое размещение структурных типов метабентонитов и их связь со стадиями формирования вмещающих

пород. Структурные типы метабентонитов распределяются в разрезе О—S Прибалтики своеобразно и несколько неожиданно (см. фиг. 1).

I тип с максимальным количеством набухающих монтмориллонитовых пакетов ($V \approx 70\%$) среди исследованных образцов обнаружен в самых древних отложениях O_2 Латвии в кукрузеском горизонте C_2^{KK} (C_{II}) в скважине Вергале 45 в интервалах 889,65—892,10 (обр. 1927) и 892,10—898,15 м (обр. 1928). Зеленовато-серые или табачно-зеленые тонколистватые известковистые и доломитовые метабентонитовые глины заключены здесь в очень плотных зеленовато-серых известняках.

Близок к нашему типу лишь метабентонит, описанный А. М. Бистром (Byström, 1957) в Швеции также из O_2 нижней части толщи, так называемых нижних хасмпсовых сланцев (зона $4ba'$) на границе с зоной $4a\beta$ ампискового известняка. В Прибалтике, по Р. М. Мянниль (1966), зона $4a\beta$ соответствует также кукрузескому (C_{II}), а низы зоны $4ba'$ идаверескому горизонту. Метабентониты данного структурно-минералогического типа (образцы 1927, 1928 Латвии и Кинекулле-I Швеции) входят в одну структурно-тектоническую Шведско-Латвийскую зону.

Метабентониты O_2 Эстонии, располагающиеся в другом, Прибалтийском, структурно-тектоническом регионе, слагаются III и IV типами с гораздо меньшим (III— $V \approx 20\%$, IV— $V \approx 10\%$) содержанием монтмориллонитовых пакетов.

Метабентониты S Литвы и Латвии в лландовери, венлоке (и даже отчасти верхнем силуре S_2^{gr} , Вергале 45) представлены типом IIa, у которого глинистая фракция слагается каолинитом и смешаннослойным минералом слюда-монтмориллонитового типа с 30% набухающих пакетов.

Тем же типом IIa (отчасти чередующимся с типом III) слагаются метабентониты лландовери и венлока разреза скважины Охесааре, расположенной на о-ве Сааремаа Эстонии, наиболее близкой к латвийской скважине Скрудна 56.

Одновозрастные материковые метабентониты лландовери и венлока характеризуются, как мы видели, иным составом. Они стоят ближе к нижележащим метабентонитам O_2 , так как в них отсутствует каолинит, а смешаннослойный компонент в скважинах Кирикукула и Саастна 361 принадлежит к тому же III типу (с 20% набухающих слоев), а в скважине Нурме—IV типу с еще более низким содержанием монтмориллонитовых пакетов ($V \approx 10\%$).

С чем связана выявленная локализация структурно-минералогических типов метабентонитов? Предположительно можно указать на следующие причины разнообразия типов смешаннослойных минералов и особенностей их локализации: дифференциация пеплового материала по гранулометрическому и химическому составу в процессе его транспортировки (Гущенко, 1965), фациально-палеогеографическая обстановка осадконакопления, постседиментационные изменения и преобразования вулканогенного пеплового материала.

Нам представляется, что фактор дифференциации пеплового материала при транспортировке его от вулканических очагов мог обусловить существенные различия начальных, монтмориллонитовых, членов трансформации, связанные с величиной и топографией изоморфных замещений в трехэтажном слое монтмориллонитов. Это должно было бы в дальнейшем сказаться при прочих равных условиях на способности фиксировать K из окружающей среды в их межслоевых промежутках, однако ввиду интенсивных последующих преобразований витрокластов этот фактор может учитываться лишь предположительно. Влияние фациально-палеогеографической обстановки осадконакопления могло выразиться в следующем.

Как отмечалось ранее, по Р. М. Мяннилю (1966), максимальное развитие метабентонитов в O связано с раннекарадокским этапом развития

Балтийского бассейна (С_{II}—Д_{II}), охватывающим время образования кукрузеского, идаввереского, йыхвыского и кейлаского горизонтов. Этот этап, по Р. М. Мяннилю, характеризуется своеобразным планом тектонических движений, которые обусловили выравнивание дна на значительной площади Средней Прибалтики, формирование Средне-Литовского прогиба, прогибание территории Эстонии и оживление готландского поднятия в середине эпохи. Фациальная зональность осадков этого времени была выражена весьма слабо. Материки поставляли в бассейн мало терригенного материала.

По Б. С. Соколову (1962), отложения О₂ Латвийской зоны (Вергале 45, образцы 1927, 1928), Швеции (разрез Kinnekulle) и Эстонии (Кыргесааре, Виртсу, Хаапсалу) формировались в одной и той же фациальной зоне известково-глинистых осадков. Все это показывает, что фациально-палеогеографическая обстановка О₂ Прибалтики и Скандинавии не способствовала разнообразию типов смешаннослойных минералов и, видимо, не могла обусловить те существенные различия, которые наблюдаются в О₂ Латвии (тип I) и Эстонии (типы III, IV). Иная обстановка существовала в Прибалтике в течение S₁. S материковой части Эстонии, по Л. К. Гайлите и др. (1967), имеет карбонатный тип разреза, слагающийся породами, формировавшимися в сравнительной близости от береговой линии. Но древняя плоская суша, окаймлявшая с севера, востока и юго-востока силурийской морской бассейн, также была сложена карбонатными породами, но ордовикского возраста, размыв которых не мог дать терригенного и глинистого материала.

Синхронные отложения S₁ самой южной части островной Эстонии, Латвии и Литвы представлены иным карбонатно-терригенным типом разреза с более значительным количеством глинистого материала (Пашкевичус, 1963). Л. К. Гайлите и др. (1967) установили, что в нижнесилурийском бассейне Прибалтики, в котором формировались эти породы, наблюдается отчетливое постепенное уменьшение терригенного материала в северном и восточном направлениях. Это дало возможность авторам сделать предположение о привносе его в силурийский морской бассейн с юго-запада с поднятий геосинклинали Польши и Чехословакии. Более грубый песчаный и гравийный материал, видимо, захоронялся в пределах геосинклинали, а глинистый переносился на значительные расстояния и поступал в Прибалтийский платформенный водоём.

Подобная обстановка осадконакопления в S₁ сказалась на распределении типов смешаннослойных образований и сопутствующих минералов.

Так, на фиг. 1 видно, что метабентониты S материковой части Эстонии с карбонатным разрезом и O представлены III и IV типами. В то же время метабентониты S₁ островной части Эстонии, Латвии и Литвы с карбонатно-терригенным типом разреза заметно отличаются от них и характеризуются типом IIa, который сложен каолинитом и смешаннослойным минералом с 30% набухающих монтмориллонитовых слоев. Каолинит метабентонитов типа IIa во фракции <0,001 мм — главный порообразующий минерал. Часть его, несомненно, эпигенетическая, развивающаяся по биотиту, как указывает Э. А. Юргенсон (1966), либо по полевым шпатам, как считает П. П. Лапинскас (1965). По собственным микроскопическим наблюдениям мы полагаем, что здесь имеют место оба процесса. Но в то же время в тех же стратиграфических интервалах мы обнаружили прослой глини чисто каолинитового состава.

Все это заставляет нас связывать подобное распределение структурно-минералогических типов метабентонитов в S₁ непосредственно с изменением обстановки осадконакопления, в частности привносом глинистого каолинитового материала из геосинклинальных областей Польши, Чехословакии или с более близких островных поднятий, которые возникли, по Л. К. Гайлите и др. (1967), в отдельные моменты развития раннесилурийского Прибалтийского бассейна.

Третья причина — постседиментационные изменения и преобразования вулканогенного пеплового материала — была, вероятно, главной в формировании современного структурно-минералогического облика метабентонитов. При этом, поскольку последние не обнаруживают какой-либо связи с глубиной залегания, мы отводим более важную роль в трансформации витрокластов проницаемости родоначальных пепловых пород, за счет которых формировались метабентониты. Дело в том, что нами было подмечено следующее: метабентониты гидрослюдистого состава приурочены к наиболее проницаемым алевритовым прослоям и, наоборот, смешаннослойные образования с максимальным количеством монтмориллонитовых пакетов находятся в самых плотных и крепких карбонатных породах (Латвия, Вергале 45, О₂, образцы 1927, 1928). Механизм этого явления в эпигенезе связан со скоростью миграции в породах интерстиционных вод и интенсивностью высвобождения ими катиона К из терригенных минералов (полевых шпатов, биотитов, мусковитов и т. п.). При более интенсивном высвобождении К и увеличении концентрации его ионов в составе поровых вод он вследствие предпочтительной адсорбции заполняет лабильные межслоевые промежутки в монтмориллонитах или смешаннослойных слюда — монтмориллонитовых образованиях, приводя к увеличению количества слюдистых пакетов. В малопроницаемых, очень крепких, особенно карбонатных породах, когда процесс высвобождения К затруднен, в прослоях метабентонитов происходит как бы запечатывание и сохранение смешаннослойных образований с высоким содержанием набухающих монтмориллонитовых пакетов. Этот процесс играет столь важную роль, что в глинисто-карбонатных толщах в состоянии вызвать аномалии в общей зональности эпигенетической трансформации вулканогенного материала, которая наблюдается в разрезах терригенных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- К а л ь о Д. Л., А а л о э А. О. Краткий обзор силурийских отложений в скважине Охе-сааре (о-в Сааремаа).— Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. Таллин, 1962, т. 10.
- Б р и н д л и Г. В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Г а й л и т е Л. К., Р ы б н и к о в а М. В., У л ь с т Р. Ж. Стратиграфия, фауна и условия образования силурийских пород средней Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967.
- Г р а д у с о в Б. П. Смешаннослойные образования из мусковитового и монтмориллонит-бейделлитового пакетов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10.
- Г у щ е н к о И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
- Д ь я к о н о в Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешаннослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье.— В сб.: Рентгенография минерального сырья, 1962, вып. 1.
- Д ь я к о н о в Ю. С. Структурные особенности смешаннослойных образований, возникающих при адсорбции калия вермикулитами и при выносе его из слюд.— Зап. Всес. минералог. о-ва. Сер. 2, 1966, ч. 95, вып. 6.
- К а л ь о Д. Л., Р ы л ь с о к с А. К., М я н н и л ь Р. М. О сериях прибалтийского ордовика и их значения.— Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-математ. и техн. наук, 1958, т. VII, № 1.
- К а р п и ц к и й В. Я. Основные черты геологического развития Западной Латвии в раннем палеозое.— Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-матем. и техн. наук, 1966, т. 15, № 1.
- Л а п и н с к а с П. П. Метабентониты нижнего силура Литвы.— В кн.: Геология и нефтеносность Южной Прибалтики.— Тр. Ин-та геол. Вильнюс, 1965, вып. 1.
- Д. М. К. М а к Ю э н и др. Смешаннослойные глинистые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- М я н н и л ь Р. М. Ордовикская система.— В кн.: Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин, Изд-во Ин-та геол. АН ЭССР, 1958.
- М я н н и л ь Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, Изд-во Ин-та геол. АН ЭССР, 1966.
- П а ш к е в и ч ю с И. Ю. Стратиграфическая ревизия силурийских карбонатных отложений Южной Прибалтики.— В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, Изд-во Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, 1963.

- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные фазы преобразования андезито-трахитовых туфов в зоне гидротермального, сульфидного оруденения.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Смит Дж. В., Йодер Х. С. Экспериментальные и теоретические исследования полиморфных слюд.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., «Мир», 1965.
- Соколов Б. С. Атлас литолого-палеогеографических карт. М., «Недра», 1962.
- Юргенсон Э. А. Метабентониты Эстонской ССР.— Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. Таллин, 1958, т. 2.
- Юргенсон Э. А. Силурийские метабентониты Эстонской ССР.— В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, Изд-во Ин-та геол. АН ЭССР, 1964.
- Юргенсон Э. А. Литология лlandoверийских отложений Эстонии. Таллин, Изд-во Ин-та геол. АН СССР, 1966.
- Воицек В. Einige Bemerkungen zur Entwicklung der graptolithenfaunen in Mitteldeutschland und Bohem.— Geologie, 1960, Jg. 9, H. 5.
- Бустром А. М. The clay minerals in the ordovician bentonite beds in Billingen, South West Sweden.— Geol. forening. Stockholm. forhandl., 1957. B. 79, H. 1. No. 488.
- Хагеманн Ф., Спелднаес Н. The middle ordovician of the Oslo region, Norway.— Norsk. Geol. tidsskr., 1955, v. 35.
- Хауер Дж., Моватт Т. С. The mineralogy of illites and mixed-layer illite — montmorillonites.— Amer. Mineralogist, 1966, v. 51, No. 5/6.
- Яаниссон В., Скогlund Р. Graptoloids from the Viruan (Ordovician) Dalby and Skagen limestones of Väster Götland.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1963, B. 85.
- Левинсон А. А. Studies in the mica group, relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite series.— Amer. Mineralogist, 1959, v. 38, No. 1.
- Маккензи Р. С. (Ed). The differential thermal investigation of clays. London, 1957.
- Морелли Г. Л., Фавретто Л., Бустром А. М. Determination of the type of stacking in a mixed-layer clay mineral from Kinnekulle.— Clay Minerals, 1967, v. 7, No. 1.
- Рейнольдс Р. С. Jr. Interstratified clay systems; Calculation of the total one-dimensional diffraction function.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 62, No. 5—6.
- Сато М. Interstratified structure with reichweit g-2 and its X-ray diffraction pattern.— Proc. Intern. Clay Conference Tokyo, 1969, v. 1.
- Шутов В. Д., Дрифт В. А., Сахаров В. А. On the mechanism of a postsedimentary transformation of montmorillonite into Hydromica.— Proc. Intern. Clay Conference, Tokyo 1969, v. 1.
- Суйковский З. Les series de szipot dans les Karpates polonaises orientales. Etude geologique et petrographique d'un complex o du flysch. Warszawa, 1938.
- Торслунд Р. The chasmops series of the Kullatorp core.— Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1948, v. 32.
- Вогт Т. The geology of the Holonda-Horg. District, a typé area in the Trondheim region.— Norsk. geol. tidsskr., 1945, v. 25.
- Ваарн В. On the Middle Llandovery of Dalarna.— Int. Geol. Congr. Rep. XXI, Sess. Norden. Part 7. Copenhagen, 1960.
- Йодер Х. S. Experimental studies om micas.— A. synthesis Proc. 6-th Nat. Confer. Clays and Clay minerals. London, 1959.

Геологический институт
Почвенный институт
Москва

Дата поступления
3.IV.1970

К ВОПРОСУ О ВЫЧИСЛЕНИИ ПЕРВИЧНОЙ МОЩНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Л. Л. ХАЙЦЕР

Для вычисления первичной мощности древних осадочных толщ необходимо опираться на закономерности изменения пористости и плотности в разрезах современных и молодых отложений. Предлагается методика вычисления первичной мощности глинистых толщ. Основная идея методики заключается в том, что для вычисления необходимо как бы «растянуть», разуплотнить разрез древней толщи в соответствии с закономерностями изменения плотности осадков, фиксированными в сходном по составу и условиям образования разрезе современных и молодых отложений.

При решении ряда геотектонических вопросов (например, при установлении величины прогибания земной коры за определенный отрезок времени) необходимо вычислить первичную мощность осадочной толщи и оценить степень уплотнения осадков. Под первичной мощностью автор понимает мощность данной осадочной толщи в момент завершения ее накопления. Ясно, что именно первичная мощность толщи (в приведенном понимании этого термина) — основной критерий величины прогибания за время ее накопления.

Одним из первых рассмотрел проблему влияния уплотнения на формирование мощности глинистых толщ А. Б. Ронов (1948, 1949). Он пришел к выводу, что уплотнение глинистых осадков платформ завершается почти полностью в эпоху седиментации рассматриваемого яруса или отдела (т. е. «внутриформационно»), а в геосинклинальных областях послеформационное уплотнение глинистых осадков составляет 15%. Поэтому А. Б. Ронов (1949) считает, что в платформенных условиях мощности ярусов вполне соответствуют величине прогибания земной коры в течение соответствующего времени, а в геосинклинальных условиях величина прогибания на 15% больше мощности яруса или отдела. Идеи А. Б. Ронина полностью сохранили свое влияние в последующие годы (Хаин, 1964). В литературе имеется также ряд работ, в которых на основании отрывочных или неполных данных предлагается количественная оценка степени сокращения мощности некоторых типов осадков при их погружении. Так, сокращение мощности торфяников при их превращении в каменный уголь определяется в 5—10 раз (Наливкин, 1955; Приходько, 1963; Волков, 1964; Зарицкий, 1965), сокращение мощности глинистых осадков при их погружении и превращении в аргиллиты оценивается в 1,5—4 раза (Приходько, 1963; и др.).

В тесной связи с рассматриваемой проблемой находятся работы, посвященные характеристике изменения плотности и пористости осадков и пород (в основном глин) с глубиной (Hedberg, 1926; Вассович, 1960; Вассович, Вычев, 1958; Прозорович, 1960; Мухин, 1965) или под давлением в ходе лабораторного эксперимента (Терцаги, Пэк, 1957; Маслов, 1968; Лемтадзе, 1955; и др.), физико-химической сущности уплотнения (Денисов, Ребиндер, 1946). Способы вычисления первичной мощности,

применимые для некоторых частных типов геологических ситуаций, предложены в работах Д. М. Уэллера (1961), М. С. Бурштара, И. В. Машкова (1963), Ю. В. Мухина (1965). Д. М. Уэллер показал сложность процесса уплотнения и его зависимость от целого ряда факторов; были проведены расчеты уплотнения по гипотетическому сводному разрезу глинистых отложений глубиной до 10 км. Однако предложенные им арифметические приемы расчета степени уплотнения чрезвычайно громоздки и не имеют необходимого математического и физического обоснования. В статье Н. И. Нестерова (1965) сделана попытка (хоть и неудачная, как будет показано ниже) использования приемов интегрирования для расчета уплотнения.

В настоящее время, благодаря накоплению сведений о плотности осадков и пород на различных глубинах, существует возможность уточнить представления по данной проблеме. Для решения задачи вычисления первичной мощности необходимо учесть факт постепенного и закономерного изменения плотности с глубиной в любом «первичном» (в указанном выше значении этого термина) разрезе осадочной толщи. Игнорирование этого факта приводит, в частности, к преувеличенным представлениям о первичной мощности глинистых толщ или торфяников, соответствующих угольным пластам, в особенности — мощным пластам (Волков, 1964). Одно из необходимых условий правильного подхода к решению задачи — реконструкция закономерностей изменения плотности с глубиной в первичном разрезе данного типа толщи. Основным методом познания этих закономерностей является изучение разрезов современных и молодых отложений.

Поскольку физические факторы (сила гравитации и др.), управляющие уплотнением осадков с глубиной, оставались неизменными в течение значительной части геологической истории Земли, можно считать, что закономерности изменения плотности осадков с глубиной остались также постоянными. Поэтому сходные типы современных и древних осадков при прочих равных условиях должны характеризоваться сходными закономерностями изменения плотности с глубиной. Исходя из этого, предлагается основная идея методического подхода к вычислению первичной мощности: необходимо как бы «растянуть», разуплотнить разрез данной толщи в соответствии с закономерностями изменения плотности осадков, фиксированными в сходном по составу и условиям накопления разрезе современных и молодых отложений. Последний приобретает, таким образом, значение «эталонного разреза», с которым отождествляется (в отношении закономерностей изменения плотности с глубиной) разрез древней толщи. Эталонный разрез может быть либо единичным (конкретным), либо усредненным. Поскольку все вычисления проводятся в отношении массы столба осадков или занимаемого ею объема, необходимо знать баланс массы столба осадков в ходе эпигенеза, что невозможно в полной мере при современном состоянии литологических знаний. Поэтому на данном этапе исследования автор принял нижеследующие допущения, позволившие наметить схему методического подхода к решению задачи применительно к глинистым толщам (для которых в литературе имеется сравнительно много данных о плотности на различных глубинах).

1. Физические свойства осадков данной толщи в эпоху ее накопления изменялись с глубиной так же, как это наблюдается в эталонном разрезе.

2. При уплотнении осадков в ходе их погружения перемещение минеральных частиц осадка происходило исключительно в вертикальном направлении; во всяком случае, горизонтальное перемещение частиц было настолько незначительно, что им можно пренебречь.

3. Минеральная часть осадков в столбе определенной площади сечения в первичном разрезе толщи в количественном и качественном отно-

шении равна минеральной массе породы в столбе той же площади сечения после уплотнения.

Второе и третье взаимосвязанные допущения в неявной форме присутствуют в большинстве подсчетов сокращения мощности при уплотнении (Уэллер, 1961; Нестеров, 1965 и др.). В работе Ю. В. Мухина (1965) постоянство объема минерального скелета осадка при уплотнении считается несомненным фактом. Обсудим, в какой мере верны второе и третье допущения. Приемлемость второго допущения более очевидна, так как в породах мы, как правило, не наблюдаем следов существенного горизонтального перемещения минеральных частиц осадка (мы не рассматриваем здесь случаи тектонических пережимов и раздувов слоев, связанные с процессами складкообразования). Отсутствием существенного горизонтального перемещения частиц при гравитационном уплотнении объясняется тот факт, что после уплотнения слои занимают ту же площадь, что и в процессе седиментации. Принимая третий тезис, мы тем самым допускаем, что все изменения, происходящие в осадке при его погружении, сводятся к удалению свободной воды и уменьшению пористости; минеральная же часть осадка не испытывает существенных изменений.

Такое допущение в определенной мере условно и говорит о невозможности на сегодняшний день количественно учесть изменение веса и объема минеральной массы осадка в диагенезе и эпигенезе. Величина происходящей отсюда ошибки в целом возрастает с глубиной погружения толщи. В разрезе мезо-кайнозойских отложений Западной Сибири существенные эпигенетические преобразования глинистых минералов начинаются с глубины 2 км (Перозио, 1967). В разрезе четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага (изученном до глубины 1200 м) отмечены лишь крайне незначительные по масштабам диагенетические преобразования карбонатов, сульфидов, гидроокислов (Постседиментационные..., 1965). А. В. Копелиович, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов (1961) в этом же районе (Апшерон) устанавливают нижнюю границу зоны неизмененного глинистого вещества (зона начального эпигенеза) на глубине 4,5 км. Эти данные дают представление о порядке глубин, в пределах которых ошибка, вытекающая из допущения неизменности минеральной массы осадка, является минимальной.

Определенная поправка в тезис неизменности минеральной массы может быть введена при учете возможности поступления цементирующего материала (карбонатного, кремнеземистого) из вмещающих слоев на стадии диагенеза и эпигенеза или выноса минеральной массы (а также воды, высвобождающейся из минералов при их превращениях) в окружающие слои. В случае глинистых осадков привнос значительных количеств минеральных веществ невозможен в силу малой проницаемости этих осадков, а вынос происходит (Страхов, 1960). Однако масштабы этого явления неизвестны. В частности, неясно, какая часть растворенных в отжимаемой из глин воде минеральных веществ происходит именно за счет терригенного материала, а какая — за счет наддонных вод бассейна.

Нужно подчеркнуть, что вполне точная количественная оценка указанных явлений сейчас невозможна. Невозможно также количественно оценить роль таких факторов уплотнения, как геотермический градиент, время и др.

Наряду с этим следует учитывать, что условием применимости излагаемого метода является сходство эталлонного и данного разрезов в отношении литологического и минерального состава отложений, скорости седиментации, а также отсутствие значительных изменений глубины бассейна при накоплении осадков эталлонного и изучаемого разрезов.

Приняв указанные допущения, можно приближенно вычислить первичную мощность толщи одним из следующих вариантов метода сравнения с эталоном. Варианты можно выделить в зависимости от параметра, по которому ведется расчет: по плотности, по пористости. В первом варианте подсчета необходимо найти, в какой по мощности части эталонного разреза содержится такая же величина минеральной массы, как и в столбе пород изучаемой толщи. Поскольку мы приняли допущение о неизменности минеральной массы столба осадков при его уплотнении, найденная величина мощности части эталонного разреза и будет равна искомой первичной мощности данной толщи. Отсюда вытекает и способ подсчета: суммирование минеральной массы по эталонному разрезу сверху до глубины, на которой будет достигнуто значение, равное минеральной массе столба пород изучаемой толщи. Во втором варианте подсчета (по пористости) аналогичные операции необходимо выполнить в отношении объема минеральной массы столба осадков. Суммирование по эталонному разрезу можно вести либо с помощью интегрирования, либо более упрощенно.

В качестве примера вычислим первичную мощность бельковской свиты артинского возраста, которая в западной части Печорского угольного бассейна имеет мощность около 300 м и состоит из алевроитовых (15—40%) аргиллитов и редких прослоек тонкозернистого песчаника (не более 5%). Удельный вес пород 2,7, влажность в среднем 4% (2—6%), пористость 5%, плотность 2,6, содержание карбонатов от 10—15 до 20—25% в наиболее западных районах, органического вещества ($C_{орг}$) 0,5—0,8%. Аргиллиты состоят главным образом из гидрослюд и минералов группы каолинита. Алевроитовая примесь представлена в основном зернами кварца; в подчиненном количестве содержатся полевые шпаты, обломки кремнисто-глинистых сланцев и т. п. Песчаные и крупноалевритовые прослои относятся к грауваккам и состоят главным образом из обломков кремнисто-глинистых сланцев, кварца, полевых шпатов (5—12%).

В качестве эталонного принят детально изученный до глубины 1200 м разрез четвертичных (включая современные) и плиоценовых отложений Бакинского архипелага (Постседиментационные..., 1965). Этот разрез слагается в основном глинами, содержащими прослои песков и алевролитов. Глины сложены главным образом гидрослюдами и в резко подчиненном количестве — каолинитом, хлоритом, сепиолитом и монтмориллонитом. Алевроитовая примесь состоит в основном из кварца, плагиоклазов, обломков пород: глинистых, карбонатных, эффузивных, кремнистых. В тяжелой фракции (1—1,5% от алевроитовой) основную роль играют: магнетит, ильменит, хлорит, роговая обманка. Карбоната 15—25%, $C_{орг}$ 0,4—0,8%. Удельный вес глинистых пород в среднем 2,77.

Таким образом, в обоих разрезах преобладают глинистые отложения при наличии песчаных прослоев. Глинистый материал сложен в основном гидрослюдами; алевроитовый и песчаный — полимиктовый, приближающийся к типу граувакк. Обе толщи представлены мелководными прибрежно-морскими отложениями, при накоплении которых глубины бассейнов не испытывали крупных изменений. Геотектонические условия седиментации в обоих случаях характеризовались интенсивным погружением субстрата, приведшим к накоплению мощных толщ осадков. Одна из отличительных особенностей разреза Бакинского архипелага — присутствие прослоев ракушников и ряда признаков, связанных с аридным характером климата этого района (выделения гипса и прослои пестроцветных отложений).

Для суммирования массы столба осадков по эталонному разрезу автор использовал следующий упрощенный способ.

Эталонный разрез разбивается на интервалы, в пределах которых плотность и пористость осадка изменяется по прямолинейному закону (или эти изменения с некоторой долей приближения могут быть приняты за прямолинейные). В дальнейшем изложении эти интервалы называются промежутками. Для каждого из таких промежутков массу столба осадков можно вычислить как произведение высоты столба на среднюю плотность осадков. Последняя в данном случае (при условии прямолинейного характера изменения плотности по разрезу промежутка) равна среднему арифметическому двух значений плотности — в начале и в конце промежутка, а также равна значению плотности в его средней точке. Таким образом,

$$m_n = h_n \cdot a_n, \quad (1)$$

где m_n — минеральная масса столба осадков n -го промежутка; h_n — его мощность по разрезу; a_n — плотность скелета осадка (т. е. вес абсолютно сухого вещества в единице объема) в средней точке промежутка.

Минеральная масса столба осадков эталонного разреза будет представлять сумму масс указанных промежутков:

$$M_{\text{эт}} = m_1 + m_2 + \dots + m_n, \quad (2)$$

где $M_{\text{эт}}$ — минеральная масса столба осадков эталонного разреза.

По условию нам нужно получить путем суммирования по указанной выше формуле такое значение $M_{\text{эт}}$, которое равно минеральной массе столба пород данной толщи. Если плотность этих пород не испытывает существенных и закономерных изменений по разрезу, для вычисления массы достаточно взять среднюю плотность пород. В противном случае для вычисления массы столба отложений необходимо расчленить разрез толщи на промежутки или провести вычисление с помощью интегрирования. Суммирование масс промежутков эталонного разреза следует проводить до тех пор, пока суммарная масса не сравняется с минеральной массой отложений данной толщи, т. е. пока не будет достигнуто равенство

$$M_{\text{эт}} = M_{(I)}, \quad (3)$$

где $M_{\text{эт}}$ — минеральная масса столба осадков части эталонного разреза; $M_{(I)}$ — минеральная масса столба осадков данной толщи.

После нахождения искомой массы первичная мощность толщи определяется как сумма мощностей промежутков эталонного разреза, взятых для подбора нужной величины $M_{(I)}$.

$$H = h_1 + h_2 + \dots + h_n, \quad (4)$$

где H — первичная мощность данной толщи.

Проведем конкретный расчет.

Масса столба (площадь сечения 1 см^2) пород бельковской свиты (за вычетом веса воды) составит:

$$M_{(I)} + H_{(I)} \cdot a_{(I)}, \quad (5)$$

где $M_{(I)}$ — масса столба пород (сечением 1 см^2) бельковской свиты (за вычетом естественной влажности); $a_{(I)}$ — плотность пород бельковской свиты. Подставляя в формулу числовые значения, получим:

$$M_{(I)} = 30\,000 \cdot 2,6 = 78 \text{ кг.}$$

Следующий шаг — «набрать» в эталонном разрезе (начиная сверху) минеральную массу глинистых осадков, равную 78—80 кг, и установить мощность соответствующего разреза. Как обосновывалось выше, эта мощность и будет искомой первичной мощностью разреза бельковской

свиты. Эталонный разрез разделяем на ряд промежутков по указанному выше критерию. Выделенные промежутки характеризуются следующими параметрами, взятыми прямо или вычисленными с помощью графиков, приведенных в статьях В. В. Копериной и О. Л. Дворецкой, а также И. Г. Коробановой и др. (Постседиментационные..., 1965).

$$\begin{aligned} h_1 &= 8 \text{ м (интервал глубин 0 — 8 м);} & \alpha_1 &= 1,385 \\ h_2 &= 72 \text{ м (8 — 80 м);} & \alpha_2 &= 1,551 \\ h_3 &= 270 \text{ м (80 — 350 м);} & \alpha_3 &= 1,662 \\ h_4 &= 250 \text{ м (350 — 600 м);} & \alpha_4 &= 1,745 \end{aligned}$$

Масса столба обезвоженных осадков каждого промежутка будет выражаться формулой (1). Подставляя в нее числовые значения, находим:

$$\begin{aligned} m_1 &= h_1 & \alpha_1 &= 800 \cdot 1,385 = 1,1 \text{ кг} \\ m_2 &= h_2 & \alpha_2 &= 7200 \cdot 1,551 = 11,2 \text{ кг} \\ m_3 &= h_3 & \alpha_3 &= 27\,000 \cdot 1,662 = 44,8 \text{ кг} \\ m_4 &= h_4^1 & \alpha_4 &= 11\,960 \cdot 1,745 = 20,9 \text{ кг} \\ M_{\Sigma} &= M_{(1)} & &= 78,0 \text{ кг} \end{aligned}$$

Величину последнего промежутка ($h_4^1 = 119,6 \text{ м}$) находим путем подбора.

Первичная мощность толщи H определяется по формуле (4):

$$H = h_1 + h_2 + h_3 + h_4^1 = 8 + 72 + 270 + 119 = 469 \text{ м.}$$

Таким образом, первичная мощность бельковской свиты приблизительно в 1,5 раза превышала ее современную мощность.

Аналогичный подсчет первичной мощности бельковской свиты можно провести, исходя из сопоставления объемов, занимаемых минеральной массой в столбе осадков эталонного разреза и данной толщи.

Приведенный метод может быть использован и в частном случае, когда вычисляется первичная мощность толщи, являющейся членом эталонного разреза, накопление которого продолжается и сегодня (либо завершилось недавно в геологическом масштабе времени). Здесь эталоном являются верхние слои того же разреза. В этом случае также возможно решение задачи путем суммирования (в частности, интегрирования) минеральной массы (ее веса или объема) по столбу осадков эталонного разреза.

Попытку использовать приемы интегрирования при расчетах величин сокращения первичной мощности (т. е. осадки¹) по эталонному разрезу предпринял Н. И. Нестеров (1965) для разреза мезо-кайнозойских отложений Западной Сибири. Однако расчеты Н. И. Нестерова ошибочны. Дело в том, что в результате недостаточного внимания к физическому смыслу интегрирования по избранным Н. И. Нестеровым формулам, он конструирует в качестве первоначального нереальный разрез с постоянной по разрезу пористостью, равной значению пористости осадка у

¹ Некоторые авторы употребляют в сходном значении термин «усадка» (Волков, 1964; Приходько, 1963 и др.). Однако, с нашей точки зрения, при изучении процессов уплотнения необходимо по возможности придерживаться терминов, разработанных для сходного круга явлений в инженерной геологии (Маслов, 1968). Как известно, «усадкой» в инженерной геологии называют изменение объема образца грунта при высушении. Употребление некоторыми исследователями термина «уплотнение» в значении «сокращение мощности при уплотнении» (Уэллер, 1961; Нестеров, 1965) также неправомерно.

дневной поверхности (0,40, по Н. И. Нестерову). Не разбирая подробно эту ошибку (показывающую скрытые трудности проблемы), приведем лишь следующий пример ее отражения в практических расчетах. По «таблице расчетов уплотнения глинистых пород» Н. И. Нестерова (1965) величина уплотнения толщи, залегающей, например, в интервале 1000—4000 м (мощность 3000 м), составляет $1625-129=1496$ м. Первоначальная мощность этой толщи составит $3000+1496=4496 \approx 4500$ м. Таким образом, получается, что до уплотнения нижняя граница толщи залежала на глубине 4500 м (равной, естественно, величине первоначальной мощности толщи), а после уплотнения — на глубине 4000 м, т. е. оказывается, что подошва толщи поднималась (!) в процессе общего погружения и уплотнения толщи.

Составление таблиц и графиков величин уплотнения и осадки отложений по эталонным разрезам имеет большое значение для решения целого ряда задач. Однако, как отмечено выше, вычисление первичной мощности толщи, входящей в состав эталонного разреза, возможно только при соблюдении условия непрерывности стратиграфического разреза данной толщи и вышележащих отложений вплоть до современных осадков. Смысл этого ограничения состоит в следующем. Для подсчета необходимо иметь непрерывный график изменения пористости (или плотности), начиная с нулевой глубины от поверхности современной седиментации. Это возможно только в случае, если верхним слоем непрерывного разреза являются современные или, по крайней мере, молодые отложения. Условие непрерывности стратиграфического разреза в целом потому необходимо, что в противном случае из колонки выпадают толщи неизвестной мощности и состава; построенный по такому разрезу график изменений плотности не может служить основой для вычисления первичной мощности толщи. Ясно, что в несравненно более общем случае, когда указанные условия не соблюдаются в конкретной геологической ситуации, метод непосредственного интегрирования по разрезу неприменим. Обычная для геологических ситуаций (особенно в складчатых областях) неполнота стратиграфического разреза (не говоря уже о других осложняющих факторах) не позволяет построить необходимый график изменения плотности. Поэтому более универсальным может явиться метод сопоставления с эталонным разрезом, включающим современные и молодые отложения. Однако необходимы специальные исследования баланса массы столба осадков в ходе диагенеза и эпигенеза, а также количественное изучение влияния на уплотнение осадков ряда факторов (скорость седиментации, геотермические условия и т. д.).

Не претендуя на решение сложной проблемы вычисления первичной мощности осадочных толщ, автор стремился в данной статье уточнить методический подход к этой проблеме.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурштар М. О., Машков И. В. Условия образования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков.—Новости нефтяной техники, сер. Геология, № 4, ГОСИНТИ, 1960.
- Вассоевич Н. Б., Вычев Б. Т. О методике определения стратиграфического положения свит по физическим свойствам входящих в их состав глин.—Новости нефтяной техники, сер. Геология, № 8, ГОСИНТИ, 1958.
- Волков В. Н. О возможном сокращении мощностей пластов в ряду торф — антрацит.—Сов. геология, 1964, № 5.
- Денисов Н. Я., Ребиндер П. А. О коллоидно-химической природе связности глинистых пород.—Докл. АН СССР, 1946, т. 54, № 6.
- Зарицкий П. В. О возможности использования конкреций для определения сокращения мощности исходного вещества каменного угля.—Докл. АН СССР, 1963, т. 164, № 3.

- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6.
- Ломтадзе В. Д. Изменение состава, структуры, плотности и связности глин при уплотнении их большими нагрузками.— Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, М., 1955, т. 12.
- Маслов Н. Н. Основы механики грунтов и инженерной геологии. М., «Высшая школа», 1968.
- Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. т. I.— М.—Л. Изд-во АН СССР, 1965.
- Нестеров Н. И. Уплотнение глинистых пород.— Сов. геология, 1965, № 12.
- Перозио Г. И. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности.— В сб.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., «Наука», 1967.
- Приходько Ю. Н. Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Итинском каменноугольном месторождении.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 2.
- Прозорович Э. А. Плотность и пористость глинистых пород в различном состоянии их влажности.— Геол. нефти и газа, 1960, № 2.
- Ронов А. Б. Уплотнение осадков и точность методов изучения истории колебательных движений земной коры.— Докл. АН СССР, 1948, т. 62, № 5.
- Ронов А. Б. Объемный метод изучения колебательных движений земной коры в применении к истории колебательных движений Европейской части СССР.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 1.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1.— М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. (ред.). Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1965, в. 115.
- Терцаги К., Пэк Р. Механика грунтов в инженерной практике.— М., Гостоптехиздат, 1957.
- Уэллер Д. М. Уплотнение осадков.— В сб.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Гостоптехиздат, М., 1961.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1961.
- Hedberg H. D. The effect of Gravitational Compaction on the Structure of Sedimentary Rocks. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1926, № 10.

Комплексная геологоразведочная экспедиция
Воркута

Дата поступления
23.XI.1968

УДК 553.31 (477.63)

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ОСТАТОЧНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ КРИВОГО РОГА

В. М. КРАВЧЕНКО

Главными процессами формирования остаточных руд Криворожского бассейна являются окисление рудных минералов и выщелачивание кремнезема, что привело к возникновению руд с высокой пористостью. Последующие эпигенетические изменения сводятся к цементации пористых руд гипергенными минералами, вымыву частиц органического происхождения (микроспоры, водоросли), литостатическому и динамическому сжатию при тектонических подвижках.

Главные процессы формирования остаточных руд Криворожского бассейна — окисление рудных минералов и выщелачивание SiO_2 , после чего возникли руды с высокой пористостью. Большая продолжительность и сложность последующего геологического развития бассейна привели к эпигенетическим изменениям основных свойств остаточных руд, что обусловлено процессами цементации пористых руд гипергенными минералами литостатического и динамического сжатия при тектонических подвижках, вымывом частиц органического происхождения.

Возраст остаточных гематитовых руд глубинных зон гипергенеза (Дмитриев, Кравченко, 1965) Саксаганской синклинали Криворожского бассейна датируется верхним протерозоем — рифеем (Белевцев, 1959). Большая продолжительность и сложность последующего геологического развития привели к существенным изменениям некоторых свойств остаточных руд. Главными и по существу завершающими их формирование являются процессы окисления рудных минералов и выщелачивания SiO_2 , приводящие к образованию руд высокой пористости (24—35%). Ниже рассмотрены эпигенетические изменения минерального и химического состава, физических и других свойств остаточных руд, проявившиеся после выщелачивания без разделения таких изменений по этапам и стадиям преобразования глубинной коры выветривания.

Эпигенетические явления наиболее отчетливо выражены в маритовых рудах, вследствие простоты их минерального состава. Такие руды наиболее распространены, слагают залежи основных рудоносных горизонтов $\text{K}_2^{5\text{ж}}$ и $\text{K}_2^{6\text{ж}}$ и состоят из перемежающихся мелкопористых поперечнотрещиноватых слоев маргита и железной слюдки мощностью 1—5 м. Высокая степень выщелачивания обусловила почти полное отсутствие минералов-примесей (Fe 69—70%, что соответствует 98,5—100% гематита), слабую связь рудных зерен и, вследствие этого, низкую крепость руд ($f = 0,5—1,5$ балла, по Протодьяконову). Практически — это полурыхлые образования.

Основные свойства типичных остаточных руд, наблюдающиеся на сравнительно небольшой глубине и в спокойной тектонической обстановке, приведены в табл. 1. На любых глубинах, вскрытых разведочными скважинами (от поверхности коры выветривания до 2000 м), и по про-

Таблица 1

Изменения физических свойств и химического состава маритовых руд под влиянием динамического, литостатического сжатия и цементации

Разновидности маритовых руд	Причины изменения руд	Геологические условия и глубина отбора образцов	Число образцов	Химический состав, в.с. %					Физические свойства				
				Fe	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	крепость, по Протодьяконову (баллы)	удельный вес	объемный вес	общая пористость, %	потенциальная общая пористость, %
Пористые полурыхлые руды	Литостатическое сжатие (наименее изменены)	Из шахтного поля без разрывных нарушений (рудоуправление им. Р. Люксембург, горизонт 472 м)	11	68,8	97,84	0,43	0,93	0,77	0,5—1,5	5,12	3,36	34,4	36,3
	Динамическое сжатие при тектонических подвижках	Из шахтного поля, нарушенного Диагональным надвигом (шахта «Октябрьская», горизонты 587, 660 м)	18	68,8	98,17	0,21	1,12	0,28	0,5—1,5	5,11	3,59	29,8	31,1
		Из шахтного поля, нарушенного Саксаганским надвигом (шахта им. С. М. Кирова, горизонт 400—502 м)	23	69,2	98,42	0,52	0,99	0,41	0,5—1,5	5,14	3,80	26,1	27,61
	Литостатическое сжатие	300—660 м 700—1000 м 1000—1500 м 1500—2000 м	65 11 66 16	68,9 68,5 68,7 68,8	98,0 97,6 97,98 97,96	0,51 0,33 0,25 0,41	1,12 1,35 0,98 1,20	0,38 0,15 0,42 0,20	0,5—1,5 0,5—1,5 0,5—1,5 0,5—1,5	5,12 5,14 5,14 5,12	3,64 3,70 3,80 3,91	28,9 28,0 26,1 23,6	30,6 29,7 27,6 25,2
Плотные крепкие руды	Цементация	Из зоны окварцевания	14	57,4	81,71	0,36	17,49	0,41	12—16	4,45	4,1	7,8	—
		Из зоны цементации микропластинчатым гематитом	1	67,1	95,4	0,54	1,36	1,14	16	5,18	4,75	8,3	—
		Из зоны гетитизации	1	67,3	95,88	0,35	—	—	16	4,67	4,46	4,5	—
		«Богатые» железистые кварциты из шахт им. С. М. Кирова и им. Ф. А. Артема, горизонт 400—502 м	5	54,4	77,0	0,76	21,91	0,33	10—14	4,54	3,97	7,7	39,3

стиранию Саксаганской синклинали пористые полурыхлые маритовые руды с подобными свойствами составляют не менее 70% площади рудных залежей горизонтов $K_2^{5ж}$ и $K_2^{6ж}$. Это позволяет проследить изменения отмеченных свойств в горизонтальном и вертикальном направлениях.

Наиболее существенные процессы изменения остаточных руд — заполнение пор и трещинок новообразованными гипергенными минералами (Кравченко, Дмитриев, 1963, 1965, 1967). Эпигенетические минералы цементировали остаточные руды. Часть из них (цементационный кварц, микропластинчатый гематит, хлорит, каолинит, апатит) образовалась на заключительной стадии формирования глубинных зон гипергенеза и распространяется на глубину до 2000 м и более. Остальные цементационные минералы (гетит, сидерит, пирит, марказит) — продукты кор выветривания, наложенные на глубинную кору, и потому встречаются выше (до 500—1000 м).

Наиболее распространена и интенсивно выражена цементация остаточных руд кварцем, микропластинчатым гематитом и гетитом, остальные минералы — в резко подчиненной роли. Во всех случаях она снижает общую пористость руд: при слабо выраженном процессе с 24—35 до 15—20%, при интенсивном — до 1—5% с образованием плотных руд. Крепость остаточных руд при этом возрастает до 14—18 баллов в плотных рудах, ввиду прочного срастания цементационных минералов с остаточным рудным каркасом. Исключение составляют руды с хлоритовым, каолинитовым и другим силикатным цементом, который прочных срастаний не образует. В зависимости от минерального состава цемента изменяются также содержание Fe, объемный и удельный вес руд (см. табл. 1).

Интенсивность процессов цементации позволяет косвенно оценить величину эффективной пористости остаточных руд, прямые определения которой не проводились. В самом деле, отложение наложившихся цементационных минералов возможно только в тех порах и трещинках руд, которые сообщаются друг с другом в пространстве. Поскольку при цементации руд общая их пористость снижается с 34,4 до 4,5—8,6% (см. табл. 1), то логично считать, что разница между исходной и конечной пористостью (29,9—25,8%) отвечает величине эффективной пористости остаточных руд (во всяком случае, не меньше этой величины). Таким образом, процессы цементации резко снижают эффективную пористость остаточных руд, составляющую не менее 75—87% общего объема пор.

Наряду с химической (минеральной) цементацией несомненный интерес представляет отложение в порах и трещинках остаточных руд механических органогенных частиц наземного и морского происхождения, вымытых метеорными водами. Ранее отмечались факты переноса гипергенными растворами микроспор визейского возраста на глубину более 800 м (Кравченко, Тетерюк, 1965). В последнее время автором совместно с В. К. Тетерюком в остаточных рудах обнаружены микроспоры Mz — Kz (глубина 20—70 м) и водоросли P Cm (?) — Pz₁ типа *Leiomarginata simplex* Naum. (глубина 1500—2000 м). Эти находки указывают на большую глубину миграции метеорных вод и позволяют оценить относительный возраст процессов формирования и омоложения глубинных зон гипергенеза (Шатский, 1957; Логвиненко, 1963; Кравченко, Тетерюк, 1970).

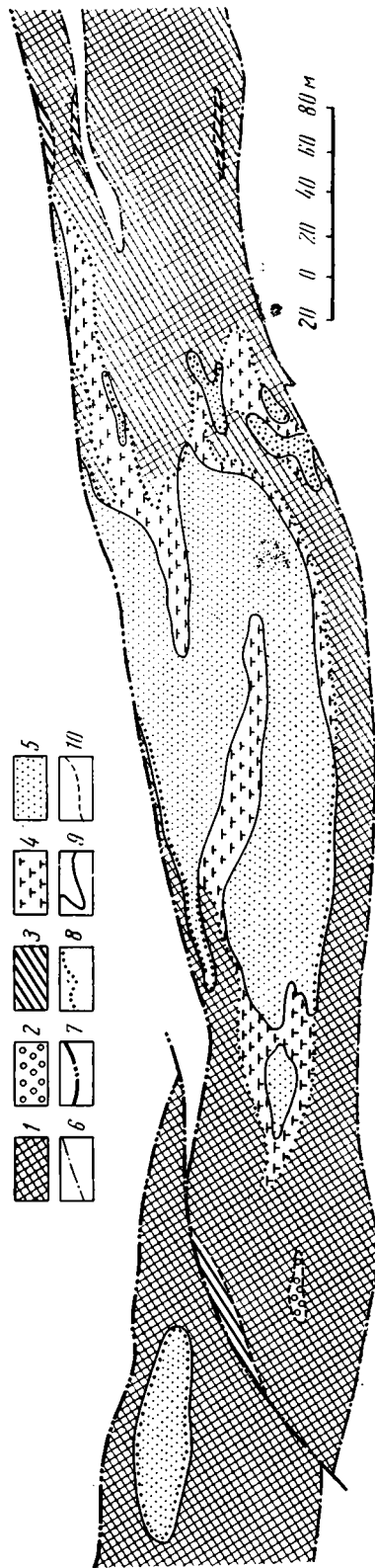
Цементированные остаточные руды развиваются среди пористых полурыхлых руд, но нигде не распространяются на всю мощность рудных тел, т. е. на любой глубине, независимо от распространения цементационной минерализации, присутствуют и пористые полурыхлые руды, совершенно лишённые цементационных минералов. В связи с этим только процессами цементации нельзя объяснить наблюдающиеся изменения пористости маритовых руд с глубиной и по простиранию Саксаганской синклинали. Объяснение следует искать в неодинаковом по простиранию синклинали динамическом сжатии залежей остаточных руд под влиянием

поздних тектонических подвижек и в равномерно возрастающей с глубиной литостатической нагрузке.

Прежде чем перейти к количественной оценке изменения физических свойств под влиянием этих причин, необходимо установить величину первоначальной пористости остаточных руд. Очевидно, она определена особенностями исходных железисто-кремнистых пород, из которых сформировались остаточные руды.

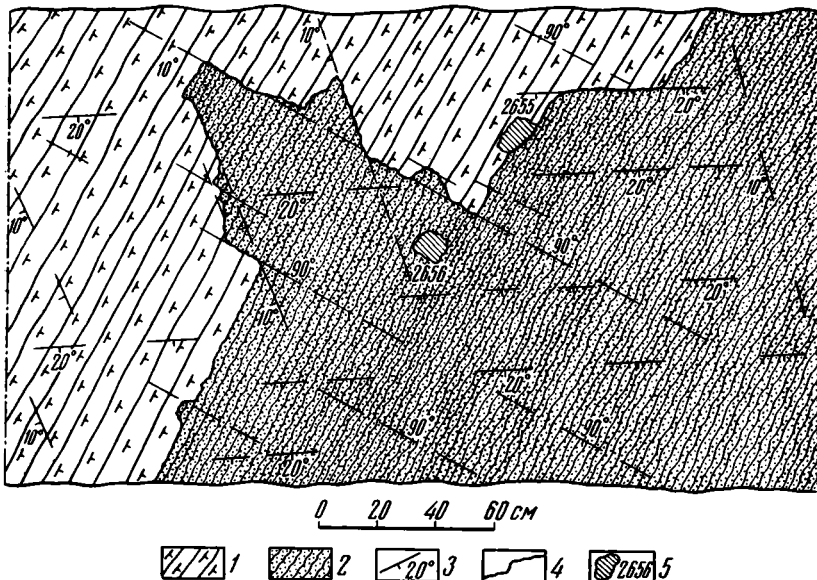
Топоминералогическое картирование залежей основного рудоносного горизонта $K_2^{5ж}$ и исследование контактных взаимоотношений пористых мартитовых руд с вмещающими тонкополосчатыми железистыми кварцитами показывает, что наиболее богатые и распространенные разновидности пористых руд возникли на месте своеобразной разновидности «богатых» железистых кварцитов с содержанием Fe 52,5—56,3%, а не из обычных железистых кварцитов со средним его содержанием 38—40%. Только около 10% пористых остаточных руд (маршалит-мартитовые с содержанием Fe 50—58%) образовано из обычных железистых кварцитов, как и в площадной коре выветривания месторождений КМА (Кравченко, 1968).

«Богатые» железистые кварциты (по сути, плотные кварц-мартитовые богатые руды) состоят из кварц-мартитовых и кварц-железнодорожных «рудных» слоев, имеют отчетливо-полосчатую текстуру, низкую пористость и крепость (пористость 2,3—9,7, в среднем 7,7%; крепость 10—14 баллов). Кварц обладает микрогранобластовой, мозаичной структурой. Основ-



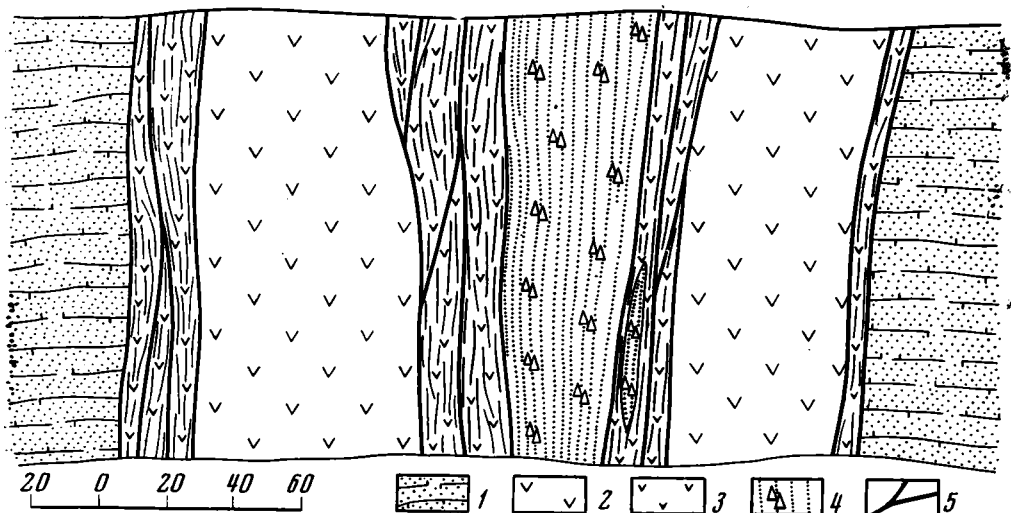
Фиг. 1. Топоминералогический план залежи «Объединенная» ($K_2^{5ж}$) на горизонте 502 м рудника им. С. М. Кирова

Пористые полурыхлые руды: 1 — мартитовые (Fe 62—70%); 2 — маршалит-мартитовые (Fe 46—56%); плотные крепкие богатые руды и вмещающие породы: 3 — мартитовые руды с цементационным тематитом, 4 — кварц-мартитовые руды («богатые» железистые кварциты, Fe — 46—56%), 5 — железистые кварциты (Fe 38—40%); контакты: 6 — стратиграфический, 7 — тектонический, 8 — выщелоченных высокопористых и плотных пород и руд, 9 — богатых руд и железистых кварцитов, 10 — разновидностей богатых руд



Фиг. 2. «Трещинный» контакт плотных кварц-мартитовых руд («богатых» железистых кварцитов) с пористой полурыхлой мергитовой рудой

1 — плотная кварц-мартитовая руда; 2 — пористая рыхлая мартитовая руда; 3 — следы и углы падения трещин отдельности; 4 — поверхность контакта плотных и высокопористых руд; 5 — места отбора образцов. (Зарисовка стенки орта 219 на горизонте 290 м шахты «Саксагань»)



Фиг. 3. Линзы брекчированной спрессованной мартитовой руды в дайке выветренного диабазы, секущего залежь пористых полурыхлых мартитовых руд

1 — руда мартитовая пористая полосчатая; 2 — плотный диабаз; 3 — расланцованный диабаз; 4 — руда мартитовая брекчированная спрессованная (низкой пористости); 5 — поверхности скольжения (зарисовка стенки штрека из орта 41 на горизонте 318 м шахты «Центральная» Рудоуправления им. М. В. Фрунзе; залежь «V Северная»)

ное отличие таких железистых кварцитов от обычных заключается в полном отсутствии безрудных кварцевых прослоев, чем обусловлено высокое содержание Fe и повышенный удельный (4,48—4,61) и объемный (3,84—4,01) вес.

К такому заключению приводит анализ топоминералогических планов (фиг. 1) и разрезов залежей, на которых видно, что «богатые» железистые кварциты образуют прерывистую реликтовую оторочку вдоль контакта пористых полурыхлых руд и нормальных железистых кварцитов. Поверхность контакта плотных богатых железистых кварцитов с пористыми рудами имеет прямолинейно-ломаный контур, обусловленный пересекающимися трещинами отдельности (фиг. 2). Содержание Fe в пористой руде возрастает до 68—70% против 52—56% в железистом кварците только за счет почти полного выщелачивания микрогранобластового кварца, что приводит к резкому возрастанию пористости (с 7,7 до 24—35%). При этом объем пород практически не изменяется, на что указывают измерения мощности пачек элементарных прослоев шириной 0,3—0,5 м, переходящих вдоль слоистости из плотного богатого железистого кварцита в пористую руду (см. фиг. 2).

Сокращение объема пород на 20—40% происходит на контакте плотных нормальных и «богатых» железистых кварцитов и не сопровождается изменением пористости и крепости пород. Поэтому оно не имеет отношения к гипергенному выщелачиванию.

Средние показатели химического состава и физических свойств «богатых» железистых кварцитов, исходных для образования пористых полурыхлых мартитовых руд, рассчитаны на основании анализа 5 типичных образцов этих пород и положены в основу последующих сопоставлений и расчетов (см. табл. 1).

Для определения величины общей пористости мартитовых руд K_{Π} (потенциальная пористость), которую можно достичь при условии полного выщелачивания нерудных минералов из богатых железистых кварцитов с сохранением их объема, использованы специально выведенные формулы:

$$K_{\Pi} = \frac{\gamma_{\Pi} - \delta_{\Pi}}{\gamma_{\Pi}} \cdot 100, \quad (I)$$

где K_{Π} — потенциальная общая пористость богатого железистого кварцита; γ_{Π} — потенциальный удельный вес богатого железистого кварцита при условии полного удаления нерудных минералов (кварца, каолинита); δ_{Π} — потенциальный объемный вес остаточной руды (при том же условии).

$$\gamma_{\Pi} = \frac{\gamma \cdot 100 - \Sigma \cdot 2,63}{100 - \Sigma}, \quad (II)$$

где γ — удельный вес богатого железистого кварцита;

Σ — сумма весовых процентов SiO_2 и Al_2O_3 , слагающих нерудные минералы; 2,63 — удельный вес кварца и каолинита.

$$\delta_{\Pi} = \frac{\delta \cdot (100 - \Sigma)}{100}, \quad (III)$$

где δ — объемный вес богатого железистого кварцита.

Средняя величина $K_{\Pi} = 39,3\%$. Поскольку в пористых полурыхлых мартитовых рудах всегда некоторая часть объема занята нерудными минералами-примесями (кварц и каолинит), то с этой величиной следует сравнивать также потенциальную, а не фактическую пористость остаточных руд. Это значение потенциальной пористости богатых железистых

кварцитов близко к средней потенциальной пористости наименее измененных литостатическим и динамическим сжатием мартитовых руд (36,3%), отобранных в залежи «Северная» рудоуправления им. Р. Люксембург на горизонте 472 м, вдали от разрывных нарушений, что указывает на почти полное совпадение расчетной величины с фактической. Небольшая разница между ними (3%) объясняется, по-видимому, заметным литостатическим сжатием руд на этой глубине.

Для количественной оценки влияния динамического и литостатического сжатия на физические свойства руд исследовано 186 образцов наиболее рыхлых ($f = 0,5—1,5$ балла) пористых мартитовых руд, макроскопически свободных от примеси остаточных нерудных минералов и совершенно лишенных признаков цементационной минерализации. Все образцы отобраны из залежей стратиграфического горизонта $K_2^{5ж}$ в интэрвале глубин 300—2100 м почти на всем простирании Саксаганской синклинали (от рудника им. Ф. Э. Дзержинского до рудника им. Р. Люксембург). В процессе отбора учтена сложность геологического строения шахтных полей (наличие или отсутствие разрывных нарушений).

В образцах определено содержание основных компонентов, сумма которых близка к 100% (Fe_2O_3 , FeO , SiO_2 и Al_2O_3), и $Fe_{общ}$, коэффициент крепости, удельный (γ) и объемный (δ) веса. На основании этих определений рассчитана фактическая и потенциальная пористость. Результаты определений и расчетов сгруппированы по глубине отбора и степени нарушенности шахтных полей крупными надвигами и сведены в табл. 1. Анализ таблицы позволяет оценить влияние динамического и литостатического сжатия на пористость и объемный вес остаточных руд.

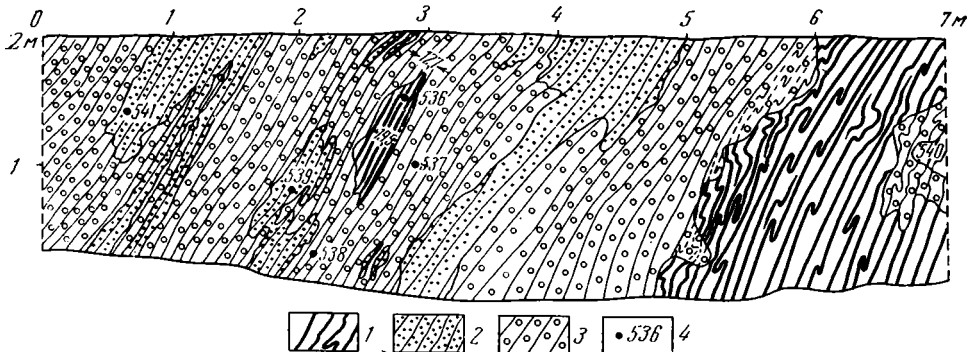
Вероятность динамического сжатия крупных блоков остаточных руд и вмещающих пород в процессе омоложения разрывных нарушений шахтных полей определяется рядом косвенных соображений и подтверждается прямыми наблюдениями.

После формирования глубинной коры выветривания, начиная с Pz, в кристаллическом фундаменте Криворожского бассейна происходили тектонические подвижки. На это указывают крупные складчатые и разрывные смещения в толще отложений С близлежащего Западного Донбасса, обусловленные блоковыми перемещениями кристаллического фундамента (Абаянцев, 1958; Алымов, 1965). В районе Кривого Рога такие подвижки происходили и в Тг, что привело к появлению разрывов и вертикальных перемещений по ним в покровных отложениях Ng (Матвиенко, 1961).

Омоложение разрывных нарушений в залежах остаточных руд после образования коры выветривания подтверждается брекчиями и линзами спрессованных мартитовых руд у поверхностей скольжения и в тектонической глинке Диагонального надвига на руднике им. Коминтерна, а также в дайках диабазы, секущих рудные тела, на руднике им. М. В. Фрунзе (фиг. 3). Микробрекчиевая текстура и низкая пористость обломков и линз рудных брекчий (при отсутствии в них цементационных материалов) не позволяет считать, что образование брекчий произошло до формирования коры выветривания.

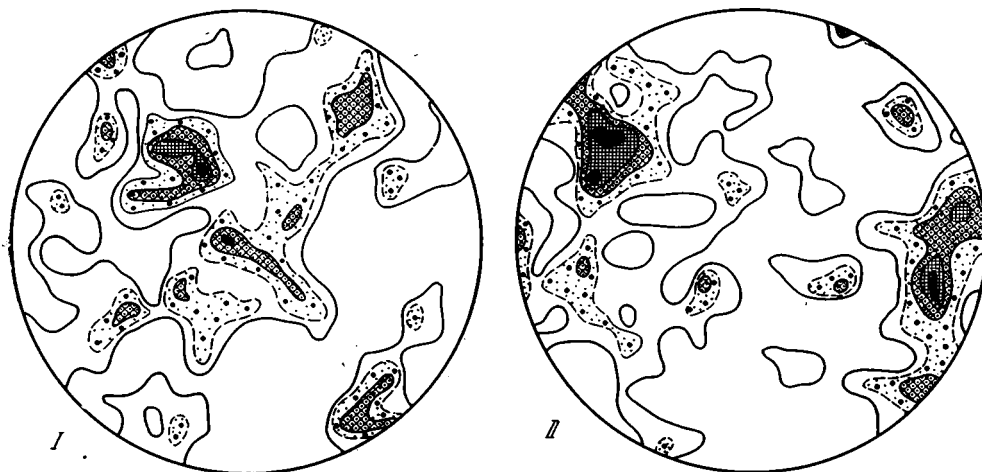
Перечисленные соображения и факты побуждают искать прямые следы динамического сжатия в остаточных рудах.

В плотных цементационных (окварцованных) рудах, способных воспринимать динамическую нагрузку без изменения объема, такие напряжения приводят к дерекристаллизации халцедоновидного цементационного кварца ранней генерации в более крупнозернистый «пойкилитовый» кварц второй генерации со структурой цемента прорастания, которая в большой мере может быть названа и пойкилобластовой. Такой кварц приобретает отчетливую ориентировку типа «S»-тектонита, резко отличную от ориентировки метаморфического микрогранобластового кварца во вмещающих железистых роговиках (Кравченко, 1967).



Фиг. 4. Контакт плотных мартитовых железистых кварцитов пористых, рыхлых и плотных окварцованных мартитовых руд

1 — плотный мартитовый железистый кварцит; 2 — пористая рыхлая мартитовая руда; 3 — плотная окварцованная мартитовая руда; 4 — места отбора и ориентированных образцов. На третьем метре виден останец (будина) плотного мартитового железистого кварцита в окварцованной руде (зарисовка стенки орта 29 на горизонте 607 м шахты им. С. Орджоникидзе; залежь «Основная» карьера «1»)



Фиг. 5. Диаграммы оптической ориентировки (к зарисовке на фиг. 4)

I — микрогранобластовый кварц в мартитовом кварците (образец и шлиф № 536; 293 замера; изолинии через 1—1,5—2—2,5—3% и более). II — пойкилобластовый цементационный кварц в окварцованной мартитовой руде (образец и шлиф № 538, 289 замеров, изолинии 1—1,5—2—2,5—3% и более). Ориентировка обоих шлифов одинакова

Это установлено сравнением оптической ориентировки микрогранобластового кварца в мартитовом роговике (обр. 536) и пойкилобластового («пойкилитового») цементационного кварца в окварцованной руде (обр. 538). Места отбора образцов показаны на фиг. 4, диаграммы оптической ориентировки кварца приведены на фиг. 5.

Пористые полурыхлые руды не способны оказать сопротивление динамическим нагрузкам и реагируют на них сокращением объема пор на 4,5—8% при соответствующем повышении объемного веса с 3,36 до 3,8. Этот вывод следует из табл. 1, в которой сопоставляются физические свойства пористых полурыхлых мартитовых руд с одинаковыми химическим составом, крепостью и удельным весом, но отобранных в разных тектонических условиях по простиранию Саксаганской синклинали (вблизи и в стороне от разрывных нарушений). Примерно одинаковая глубина отбора сопоставляемых образцов (400—660 м) исключает влияние литостатического сжатия при объяснении установленных изменений.

Весьма спорным представлялся вопрос о влиянии на остаточные руды литостатического сжатия. В породах средней свиты криворожской серии,

сложной в основном железистыми кварцитами с объемным весом 3,2 (Тохтуев и др., 1962), литостатическое сжатие возрастает на 160 кг/см² на каждые 500 м и должно составлять 160 кг/см² на глубине 500 м, 320 кг/см² на 1000 м, 640 кг/см² на 2000 м и т. д. Коэффициент крепости пористых остаточных руд 0,5—1,5 балла, что соответствует временному сопротивлению сжатию $\sigma=50-150$ кг/см² ($f=0,1$ σ). Таким образом, влияние литостатической нагрузки должно привести к изменению объема пор, начиная с глубины 150—500 м.

Это подтверждается при сопоставлении средней пористости остаточных маритовых руд с одинаковыми химическим составом, крепостью и удельным весом, но отобранных на разной глубине от 300 до 2000 м (см. табл. 1). Во всех исследованных образцах цементационных минералов нет. Из таблицы следует, что с глубиной пористость руд снижается, объемный вес возрастает, а ориентировочный градиент потери объема пор, рассчитанный по фактической и потенциальной пористости, 1,2—2,5% (в среднем 2,02%) на каждые 500 м.

Описанные эпигенетические явления в остаточных рудах глубинных зон гипергенеза (цементация, литостатическое и динамическое сжатие) можно использовать для решения некоторых генетических вопросов и практических задач. Так, не вызывает сомнения, что за длительную историю континентального периода развития района после формирования глубинной коры выветривания она была в значительной степени размыва. Установленные градиенты литостатического сжатия и потери объема пор позволяют оценить примерную глубину эрозионного среза коры выветривания.

Для расчета приняты следующие величины. Исходная пористость остаточных руд равна, очевидно, потенциальной пористости «богатых» железистых кварцитов, из которых они образованы, $K_n=39,3\%$. Потенциальная пористость наименее измененных литостатическим сжатием маритовых руд составляет 36,3% на глубине 472 м (см. табл. 1). Градиент литостатического сжатия около 100 кг/см² на 300 м. Средний градиент потери объема пор равен 2,02% на каждые 500 м, или 1,2% на 300 м. Коэффициент крепости пористых полурыхлых руд $f=1$ баллу (временное сопротивление сжатию $\sigma=100$ кг/см²). Перечисленные величины использованы при составлении табл. 2.

Из табл. 2 следует, что потенциальная пористость остаточных полурыхлых руд 36,3%, наблюдаемая при современном эрозионном срезе коры выветривания на глубине 472 м, соответствует начальной глубине 1050 м. Аналогичный расчет для коэффициентов крепости остаточных руд 0,5 и 1,5 балла приводит соответственно к глубинам 900 и 1200 м. Это показывает, что глубинные зоны гипергенеза Саксаганской синклинали размывы на глубину около 450—700 м, и подтверждает сделанный ранее вывод об их формировании в условиях горного рельефа (Дмитриев, Кравченко, 1965).

Таблица 2

Определение эрозионного среза глубинной коры выветривания

Фактические данные (после размыва)			Расчетные данные (до размыва)		
потенциальная пористость, %	литостатическое давление, кг/см ²	глубина, м	глубина, м	литостатическое давление, кг/см ²	потенциальная пористость, %
—	—	—	0	0	39,3
—	—	—	300	100	39,3
—	0	0	600	200	38,1
—	100	300	900	300	36,9
36,3	160	472	1050	350	36,3
—	—	—	1200	400	35,7

Одно из практических следствий литостатического сжатия остаточных руд — повышение их объемного веса с глубиной, что необходимо учитывать при подсчете запасов богатых руд. Большое значение имеет также исследование процессов цементации остаточных руд, поскольку в ряде случаев (при цементации гетитом, сидеритом, пластинчатым гематитом) они приводят к возникновению высокосортных мартеновских руд, обладающих хорошей кусковатостью при высоком содержании Fe.

Рассмотренные эпигенетические явления представляют интерес и для других аналогичных месторождений Русской платформы — КМА, Кременчугского и Белозерского рудных районов УССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Аб а я н ц е в А. С. Тектоника Новомосковско-Межевского района Западного Донбасса. Изд. ДГИ, 1958, т. XXXV (Геология месторождений).
- А л ы м о в Д. Ф. Тектоника и магматизм зоны сочленения Западного Донбасса и Украинского кристаллического щита.— Изв. ДГИ, 1965, т. XLVI (Геология, геофизика и гидрогеология).
- Б е л е в ц е в Я. Н. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд-во АН УССР, 1959.
- Д м и т р и е в Э. В., К р а в ч е н к о В. М. Процессы глубинного выветривания и зональность их появления в Саксаганском районе Кривого Рога.— Геол. рудн. месторожд., 1965, т. № 5.
- К р а в ч е н к о В. М. Первичные метаморфические руды Саксаганской синклинали Криворожского бассейна.— Геол. ж., 1968, т. 28, вып. 2.
- К р а в ч е н к о В. М., Д м и т р и е в Э. В. Массивна цементацияна гематито-мартитова руда з синклинальної частини Саксаганського району в Кривому Розі.— Геологічн. ж., 1963, т. 23, № 6.
- К р а в ч е н к о В. М., Д м и т р и е в Э. В. Цементационное окварцевание в зонах глубинного гипергенеза Саксаганской синклинали Кривого Рога. В сб.: Кора выветривания. «Наука», 1967, вып. 8.
- К р а в ч е н к о В. М., Т е т е р ю к В. К. Микроспоры в остаточных железных рудах Криворожского и Белозерского месторождений УССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965, № 7.
- К р а в ч е н к о В. М., Т е т е р ю к В. К. Возраст древних кор выветривания железорудных месторождений Украинского щита и Воронежской антеклизы по данным спорово-пыльцевого анализа.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4.
- П л о г в и н е н к о Н. В. О распространении древних кор выветривания на юге Европейской части СССР.— В сб. Кора выветривания, Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5.
- М а т в и е н к о Е. М. Тектонические нарушения третичного периода на территории Украинского кристаллического массива.— Сов. геология, 1961, № 1.
- Т о х т у е в Г. В., Б о р и с е н к о В. Г., Т и т л я н о в А. А. Физико-механические свойства горных пород Кривбасса. Киев, Гостехиздат УССР, 1962.
- Ш а т с к и й Н. С. К вопросу о палеозойских спорах в криворожской серии Украинского докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4.

Институт минеральных ресурсов
Днепропетровск

Дата поступления
28.III.1967

УДК 549.903.1 : 552.52.548.74 : 538 : 553.981/982. (571.1)

**О СЕПАРАЦИИ И ЭЛЕКТРОНОГРАФИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ
ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

И. Н. УШАТИНСКИЙ, П. К. БАБИЦЫН

Приводятся данные о сепарации глинистых минералов при отмучивании в воде и с помощью изодинамического магнитного сепаратора СИМ-1 и результаты электронографического исследования отдельных минералов в связи с их генезисом.

В Западно-Сибирской низменности (ЗСН) изучение минерального состава глинистого материала нефтегазоносных отложений тесно связано с оценкой качества коллекторов и экранирующей способности их перекрытий, что существенно определяет возможность образования, сохранности и закономерности локализации залежей нефти и газа. Это важно и при выяснении литологических критериев нефтегазоносности, а также для выбора условий эксплуатации месторождений указанных полезных ископаемых. Однако изучение минералогии глин наталкивается на ряд трудностей. Глинистый материал чаще всего имеет сложный полиминеральный состав. Выделение отдельных глинистых минералов из смеси представляет собой сложную и почти нерешенную проблему. Положение усугубляется близкими физико-химическими свойствами и структурными особенностями этих минералов. Разработанные для сепарации минералов приборы и методы в большинстве случаев практически пригодны лишь для разделения сравнительно крупнозернистых неглинистых минералов. В то же время для точного определения и изучения глинистых минералов необходимо получение мономинеральных или хотя бы обогащенных фракций.

В нефтегазоносных отложениях ЗСН (верхняя юра—мел) глинистый материал представлен минералами групп каолинита, гидрослюд (включая глауконит и селадонит), хлорита, монтмориллонита, а также смешаннослойными образованиями преимущественно ряда гидрослюда — монтмориллонит. Кроме перечисленных, довольно широко распространены серпентиновые минералы, а также промежуточные образования в рядах серпентин — хлорит, монтмориллонит — каолинит (Ушатинский, Бабицын, 1970).

Форма, размер частиц, структура, генезис глинистых минералов, их количественные соотношения в разных литологических типах пород (песчаники, алевролиты, глины) неодинаковы. В проницаемых песчаниках важнейших нефтеносных пластов группы «Б» (неоком) Сургутского района ЗСН (Усть-Балыкское месторождение и др.) основной минерал глинистого цемента — крупночешуйчатый совершенный по структуре и морфологии эпигенетический каолинит, а в Нижневартовском районе (Мегионское, Самотлорское месторождения и др.) — тонкодисперсный эпигенетический и аллотигенно-диагенетический хлорит; в качестве

второстепенных или примеси присутствуют и другие глинистые минералы. В пластах группы «А» этих районов в цементе коллекторов развит эпигенетический каолинит. В покрышках рассматриваемых продуктивных пластов главенствующее положение занимают смешаннослойные образования ряда гидрослюда—монтмориллонит с множественностью (до 70—80%) набухающих слоев, хлорит, гидрослюды. В Шаимском районе в юрских коллекторах преобладает эпигенетический каолинит, а в покрышках — гидрослюды, указанные смешаннослойные образования, но с меньшим числом набухающих слоев (30—50%), в некотором количестве присутствует аллотигенный каолинит. В крупнейших газовых месторождениях северной части ЗСН коллектора (верхний мел) сложены преимущественно эпигенетическим каолинитом, а их покрышки — аллотигенным, частью диагенетическим монтмориллонитом. Аутигенные минералы развиты главным образом в проницаемых песчано-алевритовых породах, аллотигенные доминируют в глинистых, причем частицы первых чаще расположены беспорядочным образом в поровом пространстве, что не прерывает сообщаемости пор, а частицы вторых — параллельно слоистости пород, что снижает их проницаемость.

Такое распределение глинистых минералов в коллекторах и покрышках ЗСН в силу физико-химических особенностей этих минералов (форма, строение, размер частиц, ориентировка в пространстве, состав поглощенного комплекса и т. д.) оказывает существенное влияние на коллекторские и экранирующие свойства пород, а отсюда — на условия формирования и закономерности локализации залежей нефти и газа (Ушатинский и др., 1968, 1970).

Одни исследователи (Ратеев, 1964) считают, что глинистое вещество, попадая в бассейн седиментации, претерпевает такую же механическую дифференциацию, как и более крупнозернистый материал. Различия размеров, формы, удельного веса частиц разных глинистых минералов и их разновидностей влечет за собой и минералогическую дифференциацию вещества. Однако в последнее время вновь усилились возражения против таких представлений. Как указывает И. Д. Зхус (1966), глинистые частицы $< 1 \text{ мк}$ не подвержены механической дифференциации, так как принадлежат по размеру к субколлоидным и коллоидным образованиям. Механической дифференциации подвергаются лишь агрегаты таких частиц, образовавшиеся в результате их коагуляции в седиментационном бассейне, причем агрегаты образуются из частиц не одних и тех же, а разных глинистых минералов.

Рассматривая причины, препятствующие седиментации глинистых частиц в водоемах, И. Д. Зхус отмечает, что в лабораторных условиях (по сравнению с природными) они искусственно сводятся к минимуму. Это, с одной стороны, говорит о том, что и в данном случае результаты лабораторных исследований нельзя безоговорочно использовать при объяснении природных процессов, а с другой — обосновывает возможность механической и минералогической дифференциации глинистого вещества в лабораторных условиях при его разделении на фракции.

Изучение большого числа образцов (более 600) песчано-алевритовых и глинистых пород нефтегазоносных отложений ЗСН позволило установить, что в процессе выделения глинистых фракций отминерализацией в воде по известной методике (Викулова, Михайлов, 1957) частично происходит и минералогическая дифференциация вещества. Это явление уже отмечалось некоторыми исследователями (Райтбурд, Царева, 1965). Дифференциация главным образом вызывается указанными выше различиями в размерах, морфологии, удельных весах частиц (и их агрегатов) глинистых минералов. Выделялись фракции: $< 0,01$, в том числе $0,01—0,005$; $0,005—0,001$; $< 0,001$, в том числе $0,001—0,0005$; $< 0,0005$ в том числе $0,0005—0,0001$; $< 0,0001 \text{ мм}$. Распределение минералов по

Распределение глинистых минералов по фракциям

Минералы	Модификация, структурная группа, номер	Генезис	Фракция, мм					Преимущественный размер частиц, по данным электронной микроскопии, м
			0,01—0,005	0,005—0,001	0,001—0,0005	0,0005—0,0001	<0,0001	
Каолинит-К _I ^I	1 Тк ₁	А; [Д]	++	++	+			~1
Каолинит-К _{II} ^I	1 Тк ₁	Э	+++	++				2—4
Каолинит-К _{II}	1 Тк ₁	Э		+				5, >5
Серпентин-I (лазардит)	1 Т; А; IV ¹ ; 1	А; [Д]	+	+	++	++		0,5—0,3
Серпентин-II	2 М ₁ ; В; 1 ¹	А; [Д]	+	+	++	++		0,5—0,3
Гидрослюда-I	1 М	А; [Д—Э]	+	+	++	++		0,5—0,3
Гидрослюда-II	2 М ₁	А	+	+	++	+		0,5—0,3
Глауконит	1 М	Д; [А]			++	+	+	~0,5
Селадонит	1 М	Д; [А]	++	++	+	+	+	0,3—5,0
Хлорит-I	1 Тк ₁	А—Д; [Э]			++	+		0,6—0,4
Хлорит-II	σ _{2п} ¹	Э; А—Д			+	++		~0,3
Монтмориллонит	1 М	А; [Д]				+++	++	~0,1, <0,1
Смешаннослойные образования ряда гидрослюда—монтмориллонит	2 М ₁ ; 1 М	А; [Д]				++	+	~0,2

Каолиниты: К_I^I—несовершенной структуры (преимущественно аллотигенный), К_{II}, К_{II}^I—соответственно совершенной и менее совершенной структуры (преимущественно эпигенетические); разновидности серпентинов, гидрослюд, хлоритов отличаются модификациями, глауконит и селадонит—совершенством структуры и морфологией частиц; распределение минералов во фракциях: +++—резко преобладающее, ++—преимущественное, +—второстепенное; А—аллотигенный, Д—диагенетический, Э—эпигенетический, в скобках подчиненное или частичное происхождение минералов; модификации, структурные группы и номера приведены по Б. Б. Звягину (1964) и Б. Б. Звягину и др. (1965, 1966)

фракция представлено в табл. 1. Там же приведены преимущественные размеры частиц, некоторые данные о структуре и генезис минералов. Из таблицы видно, что лишь эпигенетический каолинит и диагенетический селадонит концентрируются преимущественно в крупных фракциях (>0,001 мм), остальные, особенно аллотигенные минералы, попадают главным образом в более тонкие фракции. При выделении наиболее тонких фракций (<0,0001 мм) начинает заметно сказываться броуновское движение.

В большинстве случаев присутствующие глинистые минералы в том или ином количестве наблюдаются во всех фракциях, но их количественные соотношения в разных фракциях неодинаковы. Это весьма существенно, так как изучение лишь отдельных фракций может привести к неверному представлению о минеральном составе изучаемого глинистого материала. Особенно важно учитывать данное обстоятельство при сравнении результатов изучения глин разными методами. Так, при электронографическом (частью электронномикроскопическом) анализе в исследовании обычно участвуют лишь самые мелкие частицы; полученные результаты могут в таком случае не согласовываться с данными изучения этой фракции в целом рентгеноструктурным и другими методами. Наиболее полную информацию о качественном и количественном составе глинистого материала в изучаемом регионе несут фракции <0,01, <0,001 мм. Однако изучение наиболее дисперсных минералов следует проводить по фракциям 0,001—0,0005 мм и тоньше. При этом, если тонкодисперсные минералы присутствуют в глинистом материале в значительном количестве, то они обогащают и крупные фракции.

Описанная минералогическая дифференциация вещества по фракциям позволяет в определенной мере отделить глинистые минералы друг от друга. Но это отделение происходит не полностью и касается не всех минералов. Многие из них (см. табл. 1) концентрируются совместно в тонких фракциях. Применение химической и термической обработок для получения мономинеральных фракций часто не дает желаемого результата. Кроме того, если и достигается таким способом удаление каких-либо минеральных компонентов, то в той или иной мере затрагиваются и другие, при этом возможно нарушение их структуры и появление в результате обработок синтетических продуктов.

Как видно из табл. 1, устанавливается тесная связь структуры глинистых минералов с их генезисом. Аллотигенный каолинит имеет несовершенную, а эпигенетический — совершенную структуру (с триклинной формой элементарной ячейки), для аллотигенных слюдистых минералов более характерна модификация $2M_1$, для аутигенных — $1M$ (образование последней происходит в том числе и за счет разрушения структуры $2M_1$), эпигенетический хлорит имеет строение пакета типа σ'_2 , аллотигенный — модификацию $1T_k$. Эффективность изучения структурных особенностей глинистых минералов для познания условий их образования подчеркивалась многими исследователями (Коссовская и др., 1963; Викулова, Звягин, 1965; Шутов, Александров, Лосиевская, 1966; Коссовская, 1966 и др.). Такого рода изучение имеет и важное практическое применение. Так, различия в структуре и генезисе каолинитов в нефтегазоносных отложениях ЗСН позволяют определить здесь относительное время и длительность формирования нефтяных залежей (Ушатинский, Цепелев, 1968).

Особую трудность для выделения и важность для изучения представляют тонкодисперсные хлориты, широко распространенные в глинистых покрывках и цементе коллекторов нефтяных и газовых месторождений ЗСН. Диагностика хлоритов в полиминеральной смеси бывает затруднительна, а их присутствие, в свою очередь, осложняет определение других глинистых минералов. То же самое относится и к серпентиновым минералам. Основываясь на том, что изучаемые хлориты обычно железистые и обладают большей магнитной восприимчивостью по сравнению с остальными глинистыми минералами тонких фракций, была предпринята попытка выделить их с помощью изодинамического магнитного сепаратора СИМ-1 (Баранов и др., 1966). Для изучения хлоритов и других минералов исследовались образцы мезозойских вмещающих песчано-алевритовых и глинистых осадочных пород нефтяных месторождений (Усть-Балыкское, Мегийское и др.) Нижневартовского, Сургутского, Шаимского районов и газовых месторождений (Тазовское и др.) северной части ЗСН. Приводимые в данной работе образцы охарактеризованы в табл. 2, 3 и на фиг. 1, 2. Удалось значительно обогатить глинистую фракцию образцов хлоритом, а в ряде случаев выделить этот минерал в чистом виде. Такая же попытка была предпринята в отношении селадонита. Контроль за качеством сепарации и исследование выделенных минералов осуществлялись электронографическим методом.

Перед сепарацией по электронограмме определялся общий минеральный состав исходной фракции исследуемого образца. Глинистая фракция выделялась из породы на центрифуге ЦЛК-1 в узком интервале $0,001—0,0006$ мм и сразу направлялась на сепарацию (готовую, высушенную на водяной бане фракцию использовать не рекомендуется — в процессе высушивания происходит агрегация частиц, от которой полностью избавиться иногда невозможно). Данный интервал подбирался в соответствии с преимущественными размерами частиц глинистых минералов и для соблюдения их однородности по размеру. Для дезагрегации глинистых частиц, частично слипшихся в процессе выделения на

центрифуге, приготовленная к разделению фракция непосредственно перед сепарацией обрабатывалась на ультразвуковом диспергаторе УЗДН-1 с частотой 22 кгц в течение 1—2 мин.

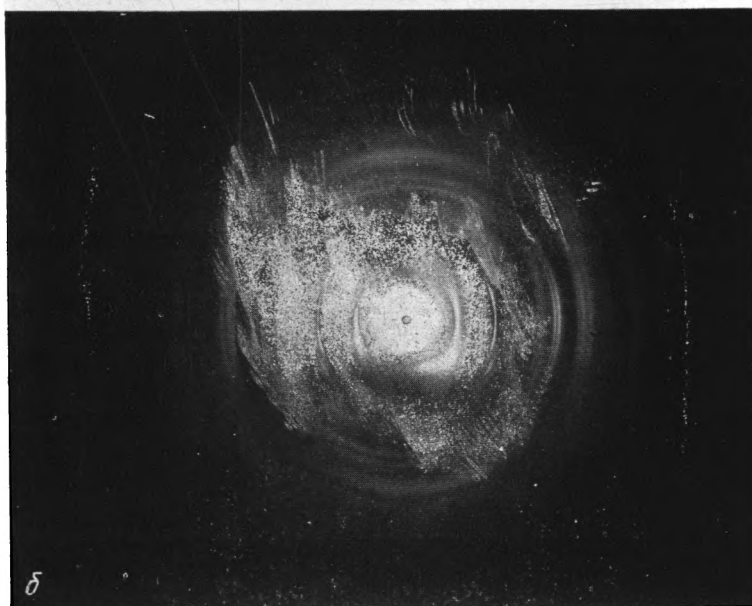
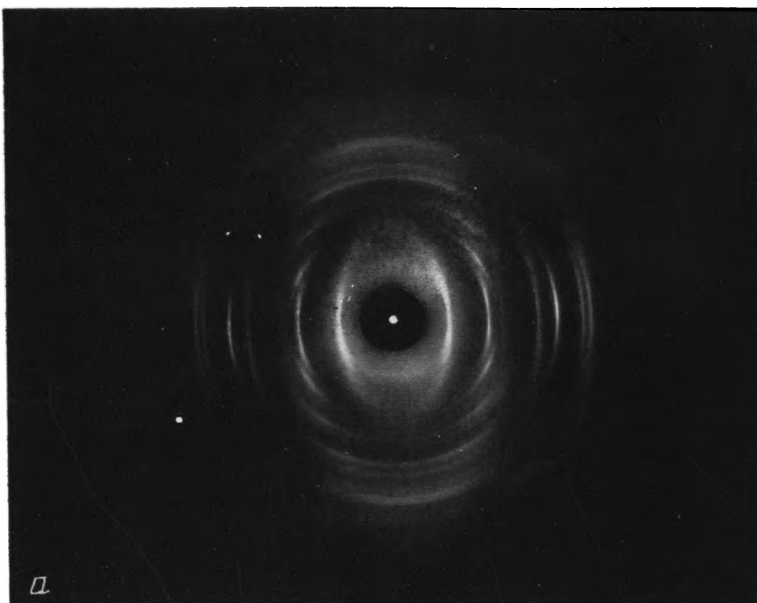
На приборе СИМ-1 дистиллированную воду заливали в сепарационную трубку на три четверти ее высоты¹. Суспензию приготовленной фракции закапывали с помощью пипетки по металлическому экрану (во избежание взбалтывания в воде) внутрь трубки при включенном магнитном поле. Так как капля суспензии имеет больший удельный вес по сравнению с удельным весом дистиллированной воды, то увеличением силы тяжести группы частиц, заключенных в капле, будет частично восстановлено необходимое для сепарации соотношение между магнитной силой и механическими силами (тяжести, выталкивания, трения), нарушенное вследствие малых размеров частиц. По истечении времени сепарации суспензию со взвешенными минералами медленно сливали через краник из сепарационной трубки. Затем экран-лоток с выделенной магнитной фракцией вынимали из трубки, и глинистые минералы смывались с него потоком дистиллированной воды. Ток, создающий магнитное поле, выключали после вынимания экрана-лотка из сепарационной трубки. Сепарация продолжалась 1 час при силе тока 0,4 — 1,2 а.

Эффективность сепарации иллюстрируется фиг. 1 и табл. 2. Как видно из них, электронограмма исходной фракции образца глины из Тазовского газового месторождения (см. фиг. 1, а) показывает присутствие гидрослюда, каолинита и незначительной примеси хлорита. Дифракционная картина позволяет получить характеристику лишь двух первых минералов. Гидрослюда относится к модификации 2M₁, структура упорядоченная, параметры элементарной ячейки: $a=5,18$; $b=8,96$; $c=20$ Å; $\alpha=\gamma=90^\circ$; $\beta=95,5^\circ$. Каолинит имеет не совсем совершенную структуру, модификация 1Тк₁, параметры триклинной элементарной ячейки: $a=5,15$; $b=8,92$; $c=7,36$ Å; $\alpha=91^\circ 35'$; $\gamma=90^\circ$; $\beta=104,5^\circ$. Магнитная фракция этого же образца (см. фиг. 1, б) содержит преимущественно хлорит модификации 1Тк₁ с триклинной элементарной ячейкой и следующими ее параметрами: $a=5,33$; $b=9,23$; $c=14,1$ Å; $\beta=97^\circ$. Подобный же эффект (см. фиг. 1, в, г, табл. 2) достигается при сепарации глинистого материала из образца песчаника Мегионского нефтяного месторождения (Нижевартровский район). Электронограмма исходной фракции этого образца дает возможность определить лишь гидрослуду. После сепарации определяется хлорит с типом пакета σ'_{2n} ($\bar{2}0l$) с параллельными октаэдрическими сетками, нестрогим периодом «с» и следующими параметрами ортогональной элементарной ячейки: $a=5,33$; $b=9,23$; $c=14,2$ Å; $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$. Такое же строение имеет хлорит из вмещающих пород нефтяных месторождений Сургутского района (см. фиг. 1, д, е).

Обращает на себя внимание резкое различие в структуре хлоритов из песчано-алевритовых и глинистых пород нефтяных месторождений Среднего Приобья (Сургутский, Нижневартровский районы) и газовых месторождений северной части ЗСН. Это связано с различием в генезисе минералов, а также может указывать на разные источники сноса осадочного материала в рассматриваемых районах. Следует отметить, что такую же структуру, как хлорит из вмещающих пород газовых месторождений, имеет исследованный нами хлорит из метаморфических сланцев (палеозой) восточного склона Урала.

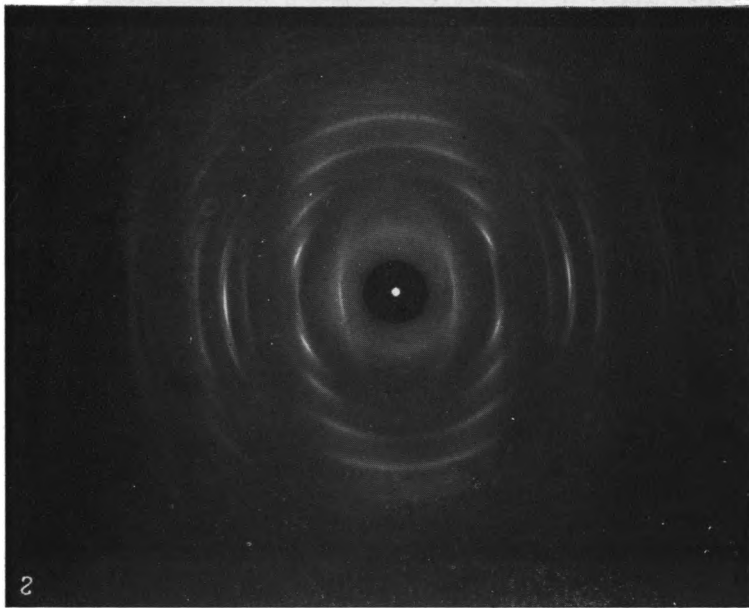
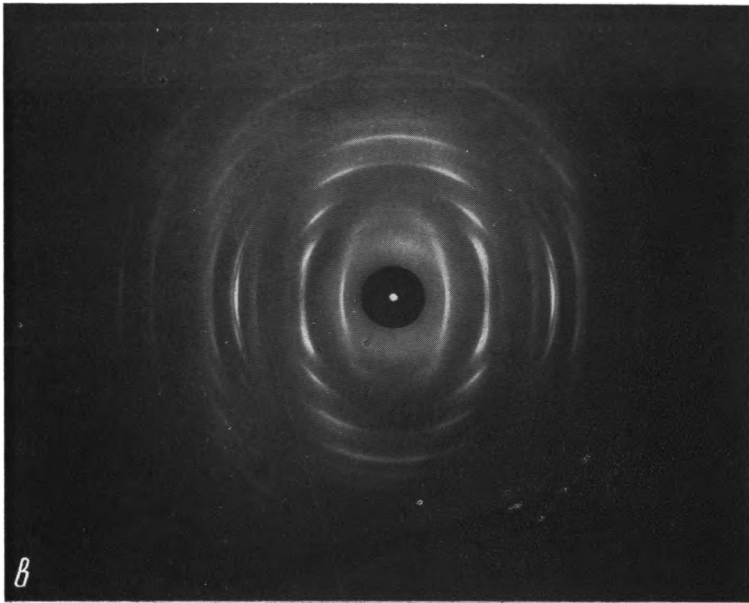
Кроме хлорита в обр. 2 (см. фиг. 1, в, г, см. табл. 2) и обр. 5134 (см. фиг. 1, д, е) присутствует серпентиновый минерал — лизардит. Более отчетливо присутствие этого минерала наблюдается на электронограмме обр. 5134 (см. фиг. 1, д, е). При визуальном изучении электронограммы (с помощью лупы 8) можно заметить расщепление рефлексов

¹ В работе по выделению фракций принимала участие Ф. П. Киселева.

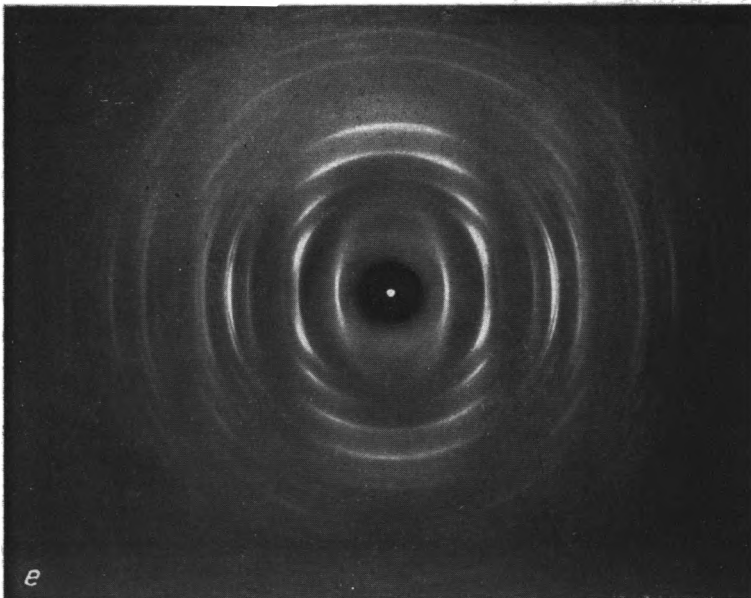
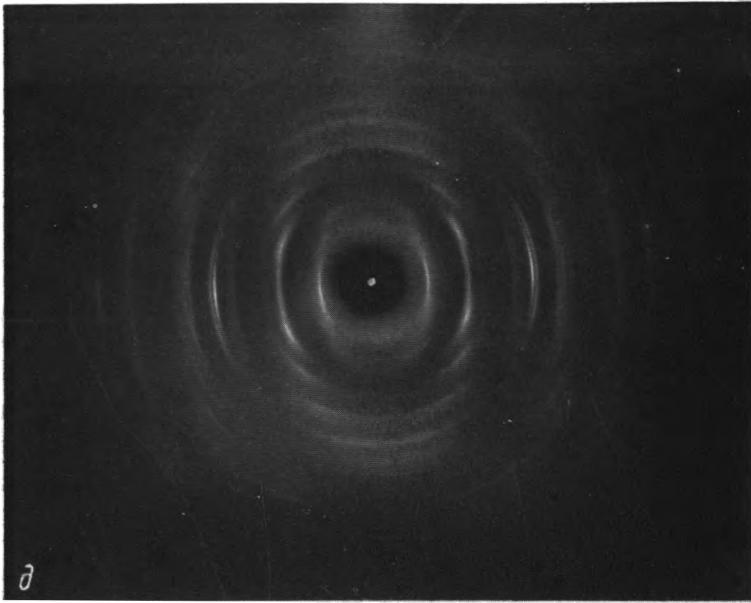


Фиг. 1. Электронограммы глинистых фракций

a, в, д — исходные (до сепарации); *б, г, е* — магнитные; *a, б* — глина, обр. 33^а, скв. 13-р, глубина 1202 м, Тазовская площадь; *в, г* — песчаник мелкозернистый, обр. 2, скв. 7, глубина 2157 м, Мегйонская площадь; *д, е* — песчаник мелкозернистый, обр. 5134, скв. 234, глубина 2558 м, Усть-Балыкская площадь, Западная Сибирь

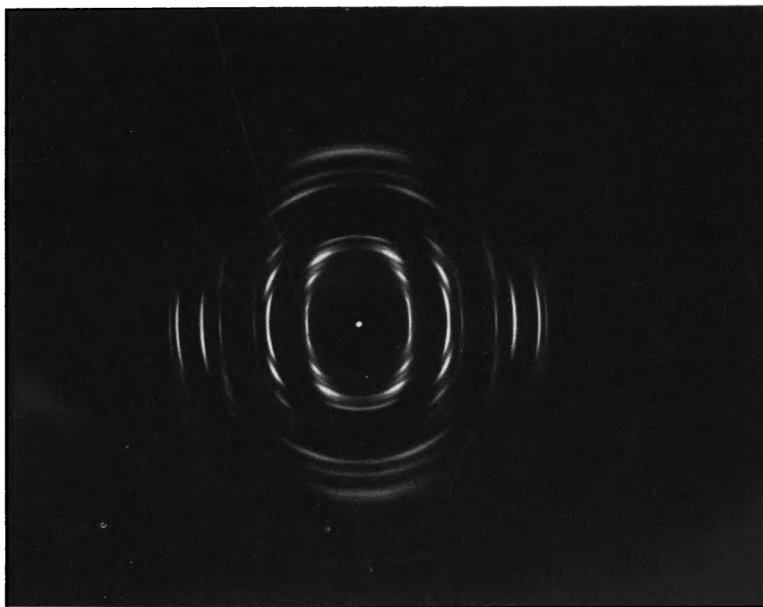


Фиг. 1, в и г



Фиг. 1. *д* и *е*

Литология и полезные ископаемые, № 2 (вклейка к статье И. Н. Ушатинского и П. К. Бабнцына)



Фиг. 2. Электронограмма селадонита
Алевролит глинистый, обр. 9, скв. 587, глубина 1560 м, Тетерево-Мор-
тымьинская площадь (Шаимский район)

Данные электрограмм по рефлексам $\bar{2}0l$, $\bar{1}\bar{3}l$

№ п. п.	Обр. 33 ^a					Обр. 2				
	исходная фракция			магнитная фракция		исходная фракция			магнитная фракция	
	d, Å	hkl		хлорит		d, Å	hkl		хлорит	
		каолинит	гидрослюда	d, Å	hkl		гидрослюда	хлорит	d, Å	hkl
1	2,56	$\{\bar{1}\bar{3}0; \bar{2}01\}^*$ $\{\bar{1}30; \bar{1}\bar{3}1\}$	$\{200; \bar{1}\bar{3}1\}^*$ $\{131; \bar{2}02\}$	2,644	$\{\bar{1}30; \bar{2}01\}^*$ $\{200; \bar{1}31\}$	2,66		130; $\bar{2}00$	2,67	130; $\bar{2}00$
2	2,50	$\bar{1}31; 200$		2,58	131; $\bar{2}02$	2,58	200; $\bar{1}31$		2,62	131; $\bar{2}01$
3	2,37		133; $\bar{2}04$	2,54	201; $\bar{1}32$	2,562	131; $\bar{2}02$		2,496	132; $\bar{2}02$
4	2,34	$\bar{1}\bar{3}1; \bar{2}02$		2,44	132; $\bar{2}03$	2,487		132; $\bar{2}02$	2,32	133; $\bar{2}03$
5	2,30	131		2,38	202; $\bar{1}33$	2,38	133; $\bar{2}04$		2,13	134; $\bar{2}04$
6	2,19	$\bar{1}32; 201$		2,257	133; $\bar{2}04$	2,122	135; $\bar{2}06^*$	134; $\bar{2}04$	1,94	135; $\bar{2}05$
7	2,123		135; $\bar{2}06$	1,993	204; $\bar{1}35$	1,96	$\bar{1}37; 206$		1,76	136; $\bar{2}06$
8	1,985	$\bar{1}32; \bar{2}03^*$	137; 206^*	1,87	135; $\bar{2}06$	1,752		136; $\bar{2}06$	1,60	137; $\bar{2}07$
9	1,933	132		1,818	205; $\bar{1}36$	1,64	139; $\bar{2}010$		1,47	138; $\bar{2}08$
10	1,88	$\bar{1}\bar{3}3$		1,7	136; $\bar{2}07$	1,47		138; $\bar{2}08$	1,34	139; $\bar{2}09$
11	1,83	$\bar{1}\bar{3}3; 202$		1,655	206; $\bar{1}37$				1,25	1310 $\bar{2}010$
12	1,655	$\bar{1}\bar{3}3; \bar{2}04^*$	139; $\bar{2}010^*$	1,559	137; $\bar{2}08$					
13	1,618	133								
14	1,57	$\bar{1}\bar{3}4$								
15	1,535	$\bar{1}\bar{3}4; 203$								

* Слившиеся на электрограммах рефлексы. В исходной фракции (обр. 33^a) присутствие хлорита установлено по слабому рефлексу 060. В магнитных фракциях наблюдаются слабые рефлексы 200, 131 гидрослюда и примесь (обр. 2) серпентиновых минералов (лизардит). Номера образцов соответствуют указанным на фиг. 1.

060. Интенсивность рефлексов $\bar{2}00, \bar{2}08$, а также наличие деффузных рефлексов $k \neq 3k'$, подтверждает присутствие здесь наряду с хлоритом и серпентинового минерала лизардита с не совсем строгим периодом «С».

Серпентиновые минералы сравнительно широко развиты в нефтегазоносных отложениях ЗСН юрского и мелового возраста. Они присутствуют в глинах и цементе песчано-алевритовых пород (Ушатинский, Бабицын, 1970). Обладая мелкими размерами (см. табл. 1), пластинчатой формой частиц, каолиноподобной структурой и находясь в смеси с другими глинистыми минералами, они до применения сепарации и электронографии не обнаруживались в изучаемых отложениях. Электронографическое изучение показывает присутствие двух модификаций серпентинов: однослойного лизардита (1Т;А; IV; 1) и двухслойного серпентина (2М₁; В. I'). Модификация, структурная группа и номер приводятся по Б. Б. Звягину (1964), Б. Б. Звягину и др. (1965, 1966). Параметры тригональной элементарной ячейки лизардита: $a=5,32-5,35$; $b=9,20-9,26$; $c=7,10-7,15$ Å; $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$. Эти цифры хорошо согласуются с литературными данными (Звягин, 1964; Звягин и др., 1966; Бриндли, 1965; Дир и др., 1966). Параметры моноклинной элементарной ячейки двухслойного серпентина: $a=5,32-5,35$; $b=9,20-9,26$; $c=14,3-14,5$; $\alpha=90^\circ$; $\beta=95-96^\circ$; $\gamma=90^\circ$.

Примечательна обязательная ассоциация рассматриваемых серпентинов с хлоритом и промежуточными (возможно, частью смешанно-слоистыми) серпентин-хлоритовыми образованиями, что говорит о тесной генетической связи серпентина и хлорита. Вопрос о соотношении структур и взаимопревращения этих минералов не раз рассматривался в литературе, однако его нельзя считать решенным. Данные экспериментальных исследований (Бриндли, 1965; Дир и др., 1966 и др.) показывают, что волокнистые и пластинчатые серпентины образуются и существуют до $450-500^\circ$, выше этой температуры они переходят в хлориты. Механизм этого превращения через промежуточную смешанно-слоистую серпентин-хлоритовую структуру рассматривался Г. В. Бриндли и Ф. Х. Гиллери (Бриндли, 1965). Обратного превращения хлоритов в серпентины при температуре ниже 450° в течение времени опыта достигнуто не было.

Ассоциирующий с серпентинами хлорит имеет различное происхождение. В песчаниках и алевролитах зерна минералов и обломки пород (слюды, полевые шпаты, кварц, сланцы, эффузивы) во многих случаях хлоритизированы. Хлорит нередко образует оторочку вокруг этих зерен и обломков, причем иногда удается наблюдать, что его чешуйки (или агрегаты) направлены в поровое пространство перпендикулярно контуру зерен. Такой хлорит, несомненно, эпигенетический. Важно отметить что подобной хлоритизации подвергаются и обломки серпентинитизированных (или серпентинитовых) пород. Это указывает на низкотемпературное эпигенетическое образование хлорита за счет серпентина (глубина залегания изучаемых отложений примерно $1000-2500$ м, пластовые температуры до $70-90^\circ$, давление не более $150-200$ атм). Наличие серпентин-хлоритовых образований показывает, что этот процесс идет через промежуточную фазу.

Наряду с эпигенетическим в песчаниках присутствует диагенетический и аллотигенный хлорит. Процесс хлоритизации обломков пород происходил не только в эпигенетическую, но и в диагенетическую стадию их изменения. Кроме того, в бассейн осадконакопления приносились обломки хлоритизированных материнских пород. Поэтому образование хлорита за счет серпентина происходило также и в последних до их преотложения. Такой вывод подтверждается присутствием серпентина и промежуточных серпентин-хлоритовых образований в глинах, где они находятся совместно с аллотигенным хлоритом и другими глинистыми минералами.

Достоверных фактов, указывающих на аутигенный генезис описываемых серпентиновых минералов, пока не обнаружено. Однако, учитывая образование серпентиновых минералов в корях выветривания (Бетехтин, 1950; Гинзбург, Рукавишникова, 1951 и др.), нельзя исключить и возможность их аутигенного возникновения в изучаемых отложениях под воздействием пластовых вод. Последние экспериментальные данные (Артемов и др., 1968) также говорят в пользу такого предположения.

Количество серпентиновых минералов в меловых отложениях центральной части ЗСН увеличивается с запада (Сургутский район) на восток (Нижневартовский район). В этом же направлении возрастает и количество хлорита в породах, а в обратном — каолинита. Это связано с источником осадочного материала и химизмом пластовых вод; термодинамические условия изучаемых отложений примерно одинаковые (глубина их залегания примерно 2000—2200 м).

Вероятными источниками осадочного материала для мезозойских отложений центральной части ЗСН служили области существующего или потенциально существовавшего развития метаморфизованных хлоритовых и серпентинитовых пород: Алтайско-Саянская складчатая область, Енисейский кряж, частью Сибирская платформа. Изучение терригенно-минералогических комплексов меловых отложений (Казанский, 1963) подтверждает такое заключение.

Присутствие серпентиновых минералов не только в меловых, но и в юрских отложениях, перекрывающих палеозойский фундамент Западно-Сибирской плиты, и наличие в последнем серпентинитовых пород, вскрытых рядом скважин (скважины 61,234—Усть-Балыкская площадь; скв. 6—Мало-Балыкская площадь), указывает на возможность поступления некоторой части осадочного материала в мезозойские отложения Среднего Приобья ЗСН за счет пород фундамента и переотложения продуктов его разрушения.

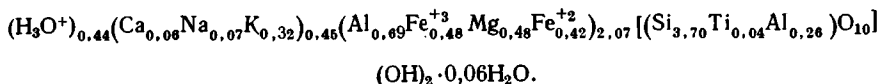
Сохранности аллотигенных серпентинов и хлоритов и образованию аутигенных форм последнего (а возможно, и серпентинов) в изучаемых меловых отложениях Нижневартовского района способствовал состав пластовых вод (Матусевич, Ставицкий, 1967), отличающийся здесь более высокой минерализацией (28 г/л и более). В Сургутском районе пластовые воды имеют опресненный характер, чем объясняется, в частности (Ушатинский, Цепелев, 1968), более широкое развитие здесь аутигенного каолинита (в том числе за счет хлоритовых и серпентиновых минералов).

Большой минералогический интерес представляет изучение селадонита. Этот редкий минерал обнаружен в морских отложениях юрского возраста Шаимского (Тетеревская, Мортымьинская, Трехозерная площади) района ЗСН. Широкое распространение селадонита в осадочных породах, насколько нам известно, не обычное явление. По литературным сведениям, он чаще всего образуется гидротермальным путем, особенно в миндалинах базальтов, а иногда — при выветривании последних (Бетехтин, 1950; Дир и др., 1966; Малкова, 1956; Лазаренко, 1956, и др.)

В работе приводятся результаты изучения содержащего селадонит алевролита из нефтеносных отложений Шаимского района (Тетеревско-Мортымьинская площадь). Обогащенная селадонитом фракция получена в процессе отмучивания глинистого вещества, а затем обработкой материала на сепараторе СИМ-1. Приведенные ниже данные показывают, что фракция имеет почти мономинеральный состав.

Химический анализ обогащенной селадонитом фракции и его пересчет на формулу минерала согласуются с данными, приводимыми в указанной литературе. Химический анализ, %:

SiO₂—54,74; TiO₂—0,68; Al₂O₃—11,88; Fe₂O₃—9,56; FeO—7,47; CaO—0,77; MgO—4,79; Na₂O—0,55; K₂O—3,77; H₂O⁺—5,40; H₂O—1,14; сумма—100,75. Формула минерала:



Формула рассчитана по кислородному методу (Борнеман-Старынкевич, 1964). Следует отметить, что количество межслоевых катионов недостаточно для полной компенсации отрицательного слоевого заряда, недостача составляет 0,44 валентности. В то же время избыток гидроксидов (против 2) составляет именно эту величину, что с большей вероятностью указывает на присутствие оксония в составе минерала и отображено в его формуле. Наличие оксония в селадоните предполагают и все указанные выше исследователи.

Таблица 3

Данные электрограммы (первый эллипс) косой текстуры селадонита модификации I М (обр. 9)

<i>d</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>
4,49	800	020; 110	3,35	350	022
4,34	600	111	3,08	750	112
4,13	150	021	2,89	250	113
3,85	75	111	2,68	350	023
3,64	600	112			

Примечание. *I* — интенсивность рефлексов (визуальная), *d* — межплоскостные расстояния в Å для моноклинной элементарной ячейки (*a*=5,22; *b*=9,04; *c*=10,11 Å; β=100°)

важное отличие селадонита от глауконита — высокое совершенство его структуры и удлиненная форма частиц (Звягин, 1964; Рекшинская, 1966). Электрограмма и электронномикроскопические снимки (табл. 3, фиг. 2) изучаемой фракции удовлетворяют этим критериям. Рефлексы на электрограммах, независимо от индексов «К», четкие и резкие, что указывает на весьма совершенную структуру минерала. Параметры элементарной ячейки характеризуются следующими данными: *a*=5,22; *b*=9,04; *c*=10,11 Å; β=100°; α=γ=90°. Период «С» строгий и минимальный. Частицы селадонита удлиненно-пластинчатой формы, с размерами до 2—5 мк в длину и 0,3—1 мк в ширину. Состав, структура, морфология частиц изучаемого осадочного селадонита почти идентичны таковым гидротермальных селадонитов, описанных в работах К. М. Малковой (1965), Е. К. Лазаренко (1956), Б. Б. Звягина (1964).

В изучаемых отложениях селадонит обычно ассоциирует с глауконитом. Оба минерала, как показывает просмотр петрографических шлифов, иммерсионных препаратов, имеют темно-зеленый цвет, средний показатель преломления 1,61—1,64 и преимущественно аутигенное (диагенетическое) происхождение; наряду с этим на отдельных площадях (Шаимский район) встречаются и зерна этих минералов, имеющие переохлажденный характер (повторный переувлажнение осадка).

Преимущественно гидротермальный генезис селадонита заставляет многих геологов относить этот минерал к одной группе, а глауконит — к другой. Наличие в природе осадочных селадонитов в ассоциации с глауконитом, близость состава, строения этих минералов позволяют с полным правом относить их к единой группе, как это давно предлагали многие исследователи (Лазаренко, 1956; Малкова, 1956 и др.).

Таким образом, указанная минералогическая дифференциация глинистого материала нефтегазоносных отложений ЗСН и применение сепаратора СИМ-1 позволяют в определенных случаях получить обогащенные или мономинеральные фракции глинистых минералов, что необходимо для их детального исследования.

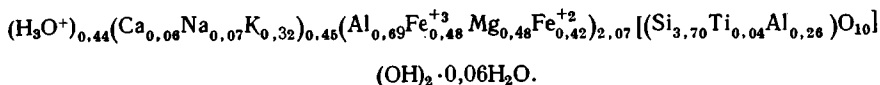
ЛИТЕРАТУРА

- Артемов В. Р., Чернорук С. Г., Шитов В. А., Дубик О. Ю. Опыт искусственной серпентинизации перидотита.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1968, сер. 2, ч. 97, вып. 6.
- Баранов В. В., Борисов А. Ф., Григорьев П. В., Кац М. Я., Никитин К. К., Петрова Т. А. Конструкция серийного образца электромагнитного изодинамического сепаратора СИМ-1 и опыт разделения на нем минералов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Бриндли Г. В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы. Хлоритовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов.— Сов. геология, 1965, № 5.
- Викулова М. Ф., Михайлов Б. М. Гранулометрический анализ.— В кн.: Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., «Мир», 1966.
- Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., «Наука», 1964.
- Звягин Б. Б., Мищенко К. С. О диагностике однопакетных полиморфных модификаций хлоритов.— Кристаллография, 1965, т. 10, вып. 4.
- Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А. Исследование полиморфных разновидностей серпентиноподобных минералов методом дифракции электронов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые формации Среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешанно-слоистых минералов глин.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В сб.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лазаренко Е. К. О селадоните из базальтов Волини.— Минералогический сборник Львовского геолог. о-ва, 1956, № 10.
- Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Малкова К. М. О селадоните Побужья. Минералогический сборник Львовск. геолог. о-ва, 1956, № 10.
- Матусевич В. М., Ставицкий Б. П. Особенности химического состава подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна в связи с нефтегазоносностью.— Материалы V совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока Иркутск, Изд. СО АН СССР, 1967.
- Райтбурд Ц. М., Царева А. М. К вопросу о распределении глинистых минералов по фракциям в осадочных породах.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Тр. ГИН АН СССР, 1964, М. вып., 112.
- Реклинская Л. Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. М., «Недра», 1966.
- Ушатинский И. Н., Бабицын П. К. Атлас глинистых минералов нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 30, Тюмень, 1970.
- Ушатинский И. Н., Цепелев Н. С. Об изучении глинистых пород.— В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1968. М., вып. 11.
- Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолиновой группы в осадочных породах.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.

ЗапСибНИГНИ
Тюмень

Дата поступления
12.VII.1968

SiO₂—54,74; TiO₂—0,68; Al₂O₃—11,88; Fe₂O₃—9,56; FeO—7,47; CaO—0,77; MgO—4,79; Na₂O—0,55; K₂O—3,77; H₂O⁺—5,40; H₂O—1,14; сумма—100,75. Формула минерала:



Формула рассчитана по кислородному методу (Борнеман-Старынкевич, 1964). Следует отметить, что количество межслоевых катионов недостаточно для полной компенсации отрицательного слоевого заряда, недостача составляет 0,44 валентности. В то же время избыток гидроксидов (против 2) составляет именно эту величину, что с большей вероятностью указывает на присутствие оксония в составе минерала и отображено в его формуле. Наличие оксония в селадоните предполагают и все указанные выше исследователи.

Таблица 3

Данные электрограммы (первый эллипс) косой текстуры селадонита модификации 1 М (обр. 9)

<i>d</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>
4,49	800	020; 110	3,35	350	022
4,34	600	111	3,08	750	112
4,13	150	021	2,89	250	113
3,85	75	111	2,68	350	023
3,64	600	112			

Примечание. *I* — интенсивность рефлексов (визуальная), *d* — межплоскостные расстояния в Å для моноклинной элементарной ячейки (*a*=5,22; *b*=9,04; *c*=10,11 Å; *β*=100°)

высокое совершенство его структуры и удлиненная форма частиц (Звягин, 1964; Рекшинская, 1966). Электрограмма и электронномикроскопические снимки (табл. 3, фиг. 2) изучаемой фракции удовлетворяют этим критериям. Рефлексы на электрограммах, независимо от индексов «К», четкие и резкие, что указывает на весьма совершенную структуру минерала. Параметры элементарной ячейки характеризуются следующими данными: *a*=5,22; *b*=9,04; *c*=10,11 Å; *β*=100°; *α*=*γ*=90°. Период «С» строгий и минимальный. Частицы селадонита удлиненно-пластинчатой формы, с размерами до 2—5 мк в длину и 0,3—1 мк в ширину. Состав, структура, морфология частиц изучаемого осадочного селадонита почти идентичны таковым гидротермальных селадонитов, описанных в работах К. М. Малковой (1965), Е. К. Лазаренко (1956), Б. Б. Звягина (1964).

В изучаемых отложениях селадонит обычно ассоциирует с глауконитом. Оба минерала, как показывает просмотр петрографических шлифов, иммерсионных препаратов, имеют темно-зеленый цвет, средний показатель преломления 1,61—1,64 и преимущественно аутигенное (диагенетическое) происхождение; наряду с этим на отдельных площадях (Шанмский район) встречаются и зерна этих минералов, имеющие переоотложенный характер (повторный перемыв осадка).

Преимущественно гидротермальный генезис селадонита заставляет многих геологов относить этот минерал к одной группе, а глауконит — к другой. Наличие в природе осадочных селадонитов в ассоциации с глауконитом, близость состава, строения этих минералов позволяют с полным правом относить их к единой группе, как это давно предлагали многие исследователи (Лазаренко, 1956; Малкова, 1956 и др.).

Таким образом, указанная минералогическая дифференциация глинистого материала нефтегазоносных отложений ЗСН и применение сепаратора СИМ-1 позволяют в определенных случаях получить обогащенные или мономинеральные фракции глинистых минералов, что необходимо для их детального исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов В. Р., Чернорук С. Г., Шитов В. А., Дубик О. Ю. Опыт искусственной серпентинизации перидотита.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1968, сер. 2, ч. 97, вып. 6.
- Баранов В. В., Борисов А. Ф., Григорьев П. В., Кац М. Я., Никитин К. К., Петрова Т. А. Конструкция серийного образца электромагнитного изодинамического сепаратора СИМ-1 и опыт разделения на нем минералов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Бриндли Г. В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы. Хлоритовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов.— Сов. геология, 1965, № 5.
- Викулова М. Ф., Михайлов Б. М. Гранулометрический анализ.— В кн.: Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., «Мир», 1966.
- Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., «Наука», 1964.
- Звягин Б. Б., Мищенко К. С. О диагностике однопакетных полиморфных модификаций хлоритов.— Кристаллография, 1965, т. 10, вып. 4.
- Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А. Исследование полиморфных разновидностей серпентиноподобных минералов методом дифракции электронов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые формации Среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешанно-слоистых минералов глин.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Коссовская А. Г., Шитов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В сб.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лазаренко Е. К. О селадоните из базальтов Волини.— Минералогический сборник Львовского геолог. о-ва, 1956, № 10.
- Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3, Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Малкова К. М. О селадоните Побужья. Минералогический сборник Львовск. геолог. о-ва, 1956, № 10.
- Матусевич В. М., Ставицкий Б. П. Особенности химического состава подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна в связи с нефтегазоносностью.— Материалы V совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока Иркутск, Изд. СО АН СССР, 1967.
- Райтбурд Ц. М., Царева А. М. К вопросу о распределении глинистых минералов по фракциям в осадочных породах.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Тр. ГИН АН СССР, 1964, М. вып., 112.
- Рекшинская Л. Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. М., «Недра», 1966.
- Ушатинский И. Н., Бабицын П. К. Атлас глинистых минералов нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 30, Тюмень, 1970.
- Ушатинский И. Н., Цепелев Н. С. Об изучении глинистых пород.— В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1968. М., вып. 11.
- Шитов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолиновой группы в осадочных породах.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.

ЗапСибНИГНИ
Тюмень

Дата поступления
12.VII.1968

**О ПОНЯТИИ «ПРИБРЕЖНО-МОРСКАЯ РОССЫПЬ»
В СВЯЗИ С ЕЕ ГЕНЕЗИСОМ**

Ю. Д. ШУЙСКИЙ

Анализ генетического типа прибрежно-морских россыпей показал, что существуют несколько его разновидностей, которые можно объединить в две группы: стабильные и мобильные. Разновидности первой группы предлагается назвать россыпями ископаемыми, реликтовыми и погребенными. Вторая группа включает различные подвижные концентраты слоя волновой переработки в современной береговой зоне. Предлагаются формулировки понятия «прибрежно-морская россыпь» для стабильных и подвижных россыпей.

Исследование россыпей прибрежно-морского генезиса имеет важное значение для народного хозяйства. Однако условия формирования и особенности залегания россыпей очень сложны и изучены недостаточно. Немалое значение имеет правильное определение объекта исследования — прибрежно-морской россыпи, что позволяет выбрать наиболее подходящую методику исследования и избежать методологических ошибок. Для этого необходимо рассмотреть комплекс условий той среды, где формируются россыпные месторождения рассматриваемого генетического типа.

Постановка вопроса. В литературе определение «россыпь» трактуется как вторичная концентрация минералов среди отложений, возникших в процессе разрушения первичных по отношению к россыпям горных пород и минеральных месторождений. При этом указывается, что формирование россыпей подчинено тем же закономерностям, какие управляют формированием кластических отложений (Билибин, 1955; Кухаренко, 1961; Лапин, 1965 и др.).

По сути дела эти же положения взяты за основу определения понятия «россыпь» и в статье В. И. Пятнова (1968), который, ограничиваясь лишь перечислением признаков прибрежно-морской россыпи, также не дает четкой формулировки, основывающейся на генетических особенностях. По В. И. Пятнову, как и по другим авторам (Билибин, 1955; Трофимов, 1960, 1963; Emery, Noakes, 1968; Nicholson, Cornes, 1958), прибрежные россыпи — узкие полосы концентратов тяжелых минералов между «линиями прилива и отлива на берегах океанов открытых морей, а в закрытых бассейнах — в зоне прибоя». Там же отмечается, что протяженность россыпей может достигать нескольких километров при ширине 10—110 м, мощность — редко более 1 м. Далее говорится об общеизвестных гранулометрических и минералогических чертах прибрежно-морских россыпей.

Нетрудно заметить, что здесь смешиваются две группы признаков: морфологические и генетические. Что касается морфологии россыпей, то условия их развития в зависимости от факторов геологических, климатических, гидро-, морфо- и литодинамических настолько разнообразны и неповторимы для каждого морского бассейна в целом или даже отдельной его части, что ограничиваться одним таким перечислением невозможно — все равно они не охватят всего разнообразия морфологии россыпей.

Подтверждением тому служит сводка А. А. Аксенова с соавторами (1965_{1,2}), а также исследования Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР последних лет, в которых принимал участие и автор данной статьи. Эти исследования свидетельствуют, что россыпи приурочены не только к зоне прибоя или приливно-отливной осушки, но во многих случаях к подводному склону (верхняя часть шельфа) или надводным террасам. Длина россыпей часто больше нескольких километров (десятки километров), ширина составляет не сотню, а много сотен метров, а мощность, особенно пляжевых россыпей, — больше 1 м (до 4—5 м). В связи с этим в основу формулировок нужно брать признаки генетические, те, которые передадут специфичность россыпеобразования прибрежно-морского типа.

Некоторые авторы вполне справедливо отмечают (Зенкович, 1962; Невеский, Шербаков, 1960; Ульст, 1963), что источником концентраций тяжелых минералов в береговой зоне, в частности, могут быть коренные береговые обнажения — тогда, действительно, минералы будут переотложены один раз. Однако прежде, чем попасть в море и превратиться в россыпь, тяжелые минералы обычно проходят более сложный путь, много раз переотлагаясь.

К тому же оказалось, что формированием россыпей прибрежно-морского генезиса управляют закономерности морфо- и литодинамических процессов в береговой зоне, в корне отличающиеся от процессов русловых, гляциальных, эоловых и др. (Зенкович, 1959₁).

Продуктивный горизонт тяжелых минералов может формироваться не только в отложениях, но и в подвижных наносах береговой зоны моря, например на подводном склоне Балтики, пляжах Мадагаскара и Цейлона. Приуроченность к подвижной среде наносов придает прибрежным россыпям уникальные свойства, которые мы отметим после того, как рассмотрим основные закономерности развития осадков в береговой зоне.

Итак, приведенная выше и принятая в настоящее время формулировка понятия «россыпь» справедлива для континентальных и древних морских россыпей. Однако она не учитывает перечисленных в предыдущих абзацах особенностей россыпей, которые формируются в подвижном слое наносов современной береговой зоны. Об этом же свидетельствуют и изложенные ниже отличительные условия осадкообразования у морских берегов.

Поэтому, во-первых, существующая формулировка понятия «россыпь» требует соответствующего дополнения, а, во-вторых, своеобразие морского гидродинамического агента, этого уникального экзогенного фактора, отличающегося от всех остальных прежде всего энергетическими характеристиками и разными направлениями воздействия вдоль берега и поперек подводного склона при каждом шторме, требует отдельного определения понятия «прибрежно-морская россыпь».

Заметим, что прибрежно-морские россыпи формируются главным образом в пределах полей мелкозернистых песков и алевритов, образующихся при благоприятных геологических, геоморфологических и гидродинамических предпосылках.

Источниками тяжелых минералов и вмещающих их осадков могут быть переработанные волнами и течениями продукты размыва дна и разрушения берегового обрыва (клифа). Такие источники являются ведущими на песчаных берегах некоторых морских бассейнов (например, Черного, Балтийского, Азовского морей, на берегах Курильских островов). Во многих случаях главную роль играет речной аллювий, особенно в тропической зоне. Аллювиальное происхождение имеют россыпи Восточной Австралии, Атлантического берега США, пляжей Индии и Цейлона, дна Зондских морей и Токийского залива в Японии.

Прибрежно-морские процессы и формирование россыпей. Отметим основные положения из динамики и морфологии берегов, необходимые для

понимания современного россыпеобразования, но почти не учитываемые большинством геологов.

Обломочный материал, поступая в береговую зону, часто вовлекается во вдольбереговые потоки наносов — специфическую форму движения вещества литосферы под воздействием разрушающихся морских волн и течений (Зенкович, 1959₁, 1962). Волны подходят к линии берега обычно с разных сторон, вызывая в течение одного волнения так называемую подвижку (отдельную миграцию) наносов. В начале волнения, как только оно начинает развиваться, происходит взмучивание донного и пляжевого материала и перенос его в ту или иную сторону вдоль берега (в зависимости от направления данного волнения). Во время затухания волнения ранее взмученный материал осаждается, но не весь сразу, а значае более крупный и тяжелый. Самые мелкие и легкие частицы оседают в последнюю очередь, причем в большей степени там, где более спокойные гидродинамические условия. Таким образом происходит дифференциация наносов по гидравлической крупности. Эта дифференциация способствует концентрации тяжелых минералов по протяженности вдольберегового потока наносов и на определенных глубинах дна или на пляже.

Необходимо отметить, что с возрастанием силы шторма наносов взмучивается больше, и большее их количество проходит через «разовую волновую переработку».

На морях и океанах волнения — явление очень частое; развиваются они от разных направлений морского сектора горизонта и обладают разной силой. Все это накладывает отпечаток на общую литодинамическую картину в береговой зоне. Наиболее характерной чертой повторяемости ветров и волнений по силе и направлениям является годовая цикличность, обусловленная сменой времен года. Если взять усредненное направление ветра и волн, то с данной береговой линией оно будет составлять определенный угол. Проекция ветро-волнового вектора на линию берега покажет направление вдольберегового потока наносов, а величина угла, — какова его наносодвижущая сила. Таким образом, вдольбереговой поток наносов представляет алгебраическую сумму отдельных подвижек за годовой период.

В связи с этим нужно учесть, что вдольбереговой поток наносов отличается, например, от руслового потока наносов (твердого расхода реки) прежде всего разнонаправленным действием несущего агента — волн и течений, а также более резкими колебаниями расхода наносов в течение года, вызываемыми неодинаковыми по силе волнениями. Помимо этого и сложная гидродинамическая картина накладывает отпечаток на современные литодинамические процессы в прибрежном пространстве (Лонгинов, 1963), составной частью которых является процесс россыпеобразования.

Как геологический фактор, вдольбереговой поток имеет области питания обломочным материалом, области транзита и частичной или полной разгрузки наносов. Важно знать, как распределяется обломочный материал на каждом из перечисленных отрезков потока. По данным В. П. Зенковича (1962), Е. Н. Невесского (1967), В. Г. Ульста (1963) и др., усредненная годовая дифференциация приводит к локализации непосредственно у источника гидравлически наиболее крупных частиц осадка, а по трассе транзита, с приближением к области разгрузки, их размеры и удельный вес постепенно уменьшаются. При этом нужно иметь в виду, что накопление тяжелых минералов происходит на том отрезке потока, где начинают преобладать наносы определенной крупности, соразмерной с крупностью зерен тяжелых минералов. Различные условия развития потоков на разных бассейнах или в пределах их отдельных частей могут привести к смещению локализованных концентраций тяжелых минералов (россыпных тел) ближе или дальше от основного источника питания.

Очень часто гидравлически более крупные наносы скапливаются на участках возрастания емкости потока, т. е. в местах господства режима размыва прибрежно-морских отложений. В результате легкие частицы вымываются, а тяжелые, как наиболее «инертные», накапливаются. Подобный процесс имеется также в местах возрастания уклонов подводного склона (до оптимальных пределов): под влиянием силы тяжести и волнового воздействия легкие минералы выносятся на большие глубины, а тяжелые прижимаются к берегу.

Известны также случаи, когда концентрация тяжелых минералов происходит на участках аккумуляции, где поток частично разгружается. В этом случае в процессе массового перемещения наносов с разным удельным весом легкие минералы обгоняют тяжелые; последние, накапливаясь, образуют россыпи (Шуйский, 1969₂).

Если перечисленные выше особенности прибрежного осадкообразования имеют на берегах, сложенных разнородными осадками, то дифференциация обломочного материала происходит в основном по крупности. При выносе в конечный водоем песчано-алевритового материала и формировании на дне или на пляже полей относительно однородной крупности ведущую роль играет процесс дифференциации наносов по вещественному составу. Многочисленные примеры таких участков содержатся в работе А. А. Аксенова с соавторами (1965₁).

Нередко поток наносов разделяется на береговую (максимум материала переносится в припляжевой полосе) и донную (максимум материала переносится по дну). Особенно интересен последний. Тогда вдоль изобат на разных глубинах может быть несколько полос концентраций тяжелых минералов. Например, на Балтийском море обнаружена следующая закономерность: чем шире плаш подвижных наносов на подводном склоне, тем больше указанных полос.

Помимо россыпей, связанных с потоками наносов, известны россыпи, не связанные с ними (главным образом при равенстве наносодвижущих возможностей разнонаправленных волнений). Последние залегают преимущественно в вогнутых береговых дугах малого радиуса или в вершинах вдающихся в сушу заливов и бухт. Примерами могут служить россыпи Курильского вулканического архипелага (Павлидис, 1968) и некоторых бухт Новой Зеландии (Nicholson, Fife, 1958). Главным источником обломочного материала здесь являются продукты разрушения клифа, основным литодинамическим процессом — подвижки наносов по нормали к берегу.

Разновидности россыпей прибрежно-морского генезиса. Дифференциация наносов в береговой зоне в результате преимущественного вдольберегового и поперечного перемещения существовала на берегах всех водоемов и во все времена геологической истории Земли. Аккумулятивные формы древних водоемов, вмещающие россыпные месторождения, в процессе относительных колебаний уровня (алгебраическая сумма тектонических движений побережья и эвстатических колебаний уровня бассейна) выходили из-под действия волн и течений и перекрывались толщей более поздних отложений. Таким образом возникли россыпи прибрежно-морского генезиса, которые предлагается именовать ископаемыми. Примерами их могут служить третичные ильменит-цирконовые россыпи в Украинском Приднепровье, меловые и третичные ильменит-рутил-цирконовые пески Западной Сибири (Григорьева, 1965), скопления железных руд в прибрежных косах Киммерийского бассейна в Приазовье (Шнюков, 1965).

К побережьям (т. е. областям четко видимого распространения форм рельефа морского происхождения, выработанных сравнительно недавно и находящихся на суше или на шельфе) современных морей, приурочены россыпи, названные реликтовыми. Процесс их формирования на данном этапе развития береговой зоны уже закончен. Находящиеся раньше

в сфере действия гидродинамических факторов, они в результате новейших относительных колебаний уровня моря оказались на суше или на дне. К реликтовым относятся россыпи на дне (глубина 25—30 м) Японского моря в Южном Приморье, в надводных литориновых террасах Восточной Балтики (Ульст, 1963), в вогнутой дуге берега между устьями рек Кухтуй и Охота (Гершанович, Забелина, 1957), на дне Южно-Китайского моря у берегов провинции Гуаньдун в Китае (Зенкович, 1959₂), в толще современных баров и кос Флориды (Gespersion, 1948).

Известны россыпи, связанные с современными потоками наносов и волновым действием моря, но, находясь в зоне устойчивой аккумуляции, оказавшиеся частично захороненными. Процесс формирования таких погребенных для современной береговой зоны россыпей еще не закончился. Примерами этой разновидности можно считать россыпи на дне у северной оконечности Куршской косы на Балтийском море, в районе пересыпи Днестровского лимана и косы Джарылгач на Черном море.

Имеются также зоны вторичной переработки аккумулятивных форм волнами, в результате чего происходит вторичная переработка уже существующей россыпи. В этом случае наиболее обогащенный тяжелыми минералами слой находится в подвижной части осадка. Так, современный отмыв песков на вершинах Одесской и Чюрюмской банок на Черном море способствовал возрастанию содержания тяжелых минералов на первой банке до 16%, а на второй — до 7% (Невесский, 1967).

Ископаемые, реликтовые и погребенные россыпи залегают в составе прибрежно-морских отложений — захороненного материала, находящегося в неподвижном состоянии и вне действия гидродинамических факторов. Повторно приходящий в движение под влиянием волн и течений материал в современной береговой зоне представляет собой наносы. Толщу наносов назовем слоем волновой переработки и определим ее как слой донных и пляжевых грунтов, залегающий вдоль трассы потока наносов, мощность которого меняется в результате взмучивания этих грунтов волнами и течениями или смещения подвижных микро- и мезоформ рельефа. В пределах данного слоя развиваются литодинамические процессы, в том числе поток наносов. Одновременно здесь формируются концентраты тяжелых минералов. Таким образом, можно утверждать, что слой волновой переработки является средой формирования всех без исключения россыпей прибрежно-морского генезиса, независимо от возраста и современного места залегания.

В связи с этим необходимо привести характеристику среды формирования первичной стадии развития прибрежных россыпей, которая была названа стадией россыпей слоя волновой переработки.

Характеристика слоя подвижных наносов береговой зоны как среды формирования россыпных тел. Анализ обширного литературного материала и данных, полученных автором на Черном, Азовском и Балтийском морях, позволяет кратко охарактеризовать особенности слоя волновой переработки. Бывает так, что толщина взмученных наносов на данном участке в фазу зарождения волнения не равна толщине осевшего грунта в конце фазы затухания того же волнения. Это может произойти тогда, когда со смежных отрезков берега волнами и течениями было принесено дополнительное количество наносов или с этого же участка часть наносов была унесена. Многократное повторение первого или второго процесса определяет режим берега: в первом случае, в зависимости от геоморфологических и гидродинамических условий, происходит устойчивая аккумуляция наносов и захоронение обогащенных тяжелыми минералами горизонтов, а во втором — размыв неподвижных отложений, в том числе и уже сформировавшихся россыпей. Продолжительность каждого процесса в отдельности зависит от изменения условий питания потока обломочным материалом и от темпа и знака относительных вертикальных колебаний берега.

Интенсивный размыв, впрочем, как и быстрая аккумуляция, по-видимому, неблагоприятно сказываются на формировании россыпей. Об этом свидетельствуют примеры, согласно которым на участках с подобным режимом россыпи почти не образуются (Болдырев, 1960; Зенкович, 1962; Аксенов и др., 1965₁, 1965₂). Видимо, наиболее благоприятна ситуация, при которой обеспечивается относительно неизменная мощность слоя волновой переработки в течение достаточно продолжительного промежутка времени.

Так как сложенные наносами берег и подводный склон всегда представляют собой совокупность закономерно расположенных элементов рельефа, то процесс современного осадкообразования происходит одновременно с процессом рельефообразования. Формы подвижного рельефа в период волнения меняют свои контуры и размеры, смещаются вдоль берега или по нормали к нему. В прямой зависимости от силы и направления волнений находятся морфологические изменения дна и пляжа и подвижки наносов. Как правило, одни донные и пляжевые формы рельефа с развитием шторма частично или полностью размываются, а с его затуханием восстанавливаются вновь. Другие сохраняются и при волнении, но тогда они смещаются по ходу распространения волн и течений. Ввиду неодинакового воздействия морских вод и на формы прибрежного рельефа дифференциация наносов происходит различно на разных частях форм — один из их элементов может быть местом преимущественного накопления легких минералов, а другой — тяжелых. Поэтому знание морфодинамических особенностей береговой зоны совершенно необходимо при поисках прибрежно-морских месторождений и должно стать отправной позицией в деле прогнозирования и разведки таких месторождений.

Еще 10—15 лет назад фактически не проводилось четкого разграничения между наносами и отложениями на морских побережьях. Об этом свидетельствует тот факт, что при отборе проб грунта с поверхности дна или пляжа (т. е. наносов) результаты лабораторной обработки образцов механически переносились и на рыхлые отложения, подстилающие слой волновой переработки. По этой же причине поверхностные налеты тяжелых минералов, образующиеся после каждого волнения и не представляющие непосредственного практического интереса, выдавались за трехмерные россыпные тела, закономерности формирования которых совершенно другие. Эти методические ошибки объясняются отсутствием до недавнего времени эффективного приспособления для зондирования подвижной толщи пляжевых и донных осадков береговой зоны. Лишь с изобретением вибропоршневой трубки и успешным ее применением стало возможным изучать распределение концентратов тяжелых минералов не только по площади, но и по мощности (Невеский, 1957, 1967).

В настоящее время данные вибробурения в сочетании с другими методами изучения литодинамических процессов показали, что в слое волновой переработки содержание тяжелых минералов может отличаться от их содержания в подстилающих отложениях. Различия наблюдаются не только в валовом содержании тяжелых минералов, но и по отдельным минералам. Картина подчас бывает настолько контрастной, что не разграничивать толщу наносов и постоянных, захороненных отложений нельзя.

Рассмотреть динамические и структурные черты подвижного слоя необходимо также для характеристики концентратов, успешного проведения геологоразведочных работ и изучения процессов формирования россыпей.

На основании анализа большого промерного материала, содержащегося в работах В. П. Зенковича (1962), О. К. Леонтьева (1961), В. В. Лонгинова (1963) и других авторов, можно установить мощность и ширину толщи волновой переработки и участки вдоль берега моря,

на которых этот слой лучше всего выражен. Хорошим примером непрерывных долгосрочных работ в этом направлении являются исследования на песчаном пляже Вирджиния в США (Harrison, Wagner, 1964). Эти работы позволили определить параметры слоя в течение малых, умеренных и крупных волнений, а также сезонные и годовые изменения.

Согласно упомянутым источникам, максимальная толщина слоя наносов достигает 4,0—4,5 м и приурочена на приглубых берегах к приурезовой полосе, а на отмелях — к зоне подводных валов, что согласуется с закономерностями расхода энергии волн и течений в прибрежном пространстве. С продвижением на большие глубины вниз по подводному склону и к тыльной стороне пляжа мощность слоя постепенно убывает. Чем круче подводный склон, тем меньше ширина полосы волновой переработки и тем ближе к линии уреза располагается ее внешняя граница. В общем случае в местах большей емкости потока наносов мощность слоя волновой переработки больше, но ширина полосы подвижных наносов на дне меньше за счет широко развитого бенча.

Указанные морфолого-динамические особенности слоя волновой переработки нужно учитывать при разграничении подвижных и стабильных осадков, выяснении условий залегания концентратов тяжелых минералов в подвижных и древних стабильных осадках, выборе оптимальной сетки разведочных скважин в береговой зоне и подходящего способа опробования.

О формировании и свойствах россыпей слоя волновой переработки. Поскольку развитие среды возникновения прибрежно-морских россыпей определяется действием гидродинамических факторов (при благоприятных предпосылках), естественно, что и формирование самих россыпей данного генетического типа также находится в зависимости от этих факторов. Однако распределение тяжелых минералов в связи с различной крупностью зерен полезных компонентов осуществляется по профилю береговой зоны неодинаково.

Как было отмечено ранее, на относительно приглубых песчаных берегах наносы обладают большей крупностью, чем на отмелях. В то же время на приглубых берегах основное количество волновой энергии тратится в приурезовой полосе, благодаря чему мелкие и легкие частицы вымываются с пляжа на подводный склон. Если тяжелые минералы тяготеют к крупности 0,2—0,5 мм, как на многих морских бассейнах (Аксенов и др., 1965, 2), то образование россыпей происходит на пляже. Если же тяжелые минералы приурочены к мелким пескам и алевритам (0,25—0,05 мм), например как на Балтийском море, то формирование россыпных тел происходит в местах с меньшей мощностью слоя волновой переработки — на подводном склоне, куда выносятся наносы данной крупности. Соответственно в первом случае тяжелые минералы концентрируются ближе к области зарождения потока наносов, чем во втором.

Существует мнение (Кухаренко, 1961; Пятнов, 1956; Трофимов, 1963; Rao, 1957), что тектонические колебания блока суши относительно уровня бассейна существенным образом влияют на возникновение, состав, условия формирования россыпных тел. Очевидно, подобные утверждения справедливы для генетических типов континентальных месторождений. Что касается подвижных концентратов слоя волновой переработки, то относительные вертикальные колебания побережья воздействуют на них настолько незначительно, что это воздействие, практически, незаметно. Дело здесь заключается в несопоставимости скоростей вертикальных движений берегов и формирования концентратов в подвижном слое наносов — последние могут образоваться в течение месяцев или нескольких лет, в то время как влияние первых сказывается в геологические промежутки времени.

Об этом свидетельствуют сообщения о восстановлении современных россыпей слоя волновой переработки на пляже (Тарасов, 1960; Капара-

thipillai, 1964) и наши работы по наблюдению за регенерацией донных россыпей (Шуйский, 1969₁).

Анализ явления восстановления россыпей показал, что данный процесс находится в неразрывной связи с морфодинамическими преобразованиями дна и пляжа, скорость выравнивания рельефа намного опережает отмыв тяжелых минералов, отмыв наносов и восстановление вещественного состава наносов происходит лишь в слое волновой переработки.

Необходимо также сказать, что восстановление россыпей происходит не только под влиянием искусственных нарушений, но и в результате естественных причин. Такими причинами являются исключительно сильные штормы, с которыми обычно связываются наиболее существенные перестройки профиля равновесия береговой зоны. Произведенное нами совмещение контуров одной из россыпей в восточной части Балтийского моря, на основании материалов В. Г. Ульста (1963), данных экспедиций Института океанологии АН СССР и наших исследований, показало, что россыпь строго локализована и залегает на тех же глубинах и на том же участке берега, что и 10 лет назад. Произошли лишь местные колебания ее границ, связанные с действием отдельных штормов или их серий. И это, — несмотря на то, что за десятилетний период прошел ряд жестоких штормов, вызванных ветрами ураганной силы.

Очевидно, такая стабильность россыпных тел во времени и пространстве связана с определенным режимом вдольберегового потока наносов, в процессе развития которого обеспечивается постоянный обмен наносов в слое волновой переработки. Возникновение новых россыпных тел, их смещение на другое место или размыв, по-видимому, происходит вместе с соответствующим изменением режима потока наносов.

Выводы. Рассмотренные выше разные виды прибрежно-морских россыпей и их генетические особенности позволяют, во-первых, выделить две главные группы россыпей прибрежно-морского генезиса и, во-вторых, дать им определения.

1. К первой группе относятся стабильные россыпи, под которыми понимаются однократно или многократно переотложенные концентрации минералов среди отложений, возникших в результате разрушения горных пород одним из экзогенных агентов или совокупностью, сноса обломочного материала в конечный водоем, краткой или долгосрочной переработки обломочного материала морскими волнами и течениями, дифференциации его по гидравлической крупности и дальнейшего возможного захоронения.

2. Под мобильными россыпями понимаются концентрации тяжелых минералов в слое волновой переработки береговой зоны водоемов, образовавшиеся в результате современной дифференциации обломочного материала по гидравлической крупности и способные возобновляться в ходе морфо- и литодинамических процессов.

3. Рельеф береговой зоны восстанавливается после любых искусственных нарушений, а вещественный состав наносов, в том числе на участках залегания россыпных тел, — лишь в слое волновой переработки.

4. Главные отличия россыпей слоя волновой переработки от других разновидностей россыпей прибрежно-морского генезиса (погребенных, реликтовых, ископаемых): подвижность под влиянием отдельных волнений или их серий, способность восстанавливаться, независимость от непосредственного влияния тектонических и эвстатических факторов.

5. Основной фактор образования прибрежно-морских россыпей — вдольбереговые потоки наносов или, реже, поперечные подвижки. Поэтому изучение данного генетического типа россыпей может дать положительные результаты лишь при использовании методики исследования и закономерностей развития морских берегов и прибрежного осадкообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А. А., Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Изучение процессов образования и захоронения современных прибрежных россыпей. В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965₁.
- Аксенов А. А., Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей. Тр. Ин-та океанол. АН СССР. М., 1965₂, т. 76.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Болдырев В. Л. Изучение потоков песчаных наносов и проблема поисков прибрежно-морских россыпных месторождений.— Тр. Ин-та геол. АН ЛатвССР, Рига, 1960, т. 6.
- Гершанович Д. Е., Забелина Э. К. Геоморфологические и литологические исследования аккумулятивного берега Охотского моря в районе Охотска.— Тр. ГОИН. Л., 1957, вып. 44.
- Григорьева А. И. Особенности формирования древних прибрежных россыпей Запдно-Сибирской низменности.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.
- Зенкович В. П. Основные проблемы геоморфологии морских берегов. Мат. II Геоморфол. совещ. Океаногр. комиссия АН СССР: М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Зенкович В. П. Изучение морских берегов КНР.— Вестн. АН СССР, 1959₂, № 9.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Лапин С. С. О понятии «россыпь» и возрасте золотых россыпей.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.
- Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во МГУ, 1961.
- Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Невесский Е. Н. Исследование толщ прибрежных отложений с помощью вибропоршневой трубки. Докл. АН СССР, 1957, т. 112, № 3.
- Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
- Невесский Е. Н., Щербаков Ф. А. Концентрация тяжелых минералов в прибрежно-морских отложениях и некоторые вопросы россыпеобразования.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Госгортехиздат, 1960, т. 4.
- Павлидис Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. М., «Наука», 1968.
- Пятнов В. И. Условия образования прибрежно-морских россыпей. Разведка и охрана недр, 1956, № 5.
- Пятнов В. И. К вопросу об образовании прибрежно-морских россыпей тантало-ниобатов.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Тарасов А. А. Методика поисков древних и современных цирконо-ильменито-рутиловых россыпей прибрежно-морского типа.— Тр. Ин-та геол. АН ЛатвССР, Рига, 1960, т. 6.
- Трофимов В. С. Прибрежно-морские россыпи и условия их возникновения. Там же.
- Трофимов В. С. Условия образования дельтовых и прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых.— В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ульст В. Г. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов в береговой зоне моря.— Тр. Ин-та геол. АН ЛатвССР, Рига, 1963, т. II, вып. XI.
- Шнюков Е. Ф. Генезис железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Шуйский Ю. Д. О прибрежно-морских россыпях Восточной Балтики.— Тез. докл. Научн. конф. молодых ученых ИГЕМ АН СССР, посв. 100-летию со дня рождения В. И. Ленина. М., «Наука», 1969₁.
- Шуйский Ю. Д. Регенерация современной прибрежно-морской россыпи в связи с динамикой песчаного подводного склона.— Докл. АН СССР, 1969₂, т. 189, N 5.
- Emery K. O., Noakes L. C. Economic placer deposits of the continental shelf.— Techn. Bull. ECAFE, 1968, v. 1.
- Gespersion W. S. Heavy gravity minerals in the sand of Florida.— Rocks and Minerals, 1948, v. 23, No. 5.
- Harrison W., Wagner K. Beach changes at Virginia beach, Virginia. U. S. Army Coastal Eng. Research Center, No. 6, 1964.
- Kanapathipillai K. C. Ilmenite from the coasts East of Ceylon.— Mining. Mag., 1964, v. 110, No. 4.
- Nicholson D. S., Cornes J. J. S. Ilmenite deposits in New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1958, v. 1, No. 4.
- Nicholson D. S., Fife H. E. Borefore survey of North Island ironsands from Plymouth to Kaipara Harbour.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1958, v. 1, No. 4.
- Rao C. B. Beach erosion and concentration of heavy mineral sands.— J. Sediment. Petrol., 1957, v. 27, No. 2.

Институт океанологии
Москва

Дата поступления
5.III.1969

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.3.051 (574.1)

ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ
ОТЛОЖЕНИЙ НЕОКОМА НА ТЕРРИТОРИИ
ХРЕБТА ВОСТОЧНЫЙ КАРАТАУ (МАНГЫШЛАК)

Г. Ф. РОЖКОВ, В. Г. СУХИНИН, Б. И. ТИТОВ

Наши исследования были основаны на изучении косо́й сло́йчатости и гранулометрии отложений неокома района пос. Шетпе-Жармыш на территории хребта Восточный Каратау. Обобщения проводились на основе собственных полевых наблюдений и использования данных геологической карты масштаба 1:200 000.

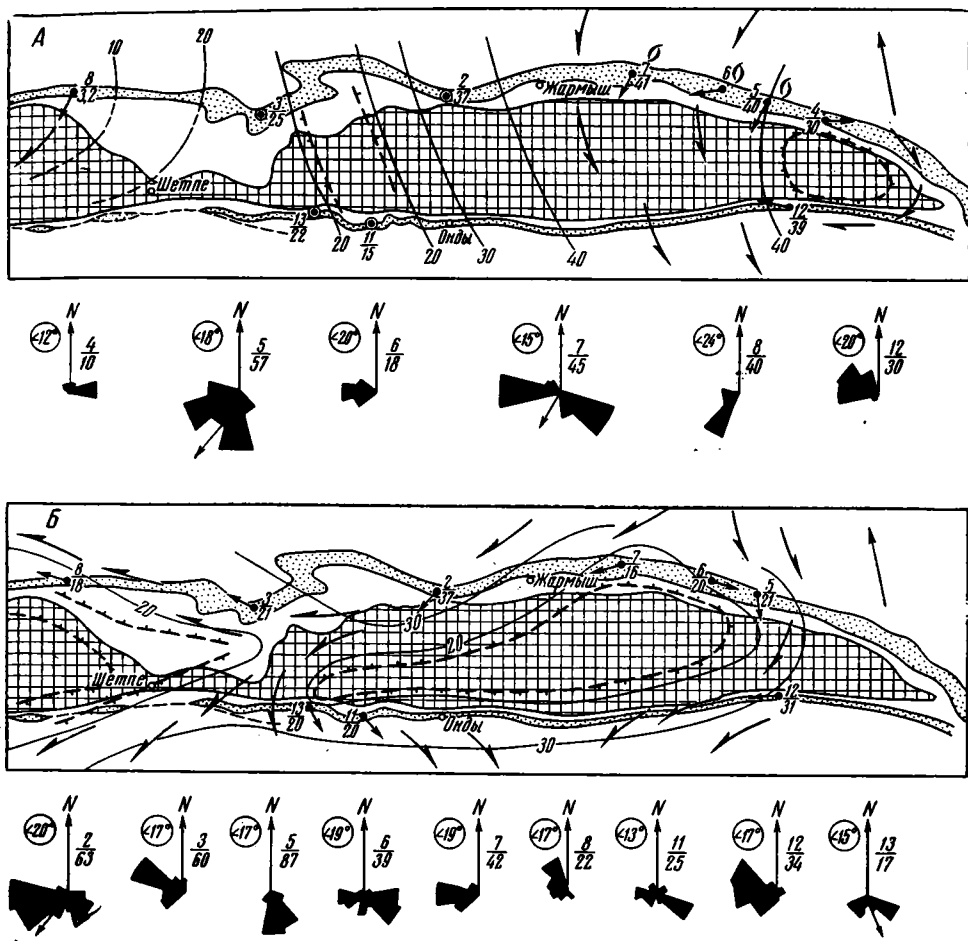
Район хребта Восточный Каратау относится к центральной части Каратауской мегантиклинали, в ядре которой обнажаются пестроцветные породы перми и верхнего триаса. Юрские, меловые и более молодые отложения слагают крылья мегантиклинали, обрисовывая в более общем плане структуру перми и триаса.

Породы неокома трансгрессивно залегают на различных горизонтах юры. В исследованном районе установлено присутствие всех ярусов неокома.

Разрез берриаса сложен песчано-алевритовыми породами и сравнительно мощными пластами комковатых песчаных известняков, содержащих кварцевую гальку и гравий. В основании толща имеет базальный фосфоритовый слой. На северном склоне хребта Восточный Каратау в разрезах Куркрук, Джаман-Сауран сильнопесчаные и кавернозные известняки с бореальной фауной ауцелл. Характерно, что именно к этим известнякам приурочены наиболее четко выраженные серии косых слоев мульдобразного типа. Берриасовый возраст установлен по наличию руководящих форм этого яруса — *Rjasanites rjasanensis* Nik., *Protocanthodiscus*. Мощность яруса до 13 м.

Валанжин в исследованном районе представлен лишь нижним подъярусом. Граница с берриасом проводится по подошве сравнительно мощного, так называемого «жармышского» известняка, хорошо различаемого в разрезе по характерным карнизам, которые эти слои образуют в рельефе. Известняки песчаные, комковатые, кавернозные. Выше «жармышского» известняка в разрезе присутствуют мелкозернистые кварцевые слабосцементированные пески. В исследованном районе наблюдается выклинивание песчаной пачки в западном и восточном направлениях.

Встреченные в разрезе подъяруса комплексы фауны имеют более молодой облик, чем берриасовые, но руководящие формы нижнего валанжина отсутствуют. Вследствие этого, а также по стратиграфическому положению между берриасом и фаунистически охарактеризованным го-



Фиг. 1. Схемы донных течений в неокомских бассейнах района хребта Восточный Каратау и гистограммы углов падения косых слоёв мультислойчатого типа этих бассейнов

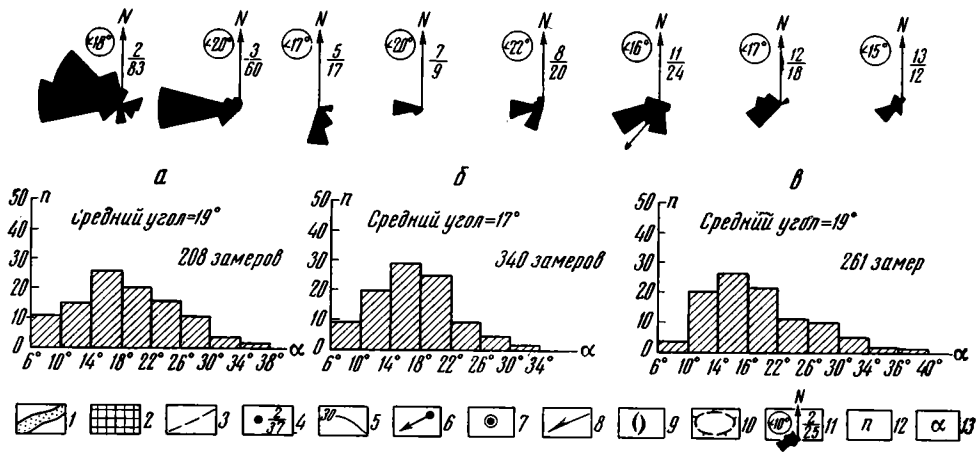
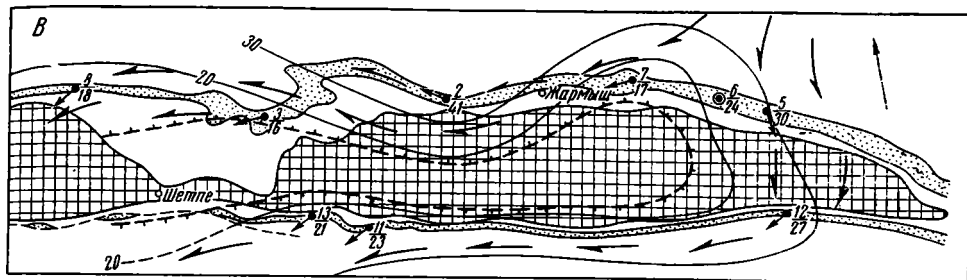
Бассейны: а — берриасовый и ранневаланжинский; б — раннеготеривский; в — кугусемский. 1 — обнажения неокомских отложений; 2 — обнажения отложений пермотриаса; 3 — тектонические нарушения; 4 — точки замеров ориентировки косой слоистости, в числителе — номер разреза, в знаменателе — мощность (м) отложений данного яруса, данной свиты; 5 — изопакиты, по Н. Ю. Клычевой; 6 — фактические направления донных течений; 7 — места отсутствия косослойчатых текстур; 8 — предполагаемые направления донных течений; 9 — скопления фауны акул; 10 — относительные поднятия рельефа дна бассейна; 11 — фактические диаграммы — розы косой слоистости: в числителе — номер разреза, в знаменателе количество достоверных замеров, слева в кружке — средний угол падения косых слоёв; 12 — количество замеров с одинаковыми углами падения; 13 — углы падения косых слоёв

теривом указанные выше слои условно отнесены к нижнему валанжину. Мощность нижнего валанжина до 30 м.

Готеривский ярус представлен мелководными осадками нижнего готерива и континентальными красноцветными образованиями низов «кугусемской свиты», возраст которой определяется как верхний готерив (?) + баррем.

Нижний готерив залегает с размывом на валанжине и литологически представлен в основном песчаниковой желтовато-зеленой толщей, внизу содержащей глинистые, а в средней и верхней частях — сравнительно мощные пласты ракушняка и карбонатных песчаников с сериями косых слоёв.

Возраст толщи уверенно датируется по присутствию *Dichotomites bidichotomus* Leym. В осадках нижнего готерива весьма многочисленны



Фиг. 1, B

толстостенные раковины устриц и тригониид. Мощность подъяруса до 30 м.

Пестроцветные барремские и предположительно нижнеготеривские отложения Мангышлака в 1963 г. выделены А. А. Савельевым в кугусемскую свиту. Стратотипом свиты принят разрез, расположенный северо-восточнее колхоза Кугусем (Восточный Мангышлак).

Отложения кугусемской свиты связаны с нижнеготеривскими постепенным литологическим переходом. В то же время на границе нижней и верхней подсвит наблюдаются пласты брекчии, состоящей из переотложенных пород нижней подсвиты. Разрез свиты сложен внизу преимущественно вишнево-красными песчанистыми глинами с тонкими прослоями песков и реже косослойчатых песчаников, а вверху — сероцветными и алевроито-глинистыми породами с прослоями и линзами голубовато-серых алевролитов. Общая мощность свиты примерно 40 м.

Кугусемская свита трансгрессивно перекрывается так называемой нижнеаптской «плитой» (конгломерато-брекчия с фосфоритовыми желваками), представляющей собой типичный конденсированный слой мощностью до 0,7 м.

В отложениях неокома исследованного района доминирует косая слойчатость мультислойчатого типа (Allen, 1963). Замеры азимутов падений производились только на препарированных выветриванием поверхностях в средней части косых слоев. По возможности выбирались центральные сечения косослойчатых серий. В каждой серии делалось два замера. Все серии слоев по вертикальной линии разреза охвачены замерами.

Из анализа фиг. 1, а видно, что в берриасовом морском бассейне на месте современного хребта Восточный Каратау донные течения были направлены с северо-востока на юг вдоль пониженных частей рельефа дна морского бассейна. К этим участкам бассейна приурочены зоны скопления ауцелл. На западе исследованной территории отсутствие ау-

целлового горизонта в осадках берриаса сопровождается и отсутствием косослойчатых текстур. По уменьшению мощностей берриаса и нижнего (?) валанжина, учитывая преимущественно конседиментационный характер роста положительных структур в данном регионе, можно предположить, что в этом районе существовало небольшое поднятие. Примерно такое же поднятие на востоке также обтекалось донными течениями. Эти подводные поднятия-отмели были разделены субмеридиональным прогнутым участком дна с наклоном к югу.

По экспериментальным данным А. В. Джоплинга (Jopling, 1965), относительные изменения средних углов падения косых слоев мультислойчатого типа могут свидетельствовать об относительном изменении скоростей донных течений. Наименьшие относительные скорости течений в берриасовом бассейне отмечаются по линии Джаман — Сауран — Чиили, т. е. вдоль батиметрической оси прогиба. По периферии прогиба наблюдается некоторое повышение скоростей донных течений.

При рассмотрении фиг. 1, б по направленности течений можно предположить, что к началу готеривского века произошла значительная перестройка в процессах формирования рельефа дна морского бассейна, вызванная тектоническими причинами. К этому времени преобладающими стали субширотные поднятия и прогибы.

В связи с этим изменилась и система донных течений. В готеривском бассейне донные течения, направленные с северо-востока на юг — юго-запад, обгнали сравнительно большое подводное субширотное поднятие, которое было приурочено к центральной части современного хребта Восточный Каратау. Между этим поднятием и более западным, территориально соответствовавшим хребту Западный Каратау, существовал седлообразный прогиб (район железнодорожной станции Шетпе), через который проходили течения с северо-востока на юго-запад. Относительно высокие скорости донных течений отмечаются как в районе этого прогиба, так и на восточном склоне Восточно-Каратауского поднятия. Наименьшие скорости течений наблюдаются вдоль северного склона этого поднятия.

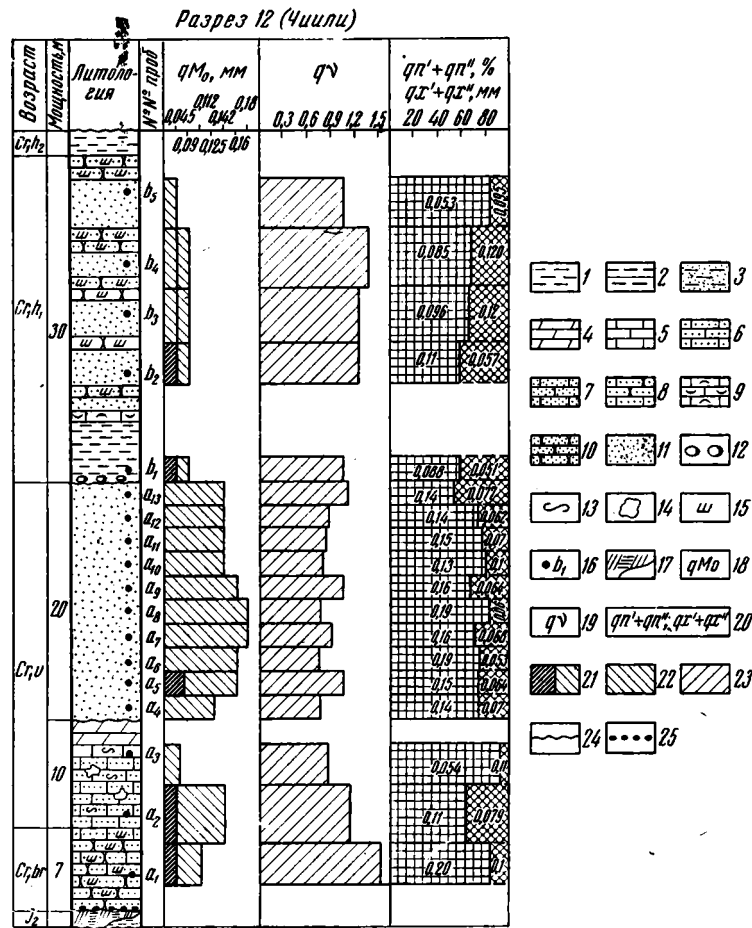
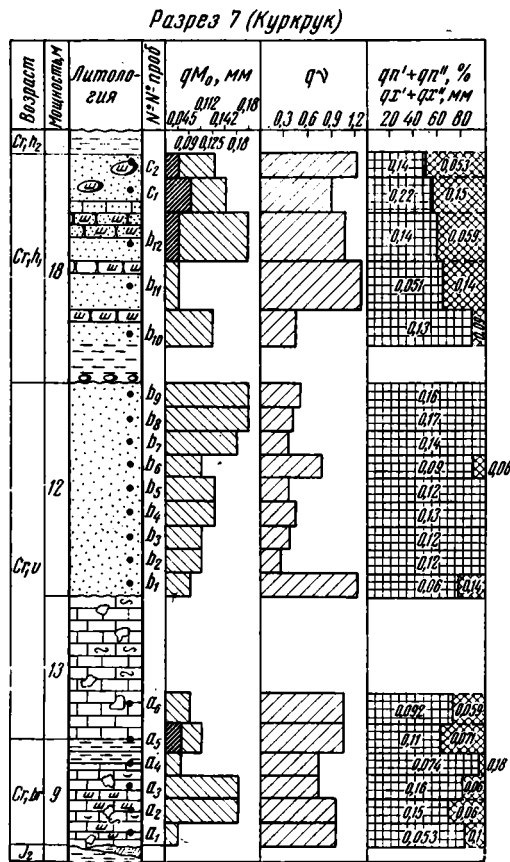
В кугусемское время (фиг. 1, в) существовала в общем близкая к раннеготеривской система донных течений. Отличие заключается в том, что исчезает прогиб между поднятиями Восточного и Западного Каратау. Течения по-прежнему направлены вдоль субширотного поднятия с северо-востока на запад. Исходя из факта сохранения и аналогичного распределения донных течений, можно предполагать, что и в кугусемское время на территории Восточного Каратау существовал водный бассейн. Повышение скоростей донных течений в этом бассейне отмечается вдоль юго-восточного склона Восточно-Каратауского поднятия, а вдоль северного — значительное снижение скоростей.

Также следует указать, что в раннеготеривском бассейне существовали более высокие скорости течений по сравнению с валанжинским и кугусемским бассейнами.

Из представленных схем видно, что векторы переноса обломочного материала (течений) направлены вдоль изопахит. Глубины бассейнов были незначительными, во всяком случае не превышали глубину волнового воздействия, о чем свидетельствуют толстостенные раковины ископаемых пелеципод. В связи с этим можно считать, что донные течения были, очевидно, дрейфового происхождения.

В результате текстурного анализа берриасовых и нижнеготеривских отложений выяснилось, что формирование песков нижнего валанжина совпало по времени с тектонической перестройкой района хребта Восточный Каратау, которая выразилась в изменении ориентировки прогибов и поднятий с субмеридиональной на субширотную.

В песках нижнего валанжина полностью отсутствуют косослойчатые текстуры. Опробование этих отложений для гранулометрических иссле-



Фиг. 2. Распределение гранулометрических параметров по разрезам (по данным счёта)

1 — глины; 2 — углистые глины; 3 — глины и алевролиты; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — известняки песчаные; 7 — известняки с грауверк; 8 — песчанки карбонатные; 9 — ракушечники; 10 — песчанники; 11 — пески; 12 — конкреции песчаные и известняковые; 13 — комковатость; 14 — каверзность; 15 — косая слоистость; 16 — точки опробования; 17 — задернованные участки; 18 — средние размеры модальных фракций; 19 — коэффициенты вариации; 20 — гетерогенность гранулометрического состава; средние размеры составляющих гранулометрических распределений; 21 — бимодальность ЭПР; 22 — одно-модальность ЭПР; 23 — значения величин вариации; 24 — линия размыва; 25 — базальные конгломераты. Цифры в седьмой колонке отвечают величинам qx' и qx'' .

дований производилось по разрезам через интервалы в 1—1,5 м. В подстилающих и перекрывающих отложениях пробы отбирали точечным методом, но с неравномерными интервалами, согласно с текстурными и структурными особенностями пород. Все точки опробования представлены на фиг. 2. Объем проб в известняках не менее 500 г, а в кварцевых нижневаланжинских песках 150 г. Всего было отобрано и проанализировано 62 пробы.

Для каждой пробы производился дробный 19-фракционный ситовой анализ. Все механические анализы были сделаны в лаборатории ВНИГРИ. Статистические расчеты выполнялись автоматически на БЭСМ-3М по программе, составленной во ВНИГРИ. Основная часть этой программы опубликована (Рожков, Трофимова, 1968). Все расчеты проводились в двух вариантах: по весовым данным и в пересчете на количество зерен в размерных фракциях по методике Т. Хэйча (Hatch, 1933) и Л. Б. Рухина (1947). Анализ условий осадкообразования дается по данным пересчета.

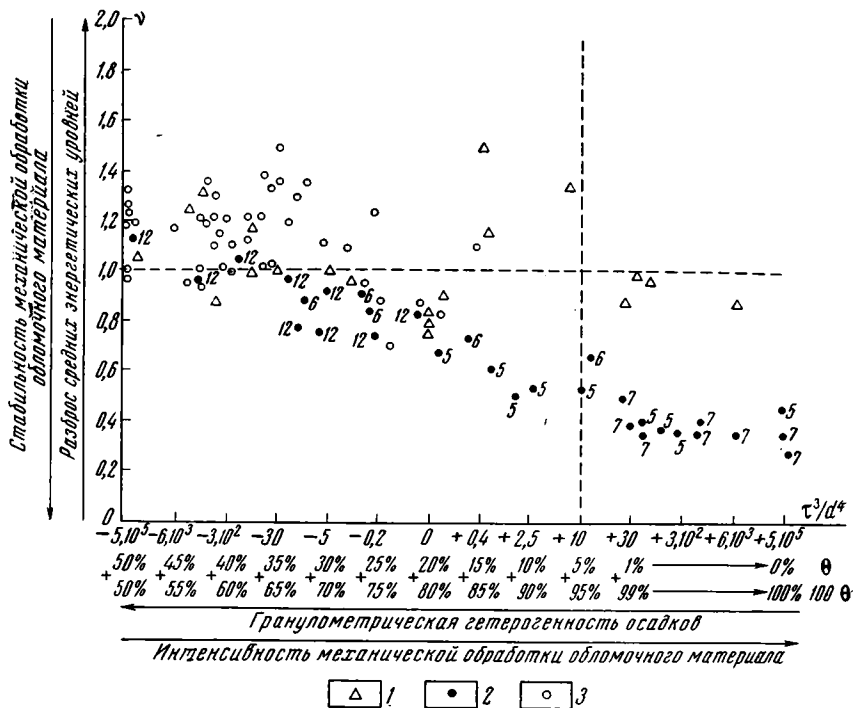
Для того чтобы прогнозировать формы и размеры песчаных тел, с которыми могут быть связаны литологические ловушки для нефти и газа, необходимо изучать условия их седиментации (Potter, 1967). Информация для проведения палеодинамических реконструкций может быть получена из статистического анализа эмпирических полигонов распределения гранулометрического состава (ЭПР) проб, взятых из соответствующих отложений.

Одна из самых характерных особенностей ЭПР отложений неокома—их одновершинность. Что же касается абсолютных величин коэффициентов асимметрии и эксцесса, то следует подчеркнуть, что они указывают в большинстве случаев на определенные отклонения от логнормального распределения. В результате изучения гранулометрического состава современных отложений нами было установлено, что наибольшей информативностью для палеодинамических реконструкций обладают средние размеры наиболее грубозернистых и модальных фракций, коэффициенты вариации, а также отношения куба эксцесса к четвертой степени асимметрии, которые позволяют соответствующие одновершинные ЭПР разбивать на две составляющие их подсовокупности. Для каждой подсовокупности отдельно вычисляется ее процентное содержание ($qN' + qN'' = N = 100\%$), рассчитываются величины средних размеров (qX' и qX''), а также дисперсий (Урбах, 1963).

Размеры наиболее грубозернистых и модальных фракций являются показателями средних энергетических уровней седиментации. Коэффициенты вариации указывают на статистический разброс средних значений энергетических уровней. Количественная оценка скрытой бимодальности позволяет судить не только о путях разноса обломочного материала, но также дает представление о соотношении скорости тектонического прогибания и интенсивности механической переработки разнородного обломочного материала.

При корреляции процентного содержания в пробах фракций $< 0,05$ мм и средних размеров наиболее грубозернистых фракций не было установлено какой-либо зависимости. Из этого следует, что при формировании отложений неокома выпадение в осадок мелкоалевролитово-глинистых частиц ($< 0,05$ мм) и крупноалевролитово-песчаных (1,0—0,05 мм) происходило независимо друг от друга.

На фиг. 2, 3 видно, что морские осадки берриаса, нижнего валанжина и нижнего готерива формировались в различных энергетических условиях. Для терригенной составляющей карбонатных морских осадков берриаса характерны большие величины коэффициентов вариации (0,9—1,3) и значительная степень гранулометрической гетерогенности кластического материала. По размерам наиболее грубозернистых и модальных фракций можно предполагать что нижние слои так назы-



Фиг. 3. Динамическая диаграмма условий осадконакопления

1 — карбонатные осадки берриаса; 2 — песчаные осадки нижнего валанжинца; 3 — песчаные осадки нижнего готерива
 Цифры около точек показывают номера разрезов, где были взяты соответствующие пробы: 5 — Джаман — Сауран, 6 — Сауран, 7 — Кур-Крук, 12 — Чинли

ваемого «жармышского» известняка образовались в условиях более высоких энергий водной среды, чем подстилающие их косослойчатые песчаные известняки ауцеллового горизонта. Для берриасового века характерно резкое преобладание скорости прогибания над интенсивностью механической переработки обломочного гранулометрически гетерогенного материала. В этот век для района хребта Восточный Каратау господствующими оказались нисходящие тектонические движения.

В последующий валанжинский век обстановка сильно изменилась — произошло значительное уменьшение скорости прогибания. В конце валанжинского века, очевидно, наступила полная приостановка процессов прогибания, о чем свидетельствует резкое уменьшение величин коэффициентов вариации, степени гранулометрической гетерогенности, общее увеличение размеров модальных фракций и появление в осадках логнормальных ЭПР.

Из анализа фиг. 3 следует, что в ранневаланжинский век в районе хребта Восточный Каратау обломочный материал поступал с северо-востока и перемещался в южном направлении. В это же время на северном склоне хребта существовали условия подводных пляжей. В южном направлении отмечается увеличение степени гранулометрической гетерогенности нижневаланжинских песков, увеличение коэффициентов вариации, уменьшение размеров наиболее грубозернистых и модальных фракций. В этом же направлении происходит увеличение общей мощности песчаной толщи. Все это указывает на то, что к району южного склона современного хребта было приурочено относительное увеличение глубины бассейна. В связи с этим энергия волнений уменьшалась и увеличивалось значение поступательных течений.

На основе всех этих данных вероятнее ожидать продолжения песчаного тела (линзы) в южном направлении по линии Джаман — Сауран — Чили, так как вдоль этой линии было направлено основное перемещение песчаного материала. Однако к северо-востоку от разреза Кур-Крук (в зоне подводных пляжей) можно ожидать значительного увеличения гранулометрической гомогенности нижневаланжинских песков, а следовательно, и улучшение их коллекторских свойств.

Начало готеривского века вновь ознаменовалось быстрым тектоническим погружением всего района. К центральной части хребта Восточный Каратау было приурочено относительное поднятие. Скорости прогибания вновь стали сильно превосходить интенсивность механической переработки обломочного материала. В готеривском бассейне господствовали поступательные дрейфовые течения, которые являлись основным агентом транспортировки и обработки терригенного материала. Об этом свидетельствуют обилие косослойчатости мульдобразного типа и приуроченность данных гранулометрического состава на графике (см. фиг. 3) к «полю поступательных течений».

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. В неокомское время на территории современного хребта Восточный Каратау существовали донные течения дрейфового типа, разноразмерный обломочный материал по дну нормально-морских и опресненных бассейнов. Вектора перемещения кластического материала совпадают с простираем изопахит отложений.

2. Изменения направлений донных течений дали информацию о тектонической перестройке района в раннем валанжине, которая выразилась в перемене субмеридиональной ориентировки осей поднятий и прогибов на субширотные направления.

3. Берриасово-нижневаланжинский цикл седиментации в связи с уменьшением скорости прогибания дна бассейна завершился резким преобладанием скорости механической переработки обломочного материала над процессами захоронения осадков.

4. Кварцевые пески нижнего валанжина в форме вытянутой с севера на юг линзы формировались в различных палеодинамических условиях непосредственно в период тектонической перестройки района современного хребта Восточный Каратау. Эти осадки, заполнив подводный прогиб, способствовали общему выравниванию рельефа дна морского бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Ключева Н. Ю., Якуницкая М. И. Стратиграфия и фации нижнемеловых отложений Мангышлака.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 218.
- Рожков Г. Ф., Трофимова З. М. Способ статистической обработки гранулометрических данных на ЭВМ.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во ЛГУ, 1947.
- Савельев А. А., Василенко В. П. Фаунистическое обоснование стратиграфии нижнемеловых отложений мангышлака.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 218.
- Урбах В. Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций.— Тр. ГИН. М., 1965, вып. 132.
- Allen J. R. L. The classification of cross-stratified units with notes their origin.— Sedimentology, 1963, No. 3.
- Hatch T. Determination of «Average Partical Size» from the sreen analysis of nonuniform particulate substances.— J. Franklin Inst., 1933, v. CLXV, p. 27—37.
- Jopling A. V. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas.— J. Sediment. Petrol., 1965, v. 35, No. 4.
- Potter P. E. Sand bodies and sedimentary environments: a review.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1967, v. 51, No. 3.

О ГЛУБИНЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОНКРЕЦИИ ПОД ПОВЕРХНОСТЬЮ ОСАДКА

П. В. ЗАРИЦКИЙ

Следы подводных размывов и подводных оползаний осадков различного масштаба в современных и ископаемых отложениях широко известны (Heim, 1908; Архангельский, 1930; Вассоевич, Коротков, 1935; Kukuk, 1936; Шрок, 1950; Наливкин, 1955; Ботвинкина, 1962; Итенберг, 1964; и др.). Во многих из этих работ справедливо отмечено большое значение правильной интерпретации подобных явлений для решения ряда геологических проблем.

Нам представляется, что наблюдения, проведенные над аналогичными явлениями в угленосных отложениях свиты C_2^4 Донбасса, позволяют использовать их для выяснения вопроса о возможной глубине формирования в осадке карбонатных конкреционных образований. Принципиальное решение этого вопроса дано в работах Н. М. Страхова (1953, 1960), где сделан вывод о том, что в верхних слоях (10 м) осадков процессов конкрециеобразования обычно не происходит. Однако автор допускает, что в специфических условиях замедленной седиментации конкреции сильно приближены к поверхности дна.

Условия для наблюдения указанных явлений в донецких угленосных отложениях были весьма благоприятны. «Обнажение» — kern большого диаметра (более 3 м), поднятый при проходке шахтного ствола бурением, с большой площадью видимости со всех сторон и гладкой поверхностью (см. фиг. 2—4). Ниже приводим последнее описание (снизу вверх) части 180-метрового непрерывного разреза, характеризующейся неоднократно неглубокими размывами. В слое условно объединяется часть толщи, ограниченная поверхностями размыва.

Мощность, м

Слой 25. Алеврит крупнозернистый с линзовидно-волнистой слоистостью за счет растительного шлама. Контакт постепенный 0,08—0,15

Слой 26. Алеврит мелкозернистый, темно-серый, горизонтально слоистый, постепенно переходящий кверху в аргиллит. На расстоянии 0,12; 0,40; 0,50; и 0,59 м от нижней границы имеются лепешковидные и линзовидные Mg-Fe-карбонатные конкреции. Контакт резкий, местами неровный с выступами и впадинами 0,60

Слой 27. Алеврит крупнозернистый, светло-серый, постепенно кверху переходящий в мелкозернистый и далее в аргиллит алевритовый; одновременно темнеет окраска породы. В 0,30 м от нижней границы развит тонкий (0,01—0,02 м) конкреционный прослой, местами неясно выраженный или представленный цепочкой линзовидных конкреций; выше на 0,15 м — второй четковидный конкреционный прослой. В промежутке между ними развиты единичные линзовидные конкреции (0,03×0,18; 0,03×0,10 м). Слоистость горизонтальная, лучше выраженная в более грубозернистой части слоя. В тонкозернистой части она подчеркивается положением уплощенных конкреционных тел. Мощность слоя переменная вследствие резкого с размывом налегания его на предыдущий слой и, в свою очередь, резкого с размывом перехода его в последующий слой. Местами он размыт нацело (фиг. 1). Контакт с вышележащим слоем резкий, не-

ровный. Превышение возвышающихся частей поверхности слоя над пониженными 0,35 м

0,0—0,61

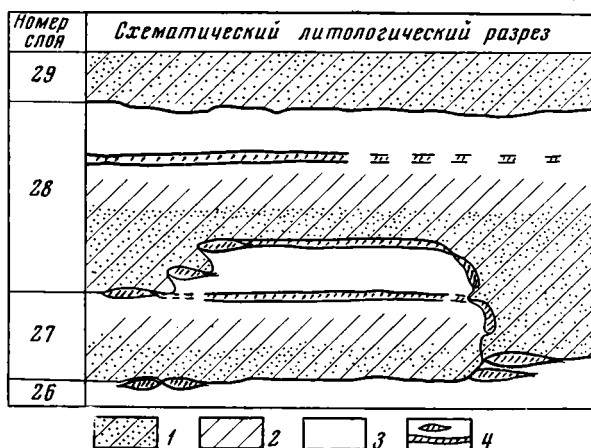
Слой 28. Алевролит крупнозернистый, светло-серый, в самой нижней части (0,05—0,10 м) даже песчаник тонкозернистый, кверху постепенно переходит в алевролит мелкозернистый, и аргиллит алевритовый, что сопровождается изменением окраски до темно-серой. Слоистость горизонтальная и слабоволнистая в более грубой части слоя и неясногоризонтальная в тонкозернистой части. В аргиллите развит маломощный (0,015 м) четковидный Mg-Fe-карбонатный конкреционный прослой, местами слабо выраженный. Местами слой 28 непосредственно залегает на размытой поверхности слоя 26 (см. фиг. 1). Контакт с вышележащим слоем резкий, неровный.

0,34—0,50

Слой 29. Алевролит крупнозернистый, светло-серый, кверху постепенно сменяется алевролитом мелкозернистым темно-серым и аргиллитом и алевритовым, к которому приурочены небольшие линзо- и лепешковидные Mg-Fe-карбонатные конкреции (0,02×0,07 м). Слоистость горизонтальная слабоволнистая в грубозернистой части и горизонтальная неясная в тонкозернистой части слоя. Контакт резкий, неровный.

0,26—0,40

Описанные слои очень сходны между собой в отношении гранулометрического состава (направления его изменения), условий залегания. Каждый последующий слой (за исключением слоя 26) ложится на размытую поверхность предыдущего. Слоевой шов в результате размыва резкий, хорошо заметный, что обусловлено контактом различных по размерности зерен и окраске пород.



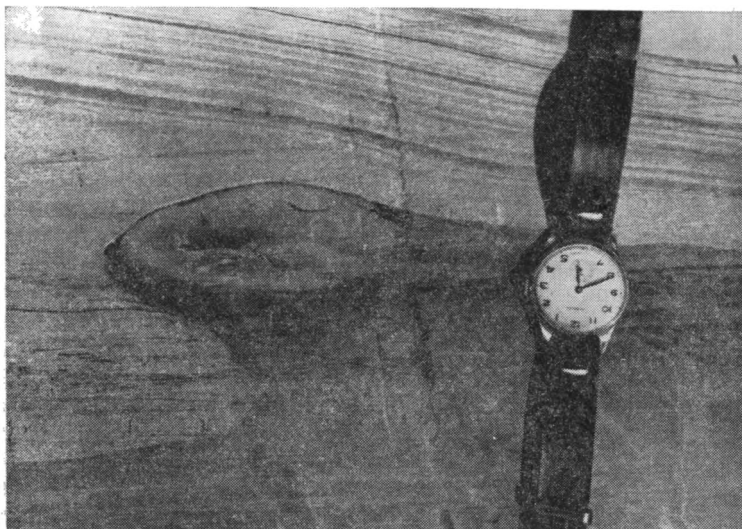
Фиг. 1. Схематическая зарисовка части разреза со следами подводных размывов (слои 26—29)

1 — алевролит крупнозернистый; 2 — алевролит мелкозернистый; 3 — аргиллит; 4 — конкреции

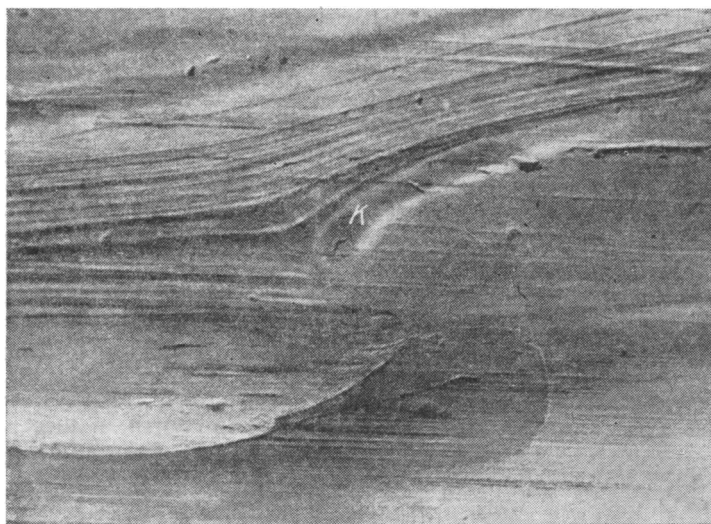
Учитывая диапазон изменения гранулометрического состава и наблюдаемую реально глубину вреза, измеряемую долями метра, можно заключить, что подводные размывы имели местный характер и не привели к серьезному изменению осадконакопления. Глубина вреза, по действительным замерам в наблюдаемой части разреза, не более 0,6 м. Естественно, что при этом какая-то часть тонкозернистого осадка верхней части каждого слоя также была смыта. Поскольку в сохранившихся от размыва слоях верхняя часть представлена обычно аргиллитом, можно

думать, что смытая часть слоев была по мощности примерно такая же, как и сохранившаяся от размыва.

Периодическое изменение динамики среды нашло отражение в неоднократном повторении размыва и направленном изменении гранулометрии осадка в пределах слоев, несогласно перекрывающих друг друга.



Фиг. 2. Образование в ходе размыва карнизоподобного уступа глинистого осадка под защитой конкреции
Уменьшено в 2 раза



Фиг. 3. Асимметрия конкреционных тел, венчающих выступы останца
К — конкреция; уменьшено в 2 раза

Особый интерес представляет характер и конфигурация поверхностей размыва. Показательно, что выступающие части слоев (останцы) сложены тонкозернистыми породами. Кроме того, конфигурация этих останцев тесно связана с наличием, формой, размерами и характером залегания конкреций в размываемом слое (см. фиг. 1, 2, 3). В самом

деле, выступы таких останцев (см. фиг. 1, слой 27) образуют именно тела конкреций, которые резко контактируют с налегающим слоем. Такие выступы, защищенные конкрециями, не только выдаются вверх, но несут на себе следы подмывания, образуя карнизы. На фиг. 2 хорошо видно прислонение слойков отложившегося после размыва крупнозернистого алевролита. Наблюдения показывают, что во всех этих случаях конкреции залегают *in situ*.

Располагающиеся на различных уровнях в слое 27 конкреции образуют два уступа, защищенные от размыва, в левой части останца. Несколько ниже размыв «остановился» на третьем сверху горизонте конкреций этого слоя. Останец слоя 27 почти по всему периметру оконтурен четковидным конкреционным прослоем, а справа от останца слой 27 размывает нацело (см. фиг. 1). Именно в этой части конкреционный прослой почти выклинивается, развит слабо, т. е. он не мог надежным образом защитить слой от размыва. В случае хорошо индивидуализированных лепешковидных конкреций защищенные ими от размыва части останца образуют карнизы (см. фиг. 1, 2); в случае же конкреционных прослоев с неравномерной и в целом слабой степенью минерализации в горизонтальном направлении наблюдается огибание останца тонкими конкреционными телами (см. фиг. 1, правая часть останца слоя 27; фиг. 3). По мере вымывания глинистого осадка слабоминерализованный и недостаточный еще литифицированный конкреционный прослой под действием силы тяжести прогибался, оконтуривая останец.

На фигурах 2, 3 видно, что левые окончания конкреций, венчающих выступы останца, явно более тупые, чем их правая часть. Это можно объяснить двояко: либо произошел частичный размыв тела конкреций вследствие слабой литификации их к этому времени (что наиболее вероятно), либо конкреции продолжали расти и после возобновления осадконакопления. Естественно, что в этом случае конкреции образующий материал поступал только со стороны тонкозернистого осадка, что приводило к указанной выше асимметрии тел конкреций.

В слое 26 точно так же видно, что глубина вреза определяется наличием и расположением конкреций. Выступающие части слоя тоже находились под защитой конкреций. Слоевой шов — поверхность размыва — в точности следует за морфологией тел конкреций.

Многие исследователи подметили, что конкреции, как правило, залегают внутри петрографически однородного слоя. В нашем случае конкреции, развитые в аргиллите, резко контактируют с алевролитом и даже песчаником. Совершенно очевидно, что они приведены в контакт с этими породами вследствие местного размыва и последующего отложения песчано-алевритового материала на размывтой поверхности глинистого слоя со сформированными в нем конкрециями.

Перейдем теперь к краткому послонному описанию части разреза с текстурами оползания (снизу вверх).

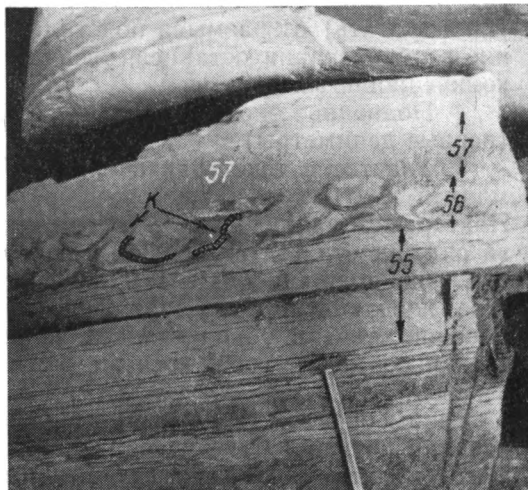
Мощность, м

- Слой 55.* Песчаник мелкозернистый, светло-серый, в нижней части алевролитовый с тонкими (0,01—0,02 м) прослойками алевролита мелкозернистого, темно-серого, с растительным детритом. Слоистость горизонтально-волнистая, подчеркнутая темными прослойками алевролита. Переход постепенный. . . 0,35
- Слой 56.* Песчаник мелкозернистый, светло-серый, с прослоями темно-серого алевролита мелкозернистого и аргиллита с текстурой оползания. Переход резкий, местами неровный. . . 0,20
- Слой 57.* Алевролит крупнозернистый, темно-серый, неяснослоистый, в верхней части со следами текстур оползания. Переход постепенный. . . 0,25

Благодаря различию в гранулометрии и окраске слойков; нарушенных в связи с подводными оползаниями, слой 56 заметно выделяется в керне. Маломощный слой с текстурой оползания залегают в типичном

своем развитии, т. е. среди ненарушенных осадков. Верхняя и нижняя границы его довольно прямолинейные и относительно ровные (фиг. 4). Судя по тому, что максимальное смятие приурочено к средней и верхней частям деформированного слоя и верхняя часть смятых слойкой срезается по контакту с вышележащим слоем, можно, согласно Р. Шроку (1950) и Л. Н. Ботвинкиной (1962), заключить, что нарушение первичной слоистости имеет сингенетический характер, т. е. происходило до отложения перекрывающего слоя и, следовательно, на дне в результате оползания незатвердевшего рыхлого осадка. Несогласие — следствие налегания ненарушенных, нормально лежащих слоев на слой, деформированные в результате подводного оползания.

В смятых оползанием слойках аргиллита развиты многочисленные уплощенные линзовидные Mg-Fe-карбонатные конкреции и конкреционные прослои. Они в точности повторяют все причудливые изгибы и смятия вмещающих пород. В отдельных случаях деформированные без нарушения сплошности тел конкреции окружены алевролитом крупно-



Фиг. 4. Нарушения слоистости, вызванные подводным оползанием осадка (слой 56)

К — конкреция; 55, 56, 57 — № слоев

зернистым, т. е. не свойственной им вмещающей породой, в других случаях к таким оторванным от субстрата в ходе смятия слойков конкрециям ведет узкая полоска аргиллита «материнской» породы.

Приведенные выше наблюдаемые факты относительно условий залегания и «поведения» карбонатных конкреций в слоях со следами подводных размывов и оползаний могут быть поняты и истолкованы, если допустить следующее.

1. Несогласное залегание на нижележащих породах и малая мощность описанных слоев позволяют рассматривать их как рецессивные осадки, появление которых связано с действием непостоянных по времени и силе подводных течений. Описанные подводные размывы носят сингенетический местный характер и отличаются небольшой глубиной вреза, измеряемой долями метра (в крайнем случае 1,0—1,5 м). О малом масштабе размывов говорит и горизонтальная в основном слоистость и относительная тонкозернистость материала — показатели слабой динамики среды.

2. Карбонатные конкреции были в основном сформированы в раннем диагенезе в каждом слое до того, как последний подвергся размыву, благодаря чему конкреции послужили при таком масштабе и интенсивности размыва «надежной» местной защитой осадков от размыва. К тому же конкреции развиты в верхней тонкозернистой части слоя. Следовательно, образование конкреций происходило на весьма небольшой глубине в осадке (первые дециметры).

3. Огибание уплощенными конкреционными телами образующихся останцев свидетельствует о довольно пластичном состоянии конкрециеобразующих карбонатов на этой стадии формирования конкреций. Однако стойкость к размыву конкреций была все же более высокой по сравнению с вмещающим их осадком. Другими словами, литификация конк-

реций наступала раньше, нежели вмещающих осадков, что подтверждается другими данными и наблюдениями. Об этом, в частности, свидетельствует то, что конкреции оказывают сопротивление усадке вмещающего осадка в диагенезе, как твердые тела; органические остатки, заключенные в конкрециях, обычно не испытали на себе объемной деформации.

Это и обусловило относительно лучшую сопротивляемость тел конкреций размыву, а также способность их в известной мере защищать (бронировать) от размыва подстилающие осадки, что и нашло выражение в образовании останцев, увенчанных по краям или в целом сверху конкреционными телами.

4. Подводное оползание захватило маломощные верхние слои осадка (первые дециметры).

5. Участие в текстурах оползания конкреций с пластической деформацией тел указывает на формирование их до смятия вмещающего слоя. Повторение конкрециями изгибов смятых слоев аргиллита без разрыва сплошности тел их свидетельствует, как это указывалось и для случая с подводными размывами, о пластичном исходном состоянии вещества конкрециеобразователя, что является естественным для осадков высокой степени обводненности, какими и были осадки до глубины несколько дециметров, которые могли оползть, образуя причудливые изгибы.

Таким образом, к перечню вопросов, которые можно решать на основании изучения текстур оползания (Вассоевич, Коротков, 1935), следует добавить и значение их для выяснения относительного времени образования карбонатных конкреций и глубины образования их под поверхностью осадка.

Еще в 1954 г. А. В. Македонов на основании наблюдений и изучения карбонатных конкреций Печорского бассейна пришел к выводу, что последние образовались за счет выпадения конкрециеобразователя из иловых растворов «обычно на глубине не больше нескольких десятков сантиметров от поверхности осадка». А. В. Македонов (1966) сделал следующее заключение: нет серьезных оснований предполагать, что какая-либо группа современных конкреций образуется в глубоких слоях ила. Тот факт, что поверхности небольших сингенетических размывов проходят непосредственно под конкрециями, В. В. Коперина (1956) также рассматривает как признак образования последних «в верхнем слое осадка, недалеко от его поверхности».

Представляют интерес и ходы аннелид в кремнистых желваках из отложений St_2 (Walcott, 1898); это интерпретировалось У. Х. Твенхоффом (1936) как доказательство того, что желваки были еще мягкими и образовались одновременно с вмещающими их осадками. Проведенные нами наблюдения над кремнистыми конкрециями в известняках S_2 и S_3 Донбасса также свидетельствуют об образовании их на малой глубине под поверхностью осадка. Теперь считается доказанным, что карбонатные осадки быстро теряют пластичность и литифицируются (Теодорович, 1952; и др.). Однако до их затвердения не только заканчивается формирование кремнистых конкреций, но даже вследствие синерезиса исходного коллоидального кремнезема в них появляются трещины сокращения, в которые проникает окружающий известковый ил (Зарицкий, 1968). Последнее возможно лишь в том случае, если карбонатный осадок был к этому времени еще достаточно пластичным. Учитывая способность карбонатных илов к быстрой литификации, необходимо допустить, что последние были пластичными и сильно обводненными именно на ранних стадиях диагенеза. А формирование кремнистых стяжений и заложение в них контракционных трещин, как видно, закончилось еще раньше, а следовательно, на незначительной глубине под поверхностью осадка.

К выводу о небольшой глубине формирования ископаемых карбонатных конкреций в последнее время пришли некоторые немецкие исследователи (Gründell, Rösler, 1963; Füchtbauer, Goldschmidt, 1963) и Ю. Н. Приходько (1963), считающий, правда, что литификация карбонатных конкреций в породах Интинского месторождения происходила на глубине 3—5 м в осадке.

Кстати, многие авторы в своих представлениях об образовании так называемых угольных почек (карбонатных конкреций в углях) априорно исходили из допущения возможности и реальности формирования их на очень небольшой глубине в осадке — практически в самой верхней части торфяника после перекрытия его осадками непосредственной кровли (Зарицкий, 1956; и др.) или даже до погребения торфяника (Stopes, Watson, 1909; Kukuk, 1909; Залесский, 1914; и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1930, т. 8 (1-2).
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1962, вып. 59.
- Вассоевич Н. Б., Коротков С. Т. К познанию явлений крупных подводных оползаний в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе.— Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. Сер. А., 1935, вып. 52.
- Залесский М. Д. Очерк по вопросу о происхождении угля. Пг., Изд. Геол. ком., 1914.
- Зарицкий П. В. Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатели фациальных условий осадконакопления.— Докл. АН СССР, 1966, т. 110, № 4.
- Зарицкий П. В. Кремнистые конкреции в известняках угленосных отложений Донбасса и их генезис.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Итенберг С. С. Подводные перерывы и рессивные осадки в эоцене Прикумской области восточного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 6.
- Коперина В. В. Состав и условия осадконакопления надкарагадинской, наддолинской и шаханской свит Карагадинского бассейна. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. IV, 1956.
- Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах. М., «Наука», 1966.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд-во АН СССР, 1955.
- Приходько Ю. Н. Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, М., Изд-во АН СССР, 1960, т. II.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
- Теодорович Г. И. О геохимических и других условиях, благоприятных для формирования нефтяных битумов.— Нефт. х-во, 1952, № 12.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд. иностр. лит., 1960.
- Füchtbauer H., Goldschmidt H. Beobachtungen zur Tonmineral. Diagenese.— Intern. Clay Conf. Stockholm, 1963, v. 1.
- Gründell I., Rösler H. Zur Entstehung der oberdevonischen knolengesteine Thüringens.— Geologie, 1963, B. 12, H. 9.
- Heim A. Ueber recente und fossil subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung.— Neues Jahrb. Mineralog., Geol. und Paleontol., 1908, B. 2.
- Kukuk P. Über Torfdolomite in der Flözen der niederrheinischwestfälischen Steinkohlenabgerung.— Glückauf, 1909, 35.
- Kukuk P. Flözunregelmäßigkeiten nichttextonischer Art im Ruhrbezirk und ihre Bedeutung für den betrieb untertag.— Glückauf, 1936, 72.
- Stopes M., Watson M. On the present distribution and origin of the calcareous concretions in coal seams known as «Coal balls».— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1909, B. 200.
- Walcott C. D. Fossil Medusae.— U. S. Geol. Surv., 1898, 30.

Госуниверситет
Харьков

Дата поступления
8.I.1969

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ САМОРОДНОЙ СЕРЫ С ГИПСОАНГИДРИТАМИ ЯЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРЕДКАРПАТЬЯ

С. К. КРОПАЧЕВА

Генетическая связь самородной серы с седиментационными отложениями сульфатов кальция подтверждена многочисленными исследованиями. Принципиальные обобщения по этому вопросу сделаны в работах А. С. Соколова (1958, 1965) и Н. П. Юшкина (1968). Наиболее четко характер генетического взаимоотношения серы и сульфатов кальция прослежен для среднеазиатских месторождений Шор-Су и Гаурдак. В гипсоангидритах этих месторождений обнаружено метасоматическое замещение сульфатов кальция самородной серой и кальцитом (Коган, 1961; Юшкин, 1963).

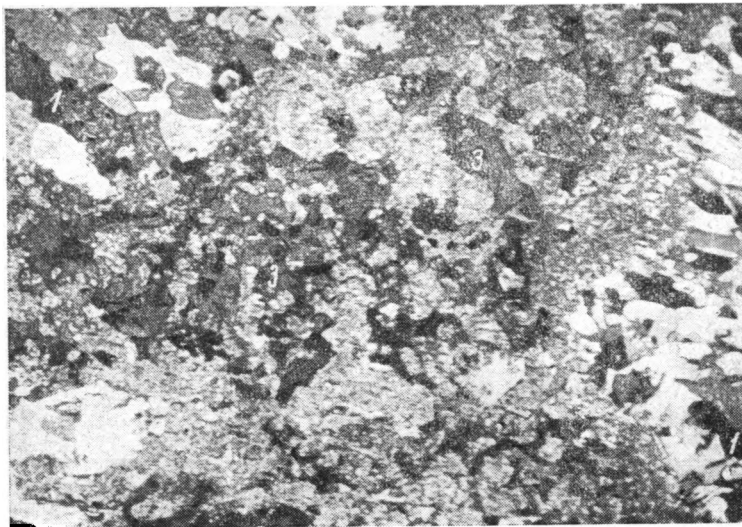
Сложнее обстоит дело в отношении Предкарпатских серных месторождений. Хотя и высказывались мнения, что сероносные известняки Предкарпатья возникли в результате метасоматоза по гипсоангидритам (Колтун, 1965), однако существуют и иные точки зрения. Так, одни исследователи полагают, что сероносные известняки — седиментационные образования, как и связанная с ними сера (Мерлич, Спитковская, Даценко, 1962; Иванов, 1964; Лазаренко, Сребродольский, 1965), а другие считают седиментационными только известняки, а серу, связанную с ними, эпигенетической (Бобровник, 1962; Алексенко, 1967).

Очевидно, если Предкарпатские месторождения образовались путем метасоматического замещения верхнетортоновских гипсоангидритовых лагунных осадков карбонатами кальция и самородной серой, то процессы метасоматоза должны наблюдаться и вблизи контактов ратынских сероносных известняков и гипсоангидритов. Реликты метасоматических процессов мы должны искать при осернении гипсоангидритов, т. е. там серообразование должно отличаться от серообразования в карбонатной толще только количественно, но не качественно. Эта мысль как будто бы подтверждается невысоким процентным содержанием серы в гипсоангидритах по сравнению с промышленным содержанием серы в карбонатах (Трухачева, 1960).

Для выяснения характера осернения в гипсоангидритах нами были проведены петрографические исследования kernового материала осерненных участков этих сульфатных отложений на Язовском месторождении Предкарпатья. Это месторождение было выбрано не случайно — здесь сероносные горизонты расположены на относительно больших глубинах и менее затронуты вторичными преобразованиями по сравнению с Роздольским серным карьером, вскрывающим сильно перекристаллизованные руды.

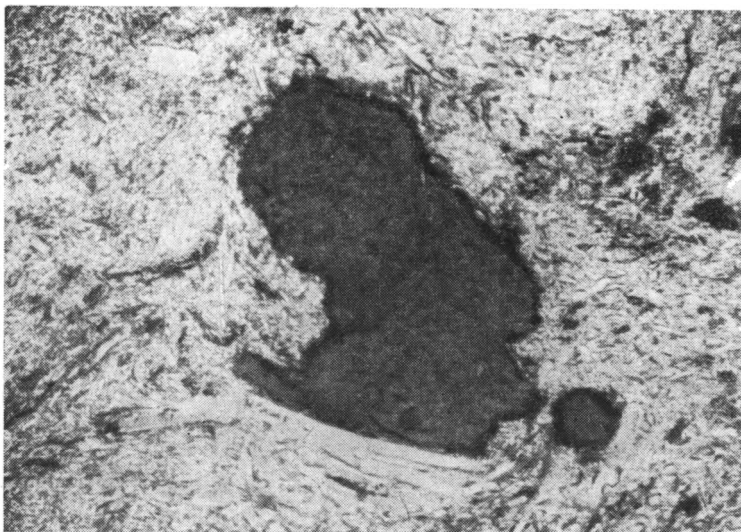
Гипсоангидриты Язовского месторождения представлены плотными мелкозернистыми разновидностями с различными соотношениями гипса и ангидрита, хотя последний преобладает. Тектурные особенности этих пород многократно описывались (Дромашко, 1956; Бобровник, 1962; Алексенко, 1967).

Минералогическими исследованиями и термодинамическими расчетами (Кропачева, 1971), а также ранее проводившимся петрографическим изучением гипсоангидритов Предкарпатья (Рипун, 1961) установлено, что мелкозернистые гипсы возникли за счет процессов гидратации ангидритов. Источником гидратации служат грунтовые воды, проникающие обычно по зонам тектонических нарушений, трещиноватости, карстовым.



Фиг. 1. Метасоматическое замещение гипса кристаллической серой и кальцитом

1 — гипс с мелкими реликтовыми корродированными кристалликами ангидрита; 2 — кристаллический вторичный кальцит; 3 — сера кристаллическая
Язовское месторождение, глубина 130 м, николи +, $\times 30$



Фиг. 2. Включение скрытокристаллической серы в ангидритовой породе

Язовское месторождение, глубина 100 м, николи 11, $\times 90$

На исследованных глубинах (100—150 м) ангидриты находятся в состоянии хорошей сохранности и только местами частично гипсифицированы. Участки гидратации ангидрита служат прекрасным контролем вторичных процессов в сульфатной толще, так как проникающие растворы не только преобразуют ангидрит в гипс, но и производят перекристаллизацию первичного пелитоморфного кальцита, а иногда и серы.

При петрографическом изучении kernового материала были обнаружены типичные метасоматические структуры в зонах вблизи контакта гипсоангидритов и сероносных известняков. Характерно, что



Фиг. 3. Разъедание ангидритовых кристаллов битуминозными прожилками

1 — ангидрит; 2 — кристаллы ангидрита, разъеденные по краям; 3 — прожилки битуминозного материала. Язовское месторождение, глубина 105 м, никели, 11, $\times 30$

такого рода замещения наблюдаются исключительно в гидратированных участках сульфатной породы. Метасоматическому замещению сульфатов кальция серой и кальцитом обязательно предшествует гипсификация (Коган, 1961). Сера, образующаяся в результате разложения сульфата кальция, как правило, ярко-желтая, по-видимому, малобитуминозная и имеет явно кристаллическую форму, кальцит, ей сопутствующий, также кристаллический и очень чистый (без глинистых примесей). Характерно, что в участках метасоматического замещения не обнаруживаются реликтов ангидритовых зерен, которые часто наблюдаются в соседних незамещенных гипсовых кристаллах (фиг. 1). Из этого можно сделать вывод, что метасоматическое замещение идет до полного исчезновения ангидрита. Взаимоотношение серы и кальцита свидетельствует об их вероятном одновременном образовании.

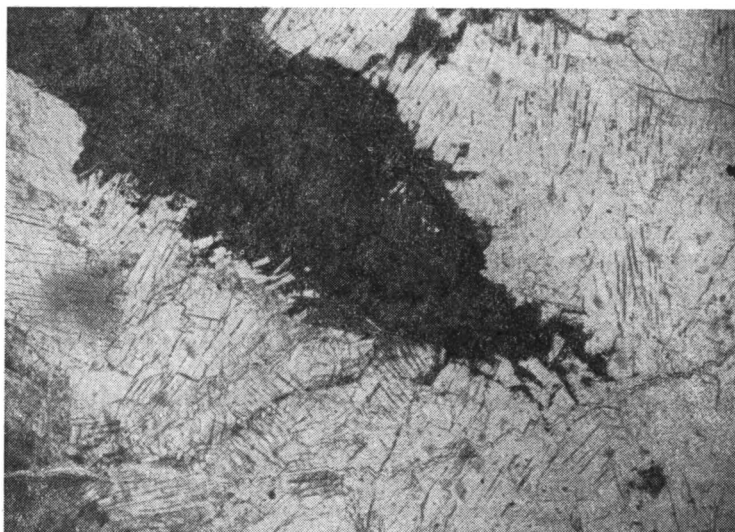
Участки подобного замещения серой и кальцитом весьма напоминают метасоматические серные руды Гаурдакского месторождения, образец которых был нам любезно предоставлен И. С. Лазаревым.

Макроскопически в гаурдакском образце отчетливо заметны сохранившиеся кое-где темные прожилки карбонатно-пелитового материала, свойственного незамещенным гипсоангидритам. Под микроскопом видно, что сульфатный материал полностью вынесен, а на его месте образовались крупнокристаллическая сера и светлый крупнокристаллический кальцит. От первичных карбонатных прожилков остались разобщенные темные пятна пелитового материала, а пелитоморфный кальцит перекристаллизован.

Помимо описанной метасоматической серы в гипсоангидритах Язовского месторождения нами была обнаружена генерация серы, связанная с неизменной сульфатной породой. Сера, выявленная в негипсифицированных ангидритах, обычно скрытокристаллическая, темная за счет большого количества битумов, имеет характер небольших округлых выделений и большей частью не сопровождается карбонатами (фиг. 2). Иногда сера приурочена к скоплениям или тонким прожилкам первичных пелитоморфных известняков, но чаще к прожилкам пелитового, очень битуминозного материала, образующего причудли-



Фиг. 4. Включения кристалликов ангидрита в сере
 1 — мелкозернистый ангидрит; 2 — включение серы, переполненной идиоморфными кристалликами ангидрита. Язовское месторождение, глубина 120 м, николи 11, $\times 90$



Фиг. 5. Скрытокристаллическая сера в пластинчатом ангидрите
 Язовское месторождение, глубина 130 м, николи 11, $\times 90$

вый сетчатый узор. Наличие битумов было подтверждено экстракцией парами бензола со спиртом образца гипсоангидрита в аппарате Соксклета. Вытяжка, помещенная под ультрафиолетовое облучение, хорошо люминесцировала.

Битуминозность гипсоангидритов описывалась многими исследователями, отмечавшими характерный запах при раскалывании темных образцов этой породы (Дромашко, 1956; Бобровник, 1962). Часто битуминозные прожилки огибают крупные кристаллы ангидрита, разъедая их края (фиг. 3). Такое явление подмечено в некоторых нефтяных месторождениях, где устанавливается четкая связь между притоком в пласт нефти и растворением ангидритового цемента (Зализна, 1966).

При гидратации битумные прожилки размываются растущим гипсом и часто расплываются в бесформенные пятна.

В некоторых шлифах наблюдаются включения серы, переполненные идиоморфными кристалликами ангидрита такого же размера, как и в окружающей сульфатной породе (фиг. 4). В тех участках, где порода подвергалась, по-видимому, воздействию тектонических подвижек, серные включения (в других местах обычно округлые) вытянуты согласно с общей текстурой породы. Вследствие совместных подвижек ангидритовые пластинки раскалываются и их обломки на контактах с серой внедряются в нее (фиг. 5). Эта согласованность серных включений с общим направлением битумных и карбонатных прожилков очень хорошо видна и в штуфах.

При частичной гидратации окружающего серу ангидрита включения кристаллического этого минерала в сере могут сохраняться в первоначальном виде, а при полной гидратации — псевдоморфно замещаются гипсом. В этих случаях видна резкая разница между окружающими серу сравнительно крупными аллотриоморфными зернами гипса и заключенными в сере мелкими пластинками гипса брусковидной формы, характерной для ангидрита. Это может служить доказательством, что образование гипса происходило с сохранением формы ангидрита.

Таким образом, по характеру взаимоотношения ангидрита и серы можно сделать вывод, что охарактеризованные выше включения скрытокристаллической серы образовались до процессов гидратации ангидрита.

Кроме метасоматического замещения гипсоангидритов самородной серой и кальцитом и помимо генерации серы, связанной с неизменными ангидритами, нами обнаружена еще одна генерация серы явно постседиментационного происхождения. Это — кристаллическая сера, располагающаяся в пустотках и трещинках, образовавшихся за счет растворения перекристаллизованных первичных полиморфных карбонатов. Края этих пустоток выполнены вторичным кальцитом, иногда целестином и даже халцедоном. В этих выделениях серы включений ангидрита не обнаружено. Сера ярко-желтая и битумов также, по-видимому, содержит мало. Такие образования мы встречали, как и в случае метасоматического замещения, только в гипсифицированных участках породы. Очевидно, те воды, которые производят гидратацию ангидрита, иногда растворяют и перекристаллизованный кальцит. Явление это в общем довольно редкое и вызывается, по-видимому, кислыми водами, не насыщенными по отношению к гидрокарбонату. Образование этой генерации, вероятно, самое позднее на месторождении и связано с отложением серы из сероводородных вод, циркулирующих в пределах продуктивной толщи. Для грунтовых вод такого рода гипсоангидриты служат водупором, и их проникновение в сульфатную толщу возможно только в зонах трещиноватости или участках, подвергшихся частичному карстованию.

Как можно видеть из приведенного описания, в сульфатной толще на Язовском месторождении выделяются три генерации серы. Две из них, совершенно очевидно, возникли на месторождении за счет эпигенетических процессов.

1. Кристаллическая сера в парагенезисе с кристаллическим кальцитом, образовавшаяся при метасоматическом замещении сульфатов кальция.

2. Сера, также кристаллическая, выполняющая трещинки и мелкие карстовые пустоты в первичных пелитоморфных карбонатах. Эта сера тоже сопровождается кристаллическим кальцитом и другими эпигенетическими минералами.

Кроме того, обнаружена сера, приуроченная к неизменным ангидритам, которая, в отличие от явно эпигенетических генераций, сравни-

тельно часто выделяется без карбоната кальция. Толкование происхождения и этой серы в результате эпигенетического процесса выглядит убедительно только в том случае, если будет доказано, что метасоматоз серы по сульфатам кальция может происходить при реакции между твердыми веществами, т. е. без предварительной гипсификации. При соприкосновении же ангидрита с растворами обязательно происходит его гидратация, так как ангидриты Предкарпатья залегают в условиях, при которых стабильной формой является гипс (Кропачева, 1971).

В результате проведенных исследований мы можем сделать вывод, что по гипсоангидритам, примыкающим к продуктивным сероносным известнякам Язовского месторождения, наряду со сведениями о эпигенетических процессах отложения в них серы имеются данные, указывающие на ее образование совместно с ангидритами в стадию седиментации. Не зная пока, какой из этих процессов количественно преобладает, мы не можем достоверно сказать, за счет чего сформировались ратинские сероносные известняки Предкарпатья. Дальнейшие петрографические исследования на всех месторождениях, а также экспериментальные работы по процессам серообразования позволят окончательно выяснить этот вопрос.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. М., «Недра», 1967.
- Бобровник Д. П. К минералогии гипсоангидритов месторождений Прикарпатья.— Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1962, № 16.
- Дромашко С. Г. К минералогии гипсов Приднестровья. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 2. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Зализна С. Т. К вопросу о роли углеводородов в образовании скоплений самородной серы.— В сб.: Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. М., «Наука», 1964.
- Коган В. Д. К вопросу о взаимоотношении гипса и самородной серы. Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1961, № 15.
- Колтун В. И. О генезисе сероносных известняков Приднепровья в связи с изучением их текстурных особенностей.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 1.
- Кропачева С. К. К взаимоотношению гипса и ангидрита в Предкарпатье.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 8. Изд-во Львовск. ун-та, 1971.
- Лазаренко Е. К., Сребродольский Б. И. К морфологической характеристике самородной серы Приднестровья.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 3.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М., Даценко Н. В. О классификации агрегатных разновидностей серы Раздольского месторождения.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1962, № 16.
- Рипун М. Б. Нові дані до петрографії гіпсо-ангідритового горизонту Предкарпатського прогіпу.— Геологічний ж., 1961, т. 21, вып. 6.
- Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы.— Сов. геология, 1958, № 5.
- Соколов А. С. О генезисе месторождений самородной серы.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.
- Трухачева А. Г. К литологии серных руд месторождений Прикарпатья.— Тр. ГИГХС, М., 1960, вып. 6.
- Юшкин Н. П. Метасоматический тип месторождений самородной серы и его место в общей схеме катагенеза. Тезисы докладов, представленных на заседание по геологии самородной серы. М., Изд-во Госкомитета по химии, 1963.
- Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., «Наука», 1968.

МЕТОДИКА

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ДИСПЕРСИИ ПЛОТНОСТИ ПРИ ЛИТОЛОГОФАЦИАЛЬНОМ АНАЛИЗЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД *

Н. Т. КИЩЕНКО

С 1966 по 1968 г. в геофизической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР проводились петрофизические исследования ятулийских образований среднего протерозоя Карелии (Геология СССР, 1960), в результате чего была установлена возможность использования дисперсии плотности обломочных пород (песчаники, кварциты, конгломераты) при восстановлении условий их образования.

Ятулийские образования распространены в Центральной Карелии, занимая, примерно, 30% территории Западно-Карельской синклинойной зоны. Их геологическое строение широко освещено в литературе (Геология СССР, 1960; Рийконен, 1960; Соколов, 1955, 1956, 1964; Соколов и др., 1968). Представлены они метаморфизованными (фашия зеленых сланцев) осадочными породами, а также диабазовыми эффузивами и пластовыми интрузиями габбро-диабазов. На обширной площади развития ятулийских образований выделяют несколько разновозрастных типов разреза, различающихся по условиям образования, составу и мощности пород (Соколов, 1964, Соколов и др., 1968), из которых нами изучены Сегозерский и Медвежьегорский. Каждый тип разреза, в свою очередь, расчленяется на три толщи, соответствующие трем подотделам ятулия: нижнему, среднему и верхнему.

Отбор образцов на петрофизические исследования производился равномерно по всей мощности разрезов. Плотность изученных пород 2,41—2,76, однако распределение этого параметра по интервалам величин (см. фигуру) констатирует, что для подавляющего количества образцов пределы колебания плотности менее значительны. Данные табл. 1 свидетельствуют о близких значениях плотности обломочных пород из изученных разрезов. Отмечаются несколько увеличенные значения плотности в породах среднего ятулия обоих типов. В целом породы Сегозерского типа имеют несколько повышенную плотность.

В распределении же дисперсии плотности по разрезам обоих типов наблюдается ощутимая дифференциация.

Указанные особенности в плотностной характеристике пород изученных разрезов являются отражением условий их образования, что и подтверждается изложением следующего ниже материала.

По данным литологической группы Института (Соколов и др., 1968), образование ятулийских осадков Сегозерского и Медвежьегорского типов разреза происходило в различных фашиальных условиях. На основе составленных палеофашиальных схем была сделана попытка сравнить характеристики распределения плотности с палеогеографическими условиями накопления осадков. Как видно из табл. 1 и 2, наблюдается прямая зависимость дисперсии плотности пород от условий их образования, которые, по-видимому, определяют ее величину.

Так, установленная для ятулийского времени в районе Сегозера бассейновая фашиальная обстановка обусловила здесь накопление бассейновых осадков (песчаники различной зернистости, травертиты, мелкогалечные конгломераты и др.), которые характеризуются ритмичным строением, хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала. Дисперсия плотности бассейновых осадков очень мала (0,0005—0,0030) и составляет в среднем по разрезу 0,0014 (см. табл. 1, 2).

* При математической обработке полученных данных большую помощь автору статьи оказал кандидат геолого-минералогических наук К. И. Хейсканен.

Плотностная характеристика обломочных пород по типам разреза

Стратиграфическое положение	Сегозерский			Медвежьегорский		
	число замеров	плотность	дисперсия	число замеров	плотность	дисперсия
		от—до среднее	от—до среднее		от—до среднее	от—до среднее
Верхний ятулий	10	2,57—2,68 2,64	0,0006—0,0017 0,0013	6	2,56—2,75 2,62	— 0,0051
Средний ятулий	11	2,55—2,73 2,65	0,0017—0,0030 0,0021	11	2,60—2,76 2,68	0,0037—0,0081 0,0053
Нижний ятулий	41	2,56—2,71 2,64	0,0005—0,0020 0,0012	18	2,41—2,71 2,62	0,0040—0,0122 0,0074
Среднее по разрезу	62	2,55—2,73 2,64	0,0005—0,0030 0,0014	35	2,41—2,76 2,64	0,0037—0,0122 0,0064

Таблица 2

Фациальные обстановки ятулийского осадкообразования

Значения дисперсии плотности	Район Сегозера			Район Медвежьегорска—континентальная (4)
	бассейновая с терригенным осадко-накоплением (1)	бассейновая с мелко-водным осадко-накоплением (2)	прибрежная (3)	
От—до	0,0005—0,0017	0,0017—0,0020	0,0020—0,0030	0,0037—0,0122
среднее	0,0009	0,0017	0,0026	0,0065
Число замеров	39	16	7	35

В районе г. Медвежьегорска на протяжении всего ятулия существовал континент (Соколов и др., 1968), где накапливались континентальные (аллювиально-озерные) отложения, характеризующиеся тем же гранулометрическим составом, но отличающиеся слабой ритмичностью строения, плохой сортировкой и степенью окатанности материала, большим разнообразием аксессуарных минералов.

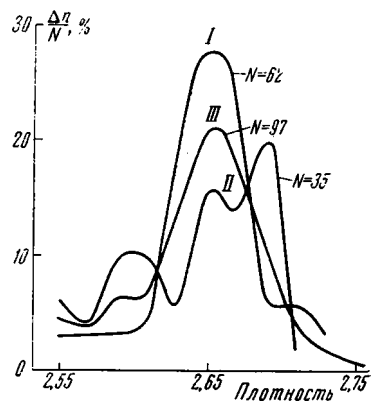
Дисперсия плотности этих осадков более высокая 0,0037—0,0122 и составляла в среднем по разрезу 0,0064 (см. табл. 1, 2). При изучении плотности пород использовались методы математической статистики.

Из табл. 2 видно, что дисперсия плотности для различных фациальных условий различна, т. е. колебание ее значений связано с изменением гидродинамических параметров среды. Этот вывод подтверждается проверкой по F -критерию (Смирнов, Дунин-Барковский, 1959), которая показала, что достоверно сопоставимы и различимы между собой значения дисперсии плотности пород, образовавшихся в следующих условиях: 1 и 3, 1 и 4, 2 и 4 (см. табл. 2). В тех случаях, когда по F -критерию дисперсии не различаются (1 и 2, 3 и 4), возможны два варианта: 1) либо недостаточно данных для четкой диагностики; 2) либо дисперсии в действительности одинаковы.

Нами была произведена также проверка нормальности распределения плотности пород следующими способами:

1. Вычислены меры асимметрии — A , меры эксцесса — \mathcal{E} , их приближенные средние квадратичные ошибки $m_A - m_{\mathcal{E}}$ (Смирнов, Дунин-Барковский, 1959). Из табл. 3 видно, что отношение $A : m_A$ и $\mathcal{E} : m_{\mathcal{E}}$ соответствует закону нормального распределения.

2. Проверена нормальность распределения плотности пород с помощью χ^2 (Смирнов, Дунин-Барковский, 1959; Большев, Смирнов, 1965).



Вариационные кривые плотности осадочных пород I — Сегозерский тип; II — Медвежьегорский тип; III — общие данные; N — количество измерений

Вычисление меры асимметрии, эксцесса и приближенных квадратичных ошибок

Тип разреза	Число замеров	A	Э	$m_a = \pm \sqrt{\frac{6}{n}}$	$m_\varepsilon = \pm \sqrt{\frac{24}{n}}$	$\frac{A}{m_a}$	$\frac{\varepsilon}{m_\varepsilon}$
Сегозерский	62	-0,155	-0,462	0,31	0,61	0,5	0,7
Медвежьегорский	35	-0,760	0,821	0,41	0,82	1,8	1

Для пород Сегозерского типа вычисленная величина χ^2 равна 8,340. Табличное значение χ^2 для 5%-ного уровня значимости равно 9,5; для 1%-ного — 13,3. Для пород Медвежьегорского типа вычисленная величина χ^2 равна 12,648.

Табличное значение χ^2 для 5%-ного уровня значимости равно 7,8; для 1%-ного — 11,3. Следовательно, рассчитанные величины χ^2 близки к табличным значениям, что не дает оснований отвергнуть гипотезу нормальности распределения. Некоторое отклонение от нормальности распределения для пород Медвежьегорского типа, по-видимому, вызвано объединением различных выборок. Результаты проверки обоими указанными методами позволяют считать распределение плотности нормальным. Следовательно, эмпирическая дисперсия плотности является объективной характеристикой ее распределения.

Таким образом, выявлена зависимость дисперсии плотности осадочных пород от палеогеографических условий их образования. Эти данные, проверенные методами математической статистики, оказались достоверными и могут быть рекомендованы геологам для дальнейшего изучения при решении вопросов осадкообразования древних пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965.
- Геология СССР, т. 37. Карельская АССР, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1965.
- Рийконен О. А. К геологии побережья Сегозера.—Тр. Карельск. фил. АН СССР. Петрозаводск, 1960, вып. XXVI.
- Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. Учебное пособие для вузов. М., Физматгиз, 1959.
- Соколов В. А. К геологии верхнекарельских образований Северного Прионежья.—Тр. Карельск. фил. АН СССР. Петрозаводск, 1956, вып. 3.
- Соколов В. А. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии.—В кн.: Геология докембрия. Междунар. геол. конгр., XXII сессия, Докл. сов. геол., пробл. 10, М., «Недра», 1964.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970.

Институт геологии
Карельского филиала АН СССР
Петрозаводск

Дата поступления
3.II.1970



Л. В. ПУСТОВАЛОВ

После тяжелой и продолжительной болезни 15 ноября 1970 г. ушел из жизни выдающийся геолог, член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член КПСС с 1943 г. Леонид Васильевич Пустовалов.

Л. В. Пустовалов родился 8 августа 1902 г. в Москве в семье инспектора начального училища. Трудовая деятельность Л. В. Пустовалова началась с семнадцатилетнего возраста. Сначала он работал на метеорологической станции, потом учительствовал в Ливенской школе и педагогическом техникуме.

В 1922 г. Л. В. Пустовалов поступил в Московский государственный университет и затем окончил его по специальности «минералогия». В университете под влиянием выдающегося ученого проф. Я. В. Самойлова начали складываться научные интересы Л. В. Пустовалова, определившие всю его дальнейшую деятельность. Еще будучи студентом университета, он работал научным сотрудником Института прикладной минералогии НТУ ВСНХ. В эти годы им опубликован ряд работ, среди которых наибольший интерес представляет статья о волконските в пермских породах Камского Приуралья.

В 1928 г. Л. В. Пустовалов организовал Геохимическую лабораторию при Московском отделении Геологического комитета. Одной из главнейших работ этой лаборатории было изучение железных руд Центральных районов Европейской части СССР. Результаты этого исследования были отмечены в 1931 г. Всесоюзной премией ЦЕКУБУ и НКПпроса за лучшую работу в Союзе в области геологии.

В 30-е годы Л. В. Пустовалов начал читать лекции по минералогии и кристаллографии в Московском горном институте и Московском институте стали. В 1934 г. он перешел в Московский нефтяной институт (ныне Московский институт нефтехимической и газовой промышленности), где работал в качестве заведующего и профессора кафедры петрографии осадочных пород вплоть до 1962 г. Педагогическая деятельность Л. В. Пустовалова сочеталась с большой научной работой по изучению осадочных отложений районов «Второго Баку».

Капитальным трудом Л. В. Пустовалова является его двухтомная монография «Петрография осадочных пород», удостоенная в 1941 г. Государственной премии. В ней изложен ряд новых и оригинальных положений в учении об осадочных породах. По-новому освещены вопросы генезиса этих пород, дифференциации вещества в процессе осадкообразования, периодичности осадконакопления, формирования осадочных геохимических фаций. Л. В. Пустоваловым сделана первая в мировой литературе попытка рассмотреть законы, управляющие осадочным процессом. Эта работа сыграла существенную роль в развитии учения об осадочных породах.

С 1943 по 1952 г. Л. В. Пустовалов заведовал отделом петрографии осадочных пород Института геологических наук АН СССР. В результате коллективной работы сотрудников отдела в 1956 г. был опубликован сборник статей «Вторичные изменения осадочных пород», встреченный с большим интересом геологами.

В 1948—1952 гг. Л. В. Пустовалов был председателем Оргкомитета по созыву 1-го Литологического совещания. За эти годы была проведена острая дискуссия о со-

стоянии и методах изучения осадочных пород и намечены пути дальнейшего развития советской литологии.

С 1953 по 1960 г. Л. В. Пустовалов был заместителем председателя Совета по изучению производительных сил АН СССР. Он руководил крупными комплексными экспедициями: Северо-Кавказской, Азербайджанской, Восточно-Сибирской и Амурской. На этой весьма сложной работе Л. В. Пустовалов проявил себя крупным организатором и опытным научным руководителем.

В 1953 г. он был избран членом-корреспондентом АН СССР.

В 1961 г. Л. В. Пустовалов, на основе коллектива геологов СОПС, организовал самостоятельное учреждение — Лабораторию осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ). Это первое в Советском Союзе специализированное учреждение, направленное на изучение полезных ископаемых осадочного происхождения. Его работой Л. В. Пустовалов руководил до последних дней своей жизни.

Л. В. Пустоваловым опубликовано свыше 150 научных работ по вопросам литологии, нефтяной геологии и осадочных полезных ископаемых.

В течение многих лет Л. В. Пустовалов был членом Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР и заместителем главного редактора журнала «Советская геология».

С 1952 г. Л. В. Пустовалов участвовал в работах сессий Международного геологического конгресса, конгрессов по седиментологии, сессиях международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры. В 1958 г. он был избран членом совета Международной ассоциации седиментологов.

Научная и педагогическая деятельность Л. В. Пустовалова высоко оценена партией и правительством. За успешное выполнение заданий правительства, за плодотворную научную работу и подготовку кадров для нефтяной промышленности Л. В. Пустовалов награжден орденом Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом «Знак почета», тремя медалями СССР и двумя почетными грамотами автономных республик (Кабардинской и Якутской).

Память о Леониде Васильевиче надолго сохранится у геологов, изучающих осадочные породы и полезные ископаемые нашей страны.

Комиссия по осадочным породам
при ОГГГ АН СССР
Московский институт нефтехимической
и газовой промышленности
им. акад. И. М. Губкина

Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»
Лаборатория осадочных
полезных ископаемых
Министерства геологии СССР
и АН СССР

**БИБЛИОГРАФИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ
В ЗАРУБЕЖНЫХ ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ
СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ С ЯНВАРЯ ПО МАРТ 1970 г.**

- Amor I. Asensio, Cela V. Sanchez. Характер осадконакопления в детритовых триасовых формациях, провинция Сеговия вблизи Бургос.— *Estud. geol.*, v. 24, № 3—4, p. 169, 1968.
- Amor I. Asensio, Caraballo Muziotti L. F. К изучению детритовых осадков бухты Карино, провинция Ортигуэра.— *Bol. R. Soc. Espanola Hist. Nat.*, v. 66, № 2, p. 91, 1968.
- Attewell P. B., Hirst D. M., Taylor R. Диагенетическая перекристаллизация и ориентация двух образцов карбонатных пород.— *Sedimentology*, v. 11, № 3—4, p. 237, 1968.
- Barshad I., Kishk F. M. Химический состав почвенного вермикулита в глинах и вопросы его происхождения.— *Contr. mineral. and petrol.*, v. 24, № 2, p. 136, 1969.
- Berthois L. К изучению осадконакопления восточного берега Гренландии. København, Reitzel, 1969 (*Meddelelser om Grønland*, Bd. 187, № 1).
- Berthois L., Pacheco J. Скорость отложения осадков.— *Bull. recher. geol. et miner.*, sect. 4, № 2, p. 101, 1968.
- Bishop W. F. Петрология известняков Верхнего Смаковера в нефтеносном районе, Северный Хейнесвилл, Клейборн Парош, Луизиана.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 52, № 1, p. 92, 1968.
- Bishop D. C., Force E. R. Возможность структуры типа «graded bedding» как индикатора перетолжения.— *J. Geol.* v. 77, № 3, p. 346, 1969.
- Bissada K. K., Johns W. D. Монтмориллонит — органокомплексное хроматографическое определение энергии сжатия.— *Clays and clay minerals.*, v. 17, № 4, p. 197, 1969.
- Bostrom K., Peterson M. N. A. Происхождение бедных алюминием железо-марганцевых осадков в районе лавовых потоков верхнего течения Западного Тихоокеанского поднятия.— *Marine Geol.*, v. 7, № 5, p. 427, 1969.
- Durke K. Затопленные карликовые атоллы Южной Ямайки.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 52, № 2, 348, 1968.
- Butchinson C. S. Физические и химические различия в известняках формации Западной Малазии.— *Bull. Geol. Soc. Malaysia*, № 1, p. 45, 1968.
- Carter L. Известняки Мануранги, остров Пукетотара, Новая Зеландия. *Z. J. Geol., Geophys.*, v. 12, № 1, p. 104, 1969.
- Cathcart J. B., Zambrano O. F. Фосфатные породы Колумбии. Предварительное сообщение. Разрез, характеризующий залегание фосфатов.— Washington, U. S. Gov. print. off., 1969. 77 p. (*U. S. Geol. Surv. bull.* 1272-A).
- The Clays of Japan. Глины Японии. Ed by Editorial subcommittee for. The Clays of Japan. Organizing committee, 1969. Inter. clay Conf. Tokyo, Geol. Surv. of Japan, 1969, 209 p.
- Clayton R. N., Jones V. F., Berner R. A. Изотопный состав современных лагуновых карбонатов Южной Австралии.— *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 32, № 9, p. 983, 1968.
- Clayton R. N., Jones V. F., Berner R. A. Изотопный состав доломита, образованного в зоне осадкообразования. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 32, № 4, p. 415, 1968.
- Cloos P., Leonard A. Y., Moteau Y. P. Структурная организация в аморфном кремнево-алюминиевом веществе.— *Clays and clay minerals*, v. 17, № 5, p. 285, 1969.
- Соппа J., Giraud A. К характеристике органического вещества некоторых современных глубоководных осадков *Bull. Centre Rech. Pau*, v. 2, № 1, p. 117, 1968.
- Contescu L., Jira D., Mihailescu M., Panin N. Значение осадочных фаций палеогенового флиша в Восточных Карпатах.— *Rev. Roum. geol., geophys., geogr. Ser. geol.*, v. 12, № 2, p. 219, 1968.
- Соппа О. Результаты палинологических исследований моцератов по извлечению морских осадков.— *Geol. zbor. Geol. Carpathica*, v. 20, № 1, p. 195, 1969.
- Crook K. A. W. Выветривание и окатанность кварцевых песчаных зерен.— *Sedimentology*, v. 11, № 3—4, p. 171, 1968.

- Delfaud J., Gauthier J. К изучению среды карбонатообразования на платформе. Характеристика геохимии юрских отложений Северной Аквитании.— *Bull. Centre Rech. Pau*, v. 2, № 2, p. 347, 1968.
- Digerfeldt G., Lettewall U. Новый метод отбора образцов осадочных пород.— *Lund*, 1969, p. 399—406 (*Publ. Inst. miner., paleontol. and quater. geol. Univ. Lund, Sweden*, № 160).
- Dreyer J. I. Разделение глинистых минералов непрерывным частичным электрофорезом.— *Amer. Mineralogist*, v. 54, № 5—6, p. 937, 1969.
- Dudich E., Komlossy G. Палеогеографические и тектонические исследования по определению возраста бокситов Венгрии.— *Földt. közlöny, köt. 99, füz. 2*, p. 155, 1969.
- Dulhunty J. A., Eadie J. Геология района Тельбрадер, в пределах которого распространён ископаемый рыбный пласт.— *J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales*, v. 102, pt. 1, p. 1, 1969.
- Fletcher B. N. Литологическое расчленение глинистых пластов Спиттон в Западном Йоркшире (Шотландия).— *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, v. 37, pt. 3, p. 323, 1969.
- Enos P. Строение флиша.— *Sediment. Petrol.*, v. 39, № 2, p. 680, 1969.
- Fornasari M., Turi B. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатитов в лавах и вулканопластике, Албан Хиллс, Италия. *Contr. mineral. and petrol.*, v. 23, № 3, p. 244, 1969.
- Pries M. Органические осадки и данные по радиоуглероду кратерных озёр в Азорес.— *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, v. 90, pt. 3, № 534, p. 360, 1968.
- Fulton R. J., Pullen M. J. L. Т. Седиментация в озере Верхний Эроу, Британская Колумбия.— *Canad. J. Earth Sci.*, v. 6, № 4, pt. 1, p. 785, 1969.
- Galle O. К. Химический состав некоторых стандартов карбонатных пород. *Chem. Geol.*, v. 5, № 2, p. 143, 1969.
- Garrison R. E., Luternauer J. L., Grill E. V., Macdonald R. D., Murgay J. W. Ранняя диагенетическая цементация современных песков, дельта реки Фазер, Британская Колумбия. *Sedimentology*, v. 12, № 1—2, p. 27, 1969.
- Germaineau J. К происхождению осадочных пород в эстуариях провинции Сейн. *Bull. Inst. geol. bassin Aquitaine*, № 5, p. 140, 1968.
- Goldsmith L. H. Концентрация калиевых солей в соляных бассейнах. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, № 4, p. 790, 1969.
- Greensmith J. T., Tucker E. V. Происхождение голоценового ракушечника в фациях Ченьер Плейне, Эссекс (Великобритания). *Marine Geol.*, v. 7, № 5, 403, 1969.
- Groot K. Химия цементированной в море формации у Дохат Хуссейн в Персидском заливе.— *Sedimentology*, v. 12, № 1—2, p. 63, 1969.
- Gupta C. C., Malik W. U. Превращение монтмориллонита в никельхлорит.— *Clays and clay minerals*, v. 17, № 4, p. 233, 1969.
- Gutstadt A. M. Петрология и условия образования доломита Бек Спронг (докембрий) хребта Кингстон, Калифорния.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 38, № 4, p. 1280, 1969.
- Haquennauer B. Циклы седиментации и распространение глин в сериях миоценовых пород бассейна Тага (Португалия).— *Compt. rend. Acad. sci. Paris, Ser. D*, t. 268, № 18, p. 2237, 1969.
- Hails J. R. Природа и распространение тяжелых минералов в трех прибрежных районах Новый Южный Уэльс.— *J. and Proc. Roy. Soc., N. S. Wales*, v. 102, pt. 1, p. 21, 1969.
- Harris J. F. Характеристика карбонатных пород и их влияние на аккумуляцию нефти в районе Среднего континента.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 52, № 9, p. 1662, 1968.
- Hietstra S. A. Минералогия и петрология урансодержащих конгломератов, Доминион Рифа, район Клерксдорп.— *Trans. Geol. soc. South Africa*, v. 17, pt. 1, p. 1, 1968.
- Hodgson W. A. Диагенез сферолитовых карбонатных конкреций и других пород в сериях осадков Кейпара, Харбор, Новая Зеландия.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 38, № 4, p. 1254, 1968.
- Hoskin C. M., Nelson R. V. Современные морские карбонатные осадки архипелага Александр, Аляска.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, № 2, p. 581, 1969.
- Howard J. D. Рентгенографический метод для определения ходов морских беспозвоночных организмов в осадках.— *Sedimentology*, v. 11, № 3—4, p. 249, 1968.
- Haй K. J., Stiegenthaler C. Предварительные эксперименты по гидродинамическому движению, вызванному испарением и его влиянием на доломитизацию.— *Sedimentology*, v. 12, № 1—2, p. 11, 1969.
- Jogdy R. L. Рост и доломитизация силурийских рифов Сант Клер Каунти, Мичиган.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, № 4, p. 957, 1969.
- Karlan G. К изучению метаморфизма палеозойских осадочных пород бассейна Аквитания.— *Bull. Centre rech. Pau*, v. 2, № 1, p. 57, 1968.
- Keagy R. Вариации в содержании биогенного карбоната береговых песков на южном побережье Ирландии. *Dublin*, 1969, p. 193—202 (*Sci. Proc. R. Dublin Soc. Ser. A*, v. 3, № 18).
- Keller G. V. Измерение электрического сопротивления, атоллы Мидвей и Кюре. Измерение электрического сопротивления были использованы для определения пори-

- стости рифовых осадков. Washington, U. S. Gov. print. off., 1969, 8 p. (U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, № 680-D).
- Контта J. Вопросы количественной петрологической классификации пород серии аркоз — граувакк — кварцевый песчаник — глинистый сланец. — *Contr. mineral. and petrol.*, v. 19, № 2, p. 125, 1968.
- Кортмане В. Н. Формация Тембелинг: литостратиграфическое описание (Западная Малазия). — *Bull. Geol. Soc. Malaysia*, № 1, p. 23, 1968.
- Кояма Т., Шимотуга О., Янаги К. Вертикальное распределение пигментов в озерных осадках, выявленное методом бумажной хроматографии. — *Geochim. J.* v. 2, № 2, p. 87, 1968.
- Краус I. Минералого-генетическое исследование глинистых осадков формации Поетар (Южная Словакия). — *Geol. zbor. Geol. Carpathica*, t. 19, № 2, p. 389, 1968.
- Краус О. Рейблерские слои (южные отроги известковых Альп). Литофациальные, осадочно-петрографические и палеогеографические исследования. — *Jahrb. geol. Bundesanstalt*, Bd. 112, H. 1, S. 81, 1969.
- Лабуте С. J., Гретенер Р. Е. Дифференциальное сжатие вокруг рифа Ледук. — *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, v. 17, № 3, p. 304, 1969.
- Линдсей J. Р. Стратиграфия и структура палеозойских пород в районе Нижний Маклей, юго-восточная часть Нового Южного Уэллса. — *J. and Proc. Roy Soc. N. S. Wales*, v. 102, pt. 1, p. 41, 1969.
- Lithification of carbonate sediments. Amsterdam, Elsevier, 1969. (Sedimentology, v. 12, № 1—4, v. 13, № 1—2, special issue). Литификация карбонатных отложений.
- Лорин J. К изучению переноса осадков в восточной части провинции Бретон. — *Bull. Inst. geol. bassin Aquitaine*, № 5, p. 111, 1968.
- Мессамптон Р. В. Многократные компонентные анализы и их применение в классификации среды осадкообразования. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 52, № 11, p. 2178, 1968.
- МакИнтош Р. А., Уордлай Н. С. Секущие галитовые тела в сельвинитовой рудной зоне у Эстерхази, Саскачеван. — *Canad. J. Earth Sci.*, v. 5, № 5, p. 1221, 1968.
- Маршалко Р. Происхождение структур нарушения в турбидитах флиша Центральных Карпат. — *Geol. zborn. Geol. Carpathica*, t. 19, № 2, p. 407, 1968.
- Маурел Р. Общая корреляция аргиллитов. — *Bull. soc. franc. minéral. et cristallogr.*, t. 92, № 4, p. 369, 1969.
- Максвелл В. С. Н. Радиоуглеродный возраст осадков. Большой Барьерный Риф. — *Sediment. Geol.*, v. 3, № 4, p. 331, 1969.
- Мелиерес Ф., Хезен В. С., Нестерофф В. Д., Субатьер Г. Образование аргиллитов Антарктического континента. — *Bull. Groupe franc. Argiles*, t. 20, fasc. 1, 1968, pt. 3.
- Миддлмест Э. Замечания о слабосцементированных деформированных структурах горной серии Маунтаин, Кейптаун. — *Trans. Geol. Soc. South Africa*, v. 71, pt. 1, p. 119, 1968.
- Миллиман J. D., Росс Д. А., Тей Лунг Ку. Осаждение и литификация глубоководных карбонатов в Красном море. — *Sediment. Petrol.*, v. 39, № 2, p. 724, 1969.
- Моранд Ф., Ривелине-Бауер J. J., Тришет Ж. К изучению литологии палеогеографии и геоморфологии плоскогорья Шамонт (Франция). — *Bull. Soc. géol. France*, ser. 7, t. 10, № 6, p. 627, 1968.
- Микай К., Онодера К., Магуяма С. Структуры современных осадков побережья острова Кунисаки, префектуры Оита с подробным изучением распределения береговых железистых песков. — *Bull. Geol. Surv. Japan*, v. 19, № 5, p. 1, 1968.

Опечатки

В статье Б. М. Валяева, опубликованной в № 6 журнала за 1970 г., обнаружены следующие опечатки:

Напечатано:

полоса 84, 1 строка сверху — «солевые»
полоса 89, 3 строка сверху —

$$C_M = C_n \cdot K_M = 35\%_{00}, 11,1 = 3,9\%_{00}$$

полоса 90, 15 строка сверху —

..., которое тем не менее превращается

Следует читать:

«соленые»

$$C_M = C_n \cdot K_M = 35\%_{00} \times 1,1 = 39\%_{00}$$

..., которое тем не менее не превращается

КОМИССИЯ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОГГГ АН СССР

В 1971 году в издательстве «Наука» выходит из печати «АТЛАС ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ИЗВЕСТКОВЫХ И КРЕМНЕВЫХ ОРГАНИЗМОВ», составленный коллективом авторов под руководством В. П. Маслова [Редакция В. В. Меннер, С. В. Максимова, В. С. Яблоков].

В Атласе помещено 120 рисунков в тексте и 76 больших таблиц с фотографиями. Атлас является необходимым пособием для геологов, изучающих осадочные породы, особенно по кернам скважин.

Намечается ограниченный тираж. Желающие приобрести Атлас должны незамедлительно послать заказ на высылку Атласа наложенным платежом в магазин «Академкниги» — «Книга — почтой», по адресу: Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, или в другие магазины «Академкниги» в разных городах.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAÏLOV, A. B. RONOVI, A. S. SOKOLOV, V. A. TENIAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. VABLOKOV

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский, пер., 7, ГИН АН СССР.

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2/II-1971 г. Т-05596 Подписано к печати 8/IV-1971 г. Тираж 1335 экз.
Зак. 4477 Формат бумаги 70×108/16. Бум. л. 5 Усл. печ. л. 14,0+2 вкл. Уч-изд. листов 15,7

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ КНИГИ:

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. Закономерности состава и размещения аридных отложений. 1962. 550 стр., 7 вкл. 3 р. 55 к.

Халифа-Заде Ч. М., Аббасова С. М. Сидеритовые залежи Дагестана. 1963, 133 стр. 61 к.

Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. 1958. 170 стр., 34 вкл. 80 к.

Ходак Ю. А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. 1966. 103 стр., 4 вкл. 58 к.

Чалышев В. И. Стратиграфия и литология лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры. 1961. 103 стр., 2 вкл. 49 к.

Черчиков О. А. Литология ниже-каменноугольных отложений юго-западного обрамления Западно-Сибирской низменности. 1961. 110 стр. 58 к.

Шаповалова Г. А. Литология и условия образования балахонской свиты Крапивинского района Кузбасса. 1961. 106 стр., 8 вкл. 78 к.

Шахов Ф. Н. Текстуры руд. 1961. 179 стр. 1 р. 25 к.

Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений. 1964. 208 стр. 1 р. 26 к.

Юдин Н. И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. 1968. 153 стр., 2 вкл. 83 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга-почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамин-Сибиряка, 137; Ташкент, Л 29; ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

