

Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1966

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР.

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1, 1966 г.
ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Лисицына. К методике геохимического изучения кор выветривания	3
Г. Г. Федорова. О структуре глинистых суспензий и ее значении для объяснения некоторых сторон процесса осадкообразования	19
З. В. Тимофеева. Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ)	33
А. П. Феофилова. О некоторых изменениях вещественного состава пород западного Донбасса на границе карбона и перми, обусловленных климатом	49
И. И. Волков, М. Ф. Пилипчук. Соединения серы в осадках кислородной зоны Черного моря	66
Н. П. Юшкин. Возраст экзогенных месторождений самородной серы	78
А. И. Дзэнс-Литовский. Проблема Кара-Богаз-Гола	88

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

П. В. Зарицкий. О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе	97
Р. Т. Валиуллина. Сепиолит-пальгорскитовые аргиллиты из кизеловского горизонта Башкирской АССР	101
И. С. Модников, П. К. Дементьев, А. И. Безгубов. Некоторые черты литологии и стратиграфии нижней свиты курской серии КМА	103
А. В. Копелиович, И. М. Симанович. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород	110
А. Д. Додатко, Г. Г. Виноградов. Новые данные о кембрийской коре выветривания Подолии	116
П. Ф. Гордашевский. О происхождении одного из типов волокнистого гипса-селенита	118

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

И. О. Мурдмаа. Второе издание «Морской геологии» Ф. Шепарда	122
В. В. Свиридов. По поводу очерка «Стратиграфия складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты»	123

ХРОНИКА

Г. И. Бушинский. Семинар по генезису бокситов	125
А. Т. Суслов. Совещание по основным генетическим типам и геохимии месторождений марганца в СССР	129

ПОТЕРИ НАУКИ

Некролог А. Г. Алиева	133
Библиография	135

19

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 1, 1966
JANUARY — FEBRUARY

CONTENTS

N. A. Lisitzina. On the methods of a geochemical study of the crusts of weathering	3
G. G. Fedorova. On the structure of clay suspensions and its significance for the explanation of certain aspects in the sedimentation process	19
Z. V. Timofeeva. Certain features in the lithology and geochemistry of ferruginous rocks and ores of Bechasyn plateau (Northern Caucasus)	33
A. P. Feofilova. On certain changes in the material rock composition in Western Donetsk Basin at the boundary of the Carboniferous and Permian that have been determined by the climate	49
I. I. Volkov, M. F. Pilipchuk. Sulphur compounds in the oxygen zone deposits of the Black Sea	66
N. P. Yushkin. The age of exogenetic native sulphur deposits	78
A. I. Dzents-Litovskiy. The problem of Kara-Bogaz-Gol	88

SHORT NOTES

P. V. Zaritzky. On a lesser thickness of sandy-clay deposits in a diagenesis	97
R. T. Valliullina. Sepiolite-palygorskite argillites from Kizelovo horizon, Bashkir ASSR	101
I. S. Modnikov, P. K. Dementiev, A. I. Bezgubov. Certain features in the lithology and stratigraphy of the lower suite of Kursk series at the Kursk magnetic anomaly	103
A. V. Kopeliovich, I. M. Simanovich. Blastic structures in certain types of metamorphosed arenaceous rocks	110
A. D. Dodatko, G. G. Vinogradov. New data on the Cambrian crust of weathering in Podolia	116
P. F. Gordashevsky. On the origin of one the fibrous gypsum types — selenite	118

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

I. O. Murdmaa. Second edition of W. Shepard's «Marine geology»	122
V. V. Sviridov. Regarding the sketch «Folded basement stratigraphy of the West-Siberian platform»	123

CHRONICLE

G. I. Bushinsky. Seminar on the genesis of bauxites	125
A. T. Suslov. Conference on the basic genetic types and geochemistry of manganese deposits in the USSR	129

LOSSES OF SCIENCE

Necrologue of A. G. Aliev	133
Bibliography	135

Технический редактор Е. И. Гришина

T-01753	Подписано к печати 25/I-1966 г.	Тираж 1350 экз.	Зак. 5987
Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆	Бум. л. 4 ¹ / ₄	Печ. л. 11,9	Уч.-изд. л. 13,6

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

УДК 550.42

К МЕТОДИКЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Н. А. ЛИСИЦЫНА

Для теории образования осадочных полезных ископаемых гумидных зон первостепенное значение имеет знание процессов выноса элементов из кор выветривания. Между тем дело в этой области обстоит пока далеко не блестяще.

В настоящее время в почвоведческой и геологической литературе накоплены многочисленные данные о подвижности основных химических элементов в процессе выветривания. Известно, например, что щелочи, щелочные земли и кремнезем энергично выносятся, а алюминий, титан и железо относительно накапливаются в верхней зоне профиля выветривания. Однако и для этих главных «породообразующих» элементов известна лишь общая направленность процесса. Надежных цифр, характеризующих количественную сторону их выноса или накопления, в литературе очень мало. Более того, до сих пор еще нет единодушного мнения относительно миграционной способности таких распространенных элементов, как алюминий, железо и особенно титан. В рядах миграции Б. Б. Полынова (1933, 1944) железо и алюминий занимают предпоследнее место перед SiO_2 кварца и, следовательно, относятся к числу наименее подвижных элементов. По А. И. Перельману (1955), коэффициенты миграции для Fe, Al и Ti составляют $n \cdot 10^{-2}$, что свидетельствует о их крайне слабой подвижности (коэффициент водной миграции для энергично выносимых элементов, таких как Cl, равен $n \cdot 10 - n \cdot 100$). Однако не все исследователи согласны с этой точкой зрения. Например, по мнению Б. А. Тюрина (1963), все три элемента при определенных условиях выносятся из коры выветривания в значительных количествах. В. Н. Григорьев (1963) также допускает большую подвижность титана в коре выветривания и вынос его химическим путем.

Что касается малых элементов, таких как Cr, V, Ni, Co, Cu, Zn, Zr, Ga, а также Mn, P и др., то о их поведении в процессе выветривания имеются гораздо более скудные данные, которые не создают сколько-нибудь полной картины распределения элементов в разных зонах коры выветривания, а значит и динамики их выноса из коры.

Еще хуже обстоит дело с методикой геохимического изучения кор выветривания. Разные авторы пользуются разными приемами для оценки подвижности компонентов и выноса их из элювиального плаща, причем методы эти не подвергались пока обстоятельному разбору и оценке. Не преувеличивая, можно сказать, что изучение кор выветривания является скорее делом искусства, научной интуиции того или иного автора, чем применения рациональной, хорошо обоснованной методики. Поэтому разработка методики определения подвижных элементов при выветривании пород является актуальной проблемой в области осадочного рудообразования.

Статья является кратким изложением опыта геохимического изучения кор выветривания основных пород, которыми автору пришлось заниматься в последние годы.

1. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ АМФИБОЛИТОВ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

Остановимся на краткой характеристике строения и состава одного типичного разреза коры выветривания амфиболитов Украинского кристаллического щита, изученной по данным бурения. В разрезе коры здесь выделяются следующие зоны.

1. Нижняя зона каолинитовых и монтмориллонитовых глин с примесью гидрослюд и слабоизмененных реликтовых минералов материнских пород	14 м.
2. Средняя зона каолинитовых глин с примесью гидрослюд и реликтовых минералов	20 »
3. Верхняя зона каолинитовых глин с примесью окислов и гидроокислов железа и гиббсита	43 »

Общая мощность выветрелой толщ в разрезе 77 м.

Обычно она не превышает 30 м и лишь иногда достигает 100 м (Басс, 1960). Возраст коры выветривания верхнеюрский — нижнемеловой. Минеральный состав амфиболитов и продуктов их выветривания в разных зонах приведен в табл. 1.

Таблица 1

Минеральный состав амфиболитов и продуктов их выветривания

Коренные породы и зоны коры выветривания	Мощность зон, м	Минералы
Верхняя зона каолинитовых глин с примесью окислов и гидроокислов железа и гиббсита	43	<i>Главные:</i> каолинит, минералы окислов и гидроокислов железа <i>Второстепенные:</i> гиббсит, лейкоксен
Средняя зона каолинитовых глин с примесью гидрослюд и реликтовых минералов	20	<i>Главные:</i> каолинит <i>Второстепенные:</i> гидрослюда, гидроокислы железа <i>Реликтовые:</i> биотит, магнетит, кварц <i>Вторичные:</i> сидерит, пирит
Нижняя зона каолинитовых и монтмориллонитовых глин с примесью гидрослюд и реликтовых минералов	12	<i>Главные:</i> каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, хлорит <i>Второстепенные:</i> кварц, пирит <i>Реликтовые:</i> биотит, эпидот, цоизит (клиноцоизит), актинолит
Коренные породы (амфиболит)		<i>Главные:</i> актинолит, биотит, измененный плагиоклаз <i>Второстепенные:</i> эпидот, цоизит (клиноцоизит, магнетит), титано-магнетит, сфен, апатит, кальцит, пирит, кварц

Хотя таблица и дает общее представление о строении коры выветривания амфиболитов, для правильной постановки геохимического ее изучения приведенных данных еще мало. Дело в том, что строение коры отличается большой сложностью, а это затрудняет и ее геохимическое исследование. Наглядным показателем ее сложности являются объемные веса, меняющиеся снизу вверх по разрезу (табл. 2). У коренных пород объемные веса колеблются от 2,34 до 2,68; в нижней зоне коры — от 2,48 до 1,48; в средней зоне — от 1,38 до 2,80—2,82. В верхней зоне среди преобладающих значений 1,27—1,46 попадают цифры 1,52—1,59, 2,90—3,10. Это объясняется по крайней мере тремя причинами:

1) наличием реликтов слабыветрелых пород; 2) перераспределением вещества с образованием стяжений и участков, обогащенных, например, гидроокислами железа; 3) привнесом вещества, связанным с наложенными процессами вторичной минерализации.

Реликты слабыветрелых пород наблюдаются в средней и верхней зонах. Макроскопически это твердые участки среди каолининовых глин, частично сохраняющие структуру и окраску исходной породы. Такие

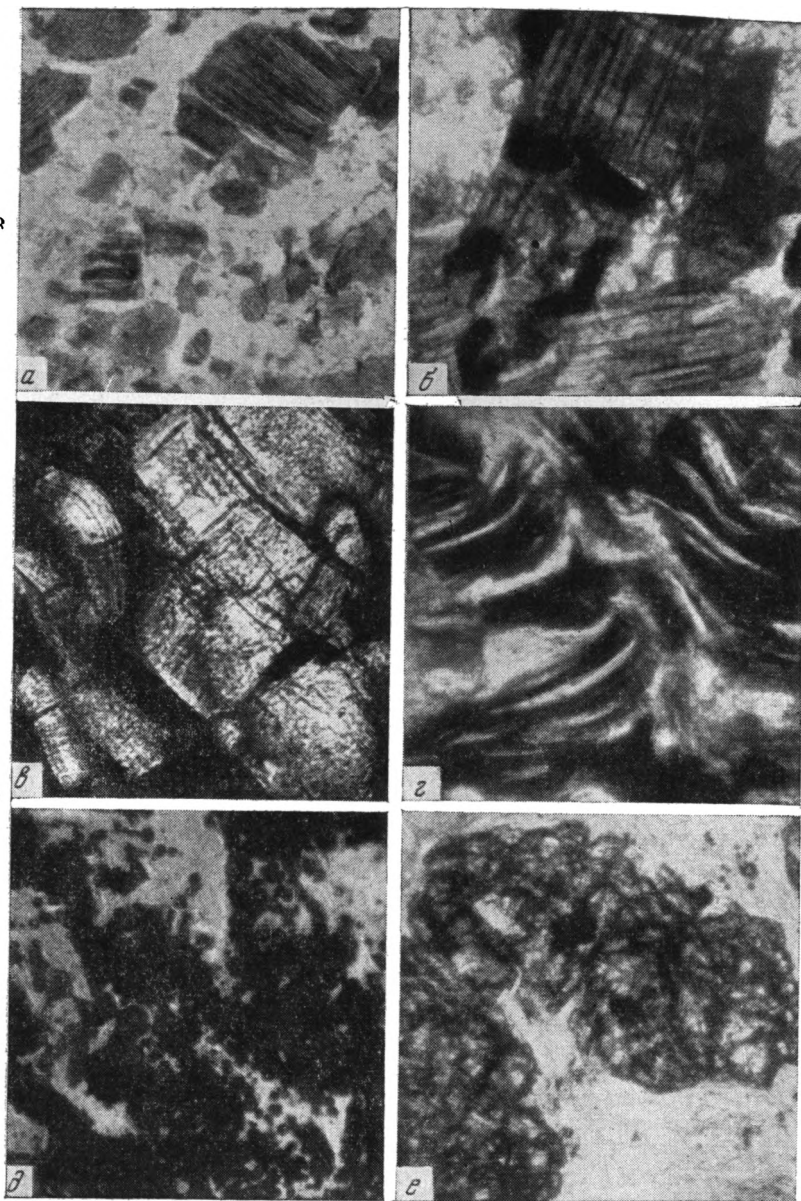
Таблица 2

Объемные веса в амфиболитах и коре их выветривания
(Украинский кристаллический щит), мг/см^3

Зоны коры выветривания	Глубина, м	Объемный вес	Причины увеличения объемного веса	Средний объемный вес по зонам
Верхняя	67	1,30	} Бурый железняк	1,41
	72	1,46		
	72	3,10		
	73,1	2,90		
	76	1,33		
Верхняя	85	1,32	} Слабоизмененная порода. Скопления гидроокислов железа	1,49
	90,5	1,27		
	94	1,52		
	100	1,38		
	103	1,56		
	109	1,59		
	111,8	1,60		
Средняя	113	1,60	} Сидеритизированная порода	1,84
	116,7	2,82		
	117,5	2,80		
	120	1,48		
	120,3	1,45		
	121,5	1,45		
	126	1,40		
	130	1,38		
	136,3	1,48		
	137,5	1,50		
Нижняя	140	1,74		
	142,8	2,02		
	143,7	2,48		
Амфиболит	144,2	2,68		2,51
	144,7	2,34		

участки отмечены на глубине 94 и 113 м. Они напоминают слабоизмененные породы в низах нижней зоны. Под микроскопом в них хорошо видны частично разложенные минералы. Для данного разреза это чаще всего биотит, частично обесцвеченный и расщепленный, иногда довольно свежий (фиг. 1, а, б). Актинолит сохраняется хуже, местами видны очертания его кристаллов, замещенных гидрослюдой и каолинитом. Реликты плагиоклазов в средней и верхней зонах не сохраняются. Каолининовые глины, вмещающие слабоизмененные породы, как правило, состоят из микрокристаллического каолинита, в массе которого рассеяны более крупные вермикулитоподобные пакеты (фиг. 1, в). Именно такая измененная до каолинита порода находится в низах средней зоны (глубина 130 м). Объемный вес ее $1,38 \text{ мг/см}^3$ совершенно не характерен для нижней части разреза коры и объясняется местным усилением степени измененности породы.

Перераспределение вещества, как известно, наиболее интенсивно происходит в верхней зоне. Гидроокислы железа и лейкоксен, которые в слабыветрелых породах выделяются по трещинам спайности биотита или в виде оторочек вокруг чешуек (фиг. 1, г) здесь образуют вкрап-



Фиг. 1. Микрофотографии пород коры выветривания амфиболитов

а — слабоизмененный амфиболит. Скопление чешуек биотита. Нижняя зона профиля. Увел. 150, без анализатора; *б* — каолинит-гидрослюдистая глина коры выветривания амфиболита с реликтами частично измененного биотита. Средняя зона профиля. Увел. 150, без анализатора; *в* — каолинитовая глина микрокристаллическая со скоплениями более крупных «вермикулитов». Увел. 150, николи скрещены; *г* — выделение гидроокислов железа и лейкоксена при разложении кристаллов биотита в средней зоне профиля. Увел. 150, без анализатора; *д* — вкрапленность и пятна гидрогетита и гидрогематита в каолинитовой глине верхней зоны профиля. Увел. 150, без анализатора; *е* — сидеритизированный участок в каолинит-гидрослюдистой глине. Видны сферолиты сидерита. Средняя зона профиля. Увел. 150, без анализатора

ленность, пятна стяжения, иногда прожилки (фиг. 1, д). Объемный вес каолинистых глин, обогащенных гидроокислами железа, повышается до $1,52\text{--}1,59\text{ г/см}^3$ (глубина 94, 100, 103, 109, 111 м). Местами гидроокислы железа слагают главную массу породы. Такие железистые образования имеют объемный вес $2,9\text{--}3,1\text{ г/см}^3$ (глубина 72—73,1 м).

Еще более значительное увеличение объемного веса происходит в связи с образованием вторичного сидерита, формирующегося после того как профиль выветривания развился. В нашем разрезе наиболее интенсивно сидеритизированы каолинит-гидрослюдистые глины на глубине 116,7—117,5 м. Сидерит образует в них густую сеть прожилков, толщиной до 2 мм, а также вкрапленность сферолитов. Объемный вес породы равен $2,80\text{--}2,82\text{ г/см}^3$ (фиг. 1, е).

Итак, специфика строения кор выветривания заключается в их сложном пятнистом строении. Переход от коренной породы снизу к чистой каолинистой породе иногда с гиббситом сверху — есть только общая тенденция, а выделенные зоны кор выветривания — это только общая схема, отражающая указанную тенденцию. В действительности кора имеет очень сложное пятнистое строение: в ней по вертикали неоднократно наблюдаются то более, то менее выветрелые участки, а наверху появляются участки то с большей, то с меньшей вторичной концентрацией элементов. Это значит, что стадии все возрастающей выветрелости исходных пород не сменяют одна другую прямолинейно по вертикали, и что более выветрелым может быть образец из более низкого горизонта, а не из более высокого.

Трудность геохимического изучения коры выветривания как раз и создается этим пятнистым строением. Чтобы получить правильные выводы, нужно, во-первых, найти способы объективной оценки количественных изменений содержания элементов в двух сравниваемых образцах коры, во-вторых, найти приемы, позволяющие в лабиринте пятен разного состава, слагающих кору, выяснить реальный ход процессов выноса элементов.

Рассмотрим подробно способы решения обоих этих вопросов.

2. МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИИ СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОБАХ ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В литературе наметилось несколько методов оценки содержания элементов в двух сравниваемых пробах из разных зон коры выветривания. Простейшим является сравнение процентного содержания элемента в пробах. Этот метод был единственным в работах 20-х — начала 30-х годов. Им анализировался, например, вынос элементов из современных тропических кор выветривания Харассовицем (1926). Им продолжают нередко пользоваться и до сих пор (Калюжный, 1960; Додатко, 1964, и др.).

Неприемлемость этого метода сейчас очевидна. Процентные содержания элементов выражают лишь их соотношения в данном образце, и потому по увеличению или уменьшению того или иного компонента еще нельзя судить о реальном выносе (или привносе) компонента в том или ином горизонте коры. Описанный метод удобен в качестве вспомогательного при минералогическом изучении коры, для уточнения состава главных минералов, но для геохимического исследования, ставящего задачей выявление закономерностей выноса элементов из коры, безусловно, мало пригоден.

Более приемлемым является другой метод, когда из суммы элементов, интересующих исследователя, выбирается какой-либо один, наименее геохимически подвижный, и содержание его во всем разрезе признается постоянным; изменения содержания всех других элементов рассчитывают по отношению к принятому за постоянный; таким образом, выявляется их относительная подвижность и относительный вынос из

коры. Едва ли не первым этот метод был использован А. А. Роде (1937) при изучении подвижности Fe, Al и других элементов в подзолистых почвах СССР. В качестве постоянного компонента был использован кварц, по отношению к которому выяснялось поведение Fe_2O_3 , Al_2O_3 и т. д. в разрезе через почвенные горизонты. Полученные значения были названы А. А. Роде элювиально-аккумулятивными коэффициентами. Нанесение их на профиль позволяло очень отчетливо видеть последовательный вынос Fe_2O_3 , Al_2O_3 и других компонентов из одних горизонтов почв и аккумуляцию в других. Этот же метод сформулирован А. И. Перельманом и др. (1962) и применялся им при изучении элювия Аджарии.

Сходный прием используется при изучении отношения Al_2O_3 к TiO_2 в профиле коры выветривания (Додатко, 1964), Mn к Fe (Грязнов, 1963) или ряда элементов к алюминию (Литвиненко и др., 1964). Во всех случаях один менее подвижный компонент указывает на относительную подвижность другого.

Данный метод, будучи более прогрессивным сравнительно с методом процентным, все же носит в себе значительную долю условности, ибо за неподвижный элемент принимается иногда компонент, который заведомо в известной мере выносится из коры. Это особенно наглядно в том случае, когда изменения содержаний или других элементов рассчитывают по отношению к железу, принимаемому за компонент постоянный.

Наиболее объективным способом сравнения содержаний элементов в образцах из разных горизонтов коры выветривания является, конечно, метод абсолютных масс. Он широко используется при изучении современных осадков и осадочных пород (Страхов, 1954). Для изучения подвижности элементов в одном из типов коры выветривания этот метод был применен Б. М. Михайловым (1958), а затем Э. В. Мельничуком, В. Ю. Кондрачуком (1964) и др.

Суть его заключается в том, что сравниваются содержания вещества в одном и том же объеме породы — в см^3 , в дм^3 , либо в м^3 . В первом случае массы выражаются в мг/см^3 , во втором — в г/дм^3 , в третьем — в кг/м^3 . Для получения абсолютных масс необходимо процентное содержание элемента умножить на объемный вес породы по формуле:

$$N = \frac{A \cdot \gamma}{100}$$
, где N — количество элемента в мг/см^3 породы, A — содержание элемента в вес. %, γ — объемный вес породы.

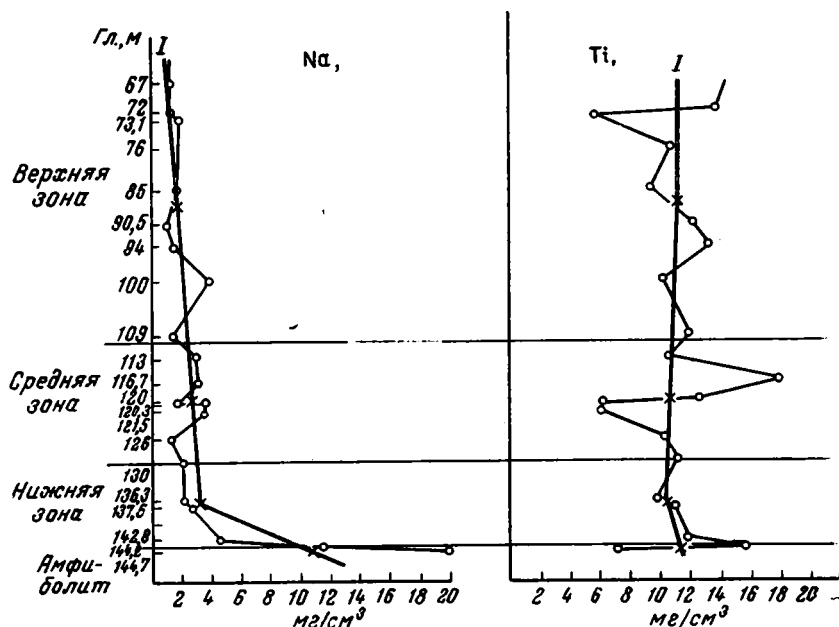
По полученным цифрам строят графики распределения элементов в коре выветривания. В качестве примера мы приведем здесь два графика для легкоподвижного элемента — Na, и устойчивого — Ti (фиг. 2).

Сравнивая содержания элемента (в мг/см^3) на любых двух или многих уровнях коры выветривания, мы можем совершенно объективно судить о том, сколько его было вынесено из более выветрелого образца (или наоборот привнесено в него). Сопоставляя поведение разных элементов в профиле коры, можем выделить среди них группы более устойчивых и менее устойчивых к выносу элементов. Наконец, отнеся содержание элементов (в мг/см^3) в наиболее выветрелой породе к содержанию его в исходной породе, получим коэффициент устойчивости элемента, ибо увеличение этого коэффициента свидетельствует о более высокой устойчивости элемента при выветривании. Такое же отношение процентных содержаний в коре к содержанию в исходной породе обычно называют коэффициентом концентрации (Makenzie Gordon Murata, 1952 и др.).

Таким образом, метод абсолютных масс позволяет с наибольшей объективностью получить оценку поведения любых элементов (и их групп) в коре выветривания. Поэтому именно он и должен стать основным методом геохимического исследования кор выветривания.

Наша работа выполнена именно этим методом. Породы коры выветривания были проанализированы на содержание в них следующих элементов: Si, Al, Ti, Fe, Na, K, Ca, Mg, Mn, P, Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, Zr, Ga¹.

Построение графиков распределения каждого элемента по профилю коры выветривания сразу же вскрыло два существенных факта. Во-первых, содержания элементов, как правило, убывают снизу вверх, от коренной породы к верхнему горизонту коры выветривания. Во-вторых, на



Фиг. 2. Графики распределения натрия и титана в коре выветривания амфиболитов. Украинский кристаллический щит
I — линия средних содержаний

фоне общего убывания концентраций элементов наблюдаются резко выраженные колебания, которые нередко резко затушевывают процесс выноса и делают его мало наглядным (фиг. 2).

Первая закономерность понятна сама собой и не требует разъяснения. Но вторая не ясна и нуждается в самом пристальном внимании. Мы должны выяснить, что является причиной резких скачков содержаний элементов, а также найти способы элиминирования этих усложнений и получения наиболее объективной и ясной картины выноса элементов из коры выветривания. К этим вопросам мы теперь и обратимся.

3. ВЛИЯНИЕ ХАРАКТЕРА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ИСХОДНОЙ ПОРОДЕ НА ИХ СОДЕРЖАНИЕ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Одной из причин неровного хода кривой величин объемных весов и распределения элементов в коре является неравномерность распределения элементов в исходных материнских породах.

Чтобы проверить на конкретном примере, как может отражаться характер распределения элементов в исходной породе на содержании их в продуктах выветривания, рассмотрим химические анализы амфиболита на одном из участков Украинского кристаллического массива (табл. 3).

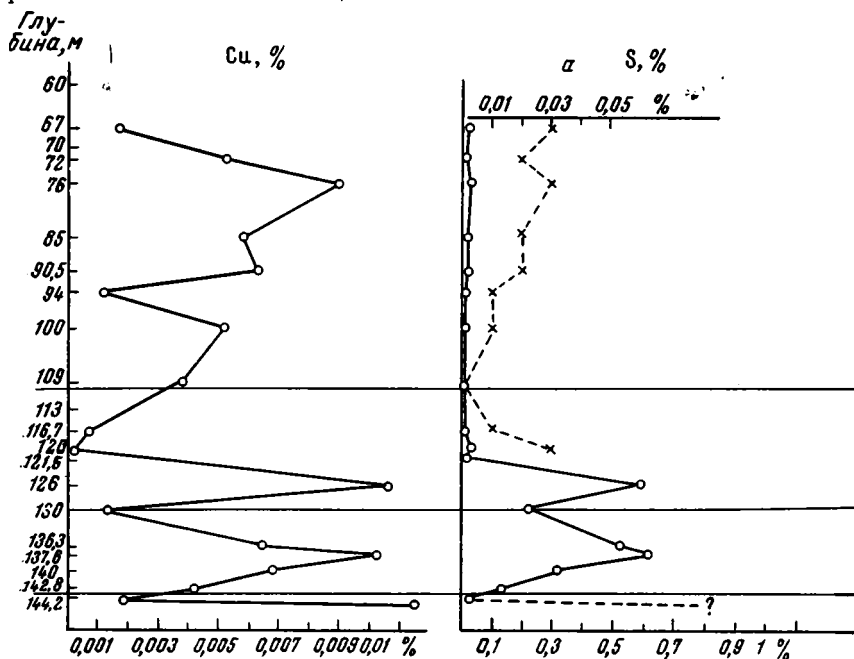
¹ Первые десять элементов и галлий определялись химическим путем в лаборатории Геологического института АН СССР; Ni, Co, Cr, V, Cu — с помощью количественного спектрального анализа с проверкой данных мокрой химией. Для цинка и циркония мы располагали только данными полуколичественного спектрального анализа.

Таблица 3

Химический состав амфиболитов и хлорит-амфиболитовых сланцев
(Украинский кристаллический массив), вес. %

Номер разреза, порода	Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Примечание
1, амфиболит	144,2 144,7	45,43 30,97	0,96 0,51	14,38 14,74	3,93 4,04	10,09 20,93	0,25 0,47	9,99 2,17	7,82 9,27	0,58 1,15	0,31 0,29	0,07 0,05	2,83 6,27	Химическая лаборатория Геологического института АН СССР
2, амфиболит	143 151,5	75,01 45,43	0,27 0,81	5,70 14,52	0,79 1,77	7,81 13,65	0,04 0,44	0,43 6,29	5,03 6,53	0,18 2,36	0,08 0,23	0,02 0,07	4,50 2,99	
3, хлорит-амфиболитовый сланец	104	32,54	0,76	16,56	0,43	14,11	0,16	1,99	22,62	0,08	0,11	0,01	0,62	
4, амфиболит	124	44,28	0,43	12,15	0,47	10,92	0,19	8,12	17,95	0,59	0,14	0,02	4,01	
5, амфиболит	100,3	53,89	0,69	16,16	11,30	7,03	0,17	8,55	6,32	1,13	0,09	0,12	2,41	То же
6, амфиболит		48,60	0,53	14,24	4,87	10,40	0,05	10,20	6,98	2,55	0,63	0	1,64	» »
7, амфиболит	133,35	48,54	0,88	16,91	3,36	8,64	Не опр.	9,76	6,97	Na ₂ O+K ₂ O	Не опр.		4,01	Басс Ю. Б., 1960
8, сланец актинолит-хлоритовый	51,4	44,30	0,80	12,54	1,47	9,99	» »	5,43	17,11	0,06	» »		7,42	То же
9, сланец актинолит-хлоритовый	59,0	49,45	0,74	10,62	2,18	9,81	» »	7,61	14,61	0,39			4,57	» »
10, сланец актинолит-хлоритовый		52,00	0,33	3,42	2,57	8,80	0,15	12,50	17,95	0,64			1,73	» »
Среднее		47,54	0,64	12,66	3,09	11,02	0,21	6,92	11,60	1,83	0,23	0,051	3,58	» »

Были использованы образцы керна буровых скважин, которые дают возможность изучить более полные разрезы по сравнению с природными обнажениями. Коренные породы, как правило, пробурены всего лишь на 0,5—2,3 м, следовательно, материал для сравнения ограничен. Первые пять анализов относятся к разрезу коренных пород протяженностью 0,5 км, причем расстояния между отдельными проанализированными образцами колеблются от 0,5 до 400 м.

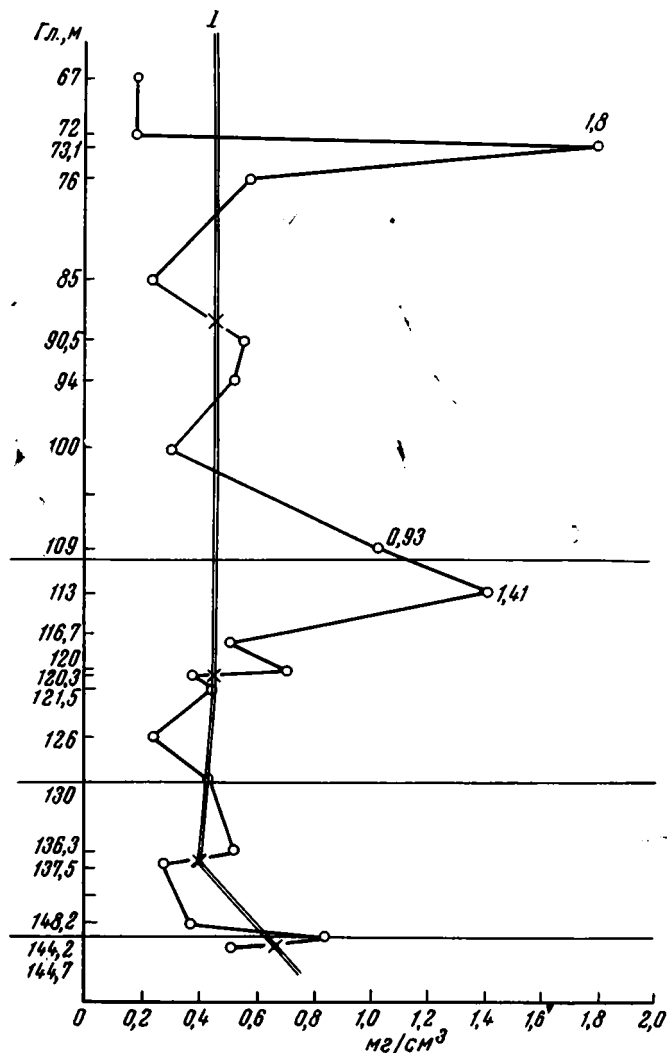


Фиг. 3. Графики распределения меди и серы в амфиболитах и коре их выветривания. Украинский кристаллический щит
а — график распределения серы в увеличенном масштабе

Из цифр следует, что, например, кремнезем присутствует в амфиболитах в количестве 30—75% и составляет в среднем 47,5%; содержание двуокси титана в одних образцах вдвое меньше, чем в других (0,27—0,96%); минимальное содержание Al_2O_3 почти в пять раз меньше максимальных, содержание Fe_2O_3 колеблется от 0,43% в одних образцах до 11,3% в других. В образцах, отстоящих один от другого на 0,5 м, содержание закисного железа (FeO) 10,09 и 20,9%. Содержания малых элементов в коренном амфиболите того же профиля варьируют в еще более широких пределах. Так, содержание никеля колеблется от 0,02 до 0,26, кобальта — от 0,007 до 0,028; ванадия — от 0,011 до 0,039, хрома — от 0,008 до 0,19%. Для меди характерна самая большая амплитуда колебаний — от 0,0001 до 0,013%.

Эти цифры со всей очевидностью показывают, насколько значительно на неравномерность распределения элементов в исходной породе, зависящая от соотношений породообразующих минералов. Так, повышенное содержание закисного железа (20,9%) относится к участку, обогащенному биотитом, более низкое (10,09%) — к плагиоклаз-актинолитовому пятну в породе. Известно, что биотит содержит от 5 до 25% FeO и от 1 до 20% Fe_2O_3 , тогда как в актинолите может присутствовать всего лишь до 2,5% Fe_2O_3 . Колебания в содержании некоторых других элементов зависят от присутствия карбонатных прожилков (Ca , Mg), акцессорных минералов (Zr , Ga , P , Ti) или рассеянной вкрапленности сульфидов (Cu , в меньшей степени Zn).

Как может отражаться неравномерность первичного распределения элементов в исходных породах на их содержании в разных горизонтах коры выветривания? Очевидно, появлением точек то с аномально низким содержанием каждого элемента, то с аномально высоким, при условии, конечно, что сопоставляются образцы одинаковой степени выветри-



Фиг. 4. Распределение фосфора в коре выветривания амфиболитов. Украинский кристаллический щит
I — линия средних содержаний Р без учета единичных максимумов

вания. Иными словами, в одной и той же минералогической зоне коры содержания каждого элемента должны значительно варьировать. Для легкоподвижных элементов, таких как щелочные земли, влияние первичного распределения в исходной породе сказывается лишь в нижних зонах коры. На более устойчивые элементы первичное распределение оказывает более заметное влияние во всем профиле коры. Характерно в этом отношении, например, распределение меди. Мы уже отмечали весьма значительные колебания ее содержаний на коротких расстояниях в исходной породе, что связано с нахождением ее в изверженных породах, главным образом в виде рассеянной вкрапленности сульфидов (Wedepohl, 1963). Если так, то график распределения меди должен согла-

соваться с графиком распределения серы. Мы построили такие графики для амфиболита и коры его выветривания (фиг. 3). Оказалось, что оба графика симбатны, т. е. все характерные пики на них совпадают. Медь действительно связана с серой, и неравномерное распределение меди и серы в коренных породах наследуется корой выветривания. То же можно заметить и на примере фосфора (фиг. 4).

Фосфор в коре выветривания амфиболитов присутствует в сотых долях процента (0,013—0,03%), или в количестве 0,2—0,6 мг/см³, и лишь в единичных образцах содержание его возрастает до 0,06—0,09%, или до 1,4—1,8 мг/см³. В ряде случаев под микроскопом удается наблюдать скопления кристалликов апатита, которые и обуславливают такие максимумы. Наблюдения показывают также, что апатит устойчив при выветривании, а потому первоначальное распределение фосфора в амфиболите сохраняется и в верхней зоне. Эти максимумы настолько велики по сравнению с фоном, что всего лишь один из них заметно меняет среднее содержание элемента в зоне коры. Так, для фосфора средние содержания в нижней, средней и верхней зонах соответственно равны 0,4, 0,58 и 0,59 мг/см³. Поскольку мы имеем дело с абсолютными массами, такая картина создает впечатление будто фосфор вносится в верхние зоны. Между тем, если отбросить всего лишь один образец с повышенным количеством фосфора (1,41 мг/см³), средние содержания будут составлять в нижней зоне 0,4, в средней 0,45, в верхней 0,45 мг/см³. Никакого вноса фосфора в среднюю и верхнюю зоны не происходит.

Сходный характер распределения имеют Zr, Ga и некоторые другие элементы.

Разобранные примеры позволяют считать установленным, что характер распределения устойчивых и даже некоторых подвижных элементов в исходной породе в той или иной степени наследуется корой выветривания. Это обстоятельство должно учитываться при изучении подвижности элементов.

Как же элиминировать влияние этого фактора при анализе того или иного элемента? Двумя приемами. Во-первых, необходимо брать достаточное количество образцов коренных пород, чтобы получить надежное среднее, с которым потом и следует сравнивать поведение элемента в той или иной зоне коры выветривания. Во-вторых, оперировать следует средними величинами элементов разных зон, взяв при этом образцы с одинаковой степенью выветривания, лишенные вторичных концентраций элементов.

4. ВЛИЯНИЕ НЕРАВНОМЕРНОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ВТОРИЧНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОДУКТАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

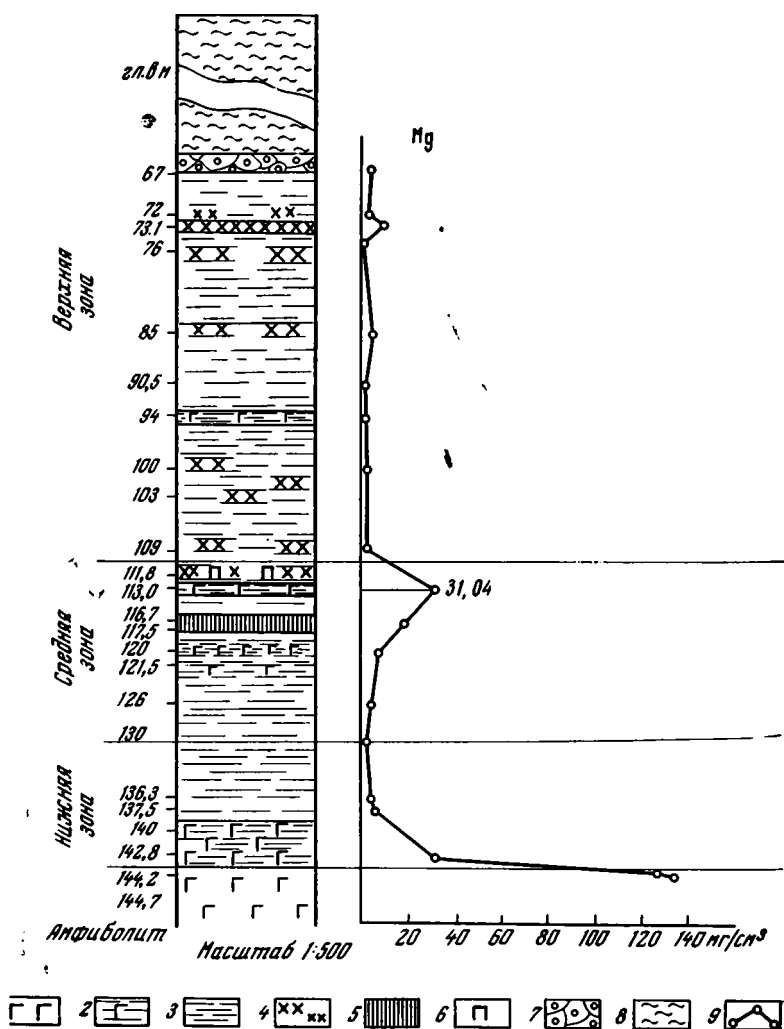
Уже указывалось, что процесс выветривания протекает неравномерно, что сказывается в чередовании сильновыветрелых участков и останцов слабоизмененных пород. Пестрота в строении коры несколько сглаживается в верхней зоне, но и здесь отмечаются прослойки, отстающие в развитии по сравнению с основной массой породы.

В коре выветривания также происходит перераспределение некоторых элементов, особенно Fe, Mn, и, кроме того, кора выветривания, перекрытая более поздними осадочными толщами, подвергается воздействию вторичной минерализации (Лисицына, Пастухова, 1961).

Посмотрим, насколько сильно сказывается влияние обоих этих процессов на распределении элементов по профилю коры выветривания и как элиминировать это влияние при анализе выноса веществ из элювия.

Влияние слабовыветрелых реликтов можно продемонстрировать на распределении Mg. На фиг. 5 видно, что на глубине 113 м содержание

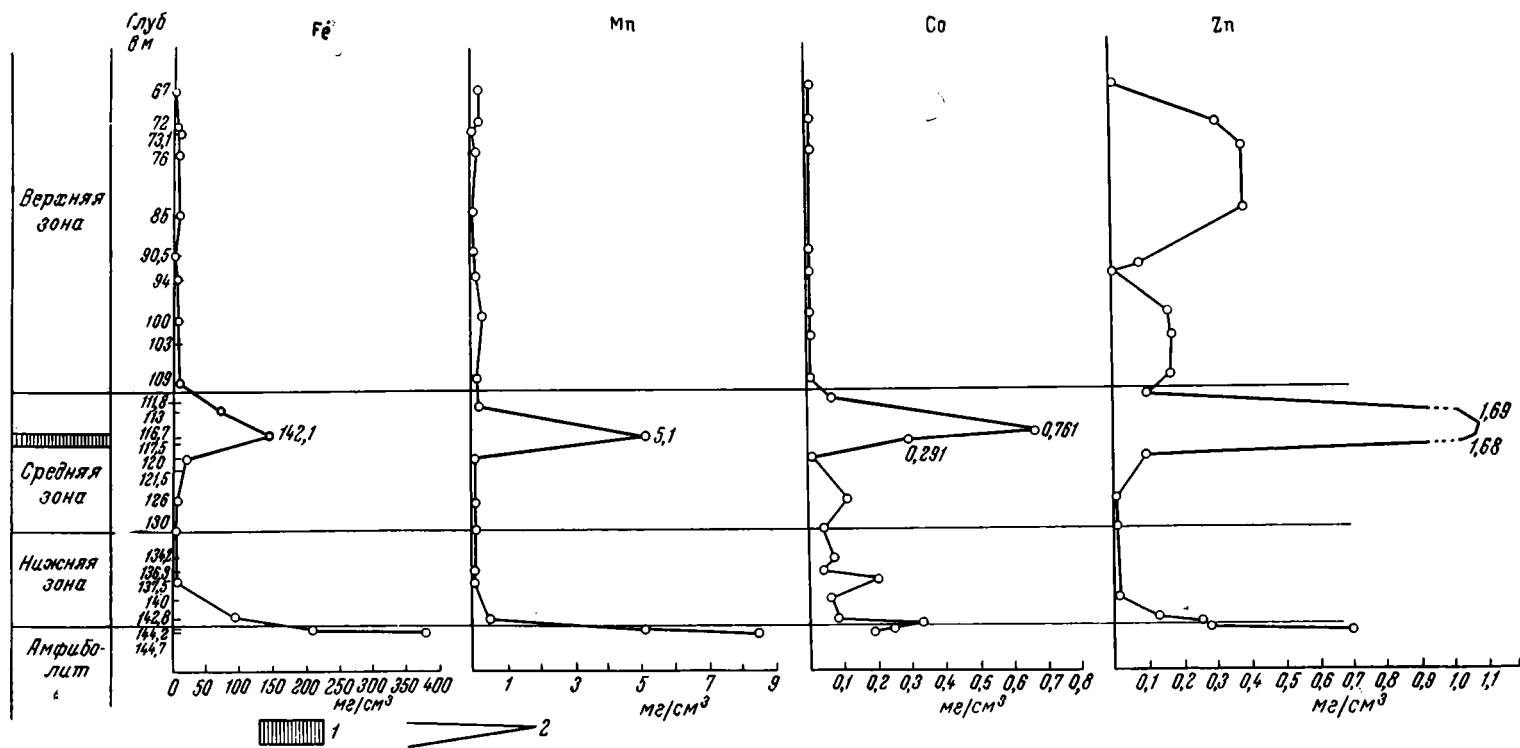
магния резко повышается и составляет 31 мг/см^3 , т. е. в 2—45 раз превышает количества этого элемента в других породах средней зоны. Этот резкий максимум соответствует прослойке плотной, слабовыветрелой породы. Среднее содержание магния в средней зоне благодаря присутствию этой прослойки также заметно повышается и составляет



Фиг. 5. Распределение магния в коре выветривания амфиболитов

1 — амфиболит; 2 — слабовыветрелый амфиболит; 3 — глины; 4 — глины, участки обогащенные окислами железа; 5 — сидеритизированная прослойка; 6 — пирит; 7 — боксит; 8 — глины палеогена; 9 — максимум (для магния) в слабо выветрелом прослое

$7,01 \text{ мг/см}^3$. Между тем без учета останца слабовыветрелой породы среднее содержание магния составляет только $3,88 \text{ мг/см}^3$. Поскольку все элементы в той или иной степени выносятся из коры выветривания, естественно ожидать, что средние их содержания в разных зонах, пересчитанные на единицу объема, будут уменьшаться последовательно от коренных пород к верхней зоне, наиболее сильно измененной. В данном случае для магния эти средние значения соответственно равны $130,03$ в коренных породах, $10,82$ в нижней, $7,01$ в средней и $1,35 \text{ мг/см}^3$ в верхней зонах, а без учета слабовыветрелого останца соответственно — $130,03$, $10,82$, $3,88$ и $1,35 \text{ мг/см}^3$.



Фиг. 6. Графики распределения Fe, Mn, Co, Zn в коре выветривания амфиболитов. Украинский кристаллический щит
1 — сидеритизированная порода; 2 — максимумы на графиках, соответствующие сидеритизированной прослойке

В некоторых случаях присутствие останцов слабыветрелых пород повышает среднее содержание элементов в какой-либо зоне настолько, что эта закономерность нарушается.

Приведенные примеры свидетельствуют о значительном влиянии указанного фактора и подчеркивают необходимость детального изучения минералогии и петрографии разреза элювия, причем оно, по существу, должно предшествовать отбору образцов на химический и спектральный анализы.

Влияние вторичной минерализации на распределение элементов можно проследить на примере Fe, Mn, Co, Zn. На фиг. 6 показано распределение этих элементов по профилю коры. На всех графиках видны резкие максимумы на глубине 116,7 м. Эти максимумы соответствуют каолинит-гидрослюдистой глине, пронизанной сетью тонких прожилков сидерита. Количество сидерита, рассчитанное по CO₂, составляет здесь 6,42%. Обращает на себя внимание то, что резкое увеличение содержания ряда элементов локализовано на участках сидеритизации, что хорошо видно из приводимых ниже цифр.

Содержание элементов (мг/см ³)				
	Fe	Mn	Co	Zn
В сидеритизированной прослойке	142,13	5,1	0,761	1,68
Среднее для данной зоны без сидеритизированных прослоек	39,50	0,20	0,067	0,094

Таблица 4

Сравнение средних содержаний Mg и Mn в разных зонах коры выветривания амфиболитов

Подсчеты сделаны двумя разными методами

Зона	I				II				Объем- ный вес	Стадии из мене- ния пород
	Mg		Mn		Mg		Mn			
	мг/см³	Среднее	мг/см³	Среднее	мг/см³	Среднее	мг/см³	Среднее		
Верхняя зона	3,78	1,35	0,21	0,22	3,78	1,14	0,21	0,26	1,40	Сильновы- ветрелая по- рода
	3,21		0,12		3,21		0,12		1,46	
	0,40		Следы		0,40		Следы		1,33	
	Нет		0,71		Нет		0,71		1,32	
	3,04		Нет		3,04		Нет		1,32	
	0,31		Следы		0,31		Следы		1,31	
	0,36		»		0,39		0,30		1,29	
	1,44		0,21		1,44		0,21		1,38	
	0,95		0,97		0,97		Следы		1,38	
	Следы		Следы		Нет		0,90		1,31	
					0,36		Следы		1,52	
					0,95		0,97		1,56	
					Следы		Следы		1,59	
Средняя зона	0,69	2,01	0,86	0,20	3,08	2,58	0,11	0,22	1,40	Выветрелая порода
	6,36		Следы		2,52		0,01		1,40	
	0,29		0,12		0,29		0,12		1,45	
	3,08		0,11		6,36		Следы		1,48	
	2,52		0,01		0,69		0,86		1,60	
	0,39		0,30							
	0,97		Следы							
Нижняя зона	4,45	10,82	0,14	0,43	4,00	15,25	Следы	0,31	1,48	Слабовывет- релая порода
	Нет		0,90		2,70		0,01		1,50	
	4,00		Следы		31,04		Следы		1,60	
	2,70		0,01		4,45		0,14		1,71	
	5,57		0,94		5,57		0,94		1,74	
	28,95		0,58		28,95		0,58		1,88	
	30,10		0,46		30,10		0,46		2,02	
Амфибо- лит	Не опр.	130,03	5,21	6,24	32,21	130,03	8,42	6,24	2,34	Амфиболит
	127,84		5,09		Не опр.		5,21		2,48	
	132,21		8,42		27,84		5,09		2,68	

По сравнению со средними содержаниями для данной зоны, количество каждого элемента возрастает во много раз. Привнос вещества извне здесь очевиден.

Мы не касаемся здесь генетической стороны этого процесса и лишь отмечаем заметное влияние вторичной минерализации на распределение элементов в выветрелой толще. Присутствие сильносидеритизированных прослоек (количество сидерита 5—6%) хорошо диагностируется. Объемный вес породы на таких участках возрастает почти вдвое и равен 2,8—2,9 г/см³. Однако присутствие сидерита необходимо проверить под микроскопом, поскольку примерно такое же увеличение объемного веса наблюдается, например, в прослойках бурого железняка (3,1 г/см³) или в останках очень слабоизмененной породы (~2,5 г/см³).

Остается выяснить, каким путем устранить влияние неравномерности выветривания и вторичной минерализации на распределение элементов в профиле элювия? Двумя методами. Первый заключается в вычислении средних величин концентрации каждого элемента в каждой зоне коры, при этом из подсчета исключают как отчетливо менее выветрелые реликты, так и участки вторичной минерализации. Цифры мы относим к реально существующему профилю элювия.

Второй метод более сложный. В нем участки вторичной минерализации также исключаются из рассмотрения. Остальные же образцы располагаются последовательно по степени их выветривания, независимо от реального их нахождения в профиле коры. Получается профиль, отвечающий идеальному случаю, когда выветривание равномерно спускается сверху вниз. Для разных частей такого профиля, отражающих определенную стадию выветривания, также высчитываются средние с тем, чтобы по возможности снять влияние неоднородности распределения элементов в исходной породе.

В табл. 4 сопоставлены результаты подсчетов первым (I) и вторым (II) методами для Mg и Mn в разрезе коры выветривания амфиболитов.

5. СХЕМА ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Итак, сложность распределения элементов на профиле коры выветривания объясняется действием трех причин: 1) неравномерностью распределения элементов в исходных породах; 2) неравномерностью самого процесса выветривания, т. е. сложным чередованием глубоко- и слабо-выветрелых участков; 3) влиянием вторичной минерализации, наложенной на уже сформировавшийся профиль выветривания. Все эти факторы искажают действительную картину выноса элементов из коры и реальные соотношения их подвижности.

Чтобы получить наиболее достоверную картину, нам представляется, что порядок исследования геохимии коры выветривания должен быть примерно следующим.

1. Петрографическое изучение исходных пород и коры их выветривания; при этом выясняют: а) состав и характер распределения минералов в материнской породе, б) зональность коры выветривания, в) реликтовые участки слабоизмененных пород, г) сильножелезистые прослойки, участки вторичной минерализации.

2. Отбор образцов для химических и спектральных анализов с учетом особенностей строения исходных пород и коры выветривания.

3. Оценка изменения содержания элементов только с помощью метода абсолютных масс.

4. Определение устойчивости к выносу элемента, которая характеризует одновременно и его подвижность при выветривании. Для получения этого показателя высчитывается отношение среднего содержания элементов в наиболее выветрелой породе к среднему их содержанию в исходной. При однородности состава верхней зоны наиболее выветрелы-

ми будут породы этой зоны, и для них нужно брать среднее. Если же строение коры неравномерное, правильнее вычислять средние значения для наиболее выветрелых пород независимо от того, в какой зоне (средней или верхней) они находятся. Таким образом, мы будем сравнивать породы более высокой стадии выветривания с исходными.

5. Определение динамики выноса разных элементов на идеальном профиле, полученном путем сопоставления образцов все более и более выветрелых, независимо от их нахождения в профиле коры. Степень их выветрелости выясняют с помощью данных микроскопии, термического анализа, рентгена и их объемных весов. Наложенные вторичные концентрации элементов в разных частях профиля при этом отбрасываются.

ЛИТЕРАТУРА

- Б а с с Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождения бокситов юга УССР. В кн. «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах». Изд. АН УССР, 1960.
- Г р и г о р ь е в В. И. Характер соотношения двуокиси титана и глинозема в породах некоторых бокситовых месторождений СССР. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Г р я з н о в В. И., Р о м а н е н к о Г. Н. Об отделении марганца от железа в коре выветривания кристаллических пород Украинского щита в мезо-кайнозое. Литология и полезн. ископ. № 3, 1963.
- Д о д а т к о А. Д. Распределение элементов в охристом профиле коры выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья. В сб. «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». Изд. «Недра», 1964.
- Д о д а т к о А. Д. К вопросу о парагенезисе титана и алюминия в коре выветривания Среднего Приднепровья. Литология и полезн. ископ., № 3, 1964.
- К а л ю ж н ы й В. А. Погребенная кора выветривания диабазов и туффитов. В сб. «Кора выветривания», вып. 3. Изд. АН СССР, 1960.
- К о н д р а ч у к В. Ю. и др. О зональности каолининовой коры выветривания. Тезисы докл. на совещ. по геохимии гипергенеза. Изд. АН БССР, 1964.
- Л и с и ц ы н а Н. А., П а с т у х о в а М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокситов. Геол. рудн. месторожд., № 1, 1961.
- Л и т в и н е н к о А. У., Д о д а т к о А. Д., Х о р о ш е в а Д. П. Геохимия и минералогия коры выветривания основных и ультраосновных пород Украины. Тезисы докл. на совещ. по геохимии гипергенеза. Изд. АН БССР, 1964.
- М е л ь н и ч у к Э. В., К о н д р а ч у к В. Ю. Миграция элементов в коре выветривания и вопросы количественной ее оценки. Тезисы докл. на совещ. по геохимии гипергенеза. Изд. АН БССР, 1964.
- М и х а й л о в Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. В сб. «Исследование и использование глин». Изд. Львовск. ун-та, 1958.
- П е р е л ь м а н А. И. Ряды миграции химических элементов в коре выветривания. Докл. АН СССР, т. 103, № 4, 1955.
- П е р е л ь м а н А. И., Б а т у л и н С. Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания. В сб. «Кора выветривания», вып. 4, 1962.
- П о л ы н о в Б. Б. Типы коры выветривания и их распределение в зависимости от геоморфологических условий. Докл. АН СССР, нов. сер., № 3, 1933.
- П о л ы н о в Б. Б. Современные задачи учения о выветривании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1944.
- Р о д е А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд. АН СССР, 1937.
- С т р а х о в Н. М. Сравнительное литологическое изучение осадков в кн. «Образование осадков в современных водоемах». Изд. АН СССР, 1954.
- Т ю р и н Б. А. Геохимические особенности распределения титана в бокситах и глинах Амангельдинского района и их генезис. В сб. «Кора выветривания», вып. 6, 1963.
- H a r r a s o w i t z H. Laterit. Fortschritte der Geologie und Paleontologie B. IV. Hf. 14, 1926.
- M a k e n z i e G o r d o n I. R., M u r a t a K. I. Minor elements in Arkansas bauxite. Econ. Geol., v. 47, N 2, 1952.
- W e d e r o h l K. H. Beiträge zur Geochemie des kupfers. Geol. Rundschau, B. 52, Hf. I, 1963.

УДК 552.523

О СТРУКТУРЕ ГЛИНИСТЫХ СУСПЕНЗИЙ И ЕЕ ЗНАЧЕНИИ ДЛЯ ОБЪЯСНЕНИЯ НЕКОТОРЫХ СТОРОН ПРОЦЕССА ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Г. Г. ФЕДОРОВА

Трудно переоценить огромное значение изучения структуры глинистых суспензий для геологии в целом и, в частности, для раскрытия механизма осадкообразования как глинистых, так и иных пород, пребывающих при своем возникновении хотя бы некоторое время в коллоидно-дисперсном состоянии и способных при этом участвовать в формировании коагуляционной структуры системы. Глинистые суспензии — наиболее подходящие объекты для моделирования в лабораторных условиях геологических процессов при осадконакоплении, протекающих в водной среде.

В работах Н. М. Страхова (1953) по образованию конкреций, Н. Я. Денисова (1948) по слоеобразованию глинистых осадков, Г. Г. Федоровой (1958, 1959, 1962, 1964) и Г. Г. Федоровой совместно с Г. А. Смирновым (1959) о роли механического перераспределения частиц в образовании слоистых осадков было установлено, что и в стадии диагенеза могут продолжаться процессы, от которых зависит текстура породы. Однако детали механизма этих процессов во многом остаются неясными. Для их исследования необходимо дальнейшее изучение структуры глинистых суспензий. Только благодаря методам коллоидной химии, науки о высокодисперсных относительно устойчивых системах, благодаря ее теоретическим воззрениям на дисперсные системы стало возможным приступить к этому изучению.

Глубокая связь коллоидной химии с минералогией осадочных пород раскрыта в работах П. А. Ребиндера (1936, 1958), Н. Н. Серб-Сербиной (1947, 1958), Б. В. Дерягина (1956), Ф. Д. Овчаренко (1961), А. Е. Ферсмана (1913), И. И. Гинзбурга (1941), И. Д. Седлецкого (1945), Ф. В. Чухрова (1955) и др.

П. А. Ребиндером, Н. Н. Серб-Сербиной, Ф. Д. Овчаренко установлена важная роль поверхностных явлений в суспензиях коллоидно-дисперсных минералов и возможность управления ходом развития этих явлений. Поверхностные явления вызывают или коагуляцию частиц, или пептизацию, или одновременно и то и другое. Поверхностные явления — это обменная адсорбция ионов на поверхности частиц, адсорбция органических молекул, это активное взаимодействие минеральных частиц с дисперсионной средой и друг с другом и т. д., иначе — это все те процессы, которые определяют существование или разрушение коллоидной системы в целом. Поэтому поверхностным явлениям должна принадлежать роль не только в изменении дисперсности частиц, но и в изменении структуры системы.

До настоящего времени общепринятым является представление, что структура суспензий — это сетчатый коагуляционный тиксотропный кар-

кас. Он возникает вследствие коагуляции (слипания) глинистых анизодиаметрических по форме частиц по наиболее активным участкам их поверхности (углам, ребрам, неровностям). Каркас включает в свои ячейки иммобилизованную воду и связывает всю систему в единое целое. Под действием силы тяжести структурированная суспензия оседает. Вследствие фильтрования воды через столб оседающей суспензии происходит ее синерезис (обезвоживание), возникает осадок, который при дальнейшем обезвоживании переходит в литифицированную породу. Однако эти представления нуждаются в дальнейшем уточнении.

Установлено (Гердов, 1946), что в одновременно оседающих суспензиях различных глин с начальными концентрациями $8\text{--}64 \text{ г}/100 \text{ см}^3$, отличающимися одна от другой на $8 \text{ г}/100 \text{ см}^3$, только до некоторой критической концентрации возрастает во времени устойчивость оседающих суспензий. После критической концентрации для ряда суспензий наблюдается снижение устойчивости.

Выяснено (Федорова, 1958, 1962), что при начальных концентрациях больших критической в процессе оседания суспензий наблюдается большая водоотдача, чем из суспензий при критической концентрации. Наблюдается неожиданное нарушение, казалось бы, совершенно очевидной простой зависимости: обратной пропорциональности между начальными концентрациями оседающих суспензий и количеством выделяющейся из них воды.

Приведенные чрезвычайно важные, по нашему мнению, факты нуждаются в детальном их разборе. В связи с этим на данном этапе постановки исследований необходимо хотя бы в общих чертах выяснить роль воды, ее содержания и распределения в столбах оседающих полидисперсных и полиминеральных суспензий и их осадках, в формировании и изменении их структуры.

Результаты исследований по этому вопросу сообщаются в настоящей статье.

1. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследовались полидисперсные и полиминеральные опоковые глины Иелябинского угольного бассейна. Основным методом были наблюдения за оседанием структурированных глинистых суспензий по опусканию границы раздела суспензия — вода. Глинистые суспензии готовили по ранее описанной методике (Федорова, 1958). Кинетика процесса структурообразования оседающих глинистых суспензий изучалась в широком диапазоне начальных концентраций (при интервале между величинами начальных концентраций в разных сериях опытов $1, 4, 8 \text{ г}/100 \text{ см}^3$) настолько позволяла «средняя» область для данного комплекса коллоидно-химических свойств (коллоидальности) глин, взятых для исследования. Средней областью нами условно обозначается область концентраций, характеризующаяся появлением четкой границы раздела суспензия — вода в первые минуты оседания суспензий и быстро развивающимся в них синерезисом.

Результаты наблюдений за кинетикой оседания глинистых суспензий изображались графически в виде кривых $V = \frac{q}{q_{\min}} = f(t)$, где V — относительный объем оседающей суспензии, q — объем суспензии в какой-то момент от начала ее оседания, $q_{\min}$ — конечный объем оседающей суспензии через сутки, t — время оседания.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На фиг. 1 представлены кривые оседания суспензий глины образца 1. Ее критическая концентрация — $c_k = 32 \text{ г}/100 \text{ см}^3$, критическое время устойчивости $t_{k\max} = 168 \text{ мин}$. Номера кривых соответствуют началь-

ным концентрациям суспензий, выраженным в $г/100\text{ см}^3$. Всего было приготовлено 60 концентраций суспензий. Одновременно наблюдение проводилось за оседанием 10 суспензий. Суспензий готовили только в тот день, когда за ними производилось наблюдение. Для глины образца 1 были установлены концентрации, ограничивающие среднюю область. Ими оказались суспензии с концентрациями 6—66 $г/100\text{ см}^3$.

Из рассмотрения кривых, представленных на фиг. 1, а, б, следует:

1. В процессе оседания структурированных суспензий нарушается порядок в расположении кривых, соответствующий их начальным концентрациям, который должен был сохраняться в течение всего времени наблюдения, если бы суспензии только оседали без образования структуры или структурированные суспензии при оседании только бы беспрепятственно фильтровали воду.

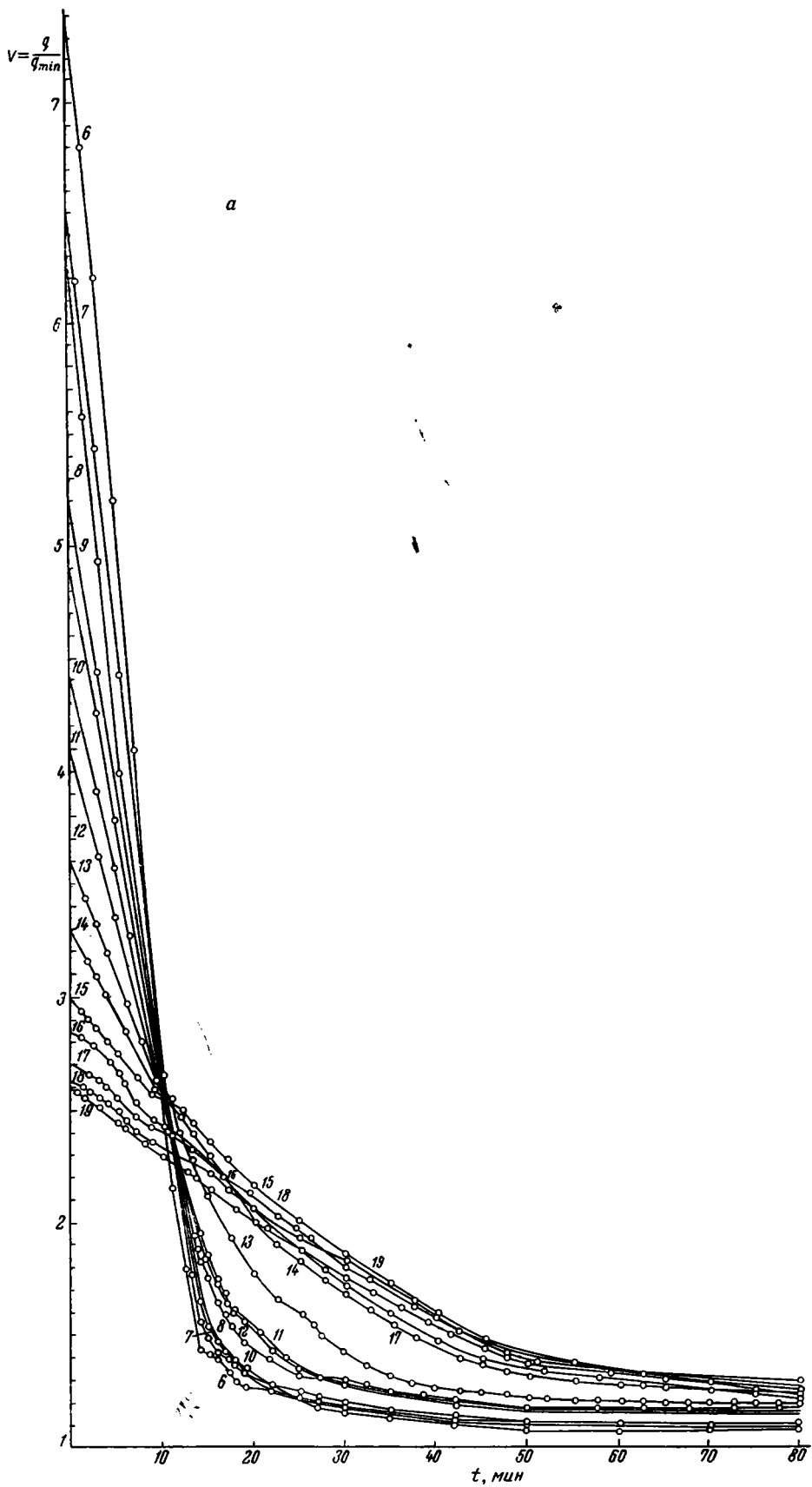
2. Кривые имеют тенденцию к сгруппированию в пучки. Например: 6—12, 14—19 (см. фиг. 1, а). В каждом пучке кривые также группируются. Например, кривые 6—9, кривые 10—12, кривые 15, 16, 19. Кривые для суспензий больших концентраций также имеют тенденцию к сгруппированию в течение нескольких часов оседания суспензий с той разницей, что в группах при этом может меняться количество кривых и их номера.

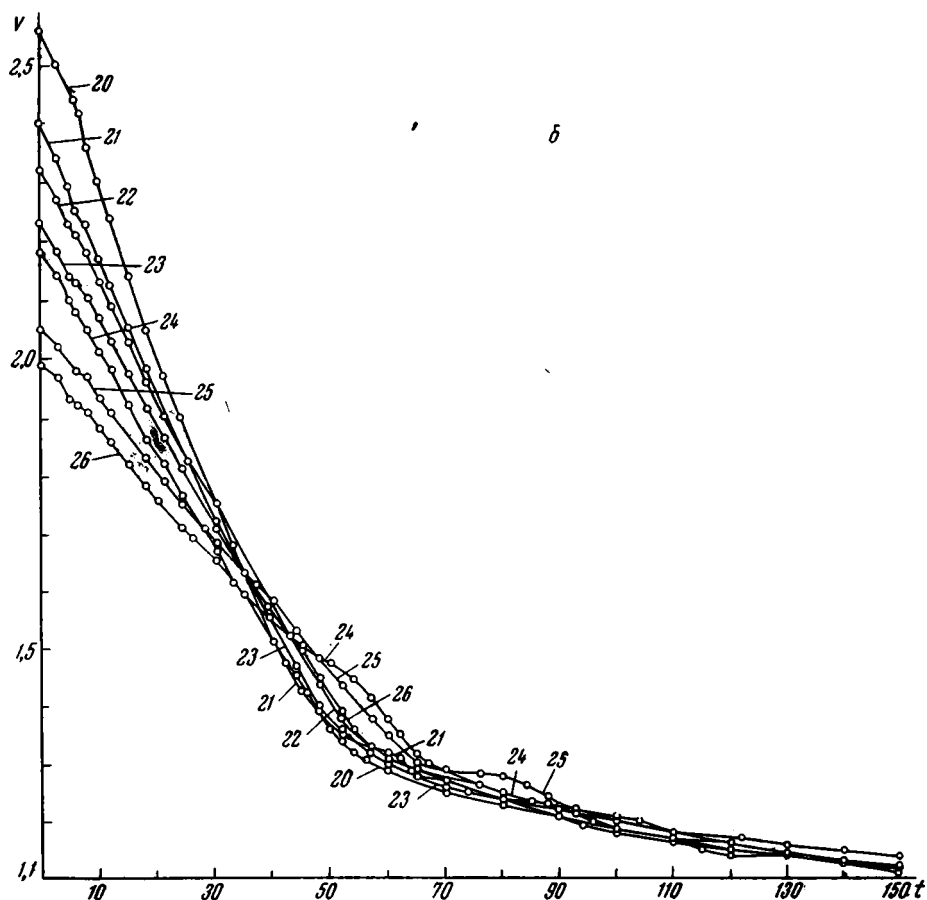
3. В выделенных группах кривых кривая 9 идет круче, чем кривые 7 и 8. Это свидетельствует о более быстром оседании ее суспензии, чем у менее концентрированных суспензий. Точно также кривая 12 указывает на более быстрое оседание ее суспензии, чем суспензии, соответствующей кривой 11. У суспензии 19 скорость оседания в некотором интервале времени больше, чем у суспензий 15, 16. На фиг. 1, б кривая 26 идет круче, чем кривые 24 и 25 и т. д.

Таким образом, среднюю область концентраций, в подтверждение ранее установленному (Федорова, 1958), можно расчленить на ряд более узких областей, в каждой из которых имеется собственная критическая концентрация, при которой суспензия обладает устойчивостью во времени большей, чем другие суспензии этой же узкой области, однако меньшей, чем у суспензии с максимальной критической устойчивостью для данной глины. Это значит, что при объемном синерезисе структурированных суспензий наблюдается смена то более ускоренного, то более замедленного оседания суспензий, не соответствующего часто величинам начальных концентраций суспензий, сопровождающегося неравномерным по характеру выделением массивных фаз (воды и глины) из структурированных суспензий.

Рассмотрим характер изменения кривых $V=f(t)$ (см. фиг. 1, а) для суспензий различных начальных концентраций. Из рассмотрения кривых 6—12 следует, что они состоят из двух ветвей — крутой и пологой. На крутой ветви экспериментальные точки укладываются на прямую, а на пологой они не укладываются. Крутые ветви этих кривых пересекаются в одной точке (или узкой области). Для суспензий данной глины это пересечение происходит через 12 мин от начала оседания. Кривые 13—15 также имеют две ветви, но при переходе одной ветви в другую видно резкое замедление в оседании суспензий, особенно на кривой 15, соответствующее по времени 9—13 мин от начала оседания. Кривые 16—19 уже в первые минуты оседания отражают более сложный характер процесса оседания, поэтому экспериментальные точки не укладываются на прямой. Крутая ветвь для этих суспензий становится менее выраженной.

Для того чтобы убедиться, существует ли действительно точка пересечения крутых ветвей для малоконцентрированных суспензий, насколько она является характерной для различных глин и в какой зависимости находится от коллоидно-химических свойств глин, был приготовлен ряд суспензий для различных глин — образцы а-2, б-32, в-13 при начальных концентрациях 6—12 $г/100\text{ см}^3$ и проведено наблюдение за их оседанием.





Фиг. 1, а, б. Изменение устойчивости глинистых суспензий различных концентраций

Номера кривых соответствуют начальным концентрациям суспензий ($г/100 \text{ см}^3$); V — относительные объемы оседающих суспензий; t — время оседания суспензий (мин)

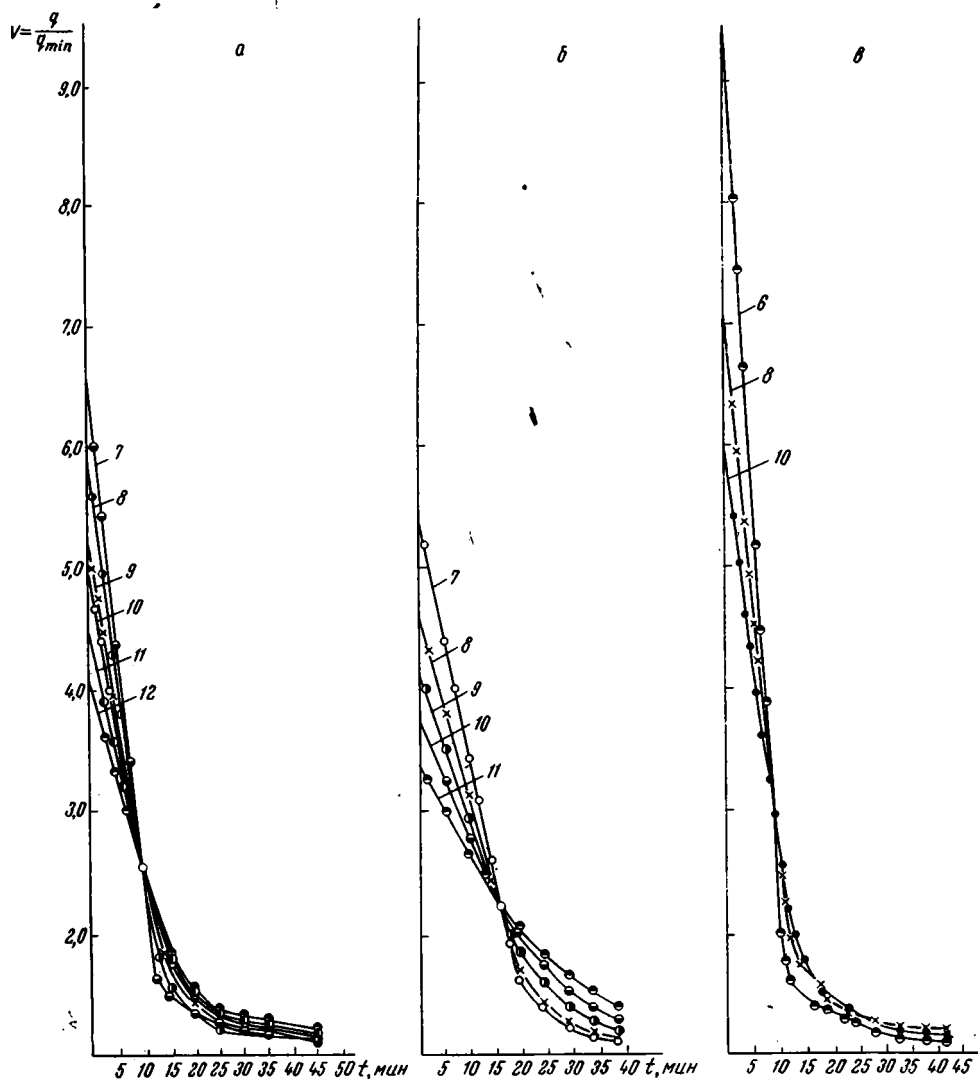
Из рассмотрения кривых $V=f(t)$ (фиг. 2, а, б, в) следует, что действительно существуют характерные точки пересечения крутых ветвей кривых, в которых для каждой глины независимо от величины начальных концентраций оседающих суспензий постоянны концентрация и время от начала оседания. Эти величины находятся в полном соответствии с приведенными коллоидно-химическими свойствами глин.

Коллоидно-химические свойства глин

Номера образцов глин	а-2	б-32	в-13
Удельный вес, $г/см^3$	2,32	2,17	2,57
Содержание песчаных фракций, %	4,35	10,65	16,05
Содержание глинистых фракций, %	95,65	39,35	83,95
Содержание частиц $< 2 \text{ мк}$, %	26	37	14
Коллоидный комплекс по MgO , %	45,5	52	29
Число пластичности	20,16	27,24	9,10
Класс пластичности	I	I	II
pH глин	7,4	7,2	7,2
Набухание, %	105	195	84
Размокание, мин	39	80	32
Концентрация в точке пересечения кривых $V=f(t)$, $г/100 \text{ см}^3$	18,3	16,9	20,6
Время от начала оседания суспензий до точки пересечения кривых $V=f(t)$, мин	10	16	9

Чем выше коллоидальность глины, чем больше в ней частиц меньше 2 мк, тем меньше концентрация в точке пересечения крутых ветвей кривых и больше время от начала оседания и наоборот.

Постоянство концентрации для каждой глины в точке пересечения кривых, ее прямая зависимость от коллоидальности глин, очевидно, указывают на возможность коагуляции на границе суспензия — вода

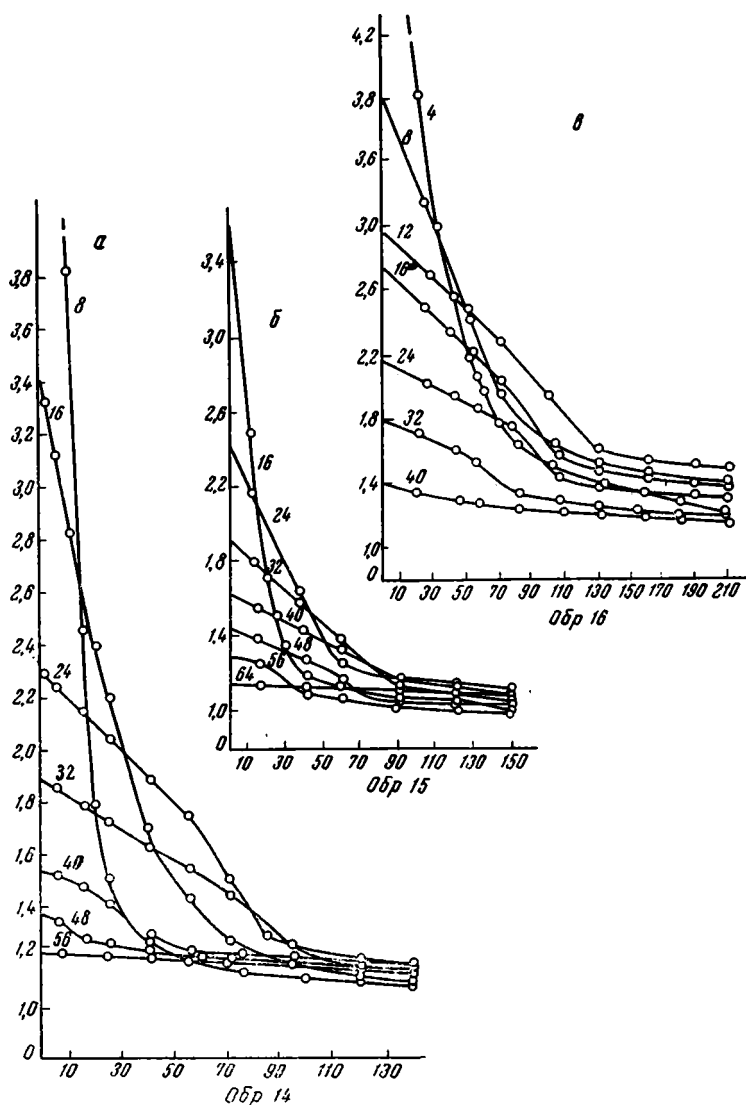


Фиг. 2, а, б, в. Изменение устойчивости суспензий из глин различных по коллоидно-химическим свойствам
Обозначения те же, что на фиг. 1

(где имеется некомпенсированный запас свободной энергии) высокодисперсных частиц, выносимых из объема потоками воды, стремящейся выделиться из суспензии при ее оседании. Поэтому на границе суспензия — вода ими формируется особая пограничная часть структуры.

Сближение частиц, из которых построен каркас, при оседании структурированной суспензии и коагуляции на разделе высокодисперсных частиц затрудняют дальнейшее свободное отделение воды и, следовательно, оседание суспензии. Все это осложняет фильтрование воды из

оседающих суспензий. Поэтому и нарушается порядок в расположении кривых, соответствующий начальным концентрациям их суспензий, и возникает точка пересечения их крутых ветвей (см. фиг. 1, а, фиг. 2, а, б, в), а характер самих кривых в процессе оседания суспензий становится более сложным.



Фиг. 3, а, б, в. Изменение устойчивости суспензий в зависимости от величины начальных концентраций суспензий
Обозначения те же, что на фиг. 1

Для дальнейшего раскрытия роли высокодисперсных частиц в процессе оседания глинистых суспензий и формирования их осадков были приготовлены суспензии из различных по коллоидальности глин (фиг. 3, обр. 14, 15, 16) с большими интервалами в величинах начальных концентраций.

Для характеристики глинистых суспензий приводим величины критических концентраций c_k и соответствующего им критического времени устойчивости — $t_{k_{\max}}$ для этих глин:

Образец 14, $c_k = 32 \text{ г/100 см}^3$, $t_{k_{max}} = 155 \text{ мин}$

» 15, $c_k = 40 \text{ г/100 см}^3$, $t_{k_{max}} = 130 \text{ »}$

» 16, $c_k = 12 \text{ г/100 см}^3$, $t_{k_{max}} = 195 \text{ »}$

Так как в ранее выполненной работе (Федорова, 1958) было показано, что чем меньше критическая концентрация и больше критическое (соответствующее ей) время устойчивости, тем больше в глине высокодисперсных частиц меньше 2 мк и, наоборот, следовательно, образец 16 — глина, содержащая высокодисперсные частицы, образец 14 и в особенности образец 15 — глины, содержащие агрегаты грубодисперсных глинистых частиц $> 2 \text{ мк}$.

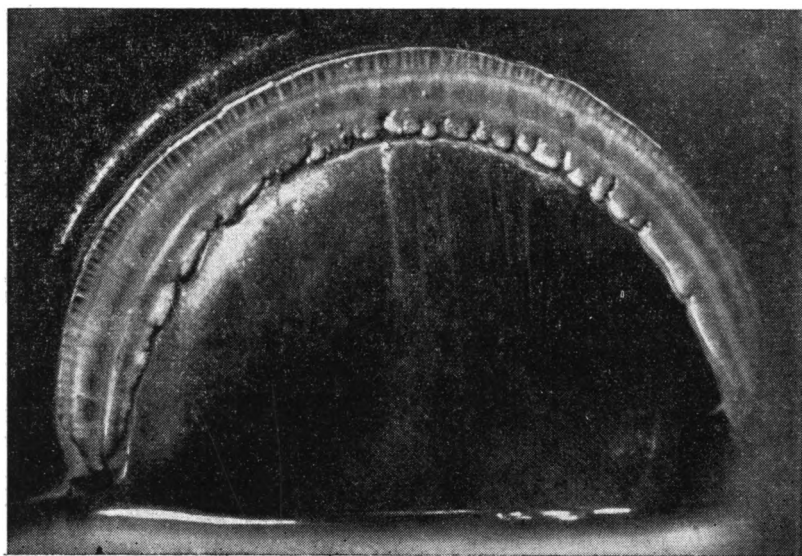
Из рассмотрения кривых $V=f(t)$ фиг. 3, а, б, в оседающих суспензий этих глин малых концентраций (фиг. 3, а, кривые 8, 16; фиг. 3, б, кривые 16, 24; фиг. 3, в, кривые 4, 8) следует, что они состоят из двух ветвей: крутой и пологой. Но с увеличением начальных концентраций суспензий этих глин кривые становятся более сложными. При переходе крутой ветви в пологую вместо предполагаемого плавного замедления скорости оседания суспензий сначала скорость некоторое время мало изменяется, кривые как бы выполаживаются. Затем наклон кривых по отношению к оси абсцисс резко возрастает. При этом визуально всегда можно наблюдать, как в этот момент оседания суспензии вода в виде мутных фонтанов, стремительных потоков под давлением сжимающегося каркаса при синерезисе вырывается из суспензии, нарушая границу раздела суспензия — вода. Она теряет четкость очертания. Вода уносит в своем потоке из объема суспензии и глинистые частицы, и пузырьки газа. От этого над столбом суспензии в осветленной воде, ранее выделившейся из суспензии, моментально скапливается иногда до 1 см^3 мутной воды. Сама же суспензия, освободившись от воды, восстанавливает очертания границы раздела и начинает некоторое время ускоренно оседать. Наибольшее количество воды выделяется в виде выбросов в процессе оседания из суспензии при концентрации несколько большей критической для данной глины. В нашем примере такими концентрациями для данных глин являются: 40 г/100 см^3 — образец 14; 48 г/100 см^3 — образец 15; 16 г/100 см^3 — образец 16. Внезапные выбросы воды повторяются неоднократно, но всякий раз они становятся все меньше и меньше (и на приведенных кривых не отражены).

Появление выпуклых частей на кривых $V=f(t)$ свидетельствует, очевидно, о возможности равновесия в течение какого-то времени по крайней мере двух противоположных процессов: оседания суспензий и задержки этого оседания отделяющейся из них водой. Причем при критической концентрации это время наибольшее. Следовательно, можно предположить, что при критической концентрации, величина которой определяется коллоидальностью глин, происходит предельное заполнение раздела суспензия — вода высокодисперсными частицами, при котором вода не фильтруется. И только благодаря нарушению целостности структуры на разделе она получает возможность выделиться из объема суспензий.

Таким образом, появление выпуклой части на кривых $V=f(t)$ в результате двукратного их выполаживания еще раз указывает на прерывистый характер процесса выделения массивных фаз при оседании структурированных суспензий вследствие формирования на разделе особой пограничной части структуры. Стремительные потоки, фонтаны воды, выбрасываемой из структурированных суспензий, очевидно, свидетельствуют о скапливании в них свободной воды, оказываемой не иммобилизованной в ячейках сетчатого каркаса.

Так как из высокодисперсных глинистых частиц формируется особая пограничная часть структуры суспензий, то по мере увеличения началь-

ных концентраций при одновременном оседании суспензий толщина или мощность ее должны увеличиваться соответственно содержанию в суспензии высокодисперсных частиц. При этом накопление свободной воды в объеме суспензий будет продолжаться до тех пор, пока, очевидно, давление ее не станет большим прочности особой пограничной части структуры. При большем давлении произойдет выброс воды, что и наблюдается при концентрациях несколько больших критической. Как уже



Фиг. 4. Общий вид осадка, «разрезанного» перпендикулярно плоскости его накопления

отмечалось, выбросы повторяются неоднократно, но всякий раз с меньшей интенсивностью, так как при оседании суспензии становятся более концентрированными, не способными выделять за короткое время эксперимента большое количество свободной воды.

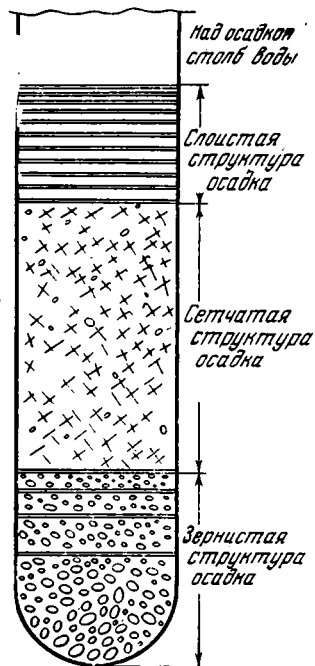
Таким образом, в особой пограничной части структуры глинистые частицы испытывают двухстороннее сжатие под действием силы тяжести и давления свободной воды, стремящейся выделиться из суспензии.

В. С. Фадеевой (1957) было установлено, что при деформации (сжатии) глинистых масс при наличии в них коагуляционной структуры происходит ориентация глинистых частиц в горизонтальном направлении.

Уже было показано (Федорова, 1962), что в тонких слоях расслоившегося столба малоконцентрированных суспензий также имеет место горизонтальная ориентация высокодисперсных частиц. Ориентация глинистых частиц, безусловно, является фактором, также осложняющим выделение свободной воды из объема суспензии.

Для того чтобы иметь представление о структуре осадка, образующегося через сутки после оседания суспензий, и получить новые факты, подтверждающие мысль о формировании на разделе суспензия — вода особой пограничной части структуры, была предпринята попытка «разрезать» осадок перпендикулярно плоскости накопления. Для этого в широкую фарфоровую чашку была перелита суспензия глины при концентрации $15 \text{ г}/100 \text{ см}^3$ в количестве 200 см^3 . Через сутки с поверхности осадка осторожно удалили осветленную воду. После этого чашка была резко повернута так, чтобы плоскость осадка повернулась на 90° . От поворачивания осадка произошло нарушение его целостности. «Разрезанный» осадок имел вид, представленный на фиг. 4. От осадка фактически

осталась на стенке чашки узкая полоска, но она дает возможность получить представление о трех составных частях осадка: нижней — более грубодисперсной, состоящей из отдельных агрегатов; средней — мощной, по внешнему виду однородной и верхней — совершенно отличной от двух первых, имеющей вид гофрированной или столбчатой узкой полоски на границе раздела осадка с воздухом, которая, очевидно, и отражает ту особую пограничную часть структурированной системы, которая возникает вследствие перераспределения частиц в объеме и коагуляции на разделе суспензия — вода высокодисперсных частиц.



Фиг. 5. Общий вид осадка, образовавшегося при оседании полидисперсной глинистой суспензии в высокой трубке

Для того чтобы установить, вследствие чего скапливается свободная вода внутри столба структурированной суспензии при ее оседании, где она скапливается, как влияет на структуру образующегося осадка, было проведено наблюдение за ее оседанием не в трубках Эгерца, а в более высоких трубках. Для этого была приготовлена суспензия полидисперсной глины при начальной концентрации 15 г/100 см^3 в количестве 150 см^3 .

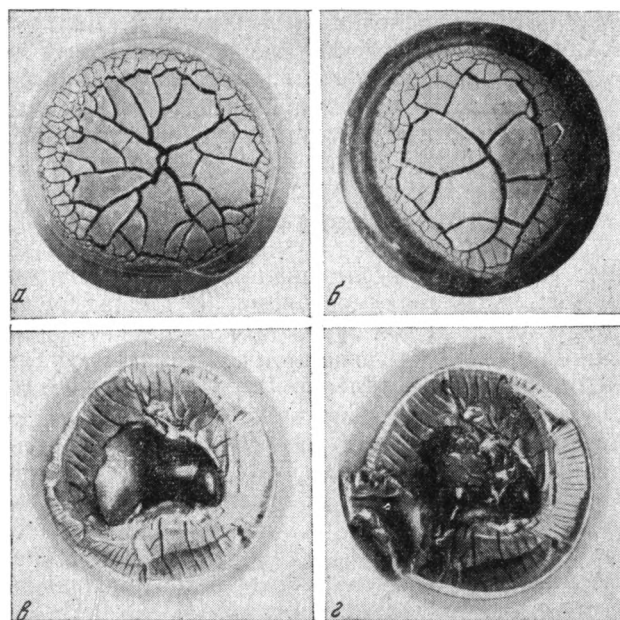
На фиг. 5 схематично представлен вид осадка, образовавшегося при оседании суспензии. Внизу видны выпавшие более грубодисперсные частицы. Так как трубка значительно выше трубки Эгерца, то удалось запечатлеть более дробное фракционирование грубодисперсных песчаных частиц, поэтому видны отдельные слои (фракции), четко разграниченные между собой тончайшими прослойками глины. Затем следует глинистый материал, связанный сетчатым каркасом. Это средняя и самая значительная по мощности часть в осадке. Затем видны отдельные ритмы из глинистого высокодисперсного материала.

При наблюдении за процессом оседания суспензии было установлено, что при выпадении грубодисперсных зерен песка происходит нарушение целостности каркаса в основании

столба суспензии. Вследствие этого ранее иммобилизованная вода высвобождается и устремляется вверх по осадку скапливающегося песка. Вода уносит из него частично высокодисперсные глинистые частицы и обрывки разрушенного каркаса. Количество глинистого материала над выпавшим песком настолько значительно, что происходит его коагуляция, а избыток воды выделяется, т. е. возникает своеобразный раздел внутри столба суспензии, над которым скапливается свободная вода. Она ослабляет и нарушает связь осадка песка с выше расположенным столбом оседающей суспензии. Визуально видно просветление по месту локализованного скапливания воды. Однако этот раздел со временем исчезает вследствие продолжающегося выпадения новой фракции зерен песка, а затем и оседания всего столба суспензии. Свободная вода продолжает подниматься вверх по столбу суспензии до раздела. Видно, как она в своем потоке уносит и пептизированные из каркаса глинистые частицы и высвобожденные ею из него зерна песка, не способные некоторое время выпасть из этого потока. Наконец, зерна песка застревают по мере уменьшения скорости потока в столбе суспензии.

В процессе дальнейшего оседания суспензии (средняя часть осадка на фиг. 5) уже в верхней части ее оседающего столба также появляются тонкие слои. При осторожном покачивании трубки было обнаружено

скапливание свободной воды между каждым двумя соседними слоями, состоящими из высокодисперсных частиц. Это вода не могла беспрепятственно выделиться из верхней части столба суспензии и временно вызвала нарушение целостности каркаса, отслаивание одной за другой его частей. При этом мощность каждого из слоев возрастала сверху вниз по столбу оседающей суспензии, подобно тому как это представлено на фиг. 5. В каждом из слоев происходило перераспределение частиц, появилась своеобразная «колонка сит» в столбе оседающей суспензии.



Фиг. 6. Изменение характера синерезиса осадков в зависимости от дисперсности глины в суспензии

a — суспензия, приготовленная на дистиллированной воде; *b* — на 1%-ной CaCl_2 ; *v* — на 1%-ной Na_3PO_4 ; *z* — обратная сторона вздувшейся части осадка

Необходимо отметить, что вид осадка, изображенного на фиг. 5, тем отчетливее проявляется при его формировании, чем полидисперснее суспензия и больше в ней высокодисперсных частиц меньше 2 мк.

Для того чтобы получить возможность наблюдать синерезис в осадках в зависимости от дисперсности глин, было приготовлено из глины образца 1 три суспензии: на дистиллированной воде, на 1%-ном растворе CaCl_2 и 1%-ной Na_3PO_4 при концентрации суспензии 30 г/100 см³ и объеме 100 см³. Суспензии были перелиты в фарфоровые чашки. Через сутки после их оседания была осторожно удалена вода, собравшаяся над осадком. Чашки были поставлены на поверхность, подогреваемую до 60°. Через сутки осадки имели вид, представленный на фиг. 6, *a* — *z*.

В результате синерезиса осадок суспензии, приготовленной на дистиллированной воде, растрескался на сравнительно небольшие участки, разделенные неглубокими трещинами (фиг. 6, *a*). Осадок суспензии, приготовленной на 1%-ной CaCl_2 , растрескался на более крупные участки, разделенные широкими трещинами (фиг. 6, *b*). Осадок суспензии, приготовленной на 1%-ной Na_3PO_4 , при синерезисе претерпел деформацию (фиг. 6, *v*). В наиболее мощной части осадка видно вздутие и стяжение по направлению к нему со всех сторон остальной части осадка, который растрескался в радиальном направлении. На фиг. 6, *z* представлена обратная сторона вздувшейся части осадка. Отчетливо видна

раковинообразная полость, т. е. произошла деформация некоторой части осадка и отслаивание ее от оставшейся под ней части вязкой глинистой массы.

Дисперсный анализ показал, что в суспензии, приготовленной на дистиллированной воде, 60% составляют частицы меньше 5 мк; в суспензии, приготовленной на 1%-ной CaCl_2 , преобладают частицы больше 5 мк; в суспензии, приготовленной на 1%-ной Na_3PO_4 , преобладают частицы меньше 2 мк. Таким образом, видно, что характер синерезиса и в осадках определяется высокодисперсными частицами. Вода из осадков, образовавшихся из суспензий коагулированных грубодисперсных глинистых частиц, выделяется более беспрепятственно, чем из осадков суспензий из высокодисперсных глинистых частиц. В последнем случае вода вызывает деформацию и отслаивание осадка, очевидно, подобное тому, как это имеет место и в глинистых суспензиях на разделе суспензия — вода. Но в последних визуальнo не фиксируется.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные результаты исследований показывают, что в полидисперсных глинистых суспензиях, состоящих из высокодисперсных глинистых частиц и грубодисперсных зерен песка, одновременно с оседанием структурированной суспензии, связанной сетчатым коагуляционным каркасом, происходит перераспределение (по крупности и удельному весу) твердых частиц и воды. Вследствие этого в структурированных оседающих суспензиях изменяется структура и имеет место неравномерное (прерывистое) выделение массивных фаз. Определяющим в развитии указанных процессов является дисперсный состав и концентрация суспензий.

Установлена чрезвычайно большая роль свободной воды (воды, оказывающейся не иммобилизованной в ячейках сетчатого коагуляционного каркаса в структурированных суспензиях) в перераспределении твердых частиц и перестройке структуры суспензий.

Свободная вода в структурированных суспензиях появляется или вследствие разрушения ячеек сетчатого каркаса в основании столбов суспензий выпадающими грубодисперсными частицами, или вследствие синерезиса суспензий. В последнем случае вода высвобождается из ячеек сетчатого каркаса под действием молекулярных сил, стремящихся изменить объем ячеек и уменьшить объем суспензии, и может появиться на различных участках по высоте столба суспензии, там, где ячейки каркаса легче всего разрушаются.

Однако появившаяся свободная вода не всегда может беспрепятственно фильтроваться и выделяться из объема структурированной суспензии. Этому препятствует образование на разделе суспензия — вода особой пограничной части структуры. Она возникает вследствие коагуляции на разделе высокодисперсных глинистых частиц, которые ею же пептизируются из каркаса и выносятся в потоке из объема на раздел.

Благодаря свободной воде в структурированных суспензиях создается возможность для перераспределения частиц или во всем объеме или в локализованных участках и перестройки структуры.

Установлено, что изменение ионного состава дисперсионной среды суспензии, приготовленной из одной и той же глины, посредством электролитов изменяет не только в ней дисперсность глинистых частиц, но и характер разрушения целостности (поверхности) осадков этих суспензий при выделении из них свободной воды при синерезисе. Очевидно, также по-разному в зависимости от дисперсности частиц (коллоидальности) суспензии происходит нарушение целостности особой пограничной части структуры на разделе суспензия — вода при синерезисе, но визуальнo это не могло быть зафиксировано из-за ярко выраженной обратимости свойств коагуляционной структуры в суспензиях глин.

Установлено, что в оседающих структурированных полидисперсных суспензиях возможно формирование трех типов структур (сохраняющихся и в осадках).

1. Слоистой, представленной высокодисперсными коагулированными и горизонтально ориентированными частицами в тонких слоях, разделенных прослойками свободной воды.

2. Сетчатой, представленной коагулированными частицами, связанными в сетчатый каркас, способный удерживать зерна песка и иммобилизованную в его ячейках воду.

3. Зернистой, представленной выпавшими из объема суспензии зернами песка, лишенной сплошной коагуляционной структуры.

В зависимости от дисперсности и концентрации суспензии в ней могут возникнуть комбинации нескольких типов этих структур.

Результаты экспериментов, очевидно, с некоторым основанием позволяют утверждать, что и в природе вследствие перераспределения частиц в дисперсных системах с коагуляционной структурой и появлением в них свободной воды могут возникнуть своеобразные «колонки сит» гигантских размеров для разделения и аккумуляции в них веществ различных по дисперсности, удельному весу и, очевидно, по химической активности (могущих быть в любых агрегатных состояниях), иными словами, создаются природные хроматографические колонки.

Так как в текстуре пород запечатлены геологические процессы, связанные со сложнейшими физико-химическими процессами, поэтому от лабораторных экспериментов по формированию коагуляционной структуры суспензий и осадков можно перейти к объяснению некоторых геологических явлений, связанных с литогенезом.

К числу таких вопросов относятся вопросы о возникновении конкреций, о происхождении слоистости осадочных пород, о происхождении стилолитов и сутурного шва в них и т. д.

В 1953 г. Н. М. Страховым было впервые дано объяснение возникновению конкреций с точки зрения перераспределения вещества в осадке в стадии диагенеза. В 1958 г. нами было экспериментально установлено, что из тщательно диспергированных глинистых суспензий могут образоваться слоистые осадки, в формировании которых решающим является перераспределение воды и минеральных частиц. Таким образом, к перечню причин, вызывающих возникновение слоистости, стало возможным добавить еще одну — идущее и в суспензии, и в осадке при диагенезе механическое перераспределение частиц и воды.

В настоящее время широко дискутируется вопрос о происхождении стилолитов, о возникновении сутурного шва. Основываясь на вышеприведенном экспериментальном материале, очевидно, можно высказать мысль о том, что возникновение сутурного шва возможно объяснить скапливанием свободной воды, находящейся под большим давлением, на отдельных уровнях структурированной системы, которая способна в этих местах нарушать целостность коагуляционного каркаса системы и вызывать необратимую деформацию граничащих с нею частей осадка при своем стремлении выделиться из стареющей системы.

Установлено, что в известняках, содержащих стилолиты, прослеживается чередование в скапливании известняка и глинистого материала, неравномерное распределение минералов легкой и тяжелой фракции (Рыбаков, 1959), скапливание органических и радиоактивных веществ в сутурных швах (Ченцов, 1959). Очевидно, в этом могли играть большую роль не только вторичные процессы, но и перераспределение твердых минеральных частиц, органических и радиоактивных веществ, воды в структурированных коллоидно-дисперсных системах, и вынос свободной водой их из отдельных частей осадка в места скапливания свободной воды, и, наконец, коагуляция их на разделе осадок — вода. От этого сутурные швы стали более четкими.

ЛИТЕРАТУРА

- Гердов М. А. Метод сравнительной оценки глинистых пульп, применяемых для тушения и предотвращения подземных эндогенных пожаров. Изв. АН СССР. Отд. техн. н., № 3, 1946.
- Гинзбург И. И. Неметаллические ископаемые Урала. Изв. АН СССР, геол.-геогр. отд., т. 4, 1941.
- Денисов Н. Я. О механизме дифференциации глинистых осадков. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
- Дерягин Б. В. Учение о свойствах тонких слоев воды в приложении к объяснению свойств глинистых пород. Тр. совещ. по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения, т. I. Изд. АН СССР, 1956.
- Овчаренко Ф. Д. Гидрофильность глин и глинистых минералов. Изд. АН СССР, 1961.
- Ребиндер П. А. Исследования в области поверхностных явлений. ОНТИ, 1936.
- Ребиндер П. А. Физико-химическая механика — новая область науки. Изд. «Знание», 1958.
- Рыбаков Ф. Ф. Стилолитовые образования Поволжья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1959.
- Серб-Сербина Н. Н., Ребиндер П. А. Структурообразование в водных суспензиях бентонитовых глин. Коллоидн. ж., т. 9, вып. 5, 1947.
- Серб-Сербина Н. Н. Физико-химические основы управления механическими свойствами структур в системах глина — вода. Коллоидн. ж., т. 20, вып. 5, 1958.
- Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсная минералогия. Изд. АН СССР, 1945.
- Смирнов Г. Г., Федорова Г. Г. Роль механического перераспределения частиц в осадках при диагенезе в образовании слоистости. Докл. АН СССР, т. 129, № 4, 1959.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Фадеева В. С. Ориентация глинистых частиц в процессе деформации глинистой массы. Коллоидн. ж., т. 19, вып. 5, 1957.
- Федорова Г. Г. Исследование механизма коагуляционного структурообразования глинистых суспензий и его значение для практики заиливания. Изв. СО АН СССР, № 5, 1958.
- Федорова Г. Г. Изучение коллоидно-химических свойств глин и коагуляционного структурирования глинистых суспензий как заиловочного материала. Автореф. канд. дис. Свердловск, УПИ, 1959.
- Федорова Г. Г. Влияние дисперсности частиц на оседание структурированных полидисперсных суспензий. Тр. совещ. «Физические методы исследования осадочных пород и минералов». Изд. АН СССР, 1962.
- Федорова Г. Г. Роль коллоидно-дисперсных глинистых частиц в развитии прорывов глин и воды в действующие выработки шахт после заиливания. Тр. ИГД Госметаллургкомитета, № 8, 1964.
- Ферсман А. Е. Глинистые минералы. Тр. Минералог. музея, т. 7, 1913.
- Ченцов И. Г. Вопросы минералогии и геохимии некоторых осадочных урановых рудопроявлений. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрограф., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 28, 1959.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изв. АН СССР, 1955.

Институт горного дела Госкомитета
по черной и цветной металлургии
Свердловск

Дата поступления
9.VII.1964

УДК 553.31 (471.6)

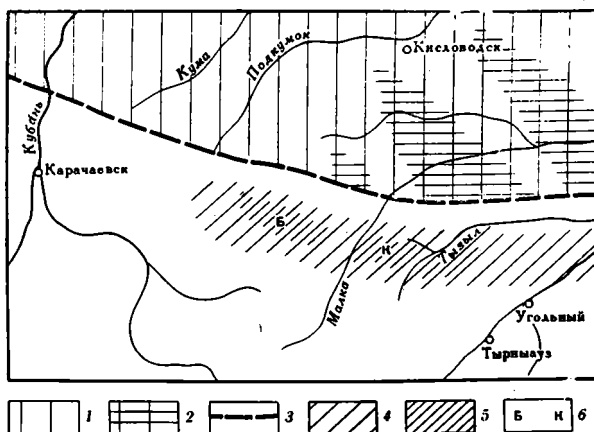
НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД И РУД ПЛАТО БЕЧАСЫН (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

З. В. ТИМОФЕЕВА

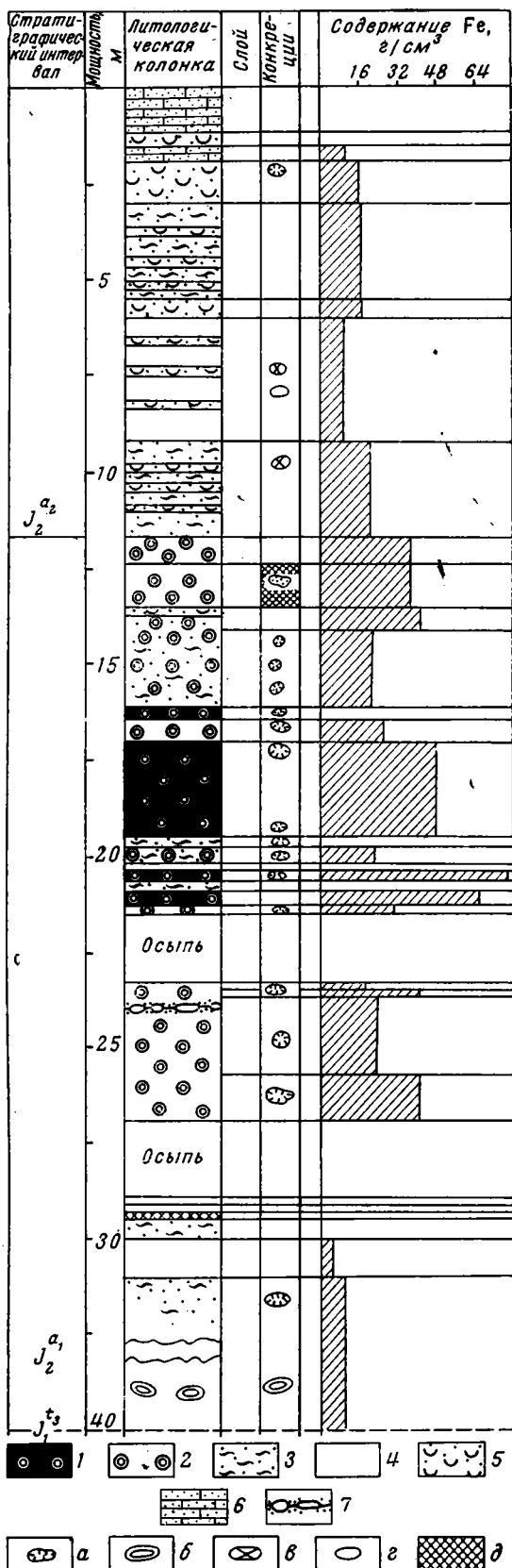
Ааленский бассейн Северного Кавказа известен разнообразными по своему происхождению железорудными проявлениями. К числу их относятся сидеритовые руды Дагестана, образовавшиеся в интенсивно погружавшейся северной зоне Кавказской геосинклинали, а также окисно-железистые руды. Последние формировались на центральном участке Северного склона Большого Кавказа, в пределах Лабино-Малкинской субплатформенной зоны, располагавшейся непосредственно к северу от Кавказской геосинклинали.

Маломощный комплекс терригенно-фосфатно-железистых отложений Лабино-Малкинской зоны накапливался в мелководном морском бассейне в условиях медленного опускания и слабого, несмотря на относительную близость береговой линии, приноса терригенного материала. Непосредственно к северу от района развития описываемых отложений располагалась плоская низменная платформенная суша (область центрального Предкавказья), вдававшаяся к югу в ааленский бассейн Северного Кавказа в виде полуострова. В самой южной части последнего обнажался обширный Малкинский палеозойский серпентинитовый массив, подвергавшийся в течение юрского периода длительному интенсивному выветриванию.

Максимальную железистость ааленские отложения в пределах Лабино-Малкинской зоны имеют в междуречье Малки и Кубани, на плато Бечасын, а также на правобережье р. Малки, на плато Куденет-Яйла (фиг. 1). К западу и юго-востоку от этого района железистость ааленских отложений постепенно уменьшается, а в составе железистых пород возрастает роль лептохлоритовой составляющей.



Фиг. 1. Схема распространения железистых пород и руд в аалене Центральной части Северного Кавказа
1 — суша, сложенная палеозойскими гранитами и метаморфическими породами; 2 — суша, сложенная палеозойскими серпентинитами (по Н. Д. Соболеву); 3 — северная граница нижнеааленского бассейна; 4 — предполагаемое первоначальное распространение железистых пород и руд нижнего аалена; 5 — участки современного распространения железистых пород и руд нижнего аалена на поверхности (Б — плато Бечасын, К — плато Куденет — Яйла)



В современном эрозионном срезе ааленские отложения Лабино-Малкинской зоны обнажаются в виде довольно узкой полосы и редких мелких останцов непосредственно к югу от подножия Скалистого хребта.

Стратиграфия тоарско-ааленских отложений района плато Бечасын изучалась С. М. Андроновым и Ч. С. Ильиной (1945), И. Р. Кахадзе и др. (1957), Ю. А. Потапенко, Ю. Г. Леоновым. Н. А. Красильникова (1955) занималась исследованием фосфатопоявлений в этих отложениях, а Л. В. Яковлева проводила поисковые работы на железные руды. Тем не менее до сих пор вопросы литологии ааленских отложений и, в частности, особенности руд Бечасынского разреза оставались по существу не освещенными.

Морские ааленские железные руды, так же как и генетически близкие к ним оолитовые руды среднего лейаса и келловей, не образуют в Лабино-Малкинской зоне крупных промышленных скоплений. Вместе с тем эти руды и связанные с ними железистые породы представляют интерес, как редкие, если не единственные в СССР, генетические аналоги широко распространенных в юре Западной Европы оолитовых железных руд Лотарингского типа (так называемых «минеттовых руд»).

Фиг. 2. Разрез ааленских отложений горы Бечасын

1 — гидрогетит-оолитовая руда; 2 — аргиллит гидрогетит-оолитовый; 3 — аргиллит-алевролит железистый; 4 — аргиллит; 5 — алеврито-детритусовая порода; 6 — известняк алевритовый криноидный; 7 — конкреционный конгломерат; конкреции: а — фосфатные, б — кальцитфосфатные, в — фосфатно-сидеритовые, г — кальцитовые; д — фосфатизированные прослойки

В 1961 г. разрез тоарско-ааленских отложений в центральной части плато Бечасын детально изучался автором. По разрезу были отобраны и проанализированы на содержание Fe, Mn, P, C_{орг} и CO₂ средние пластовые пробы и определены содержания V, Ni, Si, Cr, Cu. Химические анализы выполнены в химической лаборатории ГИН'а АН СССР под руководством Э. С. Залманзон.

В настоящей статье рассматриваются литолого-геохимические особенности формирования пород и руд плато Бечасын и выявляются некоторые черты их диагенеза.

1. ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Отложения ааленского яруса на плато Бечасын залегают согласно на тоарских породах и представлены обоими подъярусами. Они слагают водораздельные участки плато, в связи с чем их верхняя часть подверглась в той или иной степени размыву. Наиболее полный разрез этих отложений был изучен нами на склонах горы Бечасын (фиг. 2). В его основании залегает плохо обнаженная 15-метровая пачка чередующихся алеврито-глинистых пород с прослойками конкреционно-детритусовых конгломератов и с характерными красноватыми сидеритизированными прослойками песчаников, относимая Ю. А. Потапенко, благодаря находкам в ней *Homaloteuthos breviformis* Voltz к верхнему тоару — аалену. Следующая пачка, в основании которой мы условно проводим нижнюю границу нижнего аалена, характеризуется господством глинистых пород, включающих карбонатно-фосфатные конкреции. Мощность ее около 13 м. Верхняя часть разреза нижнего аалена мощностью 12,5 м характеризуется преобладанием железистых пород, в том числе гидрогетит-оолитовых руд. Наконец, в верхнем аалене, мощностью около 12 м, железистость пород убывает и возрастает роль алевритового и детритусового материала. Разрез заканчивается 2-метровым слоем песчанистого известняка.

Таким образом, максимум железистости и присутствие в разрезе руд приходится на верхнюю часть разреза верхнего аалена. Близкий тип строения разреза наблюдается восточнее, на плато Куденет-Яйла на правобережье р. Малки.

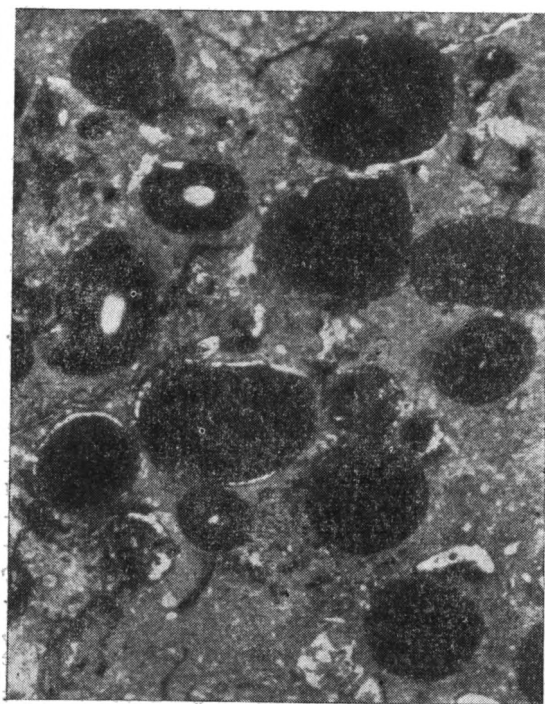
2. ТИПЫ ПОРОД

По гранулометрическому составу породы изученного разреза весьма однообразны — это в основном аргиллиты с небольшой примесью алевритового материала и редкими прослойками алевролитов. Их разнообразие и специфика отдельных частей разреза определяется присутствием того или иного количества гидроокисного железа фосфатных конкреций и разнообразного детритуса. Ниже приводится описание основных литологических типов пород.

Мелкооолитовая гидрогетитовая руда (I тип) представляет собой сильно ожелезненную алеврито-детритусово-глинистую породу, обогащенную оолитами гидрогетитового состава (фиг. 3). Цвет ее буровато-красный, текстура массивная, неслоистая или горизонтальнослоистая. В руде нередко присутствуют остатки крупных аммонитов, белемнитов и членики криноидей. Под микроскопом обнаруживается оолитовая структура. Размеры оолитов не превышают 0,7—0,8 мм, форма округлая, эллипсоидальная, реже веретенообразная. Центрами оолитов служат остатки фауны, кварцевые зерна, мелкие обрывки окисленного растительного вещества и др. При увеличении роли алевритового материала в породе возникают оолиты сложной неправильной формы, включающие иногда целые островки обломочных зерен, в том числе мелкие обрывки оолитов. Количество оолитов колеблется от 30 до 50%. Главным рудообразующим минералом является гидрогетит, входящий в состав оолитов. Цементом руд служит сильноокисленная темно-бурая глинисто-гидроокисно-железистая масса, включающая зерна кварца



Фиг. 3. Мелкооолитовая гидрогетитовая руда (1 тип), увел. 25, без анализатора



Фиг. 4. Гидрогетит-оолитовый аргиллит (2 тип), обр. 22к-1, увел. 25, без анализатора

мелкоалевритовой размерности (0,001—0,004 мм), а также остатки иглокожих (преимущественно морских лилий) фораминифер, пелеципод. Оолиты сильно разрушены окислением, но не несут признаков переотложения. Об образовании оолитов в местном осадке и об отсутствии приноса их в осадок в готовом виде свидетельствует, в частности, нахождение в прослойках оолитовой руды ядер аммонитов, сложенных оолитами. Характерной особенностью руд является наличие в них неясно очерченных стяжений тонкодисперсного фосфата. Последние иногда приобретают вид более или менее четко оформленных желваковых конкреций.

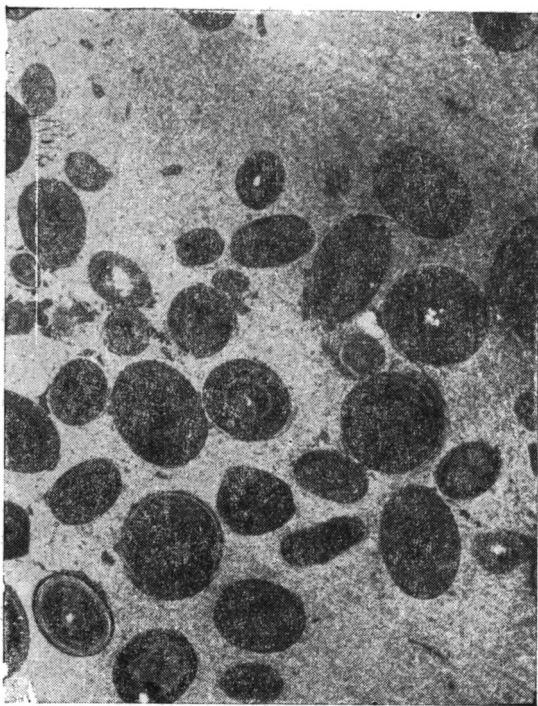
По содержанию железа, в среднем составляющему 20—25%, руды являются бедными. Мощность пластов их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 2—2,5, реже до 4—5 м. Роль оолитов в породах разреза весьма изменчива — количество их то возрастает, то резко уменьшается. Это выражается в частном мелком чередовании прослоек руды с гидрогетито-оолитовыми аргиллитами следующего типа.

Аргиллит гидрогетит-оолитовый (2 тип) наиболее распространен среди железистых пород (фиг. 4). Породы этого типа связаны с рудами постепенными переходами и границы между ними проводятся в известной степени условно. Характерным макроскопическим признаком, отличающим их от руд, является меньшая роль оолитов и серо-зеленая с буроватым оттенком окраска. В зависимости от количества красно-бурых оолитов, варьирующего в пределах 10—25%, цвет породы

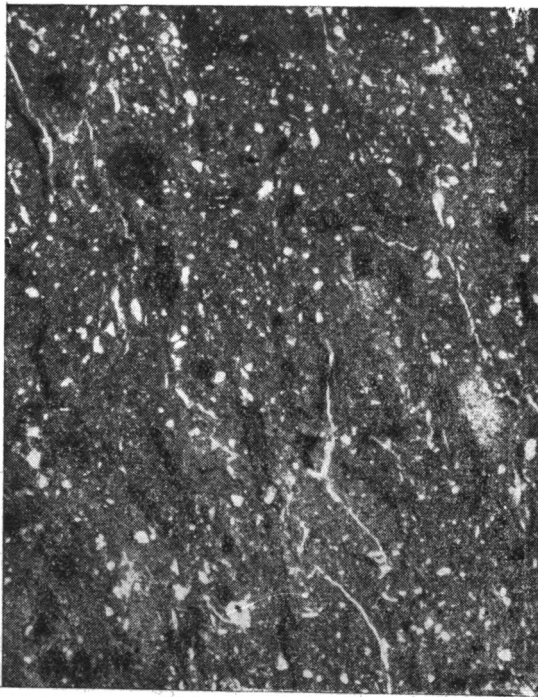
меняется от буровато-серого до серого с буроватыми и зеленоватыми оттенками. Оолиты, как и в породах первого типа, сложены гидрогетитом, гетитом. Только внутри фосфатных конкреций, присутствующих в этих породах, были встречены оолиты с чередованием оболочек гидрогетитового и шамозитового состава. В единичных оолитах можно было наблюдать также реликты оболочек сидерита. Кроме оолитов, в породе присутствует также небольшая примесь алевритового материала и детрита из остатков иглокожих, головоногих моллюсков и фораминифер. Примесь алевритового, преимущественно кварцевого материала иногда спорадически возрастает, при этом в глинистом цементе породы резко увеличивается роль хлорита, а оолиты, как и в первом типе, приобретают более сложные, неправильные очертания.

Основная цементирующая масса представлена слабораскристаллизованным микро- и криптоточечным агрегатом минералов гидрослюдисто-каолинитового состава. Гидроокислы железа не пропитывают глинистую массу равномерно, как в породах первого типа, а образуют мельчайшие точечные сгустки гидрата окиси железа и ромбоидальные непрозрачные вкрапления, образовавшиеся в результате окисления сидерита. Мощность пластов гидрогетито-оолитовых аргиллитов колеблется от тонких пропластков в рудах до прослоек мощностью 3—4 м.

Значительная часть пород описываемого типа характеризуется присутствием фосфатных конкреций (фиг. 5). Они представляют



Фиг. 5. Фосфатная конкреция; видны оолиты гидрогетит-шамозитового состава, увел. 25, без анализатора



Фиг. 6. Аргиллит алевритистый железистый (3 тип), обр. 227-6-1, увел. 25, без анализатора

собой небольшие по размеру тела (2—6 см), преимущественно округло-желваковидной формы. Структура конкреций определяется характером вмещающей породы, на фоне которой они выделяются несколько большей плотностью и слегка желтоватым цветом. С полной надежностью в поле конкреции могут распознаваться только с помощью реакций окрашивания. Тонкодисперсное фосфатное вещество обычно пропитывает глинистую массу породы, нередко образуя в ней расплывчатые пятна, ореолы вокруг оолитов, замещает карбонатное вещество раковин. Фосфатная масса обычно пигментирована гидроокислами железа, придающими ей желтовато-бурый цвет. В ней в небольших количествах содержатся пелитоморфный, тонкорассеянный кальцит, микроглобулярные скопления пирита. Содержание фосфата в конкрециях колеблется от 5 до 60%. Показатель преломления фосфатного минерала, по определению П. П. Кузнецовой, составляет 1,629.

Ниже приведены результаты химического анализа (%) наиболее чистой разности фосфатных конкреций:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	
16,22	0,41	7,27	6,54	1,52	0,03	33,73	0,79	0,88	1,06	5,07	0,79	
CO ₂	C	P ₂ O ₅	F	Cl	S	SO ₃	Сумма	Ca ₃ (PO ₄) ₂	CaF ₂	CaCO ₃	CaSO ₄	CaO
3,06	0,43	20,76	2,16	Нет	0,14	0,26	100,34	45,26	4,43	6,95	0,44	1,98

Как видно, соотношение F и P₂O₅, равное 0,104, типично для фторапатита. Пониженный показатель преломления, по-видимому, связан с присутствием тончайшей примеси хлорито-глинистого вещества.

Средняя насыщенность пород фосфатными конкрециями составляет 2—3%, но в некоторых 20—30-сантиметровых прослойках она нередко повышается до 5—6%. Характерно, что в случае мелкого чередования описываемых гидрогетит-оолитовых аргиллитов и аргиллитов железистых (3 тип) конкреций в большей степени приурочиваются к первым.

Близки по своей природе к конкрециям, по-видимому, прослойки слабофосфатизированных пород. Подобный прослой мощностью около 30 см с содержанием P около 2% был встречен в разрезе верхней части средней пачки среди пород описываемого типа.

Аргиллит алевритистый железистый (3 тип) характеризуется дальнейшим уменьшением содержания примеси железа (до 7—9%). Это буровато-серые массивные породы, обладающие тонкой линзовидно-волнистой слоистостью (фиг. 6). Как показало микроскопическое изучение, буроватые оттенки породы связаны пигментацией основной глинистой массы гидроокислами железа, образующими в породе сгустки и хлопьевидные включения гидрогетитового состава.

Присутствует также гематит. Характерна примесь обломочных зерен кварца, разрушенных слюд, фюзенизированного органического вещества, обломков окисленных и каолинизированных оолитов, остатки ожелезненных криноидей. Фосфатные конкреции, в отличие от предыдущего типа, встречаются значительно реже и приурочены обычно к верхнему или нижнему контактам слоев. Породы третьего типа присутствуют в виде маломощных прослоек среди пластов гидрогетит-оолитовых аргиллитов средней пачки разреза, а также в сочетании с аргиллитами нижней пачки.

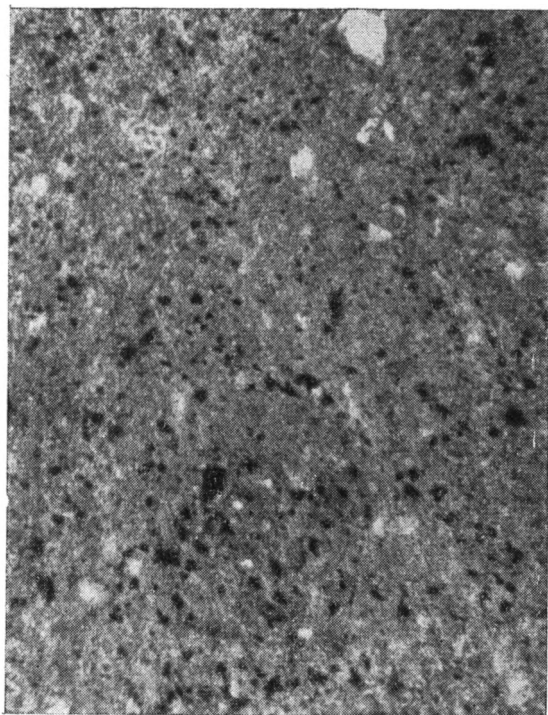
Аргиллит темно-серый тонкоплитчатый, скрытослоистый или тонкогоризонтальнослоистый (4 тип) характеризуется обычным для глинистых пород содержанием железа (в среднем около 4%). В породе присутствуют обломки детритуса, микроконкреционные выделения кальцита, пирита, коллоидальные сгустки гидроокислов железа (фиг. 7), фюзенизированные обрывки органического вещества. Количество C_{орг} в них в среднем составляет 0,7%, то есть оно несколько выше, чем в аргиллитах железистых (0,44%) и рудах (0,43%) и близко к содержанию

его в аргиллитах гидрогетит-оолитовых (0,8%). Пирит нередко развивается в ячейках криноидей или образует микроглобулярные выделения в участках со скоплением остатков фауны. Характерно присутствие, кроме фосфатных конкреций, кальцит-фосфатных и сидерит-фосфатных их разновидностей.

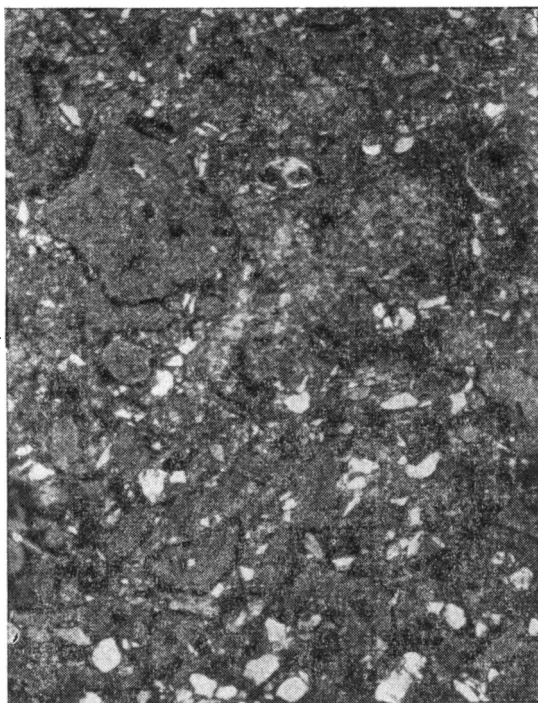
Кальцит-фосфатные конкреции встречены в аргиллитах нижней пачки. Они представляют собой округлоуплощенные, средние по размеру тела зонального строения. В центральной части конкрецееобразователь представлен целиком криптозернистым фосфатом, в периферической — микрозернистый кальцит тонко прорастает фосфат; роль кальцита к периферии конкреций постепенно увеличивается.

Фосфатно - сидеритовые конкреции обнаружены в аргиллитах верхней пачки. Сидерит здесь представлен слабомagneзиальнокальцевой разновидностью. Он наблюдается в виде идиоморфных ромбоидальных зерен в криптозернистой фосфатной массе. Фосфат здесь так же, как и в кальцит-фосфатных разновидностях представлен фтор-апатитом. Химический состав конкреций приведен в табл. 1. Средняя конкрецее-носность фосфатных и карбонатно-фосфатных разновидностей обычно не превышает 1%.

Алеврит - детритусовая порода (5 тип) образована скоплениями остатков иглокожих (главным образом криноидей) и обломочных зерен мелко- и крупноалевритовой размерности, сцементированных карбонат-хлорит-глинистым и гидроокисножелезистым цементом (фиг. 8). Содержание известкового органогенного



Фиг. 7. Аргиллит; видны сгустки гидроокислов железа (4 тип), увел. 100, без анализатора



Фиг. 8. Алеврит-детритусовая порода с глинисто-лептохлоритовым цементом, увел. 25, без анализатора

Химический состав фосфат-сидеритовых конкреций (%)

№ образца	Название породы	Минеральный состав	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	CO ₂	
227м-4	Конкреция сидерит-фосфатная	12,46	3,69	1,32	14,66	0,28	25,04	1,78	17,79	14,57	
228	Конкреция кальцит-фосфатная	23,16	4,90	1,37	2,57	0,15	33,70	Нет	18,84	3,90	
Избыток									Карбонаты к 100%		
MgO	FeO	CO ₂	Ca ₃ (PO ₄) ₂	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃
—	—	0,33	38,85	7,11	0,45	23,64	3,72	20,36	1,29	10,65	67,70
0,15	2,57	Избыток 0,07 CaO	41,14	20,23	—	—	—	100,0	—	—	—

детрита колеблется от 20 до 70%; в последнем случае порода, по существу, приближается к детритусовому криноидному известняку. Алевритовая примесь представлена преимущественно зернами кварца. В резко подчиненных количествах встречаются сильно разрушенные полевые шпаты, кремнистые породы, слюды, мусковит, хлорит, фосфатные обломки, содержатся также обломки гидроокисно-железистого состава, среди которых иногда распознаются обломки оолитов, реже — железистооолитовой породы. В цементе отмечены микростяжения фосфатного и кальцитового состава, а также слабоокисленные оолиты шамозита. Последний развивается, кроме того, в ячейках криноидей. В породах в небольших количествах присутствуют фосфатные желваки. Этот тип характерен преимущественно для верхней пачки разреза, в меньшей степени — для средней пачки (см. фиг. 1). Они встречаются в виде прослоек мощностью 10—40 см в парагенезе с аргиллитами, включающими фосфат-сидеритовые конкреции, и алевритистыми аргиллитами третьего типа.

Конкреционные конгломераты (6 тип) состоят из мелкой гальки, сцементированной карбонатно-глинисто-алевритовым железистым цементом. Галька представлена на две трети фосфатными конкрециями, бурым железняком, известковыми конкрециями, обломками руды и детритуса. Мощность конкреционных конгломератов 7—8 см.

Распространенность описанных типов пород в разных пачках Бечасынского разреза видна на фиг. 2. Гидрогетит-оолитовые руды (1 тип) и оолитовые аргиллиты (2 тип) встречаются исключительно в средней части разреза. Железистые алевролит-аргиллиты (3 тип) в том или ином количестве свойственны всему разрезу. Аргиллиты безжелезистые (4 тип) встречены в нижней половине нижнего аалена и в верхнем аалене. Алеврит-детритусовые породы (5 тип) развиты почти исключительно в верхнем аалене. Конкреционные конгломераты, напротив — в нижней и средней частях разреза. Верхние горизонты разреза представлены слабожелезистыми алеврит-детритусовыми разностями типа алевритового криноидного известняка.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА, ФОСФОРА И МАРГАНЦА

Железо в изученном разрезе, как уже указывалось, в основном входит в состав гидроокисных минералов гидрогетита, лимонита, лепидокрокита. Помимо гидроокисей, железо также является составной частью железистых силикатов из группы лептохлорита, главным образом шамозита, а также сидерита и пирита. В количественном отношении

эти минералы, особенно два последних, резко уступают гидроокисным формам. В средней пачке шамозит сохранился лишь как реликт в известковых и фосфатных конкрециях. Представлен он разностью средней степени железистости с *No* — 1,648. В верхнем аалене в карбонатных алевроит-детритусовых породах роль шамозита существенно возрастает. Можно предположить, что и в железистых породах и рудах нижнего аалена он был первоначально более широко распространен, но затем замещен гидроокислами в процессе окисления.

Это замещение частично происходило, по-видимому, уже вскоре после диагенетического выделения шамозита, о чем свидетельствует наличие горизонтов конседиментационного перемыва (конкреционные конгломераты) и возобновилось во всех породах в условиях современного выветривания. Пропитывание породы конкрецееобразователем — фосфатным веществом, а отчасти и карбонатным (в алевроит-детритусовых породах) — оказало защитное действие при окислении железистых силикатов, а также пирита. Некоторая, хотя и очень небольшая часть железа, почти не отражающаяся на общем балансе содержания этого элемента в современном разрезе, сосредоточена в железистых карбонатах, в частности в сидерите. Последний отмечен в виде мелких окисленных вкрапленников в цементе железистых пород, а также конкреционных стяжений, в которых он ассоциирует с фосфатом. Иногда сидерит был отмечен в качестве реликтового минерала в периферических обломках оолитов.

Главная часть железа в породах сосредоточена в оолитах. Поэтому содержание его в разрезе связано с насыщенностью пород оолитами. Максимальные количества железа приурочены к оолитовым рудам (табл. 2, фиг. 9), в которых в среднем заключено около 25% железа (от 21 до 30%). Среднее содержание железа в гидрогетит-оолитовых аргиллитах понижается до 15% (от 11 до 18%), а в железистых аргиллитах — до 8% (от 7 до 10%). Близкие содержания железа характерны для алевроит-детритусовых пород (от 5 до 11%). Наконец, в аргиллитах нижней и верхней пачек разреза (тип 4) количество железа в среднем составляет около 4% (от 2,5 до 5), т. е. находится на кларковом уровне.

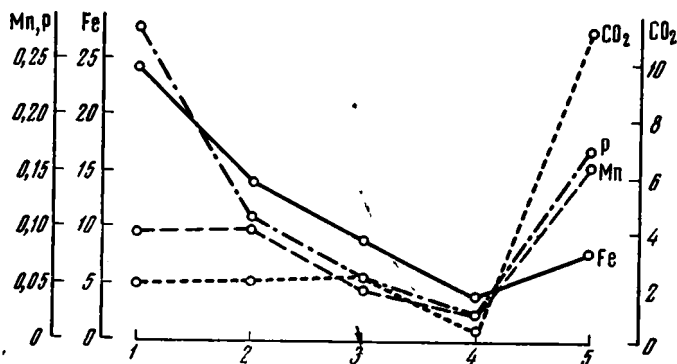
Распределение абсолютных масс железа в разрезе показано на фиг. 2. Оно отражает относительную распространенность в разных пачках разреза основных типов пород. На фиг. 2 абсолютные массы железа в каждом слое изображены в виде площадей прямоугольников, вертикальные стороны которых соответствуют мощностям пластов, а горизонтальные представляют произведение среднего содержания железа в них (вычисленные по средним пластовым пробам — в г/см³) и объемного веса породы¹. Как видно из фигуры, абсолютные массы железа имеют резкий максимум в средней трети разреза, в которой сосредоточено около 80% всего железа. В большей части разреза нижней пачки нижнего аалена количество железа незначительно, но уже в верхах ее отмечается некоторое увеличение его содержания. В верхнем аалене, наоборот, концентрация железа уменьшается к верхним горизонтам.

Таким образом, в разрезе плато Бечасын наблюдается полный ритм железнакопления, начинающийся со слабой концентрации железа в нижних горизонтах нижнего аалена, проходящий через максимум в средних и верхних горизонтах нижнего аалена и, наконец, постепенно затухающий в верхнем аалене.

Фосфор в породах присутствует в тонкодисперсном состоянии в фосфатах, относимых по аналогии с конкрециями предположительно к группе фтор-апатита. Содержания его в отдельных образцах и типах пород приведены в табл. 2 и на фиг. 9. Как видно из табл. 2, наибольшие содержания фосфора отмечены в гидрогетитовых мелкооолитовых ру-

¹ Для аргиллитов 3 и 4 типов объемный вес принят равным 2,2, для оолитовых пород 2 типа — 2,4 и 1 типа — 2,6.

дах (0,28). Несколько меньшие (средние) количества по сравнению с рудами свойственны гидрогетит-оолитовым аргиллитам (0,10) и алевроит-детритусовым породам (0,15). Минимальные содержания фосфора отмечены в аргиллитах четвертого типа (0,027), характеризующихся наименьшим содержанием железа; количество его в три—четыре раза ниже кларкового, вычисленного для средних глинистых пород (0,09%). Повышенные содержания фосфора (до 12—14%) определяются в фосфатных конкрециях, особенно обильных в гидрогетит-оолитовых аргиллитах. Представление о содержании фосфора в конкрециях дает табл. 3.



Фиг. 9. Содержание Fe, P, Mn

1 — гидрогетит-оолитовая руда; 2 — аргиллит гидрогетит-оолитовый;
3 — аргиллит-алевролит железистый; 4 — аргиллит; 5 — алевроит-детритусовая порода.

Общее содержание фосфора в том или ином слое разреза, естественно, включает, кроме фосфора, присутствующего в породах, также фосфор в конкрециях. Представление о средних суммарных содержаниях фосфора дают результаты анализа бороздовых проб для отдельных интервалов разреза. Так, например, для 1,5-метрового интервала в средней пачке Бечасынского разреза, сложенного чередующимися породами второго и третьего типов, получено среднее содержание P-0,15%. Три пластовые точечные пробы для отдельных прослоек этого интервала показали содержания фосфора в породах (без конкреций!), равные 0,070, 0,075, 0,065% (то есть в среднем 0,07%). Таким образом, очевидно, в конкреции стянуто около 0,08%, то есть около половины всего исходного содержания фосфора в осадках. Близкую цифру количества фосфора, стянутого в конкрециях, мы получим исходя из подсчитанного среднего содержания фосфора в конкрециях (8%) и средней конкреционности для пород второго и третьего типа (1,5—2%). Для отдельных прослоек в 20—40 см мощностью, в которых конкреционность повышается до 5% (по Н. А. Красильниковой до 8—10%), содержание фосфора в конкрециях возрастает до 0,4—0,85%, а исходное содержание в осадках — до 0,5—1%. О подобном спорадическом обогащении некоторых прослоек фосфатом свидетельствуют также обнаруженные в разрезе пласты фосфатизированных гидрогетит-оолитовых аргиллитов, содержащие тонкорассеянный в породе фосфат в количестве до 1—2,5% (см. табл. 3).

Для характеристики среднего содержания фосфора в рудах мы воспользуемся результатами анализов бороздовых канавных проб по одному из соседних участков, где развиты оолитовые железные руды (Тызыл), приводимыми Л. В. Яковлевой. Содержание его достигает здесь 0,4—0,5%. Эта цифра отвечает нижнему пределу содержания фосфора для керченских оолитовых руд (0,35—0,71) и минеттовых руд аалена Западной Европы (0,6—0,65).

Содержание Fe, P, Mn в породах и рудах плато Бечасын, (%)

Типы породы	Fe	P	Mn	C	CO ₂	Номер образца
Гидрогетитовые мелкоолитовые руды	21,13	0,10	0,08	0,32	4,24	227 г-2
	23,52	0,16	0,08	0,62	1,92	226 н-1
	25,18	0,56	0,12	0,47	1,24	226л
	29,72	0,30	0,10	0,33	0,52	226 н-2
	24,88	0,28	0,095	0,43	1,98	Среднее
Аргиллит гидрогетит-оолитовый	10,63	0,060	0,075	0,83	0,32	226 ж-2
	11,45	0,04	0,150	0,73	0,72	226к
	13,93	0,36	0,07	0,10	5,18	227д-1
	15,01	0,11	0,07	0,35	4,24	227к
	15,06	0,075	0,12	0,73	0,68	226 II
	15,30	0,07	0,08	0,55	1,14	227а-I
	15,64	0,08	0,12	3,13	1,46	226э
	16,87	0,065	0,15	0,60	2,41	226е-III
	17,41	0,11	0,07	0,24	5,54	227з-I
	17,77	0,07	0,20	1,41	0,96	226е-I
	14,91	0,104	0,110	0,87	2,26	Среднее
Аргиллит алевритистый железистый	6,04	0,025	0,03	0,66	0,44	228а
	6,93	0,02	0,04	0,43	2,42	227а-II
	7,50	0,06	0,083	0,46	3,20	227ж-I
	7,68	0,06	0,05	0,35	2,76	227л
	8,28	0,09	0,07	0,35	4,56	227д-2
	9,67	0,04	0,067	0,63	1,08	227б
Аргиллит	7,68	0,049	0,057	0,55	2,41	Среднее
	2,57	0,015	0,013	0,98	0,08	226а-I
	4,26	0,03	0,04	0,43	0,50	227м
	4,53	0,035	0,02	0,81	0,62	228б-1
	3,79	0,027	0,024	0,74	0,40	Среднее
Алеврит-детритусовая порода	6,96	0,08	0,05	0,05	8,18	227м-I
	7,61	0,03	0,049	0,43	4,26	227п-1
	7,61	0,32	0,135	0,57	14,24	227н-II
	7,89	0,16	0,11	0,27	16,42	227о-1
	8,99	0,12	0,43	0,05	17,82	228в
	10,70	0,25	0,14	0,24	13,80	227н-1
	12,25	0,08	0,13	0,27	12,86	227з-II
	14,25	0,20	0,061	0,22	2,54	227л-I
Известняк криноидный алевритовый	9,53	0,155	0,138	0,26	11,28	Среднее
	4,73	0,06	0,297	0,30	30,16	227р

Таким образом, распределение фосфора по разрезу весьма неравномерно. Эта неравномерность создавалась, по-видимому, в седиментогенезе. Диагенетическое перераспределение фосфора лишь подчеркнуло эту первичную неравномерность. Интенсивное фосфатное конкреционное образование происходит на фоне повышенных исходных содержаний фосфора в осадках (0,3—1%), но слабое конкреционное образование (1—3%) имеет место уже при содержании фосфора около 0,15—0,20%, то есть в полтора — два раза выше кларковых.

Марганец в породах разреза содержится в количестве 0,07%, это близко к кларковому. Но в разных типах пород его содержание колеблется в различных пределах. Минимальные количества отмечаются в аргиллитах 4 типа (в среднем 0,024) и их слабожелезистых разностях 3 типа (в среднем 0,057). В гидрогетит-оолитовых аргиллитах 2 типа и гидрогетит-оолитовых рудах (I тип) содержание Mn возрастает в среднем до 0,095—0,11%. В алеврит-детритусовых породах оно увеличивается до 0,138, а в отдельных образцах из пород и конкреций этого типа достигает 0,3—0,4%.

Содержание Fe, P, Mn, C и CO₂ в фосфатных конкрециях (%)

Типы фосфатных образований	% образца	Fe	P	Mn	C	CO ₂	Вмещающая порода
Конкреция	227в	16,36	7,59	0,085	0,32	5,32	Гидрогетит-оолитовая руда
То же	227г	14,80	5,84	0,099	0,14	11,04	То же
» »	227ж—2	12,25	3,16	0,098	0,03	7,98	Аргиллит гидрогетит-оолитовый
» »	227а	9,87	5,74	0,085	0,20	9,72	Аргиллит железистый оолитовый
» »	227и—1	9,11	14,51	0,064	0,19	4,60	Гидрогетит-оолитовый аргиллит
» »	226и	8,60	5,83	0,142	0,30	12,66	То же
» »	227б	7,75	9,03	0,043	0,24	5,08	Аргиллит железистый
» »	226к	6,49	9,78	0,028	0,43	3,16	Гидрогетит-оолитовый аргиллит
» »	228а	3,98	8,53	0,02	0,82	1,70	Аргиллит
» »	227п—II	3,95	12,16	0,128	1,34	3,16	Аргиллит железистый
» »	228б—п	3,31	7,91	0,11	0,31	8,90	Аргиллит
» »	226ж—1	2,84	10,75	0,04	0,46	2,75	Гидрогетит-оолитовый аргиллит
» »	228б—ц	1,85	12,21	0,03	0,75	3,05	Аргиллит
Фосфатизированный прослой	227ж—II	12,67	2,560	0,13	0,19	6,76	Гидрогетит-оолитовый аргиллит
То же	227и	12,43	3,38	0,08	0,46	4,42	То же

Эмпирически устанавливается прямая зависимость между содержанием марганца и обогащением пород известково-детритусовым материалом, относительная роль которого последовательно увеличивается от четвертого типа к третьему, от третьего ко второму и первому и достигает максимума в породах 5 типа. Отмеченная зависимость, как видно из фиг. 9, графически выражается ходом кривой содержания CO₂. В фосфатных конкрециях марганец не концентрируется (см. табл. 3). В карбонатных конкрециях существенного обогащения марганцем по сравнению с вмещающими породами также не происходит (0,3—0,4%).

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МЕТАЛЛОВ (Ni, Co, Cr, V, Cu) В РАЗРЕЗЕ БЕЧАСЫНА

Весьма интересно рассмотреть распределение в разрезе некоторых элементов, особенно никеля, кобальта и хрома (так называемых легирующих примесей руд). Выявленные особенности их распределения проливают некоторый свет на вопрос об источнике железа.

Содержания никеля, кобальта, хрома, а также ванадия и меди определены химически (мокрым методом) М. А. Глаголевой. Результаты анализов для характерных пластовых проб и образцов из разных типов пород приведены в табл. 4.

Полученные цифры, как видно из табл. 4, укладываются в интервалы средних значений, приведенных для оолитовых бурых железняков юрского возраста Северного Кавказа А. А. Корженевским (1959)².

Соотношения между содержаниями указанных металлов и железа в соответствующих пробах показаны на фиг. 10а, б, в, г, д. На графиках вертикальными линиями обозначены кларки этих элементов по Крафту и Шиндлеру. По характеру соотношений содержаний железа и указанных элементов последние можно разделить на две группы. К первой относятся Ni, Cr и V. Их содержание увеличивается с увеличением содержания железа. Особенно часто подобная прямая зависимость

² В диагенетическом фосфатообразовании названные элементы, как видно из табл. 4, не участвуют.

Содержание Ni, Cr, V, Co, Cu, Fe

Название породы, номер образца	Содержание в 10 ⁻⁴ %					
	Ni	Cr	V	Co	Cu	Fe
Гидрогетит-оолитовая руда, обр. 226л	223	122	448	12	25	25,18
То же, обр. 226н-1	113	110	560	10	29	23,52
Гидрогетит-фосфатная конкреция обр. 227г-2	109	110	224	23	12	14,80
Аргиллит гидрогетит-оолитовый, обр. 226е-1	70	78	280	11	15	17,77
То же, обр. 226к	105	78	224	30	17	11,45
» » обр. 226з	81	94	358	25	13	15,64
» » обр. 227ж-2	11	72	224	30	26	12,67
Аргиллит железистый, обр. 226ж-1	64	137	269	7	30	7,50
Аргиллит гидрогетит-оолитовый—конкреция, обр. 226к	96	61	112	28	11	6,49
Аргиллит слабожелезистый, обр. 228а	64	74	168	18	29	6,04
Аргиллит-фосфатная конкреция	113	53	168	17	14	3,95
Аргиллит, обр. 226а-1	33	78	134	13	12	2,57
Известняк криноидный	54	35	56	30	6	
Оолитовые железняки по А. А. Корженевскому (1959)	10—100	10—100	10—100	Отсутствует до 10—100	Следы до 10—10	

выражена у ванадия. В оолитовых рудах и гидрогетит-оолитовых аргиллитах, т. е. в породах наиболее обогащенных железом, содержание Ni и Cr в 1,5, а V в 1,5—3 раза выше кларкового. В аргиллитах же количество этих элементов оказывается ниже кларкового. Ко второй группе принадлежит Co и Cu, содержание которых не зависит от обогащения пород железом. Co присутствует в количествах, близких к кларковому, а содержание Cu значительно ниже кларкового. Как известно, повышение содержания Ni, Co и Cr характерно для ультраосновных пород, причем количество их особенно увеличивается в коре выветривания последних.

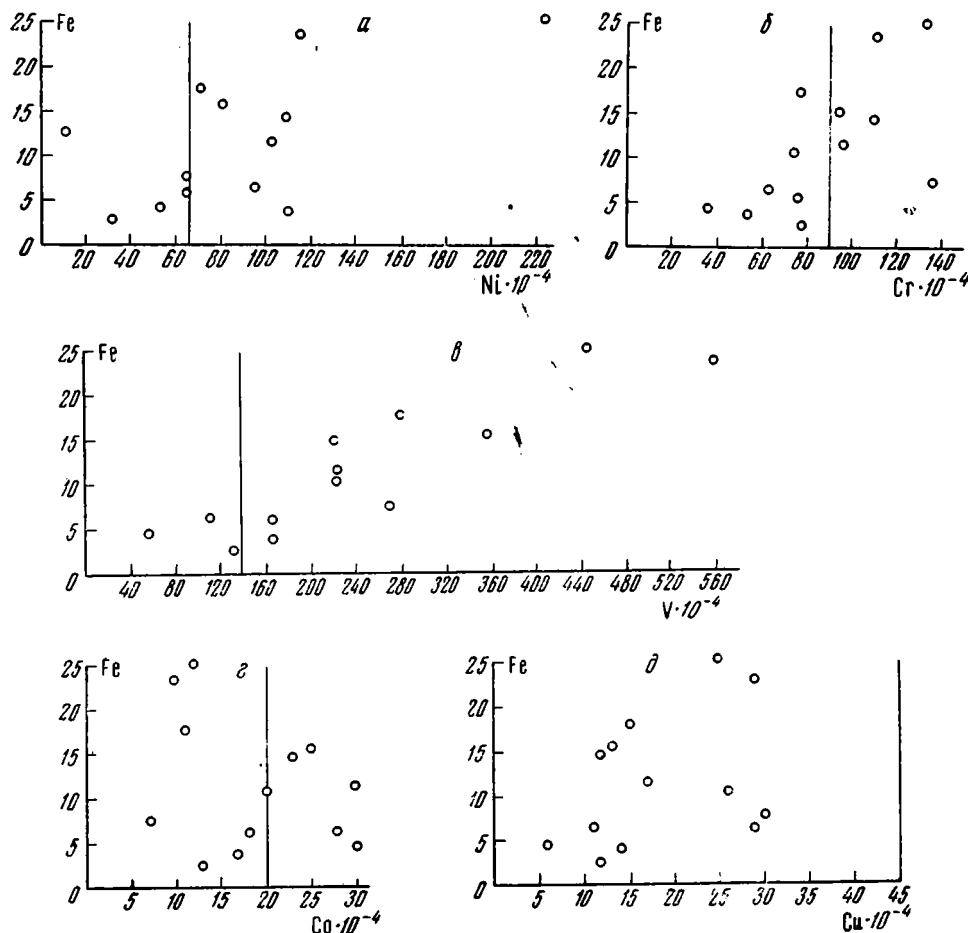
Повышенные содержания Ni и Cr в наиболее железистых породах Бечасынского разреза позволяют считать железные руды Бечасына связанными с Малкинским массивом, как возможным источником железа. Привнос Ni и Cr был обусловлен совместной транспортировкой этих элементов и железа, по всей вероятности, в виде адсорбционных соединений. Следует отметить, что содержания Ni и Cr в Бечасынских железистых породах хотя и повышены, но тем не менее они в 50—100 раз меньше, чем в малкинских рудах. Это связано, по-видимому, с естественным процессом рассеяния указанных элементов при переносе.

Особенно сильно фактор рассеяния, очевидно, сказался на кобальте. Причина этого заключается в низких содержаниях кобальта (в 25—50 раз меньше, чем у Ni и Cr) в предполагаемом «первоисточнике» железа — рудах Малкинского массива. К этому добавляется еще пониженная миграционная способность Co по сравнению с Ni (Малюга, 1939). Все это приводило к тому, что кобальт задерживался на более близких расстояниях от источника.

Количество ванадия в бечасынских рудах не уступает, а иногда даже превышает его содержание в Малкинских железных рудах. Создается впечатление, что никакого рассеяния ванадия не происходит. Возможно, это отчасти следует объяснить занижением содержания V в малкинских рудах при его определении полуколичественным спектральным анализом. Иначе приходится предполагать некоторое дополнительное обогащение бечасынских руд ванадием из какого-то другого источника.

5. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ИСТОЧНИК ЖЕЛЕЗА БЕЧАСЫНСКИХ РУД

Формирование бечасынских ааленских руд происходило в условиях субплатформенного морского бассейна Северного Кавказа в его мелководной зоне, в 15—25 км севернее береговой линии. Питавшая бассейн северная суша в тоарское и особенно в ааленское время характеризовалась



Фиг. 10. Соотношение Fe, Ni, Cr, Co, Cu в породах и рудах Бечасына
а — никель; б — хром; в — ванадий; г — кобальт; д — медь

валась плоским рельефом, что в сочетании с влажным теплым климатом привело к широкому развитию коры выветривания. Интенсивному выветриванию подвергался расположенный в южной части суши малкинский серпентинитовый массив, служивший, как мы предполагаем, основным источником железа при накоплении бечасынских руд.

На протяжении верхнего тоара и всего ааленского века, по данным Н. В. Безносова и др. (1960), происходила медленная трансгрессия моря, приведшая к постепенному наступанию береговой линии в междуречье Кубани и Малки на север. Фации верхнетоарских отложений свидетельствуют о существовании в районе плато Бечасын более прибрежных (по сравнению с ааленскими) условий, в которых происходило накопление песчано-алевролитовых осадков, слабообогатенных железом. Относительно мало железа выносилось в бассейн и в самом начале нижнеааленского времени, когда в районе Бечасына в условиях боль-

шей удаленности от береговой линии накапливались глинистые осадки. В середине нижнего аалена поступление железа в бассейн резко усиливается, и в обстановке медленного погружения и очень слабого приноса терригенного материала происходит накопление железистых осадков, обогащенных зоогенным детритом и фосфором. Эта зона железнакопления тянется примерно параллельно береговой линии через Икару — Бечасын — Куденет-Яйлу — Тызыл (верховья) к югу и юго-западу от Малкинского массива.

Причину резкого усиления выноса железа в бассейн, по-видимому, следует искать в том, что в ходе развития тоар-ааленской трансгрессии береговая линия бассейна вплотную приблизилась к Малкинскому серпентинитовому массиву и его кора выветривания подверглась интенсивному разрушению. Это привело к поступлению в бассейн большого количества гидроокислов железа и алюминия, кремнезема, переносившихся, как полагает Н. М. Страхов (1964), в виде коагулятов сложного органо-алюминиево-кремниево-железистого состава. Одновременно, судя по минеральному составу пород, выносился преимущественно кварцевый и гидрослюдисто-каолинитовый материал. Положительно заряженные гели железа еще в коре выветривания адсорбировали и увлекали значительные количества Ni, Co, Cr, V (Страхов, 1960). Участие этих элементов в различных катионно-обменных реакциях во время морской транспортировки приводило к их «рассеиванию» по мере движения взвесей в глубь бассейна. Поэтому в бечасынских рудах Ni, Cr и Co присутствуют в значительно меньших количествах по сравнению с корой выветривания Малкинского серпентинитового массива. Иначе обстоит дело с ванадием и особенно фосфором, содержания которых в бечасынских рудах повышены сравнительно с малкинскими. Тот факт, что наибольшими средними количествами фосфора, по сравнению с другими типами пород, характеризуются железистые породы, свидетельствует о сопряженности процесса накопления этих элементов.

Незначительное содержание марганца в бечасынских рудах, по-видимому, связано со зрелостью размывавшейся в аалене коры выветривания.

Господствующий в породах и рудах Бечасына существенно гидроокисный парагенез железистых минералов (гидрогетит-гетит гематитовый) является вторичным, возникшим в результате окисления первоначального шамозит-сидерит-пиритового комплекса (в порядке убывания роли минерала).

В процессе раннего диагенеза глинисто-железистых осадков происходило формирование оолитов гидроокисно-лептохлоритового состава, а также сидерита и пирита. В дальнейшем эти минералы подверглись окислению, сохранившись лишь в незначительной степени главным образом там, где они оказались заключенными в раннедиагенетические фосфатные конкреции. Частичное окисление закисно-железистых компонентов в отдельных горизонтах осадка началось еще в ходе диагенеза в связи с крайне замедленной седиментацией, вызванной мелководностью и периодическим перемыванием верхней пленки осадка (на что указывает присутствие в разрезе прослоек конкреционных конгломератов).

Интенсивное «сгорание» органического вещества в осадке, обусловленное большим количеством окислителя — Fe^{+3} (Страхов, 1964), привело к довольно быстрой смене условий кислой среды щелочными, что послужило причиной активной садки фосфатов и $CaCO_3$. Одной из наиболее характерных сторон диагенеза бечасынских железистых пород является фосфатное конкрецееобразование. Повышенное содержание фосфора (в несколько раз превышающее кларк) явилось благоприятной геохимической предпосылкой для активного перераспределения фосфора в диагенезе.

Конкрециеобразование происходило в осадках уже при среднем содержании фосфора в породах, равном 0,15—0,20%; обильное же образование конкреций отмечено при более высоких содержаниях фосфора (свыше 0,3%). Стадия образования фосфатных конкреций сменялась во времени кальцитовой.

К концу верхнего аалена накопление железа в разрезе Бечасына постепенно ослабевает и прекращается, что можно связать с перекрытием морем источника железа — Малкинского массива — в ходе продолжающейся ааленской трансгрессии. В конце верхнего аалена в пределах плато Бечасын отлагались криноидно-детритусовые аллевритовые известняки. На рубеже ааленского и байосского веков или в начале байоса произошла регрессия, приведшая к частичному размыву ааленских отложений (Кахадзе 1955; Безносков и др., 1960) и образованию коры выветривания на поверхности местами обнажившихся железных руд. Признаки вторичного обогащения железом, связанного с древним выветриванием, были отмечены в ааленских железных рудах участка Икара (к западу от Бечасына) М. И. Калгановым (устное сообщение).

Таким образом, еще во время предбайосского перерыва началось окисление железистых пород и руд Бечасына, которое продолжается и в условиях современного выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

- Андронов С. М., Ильина Н. С. Об ааленских отложениях Северного Кавказа. Сов. геология, № 8, 1945.
- Безносков Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Центральной части Северного Кавказа. Тр. ВНИИгаз, вып. 10 (18), 1960.
- Кахадзе И. Р., Цигарели А. Л., Нудубидзе К. Ш., Зесашвили В. И., Нижне- и среднеюрские отложения западной части Северного Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. X (XV), 1957.
- Корженевский А. А. Об особенностях распределения некоторых элементов в осадочных железных рудах юрского возраста на Северном Кавказе. Уч. зап. Саратовского ун-та, вып. геол., том 65, 1959.
- Красильникова Н. А. Верхнелейасовые фосфориты Северного Кавказа. Геология горно-химического сырья. Гостехиздат, 1955.
- Литвиненко А. У. К геохимии Керченского железорудного бассейна. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1964.
- Малюга Д. П. К геохимии рассеянного никеля. Тр. биогеохимической лаборатории. Изд. АН СССР, вып. V, 1939.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II, 1960.
- Страхов Н. М. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы их определяющие. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1964.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
13.I.1965

УДК 551.735.9(477.62)

О НЕКОТОРЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД ЗАПАДНОГО ДОНБАССА НА ГРАНИЦЕ КАРБОНА И ПЕРМИ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ КЛИМАТОМ

А. П. ФЕОФИЛОВА

Отложения верхнего карбона и нижней перми в западной части Донбасса представляют собой непрерывный ряд осадков, в пределах которого угленосная формация гумидного климата сменяется аридной соленосной (Левенштейн, 1963; Попов, 1963). Постепенность этого перехода, отсутствие на границе карбона и перми существенных перестроек общего плана палеоландшафта позволяет думать, что климатические изменения осуществлялись также постепенно и накладывали отпечаток на терригенные и карбонатные породы задолго до начала хемогенной садки сульфатов и солей. В связи с этим были детально изучены верхняя часть авиловской $C_2^3(O)$, и вся араукаритовая — $C_3^3(P)$ свиты верхнего карбона и картамышская $P_1krt(Q)$ свита нижней перми¹, представленные терригенными осадками с незначительной ролью карбонатных пород.

Чтобы выяснить, какие изменения в составе пород можно связывать с климатическим фактором, сравнивались сходные генетические типы пород одноименных фаций, с учетом их специфических особенностей, обусловленных общей эволюцией палеоландшафта. Таким образом, в основу исследования был положен детальный литолого-фациальный анализ переходных в климатическом отношении отложений верхнего карбона и нижней перми. Мы следовали фациально-геохимической методике Н. М. Страхова (1959), привлекая намеченные им показатели среды осадконакопления и диагенеза: баланс минералогических форм железа, химический состав рассеянного карбонатного материала, характер распределения элементов и некоторые другие.

Фации картамышской свиты и фациальный контроль распределения элементов представляют также и самостоятельный интерес, ввиду содержащихся в ней признаков медного оруденения.

Верхнекарбонный разрез был детально изучен по скважинам Новомечебиловской площади; картамышская свита P_1krt изучалась, главным образом, на Славянском куполе. К этим районам относятся все анализы пород и основные фациальные характеристики. Кроме того, разрез картамышской свиты был просмотрен по скважинам и обнажениям Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин².

¹ Согласно принятой в Донецком бассейне синонимике, каждая свита карбона и перми имеет буквенный индекс (латинского алфавита), который присваивается и карбонатным горизонтam свиты с добавлением соответствующего цифрового индекса (снизу — вверх).

² Химические анализы на формы железа, $C_{орг}$ и карбонатной вытяжки выполнены в лаборатории Геологического института АН СССР под общим руководством Э. С. Залманзон. Спектральный анализ на содержание малых элементов выполнен в лаборатории треста «Артемгеология».

1. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД И ИХ ФАЦИИ

Верхнекарбонные отложения представлены алевроито-глинистыми осадками лагунно-заливных водоемов и различных озер, вплоть до зарастающих и переходящих в болота; песчано-алевритовыми осадками прибрежной зоны волнений и течений этих водоемов; песчаными осадками баров и подводных, реже — наземных речных русел. В резко подчиненном количестве встречаются осадки мелководно-морской группы фаций, приуроченные главным образом к авиловской свите и совершенно исчезающие в верхней половине араукаритовой свиты. Следы углепроявления в форме маломощных прослоек углистых пород и невыдержанных аллохтонных угольных пропластков единичны и также встречаются лишь в нижней половине разреза, приурочиваясь ко времени развития морских фаций. Карбонатные горизонты встречаются среди морских, заливно-лагунных и озерных фаций, обычно содержат терригенную примесь, имеют сложный химико-минеральный состав и обеднены фаунистическими остатками, особенно в верхней половине разреза.

Генетические типы пород отчетливо подразделяются на две группы. К первой относятся литогенетические типы перечисленных фаций, макроскопически весьма сходные с соответствующими, детально описанными, литогенетическими типами угленосного среднего и в особенности нижнего карбона (Жемчужников и др., 1959—1960; Феофилова и Левенштейн, 1963). Среди этой группы практически отсутствуют лишь характерные для угленосного карбона почвы угольных пластов («кучерявчики») и слабо развиты залегающие непосредственно ниже алевроитовые осадки зарастающих болотных озер. Примечательно также резкое сокращение карбонатных конкреций, что, несомненно, связано с исчезновением угленосности.

Ко второй группе относятся литогенетические типы осадков лагунно-заливных и озерных водоемов, а также баров, существенно отличающиеся от литогенетических типов этих же фаций в типично гумидных толщах угленосного карбона. Макроскопически эти отличия проявляются прежде всего в изменении окраски: в фациях заливов, лагун, реликтовых озер и баров серая окраска светлеет и приобретает голубоватый и зеленоватый оттенки; в фациях континентальных застойных и зарастающих озер появляется красная с коричневым оттенком окраска, на фоне которой развиваются прожилки и пятна более яркого зеленоватого тона, представляющие собой по всем признакам результат локальной редукции трехвалентного железа.

Общими особенностями, для всех типов пород этой группы заметными макроскопически, являются также: ухудшение сортировки, нечеткое проявление или отсутствие слоистости, уменьшение количества растительного материала и ухудшение его сохранности. Для заливно-лагунных типов характерно резкое сокращение, вплоть до исчезновения фауны; для континентальных озер — появления мелких карбонатных конкреций, напоминающих «журавчики». Весьма характерно, что литогенетические типы этой группы встречаются не изолированно, а в парагенетических сообществах, слагающих отдельные циклы первого, второго, иногда даже третьего порядков. На участках их развития следы углепроявления и карбонатные породы отсутствуют. При этом в циклическом чередовании типов первой и второй групп наблюдается отчетливая тенденция увеличения вверх по разрезу роли второй группы — пестроцветных осадков, вплоть до полного вытеснения ими типично гумидных пород в верхах араукаритовой свиты. По всем этим признакам литогенетические типы и фации второй группы мы относим к периодически возникавшей обстановке засушливости, свойственной переменновлажному климату жарких поясов.

Литолого-фациальный состав картамышской свиты более однороден. На протяжении нижних трех четвертей ее разреза преобладают алеври-

го-глинистые осадки лагунно-озерных фаций и континентальных застойных и зарастающих озер, причем последние обычно несут признаки почвообразовательных процессов. Всем литогенетическим типам этих фаций свойственна красная окраска различных оттенков с вторичными локальными пятнами и прожилками зеленоватого цвета, приуроченными главным образом к отложениям континентальных озер.

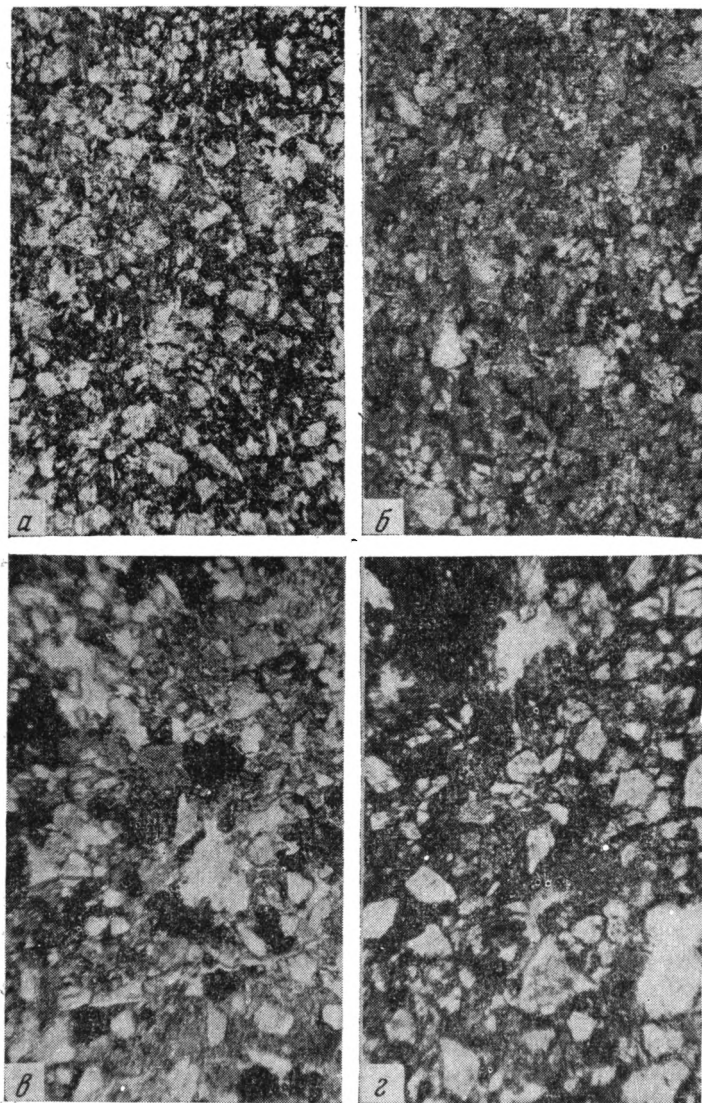
В резко подчиненном количестве в этой части разреза периодически появляются алевроито-глинистые осадки лагунно-заливной фации и мало-мощные прослойки алевролитов и тонкозернистых песчаников фаций подводных гряд, пересыпей и баров. Окраска пород этих фаций меняется от красной, через буровато-серую, местами зеленовато-бурую, до светло-серой со слабым голубоватым оттенком. Красную окраску имеют прибрежные тилы; голубовато-серую — алевроитовые образования типа подводных гряд, относительно удаленные от берега, реже она встречается у алевроито-глинистых осадков заливного типа. Еще более ограниченное развитие имеют маломощные прослойки гравелито-брекчий, сцементированных очень плохо отсортированным материалом. В Славянском районе встречена всего лишь одна подобная прослойка пестрой окраски, представляющая прибрежно-мелководное образование. В восточной части Бахмутской котловины прослойки гравелито-брекчий встречаются чаще; мощность их измеряется немногими десятками сантиметров, окраска серая с голубоватым оттенком, характерным для алевроито-глинистых осадков заливов и подводных гряд, с которыми гравелито-брекчии обычно тесно связаны в разрезе, входя таким образом в состав «серых зон».

На юге (Кальмиус-Торецкая котловина) с приближением к основной области сноса породы этого типа, как серые так и красные довольно широко развиты и более грубозернисты (конгломерато-брекчии), местами они содержат крупные обугленные древесные стволы, беспорядочно ориентированные в массе совершенно неотсортированного терригенного материала. В обнажениях видно языкообразное внедрение этих пород по резкому контакту в тонкозернистые песчано-алевритовые осадки прибрежной зоны лагунно-озерных водоемов, в которые они переходят латерально на коротких расстояниях. Таким образом, эти породы можно с полным основанием отнести к пролювиальным выносам коротких рек, разгружавшихся, по-видимому, преимущественно в континентальных водоемах озерного типа, в обстановке, приближающейся к сухим равнинам (Коперина, 1956), либо в прибрежной части лагун и реликтовых озер, в непосредственной близости к области сноса. До более удаленных районов (Славянского купола и Бахмутской котловины) доходили лишь периферические участки этой фации и притом только в периоды наиболее интенсивных поднятий и эрозии области сноса, совпадающие с периодами наиболее интенсивных прогибаний бассейна накопления.

Приуроченность грубозернистых сероцветных осадков к трансгрессивным фазам циклического осадконакопления является одной из характерных особенностей строения картамышской свиты, резко отличающей ее от угленосного карбона.

Верхняя часть картамышской свиты сложена тонкими алевроито-глинистыми осадками лагунно-заливных, в меньшей мере — лагунно-озерных фаций; песчаные и более грубые осадки здесь полностью отсутствуют. Соответственно в трансгрессивных фазах отдельных циклов осадконакопления появляются карбонатные (преимущественно доломитовые) горизонты (Q_7 — Q_{12}), состав которых свидетельствует о прогрессивно нараставшей интенсивности морских трансгрессий. Как и в верхнем карбоне, среди карбонатных пород выделяются фации открытых заливов, полузакрытых заливов и лагун, а также реликтовых озер; последние имеют ограниченное развитие. Среди осадков лагунно-заливной фации здесь преобладают светло-серые со слабым голубоватым оттенком тилы.

Макроскопически заметные изменения в характере литогенетических типов картамышской свиты направлены в ту же сторону, что и в типах засушливой обстановки верхнего карбона: усиления красноватости, ухудшения сортировки (фиг. 1) еще менее отчетливого проявления сло-



Фиг. 1. Изменения в характере сортировки песчаных отложений фации баров по мере аридизации климата

а — песчанник тонкозернистый, серый, хорошо отсортированный; гумидная обстановка, увел. 35; *б* — песчанник тонкозернистый с примесью зерен среднезернистого, редко крупнозернистого, зеленовато-серый; гумидная обстановка с признаками засушливости, увел. 20; *в* — песчанник тонкозернистый красновато-бурый, плохо отсортированный; слабоаридная обстановка, увел. 45; *г* — песчанник тонкозернистый, пестроцветный, плохо отсортированный (из прослойки гравелито-брекчии); слабоаридная обстановка, увел. 45

истых текстур, сокращения органических остатков. Наиболее интенсивны эти изменения в прибрежно-континентальных типах, в которых они сопровождаются изменением микротекстур. Последнее выражается в появлении мелких алеврито-глинистых обломков сингенетического характера и широкого развития пятнисто-вихреватых текстур, которые частично

развились, по-видимому, вследствие перераспределения обломочных зерен и глинистых чешуек в диагенезе. В сероцветных типах заливных фаций эти изменения почти не выражены. В составе песчано-алевритовых пород картамышской свиты заметно сокращается количество полевых шпатов и увеличивается количество обломков пород, в том числе эффузивов; в тяжелой фракции резко возрастает количество рудных зерен. Породы приобретают типично граувакковый характер.

Особенности пород картамышской свиты свидетельствуют о дальнейшей аридизации климата и о некоторых изменениях палеоландшафта, наставших, по-видимому, также постепенно. В результате характерные для угленосного карбона условия аллювиальной приморской равнины с длинными реками и удаленной областью сноса сменились в картамышское время условиями, приближавшимися к сухим равнинам с неустойчивой системой коротких рек и относительно приближенной областью сноса. Кульминационным периодом в развитии этих новых условий является интервал между карбонатными горизонтами $Q_6—Q_7$. Дальнейшее развитие проходило под знаком резкого сокращения привноса терригенного материала и интенсификации отрицательных движений в бассейне накопления.

Сравнительное изучение особенностей литогенетических типов в сходных фациях позволило выделить в пределах изученного разреза три климатические обстановки: гумидную, гумидную с признаками засушливости и слабоаридную.

2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ СОХРАННОСТИ РАСТИТЕЛЬНОГО МАТЕРИАЛА

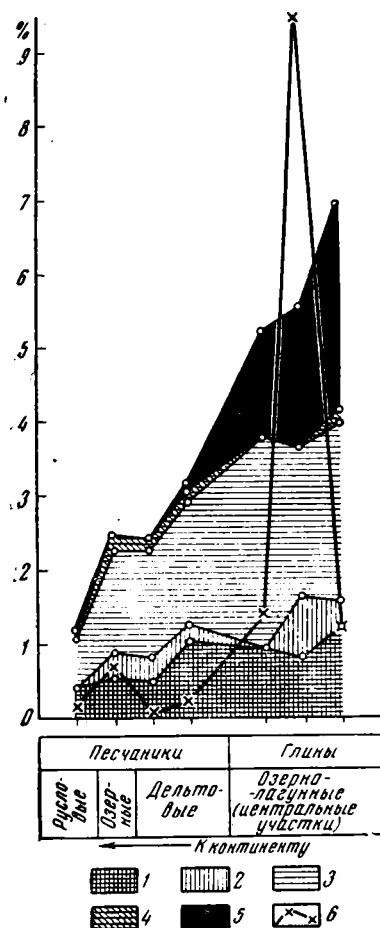
В гумидной обстановке растительный материал присутствует в обугленной, гелифицированной и пиритизированной формах. Наиболее интенсивная гелификация растительных остатков приурочена к глинистым осадкам лагунно-озерной, в меньшей мере — лагунно-заливной фаций, которые содержат и наибольшее количество пиритизированных остатков. К континенту интенсивность гелификации падает, пирит частично окисляется и прогрессивно нарастает роль обугленных остатков, резко преобладающих в отложениях подводных и наземных русел и континентальных озер.

Таблица 1

Содержание $C_{орг}$ (%) в породах различных фаций и климатических обстановок (средние значения)

Климатические обстановки	Фации, породы					
	речные выносы, бары	заливно-лагунные		лагунно-озерные		озера в зоне, болот (почвенные горизонты)
	песчанки мелко- и крупнозернистые, алевролит крупнозернистый	прибрежная зона, алевролиты крупно- и среднезернистые	центральные участки, глина, алевролит мелкозернистый	прибрежная зона, алевролит крупнозернистый	центральные участки, глина и алевролит мелкозернистый	глина и алевролит от мелкозернистых до крупнозернистых (плохо сортированные)
Гумидная ($C_3^2 + C_3^3$)	0,12	—	—	0,24	4,0	0,73
Гумидная с признаками засушливости (C_3^3)	0,04	0,12	0,64	0,26		0,15
Слабоаридная (P_{1krl})	0,12	0,14	0,45	0,08		0,08

Таким образом, максимум гелификации здесь связан с восстановительными условиями, существовавшими в диагенезе в лагунах и реликтовых озерах. Содержание $C_{орг}$ в этих водоемах 1,2—1,4%, в единичных образцах повышается до 9,4%. В песчано-алевритовых отложениях прибрежной части озер оно падает до 0,7—0,2%, а в песчаниках дельтовой группы фаций — до 0,2—0,1% (табл. 1, фиг. 2).



Фиг. 2. Формы железа в породах гумидной обстановки

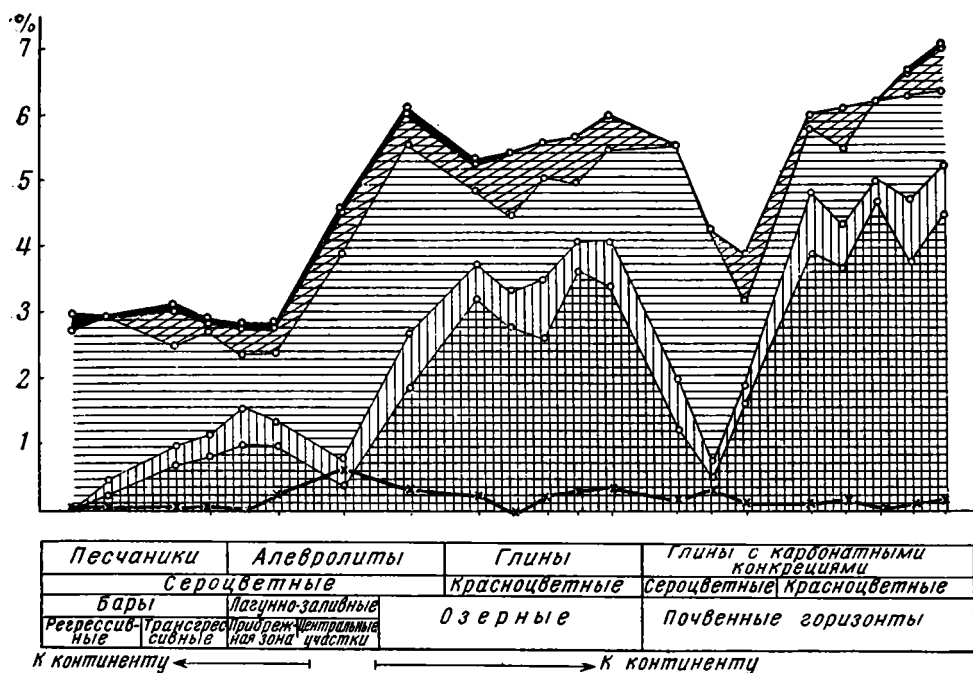
1 — окисное труднорастворимое (обломочное); 2 — окисное растворимое; 3 — закисное растворимое; 4 — закисное труднорастворимое (обломочное); 5 — пиритное; 6 — кривая содержания $C_{орг}$ (остаточного)

В гумидной засушливой обстановке общее количество органического материала сокращается, особенно в тонких разностях пород, где оно не превышает 0,64% (в голубовато-серых осадках заливов), преимущественно же (в лагунах и озерах) определяется значениями 0,03—0,3% (фиг. 3). Относительное содержание обугленного растительного материала повышается, интенсивность гелификации и пиритизации падает, пирит в основном окислен. Вместе с тем, максимум гелификации перемещается на континент, приурочиваясь к фации озер, в красноцветных осадках которых значительная часть гелифицированного органического вещества соединена с гидроокислами железа; это придает красной окраске коричневый оттенок.

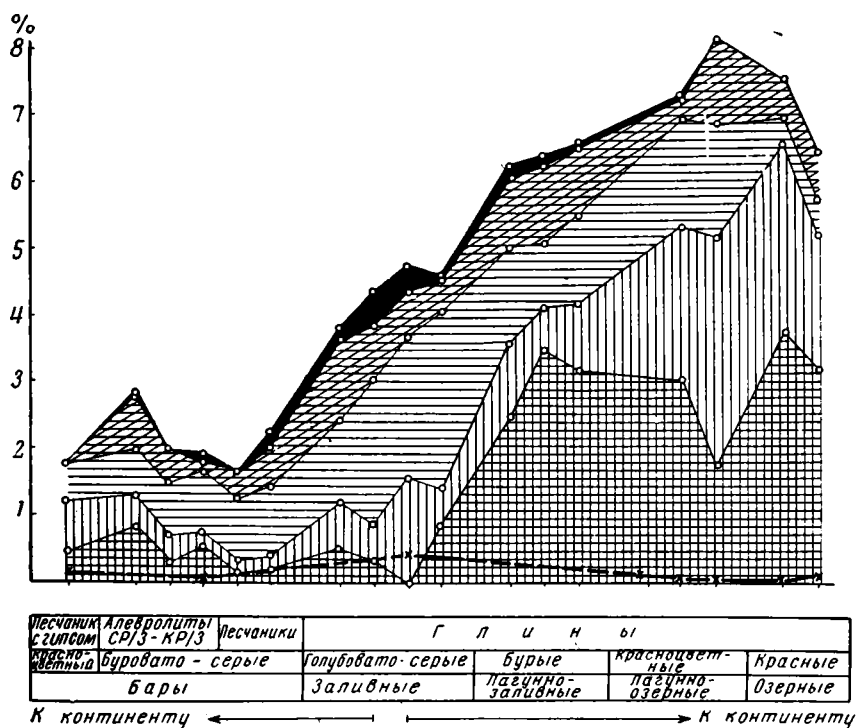
Таким образом, максимум гелификации в данной обстановке приходится на осадки с признаками окислительных условий, что можно объяснить лишь более поздним постседиментационным образованием гидроокислов железа в результате обмеления озер и изменения Eh. Источником трехвалентного железа в этих условиях были слюды и пирит, что хорошо видно в шлифах. В почвенных горизонтах следы локальной редукции трехвалентного железа появляются в форме зеленовато-серых пятен и прожилок, развивавшихся в основном по растительным остаткам, реликты которых часто видны в середине осветленных участков. В шлифах хорошо видно также постседиментационное раздробление более крупных растительных остатков и частичное их разложение, в результате которого на месте растительных остатков остаются пестрые пятна.

В слабоаридной обстановке растительный материал встречается почти исключительно в обугленной и преимущественно мелкоизмельченной форме и лишь в тонких голубовато-серых осадках заливов присутствует немного пиритизированного детрита. В осадках континентальных озер присутствуют лишь следы растительности в виде редуцированных зеленовато-серых пятен, часто сохранивших форму стебля, но уже не содержащих реликтов обугленной ткани.

Содержание $C_{орг}$ в алеврито-глинистых осадках заливов, лагун и озер еще более снижается (фиг. 4, табл. 1). В алеврито-песчаных осадках баров и тесно с ними связанных отложениях прибрежной зоны



Фиг. 3. Формы железа в породах гумидной обстановки с признаками засушливости
Условные обозначения см. на фиг. 2



Фиг. 4. Формы железа в породах слабоаридной обстановки
Условные обозначения см. на фиг. 2

заливно-лагунных водоемов это не выявляется; причина, вероятно, в том, что в слабоаридной обстановке эти фации представлены значительно более тонкими осадками, чем в обеих гумидных обстановках.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМ ЖЕЛЕЗА, СВЯЗЬ ИХ С ФАЦИЯМИ И ОКРАСКОЙ ПОРОД

В гумидной обстановке преобладает закисное железо, относительная роль которого закономерно увеличивается от песчаных пород к глинистым и от континента к центральным участкам озерно-лагунной фации (см. фиг. 2, табл. 2); в последних почти половина закисного железа находится в пиритной форме, что является характерным признаком верхнекарбонových отложений. Другая особенность, отличающая верхнекарбонные отложения от угленосных свит среднего карбона, заключается в резком преобладании среди окисного железа труднорастворимой формы, в то время как закисное обломочное железо почти отсутствует. Это свидетельствует о повышенном содержании Fe^{++} в решетке силикатных минералов сероцветных пород верхнего карбона. Незначительная примесь растворимого Fe^{++} , присутствующая в песчаных прибрежно-континентальных осадках, является результатом частичного окисления пирита и разложения биотита, причем процесс этот развит здесь еще очень слабо и не сказывается на окраске пород.

В гумидной засушливой обстановке значительно шире развиты окисные формы, среди которых еще резче выражено преобладание нерастворимого обломочного железа (см. фиг. 3). Преобладание окисных форм приурочено к красноцветным глинистым осадкам озерных фаций, а преобладание закисных форм, представленных почти исключительно растворимым железом, — к сероцветным песчано-алевритовым осадкам других фаций. При этом резкое преобладание закисного железа наблюдается только в регрессивных барах, где основная масса железа находится в карбонатной форме и в голубовато-серых алевритах центральных участков лагунно-заливной фации. В породах прибрежных участков лагунно-заливных водоемов и реликтовых озер зеленоватого оттенка, содержания закисного и окисного железа примерно одинаковы. Весьма характерно также, что переход от зеленовато-серых осадков реликтовых озер к красноцветным осадкам застойных озер не сопровождается изменением валового содержания железа. Отсюда следует, что увеличение окисного железа в последних происходило целиком за счет внутренних ресурсов, путем постседиментационного окисления двухвалентного силикатного железа; зеленоватая окраска отвечает переходной стадии этого процесса.

Гидроокислы железа в кислой среде застойных озер, богатых гелифицированными растительными остатками, становились сравнительно подвижными и в соединении с ними образовывали тяжкие причудливой формы, примазки, а также перемещались по корням растений. В почвенных горизонтах, в связи с уменьшением содержания гелифицированных органических веществ и с увеличением pH, гидроокислы железа местами приобретали более чистую красную окраску; местами же они редуцировались и частично выносились в растворах. Анализы образцов из подобных вторично осветленных участков показывают снижение содержания $Fe_{вал}$ и резкое преобладание закисных форм (см. фиг. 3). На красноцветных участках пород с признаками почвообразования отчетливо видна мелкопластинчатая форма гидроокислов железа, сходная с формой слюдистых минералов, окисление которых, по-видимому, и служило основным источником трехвалентного железа.

В слабоаридной обстановке распределение форм железа отличается двумя характерными особенностями: во-первых, резко увеличивается содержание растворимой окисной формы железа, которая становится срав-

Содержание (%) различных форм железа в породах разных фаций и климатических обстановок
(средние значения)

Фации	Породы	Fe _{вал.}	Fe _{пир.}	Fe _{обл.}	Fe _{раств.}	Fe _{раств.}	Fe _{обл.}	Окраска
Гумидная обстановка								
Речные выносы, озера (прибрежные зоны), болотные озера	Алеврито-песчаные	2,32	0,06	0,10	1,30	0,22	0,64	Серая
Лагуны и озера (центральные участки)	Глинистые	5,89	2,03	0,06	2,41	0,39	1,0	Серая
Гумидная засушливая обстановка								
Бары регрессивные	Песчаные	2,98	0,13	0	2,61	0,12	0,12	Зеленовато-серая
Бары трансгрессивные, лагуны и заливы (прибрежные зоны)	Алеврито-песчаные	2,92	0,06	0,34	1,24	0,39	0,89	
Заливно-лагунные (центральные участки)	Алевролиты	4,58	0,06	0,61	3,13	0,39	0,39	Голубовато-серая
Лагунно-озерные (центральные участки)	Алевролиты	6,14	0,11	0,44	2,90	0,78	1,91	Зеленовато-серая
	Алеврито-глинистые	5,65	0,03	0,61	1,23	0,64	3,14	Зеленовато-серая
Болотные озера (почвенные горизонты)	Алеврито-глинистые	4,62	0,03	0,23	2,80	0,42	1,14	Зеленовато-серая
	То же	6,45	0,03	0,35	1,22	0,72	4,13	Красная
Слабоаридная обстановка								
Бары	Песчано-алевритовые	2,10	0,08	0,40	0,83	0,36	0,43	Буровато-серая, до красновато-бурой
Заливы (центральные участки)	Алеврито-глинистые	4,11	0,32	1,03	1,70	0,59	0,47	Голубовато-серая
Заливно-лагунные (прибрежные зоны)	Алевролиты	4,46	0	0,03	0,89	1,93	1,61	Красная
Заливно-лагунные (центральные участки)	Глины	6,47	0,12	1,08	1,25	0,93	3,09	Охристо-бурая
Лагунно-озерные (центральные участки)	Алеврито-глинистые	7,79	0,04	0,77	1,66	2,85	2,45	Красная
Болотные озера (почвенные горизонты)	Глины	7,05	0	0,66	0,42	2,45	3,52	Красная

нимой с обломочной или даже преобладает (особенно в глинистых разностях); во-вторых, в пределах алеврито-глинистых пород, в направлении от континентальных озер к центральным участкам заливов закономерно увеличивается роль закисных форм, что сопровождается снижением Fe_{вал} и изменением окраски от красной через гамму бурых тонов до голубовато-серой (см. фиг. 4). Подобная зависимость, несомненно, отражает региональную редукцию Fe⁺⁺⁺, осуществлявшуюся все более полно по мере перехода к водоемам открытого типа, содержавшим большее количество органического материала. При этом гидроокислы железа имеют в данной обстановке комочкообразное строение и вместе с тонкими глинистыми частицами участвуют в образовании слоистых микротекстур, что свидетельствует в пользу совместного привноса их с суши.

В фациях застойных озер и почв гидроокислы железа, в противоположность гумидной обстановке, обнаруживают тенденцию к стяжению, обезвоживанию и частичной раскристаллизации, с образованием бобо-

вин или даже вторичных рудных зерен, за счет которых красная окраска приобретает фиолетовый оттенок.

Суммируя все данные, приходим к выводу, что пестрая окраска верхнекарбонатовых пород гумидной обстановки с признаками засушливости является постседиментационной, обусловленной процессами постепенного окисления двухвалентного железа, содержавшегося в силикатных минералах пород. Красная окраска пород картамышской свиты слабоаридной обстановки в основном имеет первичное, седиментационное происхождение, связанное с аллохтонными гидроокислами Fe, приносившимися вместе с глинистым материалом из области сноса. «Серые зоны» картамышской свиты представляют собой результат региональной редукции трехвалентного железа, происходившей в диагенезе, о чем свидетельствует тесная взаимосвязь между интенсивностью процесса редукции, генетическими типами породы и ее окраской.

4. РАССЕЯННЫЕ КАРБОНАТЫ

В распределении рассеянных карбонатов наблюдается общая для всех трех обстановок приуроченность их к прибрежным фациям, представленным наиболее грубозернистыми осадками, в то время как алевритово-глинистые осадки лагунно-заливной и лагунно-озерной фаций повсеместно обеднены карбонатным материалом (табл. 3). Наряду с этим наблюдаются и существенные отличия в распределении и составе карбонатов различных климатических обстановок.

В гумидной обстановке карбонатный материал резко преобладает вплоть до исключительного развития в цементе баровых песчаников регрессивного типа; играет существенную роль в цементе песчаных пород дельтовой группы фаций и трансгрессивных баров, а также в алевролитах подводных гряд; находится в подчиненном развитии в алевритовых осадках прибрежной зоны заливно-лагунных водоемов, в глинистых осадках застойных озер; составляет незначительную примесь (мелкие пятна) в алевритово-глинистых осадках заливов, лагун и реликтовых озер.

Состав (по реакциям окрашивания и единичным определениям показателей преломления) сложный. В центральных участках лагунно-заливной и лагунно-озерной фаций — чисто доломитовый; к континенту все более обогащается железом и в континентальных фациях наземных русел и застойных озер представлен исключительно железистым карбонатом типа анкерита. Кальцит встречается спорадически в виде отдельных перекристаллизованных пятен, главным образом в песчаниках, залегающих с размывом на подстилающих карбонатных горизонтах.

В гумидной засушливой обстановке количество карбонатного материала сокращается за счет полного выпадения его из осадков трансгрессивных баров и прибрежной зоны лагунно-заливных водоемов. Это, несомненно, связано с подавлением диагенетической садки вследствие уменьшения количества реакционно-способной растительности. Карбонатный материал в больших количествах наблюдается лишь в песчаных осадках регрессивных баров, где он по-прежнему преобладает над другими видами цемента, но представлен преимущественно доломитом с редкими пятнами железистого доломита и кальцита. Доломит здесь, по-видимому, седиментационного происхождения, однако условия для хемогенной садки карбонатов были еще очень неблагоприятными. Это подтверждается резким и полным исчезновением карбонатного материала в мощных трансгрессивных барах, представленных аналогичным песчаным материалом, но связанным с периодами повышенного выноса обломочного материала речными водами, распреснявшими водоемы. Для данной обстановки весьма характерно также появление конкреционных образований в пестроцветных глинистых осадках зарастающих озер с признаками

Таблица 3

Содержание CO_2 (%) в породах различных фаций и климатических обстановок

Климатические обстановки	Фации и породы																	
	речные выносы			бары и подводные гряды						заливно-лагунные						лагуно-озерные		
	песчаники м/з—кр/з			регрессивные песчаники м/з—с/з			трансгрессивные песчаники м/з—с/з, алевролиты кр/з			прибрежная зона, алевролиты кр/з—с/з			центральные участки, глины, алевролиты м/з			глины и элеволиты м/з; в прибрежной зоне—алевролиты к/з		
	количество образцов	диапазон изменения	среднее	количество образцов	диапазон изменения	среднее	количество образцов	диапазон изменения	среднее	количество образцов	диапазон изменения	среднее	количество образцов	диапазон изменения	среднее	количество образцов	диапазон изменения	среднее
Гумидная ($\text{C}_2^2 + \text{C}_3^3$)	4	0,10—1,86	1,08	1		14,32	1		4,78	Не анализировались						4	0,10—1,0	0,46
	1		13,62															
Гумидная с признаками засушливости (C_3^3)	Фация речных выносов отсутствует			3	8,80—9,90	9,42	2	0,18—0,20	0,19	2	CO_2 Нет	—	2	1,72—3,30	2,51	6	0,09—1,24	0,45
																	1	0,0—0,82
Слабоаридная ($\text{P}_1 \text{ krf}$)							7	0,0—12,74	5,22	3	0,12—0,22	0,15	4	0,0—0,52	0,18	3	0,0—0,20	0,13
																	3	0,0—1,20
																		0,45

почвообразования. Они сложены более или менее ожелезненным доломитом и представляют собой типичные гипергенные образования. На обогащенных ими участках содержание CO_2 резко повышается (см. табл. 3). В шлифах видно, что карбонатный материал перераспределяется по корням растений и трещинам.

В слабоаридной обстановке количество карбонатного материала еще более понижено (см. табл. 3). Высокие содержания его наблюдаются только в песчано-алевритовых осадках трансгрессивных баров, изредка в прибрежной зоне заливно-лагунных водоемов, где он, однако, всегда имеет подчиненное развитие сравнительно с другими типами цемента. Состав карбоната преимущественно доломитовый, с отдельными участками слабозелезистого доломита. Первично осажденный карбонат претерпел здесь, по-видимому, перераспределение в диагенезе, объясняющее резкие колебания содержаний CO_2 в отдельных образцах. В обнажениях пород этих фаций встречаются крупные караваяобразные конкреции с содержанием CO_2 до 11,7%.

Отсутствие или весьма незначительное содержание карбонатного материала в озерных фациях связано, очевидно, с продвижением последних на континент и питанием их пресными водами, а в лагуно-заливных фациях — с отсутствием условий как для диагенетического, так и для хемогенного осаждения. В связи с этим весьма показательно, что в серых глинистых осадках фации заливов вышележащей никитовской свиты $P_1^{нк}$, в образцах, взятых на расстоянии 10—30 м от кровли картамышской свиты (где никитовская свита еще не содержит ни галита, ни пластовых сульфатов) содержание CO_2 , по данным анализа, возрастает до 5,3%; карбонат в этих образцах представлен микрозернистым доломитом, имеющим уже, несомненно, седиментационное происхождение. В алевритах прибрежной зоны заливов содержание CO_2 также увеличивается до 2,8%.

Следует заметить, что с началом формирования осадков никитовской свиты совпадают существенные изменения и в составе глинистых минералов. По данным В. Д. Шутова, глинистые минералы картамышской свиты представлены гидрослюдой типа 2М с подчиненной ролью хлорита; в никитовской свите, в составе глинистых минералов появляется вермикулитовый компонент и возрастает содержание MgO (до 18,5%).

5. ПЛАСТОВЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Различия карбонатных пород сходных фаций в гумидной и слабоаридной обстановках определяются главным образом содержанием железа, резко сокращающегося по мере аридизации вплоть до полного исчезновения. Так, в карбонатной фации открытых заливов содержание FeCO_3 в гумидной обстановке авиловской свиты C_3^2 в среднем составляет 17,2% (в пересчете на сумму карбонатов) и находится в форме анкерита и сидерита; в той же обстановке, но в араукаритовой свите C_3^3 оно уменьшается до 8,7% и встречается в форме анкерита и железистого доломита; в слабоаридной обстановке свиты $P_1^{крт}$ содержание FeCO_3 падает до 3—5% (табл. 4).

Обогащение карбонатов железом происходило в диагенезе, но по-видимому, различными способами. В гумидной обстановке железо насыщало иловые воды и могло выпадать в осадок. В слабоаридной обстановке, в условиях повышенных Eh железо преимущественно находилось в трехвалентной форме, иловый раствор был им не насыщен. Обогащение железом здесь происходило путем метасоматического замещения доломита железом, высвобождавшимся из силикатов в процессе диагенетических изменений глинистых минералов. Это хорошо видно в шлифах из глинистых доломитов: пятна доломита на контакте с глинистой примесью имеют железисто-карбонатную каемку. Как в гумидной, так и в слабо-

Таблица 4

Химический состав (%) карбонатных горизонтов различных фаций и климатических обстановок
(средние значения)

Обста- новки	Свиты	Породы	Количество образцов	Н/О	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	На сумму карбонатов			
									CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃
Гумидная	Фация открытых заливов											
	C ₃ ³	Известняк детритусовый	1	1,9	81,3	11,6	3,5	—	84,3	12,1	3,6	—
	C ₃ ³	Доломиты детритусовые и детритусово- водорослевые	4	7,6	51,6	29,4	10,2	1,31*	57,9	33,0	8,7	1,6*
	C ₃ ²	То же, анкеритизированные и сидери- тизированные	2	9,9	46,0	24,2	14,8	2,10	53,3	28,0	17,2	1,51
	C ₃ ³	Доломит алевритовый	1	47,5	22,8	11,1	3,2	—	61,4	29,9	8,7	—
	Фация полузакрытых заливов и лагун											
	C ₃ ³	Доломиты глинистые, анкеритизирован- ные	4	35,1	30,8	14,5	8,1	1,20	56,9	25,8	15,2	2,2
	C ₃ ³	Песчаник с доломит-анкерит-сульфид- ным цементом	1	59,9	19,1	9,3	8,4	—	51,9	25,3	22,8	—
	Фация озер											
	C ₃ ³	Доломит алевритовый сильно анкери- тизированный	1	23,5	25,6	17,9	26,3	1,98	36,0	25,2	37,1	1,73
Слабоаридная	Фация открытых заливов											
	P ₁ ^{krt}	Известняк микрозернистый	1	11,8	74,4	8,2	1,84	—	88,7	9,2	2,1	—
	P ₁ ^{krt}	Доломиты микрозернистые	3	11,0	50,1	29,9	3,50	0,79*	59,6	35,8	4,3	0,99*
	Фация полузакрытых заливов и лагун											
	P ₁ ^{krt}	Доломиты алевритовые	2	50,2	26,0	16,2	3,11	—	59,1	33,7	7,1	—
	Фация озер											
	P ₁ ^{krt}	Доломит с ангидритом	1	5,7	52,1	31,0	0,58	—	62,3	37,0	0,7	—

* Единичные определения.

аридной обстановках преобладает метасоматический пятнистый доломит. Кальцитовые разности встречены в единичных случаях в фации открытых заливов, причем они слагают лишь наиболее глубоководные части карбонатных горизонтов, в основном сложенных доломитами.

Различия химико-минералогического состава существенно дополняются структурно-текстурными особенностями карбонатных пород, также связанными с изменениями климата. Так, фация открытых заливов в гумидной обстановке представлена биогенными типами, а в слабоаридной — хемотропными. В фации полузакрытых заливов и лагун гумидной обстановки увеличение песчаной примеси тесно связано с увеличением карбонатного железа, а также с изменением характера фауны и ряда других признаков, свидетельствующих о распреснении, обмелении и приближении к континенту; оно контролировалось, следовательно, приближением к речному устью. В слабоаридной обстановке появление терригенной примеси в большинстве случаев не связано с другими признаками и не изменяет состава карбонатного материала; очевидно, она контролировалась здесь волновой динамикой самого бассейна. В озерной фации различия становятся максимальными; в гумидной обстановке мы встречаем обломочные сильноанкеритизированные карбонатные породы с обильной плохоотсортированной песчано-алевритовой примесью, а в слабоаридной обстановке — хемотропные доломиты с вторичным кальцитом и седиментационными сульфатами, совершенно лишенные терригенной примеси.

В гумидной обстановке карбонатные породы содержат много растительных остатков, пирита и залегают среди сероцветных пород. В слабоаридной обстановке растительные остатки и пирит встречаются в небольшом количестве только в фации открытых заливов; в других фациях появляются гидроокислы железа, формируются диагенетические железистые оболочки, карбонатные породы окрашиваются в бурые тона и залегают среди красноцветных вмещающих терригенных осадков. Все эти изменения свидетельствуют о постепенном увеличении окислительно-восстановительного потенциала в процессе аридизации климата.

6. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АКЦЕССОРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В гумидной обстановке наиболее тесную связь с гранулометрическим и фаціальным составом обнаруживает Zr, относительно повышенные содержания его приурочиваются к песчаным осадкам дельтовой группы фаций. В песчаных осадках баров и реликтовых озер, так же как и в глинистых осадках последних, содержание Zr падает. Среди морских фаций повышенные содержания Zr также приурочиваются к осадкам наиболее прибрежной фации (регрессивного ряда), в то время как в карбонатных породах они резко понижены. Приуроченность Zr к прибрежным грубозернистым осадкам проявляется не только в средних значениях, но также и в закономерной связи между содержанием Zr и размерностью песчаных озер в отдельных образцах внутри дельтовых фаций.

Влияние фаціальных условий наиболее отчетливо проявляется в относительном обогащении Zr тонкозернистых прибрежно-морских песчаников сравнительно с баровыми песчаниками той же размерности.

В отличие от Zr повышенное содержание Fe приурочивается к глинистым осадкам озерно-лагунной фации и закономерно падает с приближением к континенту (см. фиг. 2). В распределении Pb, Zn, Mn, Mg и Ca наблюдается приуроченность повышенных содержаний их к карбонатным породам или карбонатизированным алевритам морской группы фаций, причем Mn явно связан с карбонатами. Однако единичные образцы дополнительно отмечают прибрежный максимум, связанный с грубозернистыми осадками дельтовой группы фаций. Только Pb имеет повышенные

содержания во всех трех фациях (наземных и подводных русел, прибрежно-морской), приуроченные к образцам с наиболее высокими содержаниями Zr.

Содержание Ni и Cu во всех типах пород ничтожно, причем Ni распределен равномерно, а следы Cu фиксируются главным образом в морской группе фаций и совершенно отсутствуют в грубозернистых осадках дельтовой группы фаций.

В гумидной засушливой обстановке Zr, Pb, Zn и Mg приурочены к песчано-алевритовым осадкам прибрежной зоны озерно-лагунных водоемов. В более грубых песчаных осадках баров, так же как и в алевритоглинистых осадках лагунно-заливной и озерных фаций, содержания этих элементов понижены. Повышенное содержание Fe по-прежнему приурочено к глинистым породам.

В слабоаридной обстановке почти все элементы также имеют по одному максимуму повышенных содержаний, связанных здесь главным образом с алеврито-глинистыми осадками различного фациального типа. Максимальное содержание Zr фиксируется в некоторых образцах сероцветных тонко-песчаных баров и в прибрежной зоне заливно-лагунных водоемов, тяготея к наиболее грубозернистым из развитых здесь осадков. Максимальные содержания Pb встречаются в сероцветных алевритовых осадках фаций прибрежной зоны лагунно-заливных водоемов и подводных гряд. С этими же осадками связаны относительно повышенные содержания Ba (однако не превышающие кларковые).

Максимум Cu связан с теми же подводными грядами; слабое повышение наблюдается также и в сероцветных алеврито-глинистых и карбонатных осадках заливов. Следует заметить, что в более обогащенных медью восточных районах Бахмутской котловины максимум Cu приурочен к аналогичным фациям.

Еще далее, в область глинистых осадков заливов, отодвинуты максимумы Ni и Ti, наблюдающиеся только в данной обстановке, в одних и тех же образцах. В то же время, содержания Zn здесь везде определяются равнозначными величинами. Наконец, в фации доломитизированных алевролитов наблюдаются повышенные содержания Mn, связанного с Mg и Ca.

Таким образом, получаем следующий ряд нарастающего пелагического сдвига элементов:

Zr	→	(Pb+Ba)	→	Cu	→	(Ni+Ti)	→	(Mn+Mg+Ca)
Алевролиты крупнозернистые, песчаники тонкозернистые		Алевролиты среднезернистые, реже крупнозернистые		Алевролиты среднезернистые		Алевролиты мелкозернистые—глины алевритистые		Алевролиты мелкозернистые доломитизированные

Максимум концентраций Fe по-прежнему находится в глинах, но наблюдается закономерное уменьшение содержания железа от красноцветных континентальных осадков озер к сероцветным осадкам заливов.

Сравнение характера распределения элементов в изученном нами разрезе с данными по другим угленосным бассейнам и, в частности, со свитой С₂⁶ угленосного карбона Донбасса (Страхов, 1959) приводит к следующим выводам.

В гумидной обстановке верхнего карбона наследуется упорядоченный тип распределения элементов, характерный для условий жаркого гумидного климата угленосного среднего карбона. Подавляющая часть элементов мигрировала в форме растворов или была связана с тонкоотмученным материалом. Лишь для циркония несомненна миграция во взвеси и притом в связи с грубообломочным терригенным материалом.

В слабоаридной обстановке нижней перми распределение элементов

принимает пестрый характер, в связи с неравномерной концентрацией Ba, Ni, Ti, а также уменьшением пелагического сдвига для Pb и Mn. Пестрый тип распределения, сходный с наблюдающимся в верхних свитах Карагандинского бассейна, свидетельствует об ослаблении химического выветривания и увеличении роли взвесей в миграции некоторых элементов; он согласуется с ухудшением сортировки материала, появлением пролювиальных осадков и другими признаками, указывающими на прогрессирующую аридизацию климата.

Повышенные концентрации меди, согласно нашим наблюдениям, связываются с появлением пролювиальных гравелито-брекчий. Это лучше выражено в восточной части Бахмутской котловины, где содержание ее местами превышает 1%. Но даже и в Славянском районе, где преимущественно фиксируются лишь следы медепроявления, единственный образец с относительно повышенным содержанием приурочен к той части разреза, где встречена единичная прослойка гравелито-брекчий. Это обстоятельство необходимо учитывать при поисковых работах на медь, так как оно, во-первых, свидетельствует о малой перспективности районов развития более мористых осадков, во-вторых, объясняет неустойчивость рудопроявления в районах Бахмутской котловины, куда выносы временных потоков почти не доходили.

Наиболее перспективными представляются районы одновременного развития лагунно-заливных фаций и речных выносов. Парагенез этих фаций мог осуществляться, с одной стороны, в районах, расположенных несколько ближе к области сноса, с другой — в периоды наиболее интенсивного выноса обломочного материала с континента более протяженными и постоянными речными потоками. В свете этих соображений большой интерес представляют горизонты песчаных осадков аллювиального облика, встречающиеся в обнажениях Кальмиус-Торецкой котловины, на простирании которых и следовало бы сосредоточить поисковые работы.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные изменения в составе пород изученного разреза S_3-P_1 имеют закономерный направленный характер. При этом влияние климатического фактора сказывается как непосредственно, так и через изменения палеоландшафта (в широком смысле). Разделить эти влияния можно пока лишь с большой долей условности.

К числу изменений, обусловленных непосредственно аридизацией, можно отнести:

а) сокращение количества захороненных органических остатков и потерю ими реакционной способности в результате изменений в характере разложения растительности, протекавших при прогрессивно увеличивавшемся доступе кислорода;

б) увеличение роли окисных форм железа, в том числе в решетке силикатных минералов, при одновременном сокращении вначале пиритного, а затем и карбонатного закисного железа;

в) снижение общей карбонатности терригенных пород большинства фаций при нарастающей роли карбоната магния. Это было вызвано подавлением диагенетического осадочения и еще весьма незначительным развитием хемогенного осадочения;

г) подавление органогенного осадочения пластовых карбонатных пород хемогенным, при нарастающей роли карбоната магния и убывающей — карбоната железа.

Все эти изменения свидетельствуют о повышении окислительно-восстановительного потенциала и солености водоемов, как непосредственного следствия постепенной аридизации.

В процессе аридизации рассматриваемая территория все более удалялась от открытого моря, реки ее укорачивались, приобретая харак-

тер временных потоков; в размыв включались новые, относительно при-ближенные области. Это отразилось на:

а) вещественном составе обломочного материала вплоть до образо-вания типичных граувакк картамышской свиты;

б) структурно-текстурных признаках осадков, приближающихся к осадкам сухих равнин;

в) природе гидроокислов железа, среди которых резко повысилась роль коллоидальных, легко растворимых форм, выносившихся из области сноса вместе с глинистым материалом;

г) распределении малых элементов, что выразилось в смене упорядо-ченного типа распределения — пестрым.

Не утверждая универсальности подобной связи между изменениями климата и ландшафта, нельзя в то же время отрицать, что связь эта существует, видоизменяясь, по-видимому, в зависимости от геотектони-ческого режима и особенностей формаций.

Одним из существенных, макроскопически отчетливых генетических признаков пород, формировавшихся в климатически-переходных усло-виях изученного разреза, является их окраска. С учетом различной при-роды пигментирующего материала она может быть использована, в ком-плексе с другими признаками, не только как показатель климата, но и фациальных условий образования осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Жемчужников Ю. А. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 1—2, вып. 15, 1959—1960.
- Коперина В. В. Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, долин-ской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна. Тр. Лабор. Гео-логии угля АН СССР, вып. IV, 1956.
- Левенштейн М. Л. Характеристика разрезов свит каменноугольных отложений. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. I, Донецкий бассейн, 1963.
- Нестеренко Л. П. Пермские отложения. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев», т. I, Донецкий бассейн, 1963.
- Попов В. С. Тектоника. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. I, Донецкий бассейн, 1963.
- Страхов Н. М. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
- Феофилова А. П., Левенштейн М. Я. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 73, 1963.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
17.XII.1964

УДК 549.23(262.5)

СОЕДИНЕНИЯ СЕРЫ В ОСАДКАХ КИСЛОРОДНОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

И. И. ВОЛКОВ, М. Ф. ПИЛИПЧУК

Изучение форм серы в современных морских осадках имеет большое значение для познания геохимии этого элемента в осадочных породах. Действительно, образование восстановленных соединений серы, последующие их превращения, а частично и перераспределение аутигенных минералов серы осуществляется в современных донных отложениях в начальные стадии диагенеза и затем в значительной мере наследуется осадочными породами. Изучение соединений серы важно еще и потому, что сера является одним из основных элементов-индикаторов окислительно-восстановительных процессов в диагенезе донных отложений. Кроме того, поведение серы в диагенезе, в частности появление сероводорода, накладывает свой отпечаток на геохимию многих элементов (халькофильных), а порой и определяет геохимическое поведение этих элементов в современных осадках.

Черное море является уникальным бассейном для познания геохимии серы, так как его аномальный гидрологический режим служит причиной мощного сероводородного заражения водной толщи водоема.

Эта специфика Черного моря послужила причиной того, что изучение геохимии серы в современных морских осадках началось именно в этом бассейне (Остроумов, 1953). Результатом этой работы явилось создание принципиальной схемы образования и превращения форм соединений серы в морских донных отложениях. В настоящее время можно сказать, что наиболее полно геохимический цикл серы в современных морских осадках изучен на примере Черного моря (Волков и Остроумов, 1957; Волков, 1961_{1,2}, 1963, 1964; Остроумов и др., 1961; Шишкина, 1959; Виноградов и др., 1962; Сорокин, 1962; Остроумов и Волков, 1964).

Все указанные исследования посвящены в основном истории серы в осадках глубоководной сероводородной зоны Черного моря; из мелко-водных осадков кислородной зоны имеются лишь отдельные пробы (по большей части дночерпательные).

Настоящая работа была поставлена, чтобы восполнить этот пробел.

В качестве района исследования была выбрана часть моря, примыкающая к Крыму южнее мыса Тарханкут. Здесь имеется довольно обширное мелководье с глубинами до 140 м, где водная толща аэрирована до дна; донные отложения представлены глинистым илом с примесью раковин и их обломков и содержат небольшое количество алеврита. Осадки на поверхности окислены и окрашены в желтовато-бурые до коричневого тона.

Экспедиционные работы проводились на э/с «Академик С. Вавилов» в феврале 1964 г. В направлении от берега с помощью прямооточной трубки были взяты три колонки донных отложений с глубин 87, 114 и 126 м длиной от 182 до 298 см. Верх всех колонок был дополнительно

дублирован дночерпательными пробами. Все колонки охватывают современные и древнечерноморские отложения и в разной степени — верхи новоевксинских осадков. Литологическое описание и отбор проб для химического анализа проводились сразу до поступления материала на борт судна. Химический анализ¹ частично проводился на борту судна сразу после получения проб (определения свободного H_2S в осадках и тиосульфатов в иловых водах) остальные определения делались в стационарной лаборатории на берегу (пробы до анализа хранились в холодильнике). Результаты анализа сведены в таблицу, где, кроме того, приведены данные влажности осадков и содержание $CaCO_3$ и $C_{орг}$. На фиг. 1—3 в полулогарифмической шкале изображено распределение форм серы по вертикали отложений, в линейной шкале — распределение свободного H_2S и $C_{орг}$.

При литологическом описании колонок было установлено, что окисленный слой имеет очень небольшую мощность, которая с увеличением глубины моря уменьшается: например, на глубине 87 м (ст. 25) мощность его 2 см, а на глубине 126 м (ст. 28) уменьшается до 0,5 см. Исследование дночерпательных проб, взятых в том же районе, показало, что с увеличением глубины до 135—140 м окисленный слой переходит в тонкую поверхностную пленку толщиной 1—2 мм. На этих глубинах, несмотря на аэрацию воды до дна, сказывается, по-видимому, близость сероводородной зоны моря. Это влияние заключается в том, что верхняя граница ее, подходящая к краю, подвержена периодическим колебаниям.

Донные отложения, непосредственно подстилающие окисленный слой, окрашены в серый цвет и местами уже на глубине 2—5 см имеют мелкие точечные включения коллоидного сернистого железа — гидротроилита. Этот факт свидетельствует о начинающемся процессе редукции сульфатов. Поэтому пробы для исследования по вертикали были отобраны, начиная с самого верхнего слоя восстановленных осадков — с горизонтов 2—5 см.

Из данных табл. и фиг. 1—3 видно, что во всех колонках, начиная с верхнего восстановленного слоя, происходит увеличение содержания восстановленных форм соединений серы. Наиболее быстрый рост концентраций отмечается для пиритной серы и для органически связанной. Что касается сульфидной и свободной серы, то распределение их по колонке порой подвержено значительным колебаниям (особенно для S сульфидной). Резко возрастает концентрация суммы производных сероводорода — ΣS_{H_2S} . Колебания содержаний свободной и сульфидной серы в современных отложениях объясняются тем, что эти производные H_2S сами являются промежуточными соединениями и расходуются на образование пирита и органически связанной серы.

Толща современных отложений характеризуется непрерывным и довольно равномерным восстановлением сульфатов с образованием сероводорода; быстрым и полным связыванием H_2S и превращением его в более стабильные соединения S^{2-} . Образующийся сероводород связывается подвижными формами закисного железа в моносульфид и одновременно бактериально перерабатывается в свободную серу. Производные сероводорода, взаимодействуя между собой, образуют пирит. Свободная сера, кроме того, вступает в реакцию с продуктами разложения органического вещества с образованием органически связанной серы. Все эти процессы протекают с интенсивностью, достаточной для того, чтобы связать весь сероводород, образующийся в результате восстановления сульфатов, и поэтому свободный H_2S в современных отложениях отсутствует.

¹ Анализ осуществлялся по ранее разработанному и описанному методу (Волков, 1959).

Формы соединений серы в осадках кислородной зоны Черного моря

Горизонт, см	Краткая характеристика пробы осадков	Влаж- ность, %	В расчете на влагоу		В расчете на сухое вещество, %							Примечание
			H ₂ S, мг/л	S суль- фатная %	S суль- фидная	S сво- бодная	S пи- ритная	S орга- ничес- кая	ΣH ₂ S	CaCO ₃	C _{орг}	
Станция 25 (1250), гл. 87 м, длина колонки 182 см (44°53'0" с. ш.; 33°14'5" в. д.)												
2—5	Ил глинистый, зеленовато-серый со слабым кремо- вым оттенком (А)	61,47	Нет	—	0,004	—	0,020*	—	0,024	26,00	1,80	Свободный H ₂ S по- является в донных от- ложениях с гор. 82 см. Современные осадки кончаются на горизон- те 77 см. Древнечер- номорские отложения имеют мощность 83 см. (77—160 см)
15—20	Ил глинистый, серый, содержит мелкие редкие примазки гидротроилита (А)	58,82	»	—	0,008	—	0,110*	—	0,118	23,94	1,40	
40—43	Ил глинистый, однородный, пластичный, серый со слабым голубоватым оттенком (А)	55,95	»	0,084	0,013	0,019	0,429	0,046	0,507	17,65	1,49	
82—84	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, плотный. Встречаются неясно выраженные пятна темно-серого цвета (В)	56,02	1,19	0,074	0,008	0,028	0,825	0,107	0,968	13,53	1,73	
109—112	То же	55,55	0,96	0,076	0,011	0,023	1,190	0,123	1,347	13,97	1,90	
136—141	Ил глинистый, темно-зеленый с буроватым оттен- ком. Обогащен органическим веществом, содержит примесь обломков раковин (В)	66,09	1,23	0,076	0,019	0,028	0,998	0,136	1,181	22,40	3,16	
160—163	Ил глинистый, плотный, однородный, светло-се- рый с голубоватым оттенком (С)	48,02	1,22	0,099	0,005	0,021	1,038	0,120	1,184	28,25	1,31	
Станция 50 (1275), гл. 114 м, длина колонки 230 см (44°47'8" с. ш.; 33°04'0" в. д.)												
2—5	Ил глинистый, пластичный, серый с зеленоватым оттенком, имеет единичные мелкие включения гид- ротроилита (А)	60,93	Нет	—	0,016	—	0,040*	—	0,056	23,00	1,73	Свободный серово- дород в осадках появля- ется с горизонта 95 см. Внизу колонки H ₂ S ~ ~0,5 мг/л. Современ- ные отложения конча- ются на горизонте 88 см.
18—20	Ил глинистый, серый с голубоватым оттенком, содержит многочисленные неправильные прослойки гидротроилита. Встречаются редкие вазелиноподоб- ные примазки органического вещества (А)	57,89	»	—	0,076	—	0,050*	—	0,126	18,93	1,37	
20—30	Ил глинистый, серый с голубоватым оттенком, содержит мелкие примазки гидротроилита (А)	56,81	Нет	0,091	0,039	0,027	0,203	0,044	0,313	21,43	1,66	
60—67	То же (А)	56,25	»	0,078	0,021	0,022	0,423	0,060	0,526	20,90	1,33	
110—117	Ил глинистый, плотный, пластичный, серый с зе- леным оттенком. Имеются редкие и мелкие примаз- ки гидротроилита (В)	53,27	1,59	0,086	0,012	0,023	0,780	0,079	0,894	8,25	1,77	

150—156	Ил сапропелевый с примесью глинистого, темно-серый с зеленовато-буроватым оттенком, слоистый (В)	58,69	2,04	0,084	0,028	0,020	0,721	0,108	0,877	12,25	3,66	Древнечерноморские, имеют мощность 87 см (от 88 до 175 см)
179—183	Ил известково-глинистый, пластичный, однородный, светло-серый с голубоватым оттенком (С)	33,75	1,87	0,185	0,004	0,011	0,756	0,067	0,838	49,08	0,54	
223—230	Ил глинистый, светло-серый с голубоватым оттенком, пластичный, однородный (С)	25,96	~0,50	0,164	0,003	0,010	0,363	0,041	0,417	21,45	0,30	

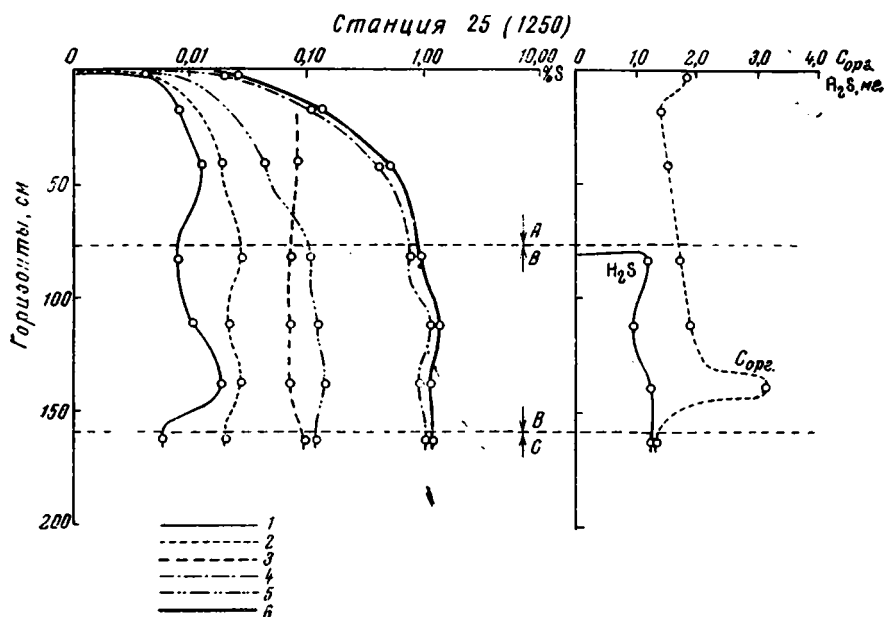
Станция 28 (1253), гл. 126 м длина колонки 298 см (44°46'2" с. ш.: 32°50'2" в. д.)

2—5	Ил глинистый комковатой структуры, серый с зеленоватым оттенком. Содержит бурые вазелиноподобные примазки органического вещества (А)	61,32	Нет	Нет	0,021	—	0,030*	—	0,051	23,38	1,74	Свободный H ₂ S появляется в осадках на горизонте 62 см. Количество его составляет по колонке <1,00 мг/л H ₂ S. Исчезает на гор. 210 см. Мощность современных отложений 34,5 см, древнечерноморских от 34,5 до 93 см
18—20	Ил глинистый, серый со слабым зеленоватым оттенком, содержит большое количество рассеянных примазок гидротроилита (А)	62,08	«	»	0,117	—	0,130*	—	0,247	24,25	1,81	
20—30	То же (А)	58,36	«	0,084	0,007	0,019	0,462	0,063	0,551	26,04	1,30	
64—68	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, содержит большое количество рассеянных примазок гидротроилита (В)	55,63	~0,5	0,081	0,008	0,017	1,095	0,095	1,215	9,95	2,01	
107—110	Ил известково-глинистый, светло-серый со слабым голубоватым оттенком (С)	37,89	~0,5	0,129	0,006	0,011	0,533	0,049	0,599	53,70	0,53	
230—235	Ил глинистый, серый со слабым палевым оттенком, содержит многочисленные мелкие прослойки гидротроилита (С)	33,49	Нет	0,061	0,104	0,024	0,022	0,015	0,165	9,64	0,34	
274—276	Ил глинистый, очень плотный, черный. В толще ила наблюдаются полутвердые стяжения и мелкие конкреции сульфидов железа (С)	30,35	»	0,075	1,244	0,295	0,023	0,016	1,578	8,58	0,33	
290—298	Ил глинистый, очень вязкий, однородный, серый, имеет отдельные мелкие промазки гидротроилита (С)	39,59	»	0,059	0,051	0,015	0,030	0,011	0,107	11,50	0,42	

* Определялась сумма свободной, пиритной и органической форм соединений серы.

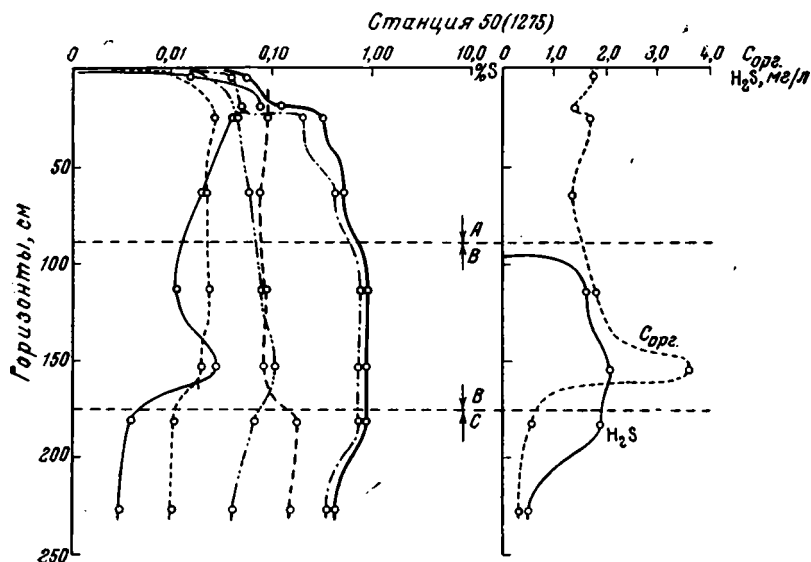
Примечание. Оложения: А — современные, В — древнечерноморские, С — нововескские.

С переходом в древнечерноморские отложения содержание пиритной и органической серы возрастает еще больше. Однако в пределах самих древнечерноморских осадков более заметно увеличение органической



Фиг. 1. Распределение форм соединений серы и $C_{орг}$, % по вертикали донных отложений, ст. 25 (1250)

Серa: 1 — сульфидная (гидротроилитная); 2 — свободная (элементарная); 3 — сульфатная, 4 — пиритная, 5 — органическая; 6 — сумма восстановленных форм серы — производных $H_2S(\Sigma S_{H_2S})$; отложения: А — современные; В — древнечерноморские; С — нововескские



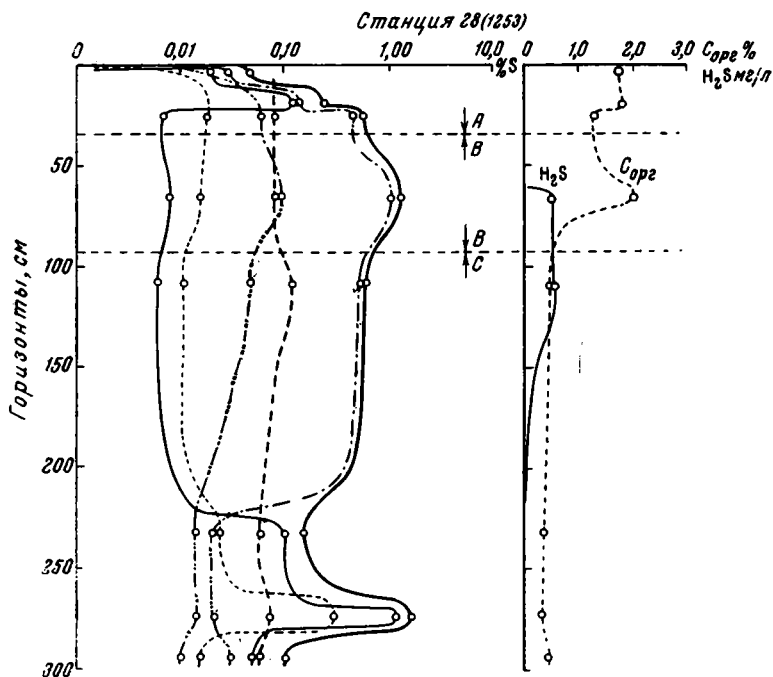
Фиг. 2. Распределение форм соединений серы и $C_{орг}$, % по вертикали донных отложений, ст. 50 (1275)

Условные обозначения см. на фиг. 1

серы, поскольку содержание пирита либо остается постоянным, либо несколько уменьшается книзу. В отложениях появляется свободный H_2S , правда, содержание его составляет всего 0,5—2 мг/л. По содержанию

пиритной и органической серы и по величине суммы восстановленных форм серы (ΣS_{H_2S} 0,9—1,3% S) древнечерноморские отложения не отличаются от осадков сероводородной зоны моря. Соотношение между формами серы в древнечерноморских отложениях кислородной и сероводородной зон Черного моря также одинаковы.

Переход к новоевксинским отложениям характеризуется сначала медленным, а затем очень резким уменьшением содержания как отдельных восстановленных форм серы, так и ΣS_{H_2S} . При этом самый верхний



Фиг. 3. Распределение форм соединений серы и C_{org} по вертикали донных отложений, ст. 28 (1253)
Условные обозначения см. на фиг. 1

слой этих осадков, испытывая непосредственное влияние вышележащих горизонтов, практически не отличается от древнечерноморских. Из трех изученных нами колонок только одна (ст. 28) прошла значительную толщу новоевксинских отложений. Однако картина распределения форм серы в новоевксинских осадках этой колонки настолько типична для тех же отложений сероводородной зоны Черного моря, что все выводы, сделанные ранее (Волков, 1964), полностью сохраняют свое значение для новоевксинских отложений кислородной зоны.

Как и для сероводородной зоны, для новоевксинских отложений кислородной зоны характерно следующее: 1) очень малое содержание органического вещества (0,3—0,5%); 2) слабое развитие сульфатредуцирующих процессов (ΣS_{H_2S} —0,10—0,17% S); 3) присутствие небольших количеств свободного H_2S в верхней части отложений, проникшего сюда в результате миграции из древнечерноморских осадков; 4) наличие прослая, резко обогащенного коллоидными сульфидами железа и содержащего конкреции сульфидов железа. Природа этого прослая была изучена ранее очень подробно (Волков, 1964); своим образованием он обязан миграции сероводорода и коллоидных сульфидов из вышележащих слоев отложений. Здесь, как и в сероводородной зоне Черного моря, он располагается вблизи горизонта исчезновения свободного H_2S в осадках. Соотношение между формами серы, наблюдаемые здесь, ти-

пичны для этого прослой в глубоководных отложениях сероводородной зоны. К сожалению, незначительное количество материала не позволило установить состав конкреций сульфидов железа и сравнить их с уже изученными конкрециями сероводородной зоны.

Таким образом, распределение форм серы по вертикали отложений кислородной зоны показывает, что в сравнении с глубоководными отложениями сероводородной зоны моря, принципиально различен характер накопления восстановленных соединений серы только в слое современных осадков. Что же касается древнечерноморских и новоевксинских отложений, то и в количественном (содержание отдельных форм S и ΣS_{H_2S}), и в качественном отношении (соотношения между отдельными формами серы) отложения кислородной и сероводородной зон практически идентичны.

Следует остановиться на распределении сульфатов. Из данных таблицы видно, что, несмотря на сравнительно интенсивно протекающие сульфатредуцирующие процессы, содержание сульфатов по вертикали отложений уменьшается очень медленно и имеются горизонты с повышенными концентрациями SO_4^{2-} . Явление это может быть объяснено «подсосом» сульфатов в результате миграции из вышележащих горизонтов отложений и придонной воды. Длина изученных колонок сравнительно невелика, а ранее было установлено, что до горизонта ~ 300 см происходит ощутимый «подсос» сульфатов из вышележащих горизонтов и придонной воды. Кроме того, не исключена возможность присутствия некоторого количества сульфатов в твердой фазе отложений, тем более, что карбонатность изученных колонок в основном биогенного происхождения (створки раковин *Mytilus galloprovincialis* и их обломки), а по опубликованному ранее данным, они содержат до 0,06% сульфатной серы (Остроумов и Волков, 1963, 1964).

Известно, что сульфатредуцирующие бактерии, благодаря которым в основном происходит образование сероводорода в современных отложениях, в результате жизнедеятельности потребляют органическое вещество. Энергия, заключенная в органическом веществе морских осадков, используется микроорганизмами на реакцию восстановления сульфатов до сероводорода, являющуюся эндотермической и требующей расхода довольно большого количества энергии. Таким образом, процесс образования сероводорода связан с органическим веществом и, следовательно, зависит от его распределения. Однако никакой явной зависимости между распределением по вертикали отложений органического вещества и восстановленных форм серы — производных сероводорода не наблюдается. Связь распределения $C_{орг}$ и восстановленных форм серы носит самый общий характер. Современные и древнечерноморские отложения, в которых содержание $C_{орг}$ изменяется от 1,3 до $\sim 3,5\%$, характеризуется довольно интенсивным образованием сероводорода и его производных. В новоевксинских отложениях с содержанием $C_{орг}$ 0,3—0,5% процессы восстановления сульфатов и образования производных H_2S развиты очень слабо. С другой стороны, горизонты древнечерноморских отложений с повышенным содержанием $C_{орг}$, достигающим 3,16 и 3,66%, не имеют резко выраженного увеличения концентрации ΣS_{H_2S} ; сумма производных H_2S здесь даже несколько ниже, чем в вышележащих горизонтах с меньшим содержанием $C_{орг}$.

Однако такое сопоставление является формальным, и к сравнению содержания органического вещества с величиной суммарной генерации сероводорода (ΣS_{H_2S}) в древнечерноморских отложениях следует относиться очень осторожно. Дело в том, что значительное количество H_2S , образующееся в древнечерноморских отложениях, не фиксируется в них, а уходит в результате миграции в расположенные ниже новоевксинские осадки. Наличие процесса миграции усложняет и еще более смазывает

и без того сложную зависимость процесса образования H_2S от содержания органического вещества в осадках.

Из приведенных в таблице данных видно, что древнечерноморские осадки характеризуются повышенным содержанием $C_{орг}$ и именно в них появляется свободный H_2S . В связи с этим уместно поставить вопрос, является ли наличие свободного сероводорода в древнечерноморских отложениях следствием более высокой интенсивности его образования здесь по сравнению с отложениями современного периода осадконакопления? Казалось бы, увеличение концентрации органического вещества в донных отложениях (не касаясь вопроса его качества, что также очень важно) должно способствовать увеличению интенсивности сульфатредуцирующего процесса. Но содержание свободного H_2S в донных отложениях определяется не одним процессом образования его из сульфатов. Сероводород является первым звеном в цепи превращений соединений серы и непрерывно расходуется, причем основными путями превращений H_2S являются взаимодействие с подвижными формами железа и микробиологическое окисление до свободной серы. Таким образом, присутствие свободного H_2S в осадках регулируется соотношением скоростей образования и связывания его.

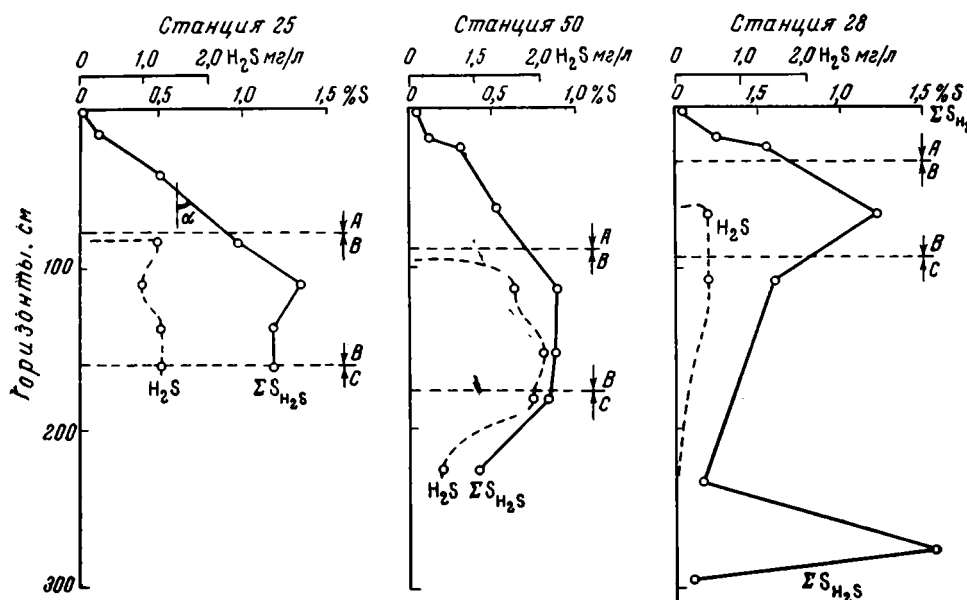
При этом следует иметь в виду еще одно очень важное обстоятельство. В глубоководных отложениях сероводородной зоны моря содержание свободного H_2S в среднем составляет около 10 мг/л (Волков, 1961), однако, несмотря на наличие в отложениях большого количества реакционноспособного закисного железа, только максимально 40—45% от суммы подвижного железа связано сероводородом в моносulfид и пирит. Остальное подвижное железо представлено силикатами лептохлоритового ряда (Страхов, 1959). Следовательно, образующиеся в осадках силикатные минералы закисного железа достаточно прочны и если разлагаются под действием сероводорода, то медленно и в незначительной степени. Таким образом, существует своеобразный относительный «предел насыщения» реакционноспособного железа сероводородом. Часть железа, способная к взаимодействию с H_2S , реагирует очень быстро и связывает возникающий в осадках сероводород, другая часть закисного железа, присутствующего в осадках, по отношению к H_2S довольно инертна.

Вопрос о свободном сероводороде в древнечерноморских отложениях кислородной зоны уместно поставить еще и следующим образом. Связано ли появление его с увеличением интенсивности процесса восстановления сульфатов или является результатом «насыщения» и замедления в связи с этим процессов превращения H_2S в другие более стабильные восстановленные формы?

Чтобы выяснить этот вопрос, следует более детально проследить распределение по вертикали отложений суммы восстановленных форм серы — производных сероводорода (ΣS_{H_2S}). Выше мы отмечали, что возрастание ΣS_{H_2S} происходит довольно равномерно в пределах мощности современных отложений. Более наглядно это видно из фиг. 4, построенной в линейной шкале; здесь для всех трех станций по оси абсцисс отложено содержание ΣS_{H_2S} (в % S) и свободного H_2S (в мг/л); по оси ординат — горизонты донных отложений (в см). Из фиг. 4 видно, что на станции 25 увеличение ΣS_{H_2S} с глубиной имеет практически прямолинейный характер, другими словами, интенсивность образования сероводорода до горизонта 109—112 см практически не изменяется. Переход в древнечерноморские отложения и появление свободного H_2S в осадках не влияет на скорость увеличения ΣS_{H_2S} .

Прямолинейный характер изменения ΣS_{H_2S} с глубиной означает, что на единицу глубины отложений происходит одинаковое приращение продуктов превращения H_2S . Если принять, что в пределах древнечерноморского и современного периодов скорость осадконакопления была постоянной, то прямо-

линейное изменение ΣS_{H_2S} показывает, что в единицу времени происходило одинаковое увеличение восстановленных форм серы, другими словами, скорость образования сероводорода была постоянной. Относительным показателем скорости восстановительного процесса на диаграммах фиг. 4 может служить угол α — угол наклона кривой распределения ΣS_{H_2S} к оси ординат. Чем больше угол наклона, тем выше приращение суммы производных сероводорода (ΣS_{H_2S}) на единицу глубины донных отложений.



Фиг. 4. Распределение суммы восстановленных форм серы (ΣS_{H_2S}) и свободного H_2S по вертикали донных отложений

Переходя к анализу распределения ΣS_{H_2S} на станциях 50 и 28, мы видим, что здесь наблюдается картина, аналогичная предыдущей. Различием является только наблюдаемое на диаграммах некоторое повышение интенсивности редукции сульфатов на обеих станциях на горизонте 20—30 см, а затем процесс идет практически с прежней скоростью, причем из фиг. 4 видно, что хотя образование сероводорода в верхней части отложений на каждой станции идет с относительно постоянной скоростью, сами скорости в каждой колонке несколько отличаются.

Следовательно, с переходом от современных к древнечерноморским отложениям скорость образования сероводорода не увеличивается, а остается такой же, как в вышележащих осадках.

Теперь можно перейти к рассмотрению процесса связывания, возникающего в отложениях сероводорода. Из приведенных таблицы и рисунков видно, что в верхней части древнечерноморских отложений наблюдается точка перегиба в распределении суммы восстановленных форм серы. Она располагается близко и несколько глубже горизонта появления в отложениях свободного H_2S . Что касается осадков, лежащих выше горизонта перегиба, то там весь образующийся сероводород связывается, переходя в восстановленные формы серы — производные H_2S , и вследствие этого происходит нарастание ΣS_{H_2S} . Древнечерноморские отложения, расположенные ниже, характеризуются либо постоянством, либо даже некоторым уменьшением ΣS_{H_2S} , причем это происходит на фоне присутствия в осадках свободного сероводорода. Здесь мы, видимо, и сталкиваемся с указанным выше «пределом насыщения» дон-

ных отложений сероводородом. В осадках имеется избыток легкоподвижного закисного железа, но оно недоступно для связывания сероводородом, так как параллельно развитию процесса редукции сульфатов проходило образование аутигенных минералов силикатов железа и это железо уже практически с H_2S не реагирует. Таким образом, сероводород лишается одного из основных своих потребителей и остается только путь микробиологического превращения в свободную серу. Из данных таблицы видно, что в то время как содержание пиритной серы в древнечерноморских отложениях остается постоянным или начинает склоняться в сторону уменьшения, т. е. взаимодействия железа с сероводородом практически не происходит, содержание органической серы продолжает возрастать, что свидетельствует о продолжающемся окислении сероводорода до свободной S.

Подводя итог всему сказанному, можно сделать вывод, что появление свободного H_2S в древнечерноморских отложениях кислородной зоны не обязательно является следствием усиления сульфатредуцирующего процесса, вызванного увеличением содержания органического вещества, оно в первую очередь обязано резкому замедлению процессов превращения сероводорода. Такое замедленное связывание сероводорода в месте его образования приводит к появлению в осадках свободного H_2S , который начинает мигрировать в глубь отложений — в новоевксинские осадки, отличающиеся очень слабым развитием собственных восстановительных процессов. Результатом этого является увеличение содержания восстановленных форм серы в верхней части новоевксинских осадков и образование прослой, резко обогащенного коллоидными сульфидами железа, что способствует кристаллизации последних с образованием конкреций сульфидов железа.

Прямолинейный характер изменения ΣS_{H_2S} по вертикали в верхних частях отложений дает возможность подсчитать абсолютную скорость образования сероводорода в осадках кислородной зоны. Из литературы известно, что смена новоевксинского периода осадкообразования древнечерноморским датируется возрастом 8000 лет (Виноградов и др., 1962). Приняв, что скорость осадконакопления в пределах древнечерноморских и современных осадков оставалась постоянной, мы можем подсчитать абсолютный возраст точки перегиба в распределении ΣS_{H_2S} по колонкам. Например, для колонки отложений со станции 25, точка перегиба находится на горизонте ~ 110 см, что отвечает абсолютному возрасту 5500 лет. За это время в отложениях образовалось восстановленных форм серы — производных сероводорода (ΣS_{H_2S}) — 1,347% в расчете на S. Таким образом, абсолютная скорость образования сероводорода в донных отложениях станции 25 составляет 0,000245% в расчете на S в год или, пересчитав на сероводород в иловой воде при влажности осадков 50% — 2,6 мг/л H_2S в год. Расчет, проведенный аналогичным образом, для станций 50 и 28 дает абсолютные скорости образования сероводорода соответственно 1,8 и 2,3 мг/л H_2S в год.

Данные настоящей работы показывают, что во всей толще современных и древнечерноморских отложений мощностью от 93 (ст. 28) до 175 см (ст. 50) протекает процесс образования H_2S за счет жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий. При этом не наблюдается ослабления интенсивности образования H_2S в нижних частях древнечерноморских отложений. Этот факт не согласуется с выводами микробиологических исследований. Работами С. И. Кузнецова (1949), А. Е. Крисса (1949, 1952) и В. О. Калиненко (1953) было установлено, что бактериальное население илов (в том числе и сульфатредуцирующие бактерии) сосредоточено главным образом на поверхности дна; с углублением в толщу осадков оно быстро уменьшается, и на горизонте, примерно 150 см от поверхности дна бактерии исчезают совершенно. Исследования Ю. И. Сорокина (1962) по микробиологической редукции

сульфатов с помощью радиоизотопного метода, проведенные на осадках сероводородной зоны Черного моря, показали, что наиболее интенсивное восстановление сульфатов происходит в самом верхнем слое отложений и ограничивается 5 см поверхностного ила. В толще илов, по данным указанного автора, восстановительные процессы не идут и сульфатредуцирующие бактерии не обнаружены.

Это противоречие между геохимическими и микробиологическими выводами не ограничивается настоящей работой. Исследования, проведенные в Охотском море и Тихом океане (Остроумов, 1957; Остроумов и Шилов, 1956; Остроумов и Фомина, 1959, 1960; Остроумов и Волков, 1960; Kaplan, Emery, Rittenberg, 1963) также указывают на наличие процессов восстановления сульфатов в толще донных отложений, причем очень часто сульфатредуцирующий процесс только начинается под более чем метровой толщей окисленных отложений, т. е. там, где, по мнению микробиологов, бактериальные процессы заведомо протекать не могут.

В заключение следует остановиться еще на одном несоответствии данных настоящей работы с выводами, имеющимися в литературе. При изучении изотопного состава соединений серы в Черном море (Виноградов и др., 1962) из двух дночерпательных проб, взятых в кислородной зоне моря, местоположение одной практически совпадает со ст. 50, изученной нами. На основе анализа изотопного состава указанные авторы пришли к выводу о наличии в прошлом сероводородного заражения водной толщи в этом районе моря. Данные, приведенные в настоящей работе, полностью отвергают вывод о наличии в прошлом в этом районе моря сероводородного заражения. Весь ход превращения соединений серы, постепенное развитие восстановительного процесса и накопления в осадках продуктов превращения сероводорода говорит о том, что изученная область моря в течение древнечерноморского и современного времени находилась в кислородной зоне моря. Этот вывод подтверждается наличием в древнечерноморских отложениях осадков донной фауны, которая в условиях сероводородного заражения наддонной воды существовать, конечно, не могла.

ВЫВОДЫ

1. Сульфатредуцирующий микробиологический процесс с образованием сероводорода в отложениях кислородной зоны Черного моря начинается под поверхностным окисленным слоем осадков, имеющим мощность 0,5—2 см. Образование и взаимосвязь сульфидной (сера гидротроилита), свободной, пиритной и органической форм соединений серы подчинено закономерностям, установленным ранее для осадков сероводородной зоны.

2. В пределах современных и древнечерноморских отложений процесс образования сероводорода протекает с постоянной скоростью, равной в среднем 2 мг/л H_2S в год. Результатом этого является равномерное увеличение содержания восстановленных форм серы — производных сероводорода, доходящее до насыщения и появления в древнечерноморских отложениях свободного H_2S .

3. Новоевксинские отложения кислородной зоны, как и в сероводородной зоне моря, характеризуются очень малым содержанием органического вещества и слабым развитием процессов образования сероводорода. Повышенное содержание суммы производных сероводорода и наличие свободного H_2S в верхней части новоевксинских осадков объясняется миграцией его из вышележащих древнечерноморских отложений.

4. Закономерности образования и превращения форм соединений серы одинаковы в осадках кислородной и сероводородной зон. По со-

держанию восстановленных форм серы древнечерноморские отложения кислородной зоны идентичны глубоководным отложениям сероводородной зоны. Таким образом, влияние 2000-метрового сероводородного заражения воды эквивалентно диагенетическим процессам, протекающим в верхних 40—80 см донных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море. Геохимия, № 10, 1962.
- Волков И. И. Определение различных форм соединений серы в морских осадках. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 33, 1959.
- Волков И. И. О свободном сероводороде и некоторых продуктах его превращений в осадках Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 50, 1961.
- Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 50, 1961.
- Волков И. И. Распределение сероводорода по вертикали отложений Черного моря. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- Волков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 67, 1964.
- Волков И. И. и Остроумов Э. А. О формах соединений серы в иловых водах осадков Черного моря. Геохимия, № 4, 1957.
- Калиненко В. О. О методах подсчета бактерий. Почвоведение, № 5, 1953.
- Крисс А. Е. и Рукина Е. А. О происхождении сероводорода в Черном море. Микробиология, т. 18, № 4, 1949.
- Крисс А. Е. и Рукина Е. А. Микроорганизмы в донных отложениях океанических областей. Изв. АН СССР, сер. биол., № 6, 1952.
- Кузнецов С. И. Основные итоги и очередные задачи микробиологических исследований иловых озерных отложений. Тр. Всес. гидробиол. о-ва, № 1 (1949).
- Остроумов Э. А. О формах соединения серы в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 7, 1953.
- Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.
- Остроумов Э. А. и Волков И. И. О формах соединений серы в донных отложениях Тихого океана у Новой Зеландии. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 42, 1960.
- Остроумов Э. А. и Волков И. И. Сульфаты в морских иловых отложениях. Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.
- Остроумов Э. А. и Волков И. И. Сульфаты в донных отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 67, 1964.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. и Фомина Л. С. Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 50, 1961.
- Остроумов Э. А. и Фомина Л. С. О формах соединений серы в донных отложениях Марианской впадины. Докл. АН СССР, т. 126, № 2, 1959.
- Остроумов Э. А. и Фомина Л. С. О формах соединений серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.
- Остроумов Э. А. и Шилов В. М. Распределение сернистого железа и сероводорода в отложениях глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана. Геохимия, № 7, 1956.
- Сорокин Ю. И. Экспериментальное исследование бактериальной редукции сульфатов в Черном море при помощи S^{35} . Микробиология, т. 31, № 3, 1962.
- Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. В сб. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.
- Шихина О. В. Сульфаты в иловых водах Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 33, 1959.
- Kaplan J. R., Emery K. O., Rittenberg S. C. The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments of southern California. Geochim. et cosmochim. acta, v. 27, № 4 (1963).

Черноморская экспериментальная
научно-исследовательская станция
Института океанологии АН СССР
Геленджик

Дата поступления
18.XII.1964

УДК 549.231 : 553.068

ВОЗРАСТ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САМОРОДНОЙ СЕРЫ

Н. П. ЮШКИН

1. ВВЕДЕНИЕ

Экзогенные месторождения самородной серы локализуются в породах довольно широкого возрастного интервала — от пермских до четвертичных включительно. В последние годы обнаружено несколько серопроявлений и в более древних отложениях, например в верхнекембрийских сульфатно-карбонатных комплексах Иркутского амфитеатра. Как по числу серных месторождений, так и по их запасам резко выделяются пермская и неогеновая системы, включающие свыше 95% общих мировых запасов экзогенной серы (Соколов, 1958).

Если возраст вмещающих серу пород обычно устанавливается довольно легко биостратиграфическими методами, то возраст самого осернения чаще всего либо неизвестен, либо определяется предположительно и различными исследователями по-разному. Знание же возраста осернения весьма важно для правильного выбора методики и направления прогнозных и поисковых работ на самородную серу, а также для выяснения генетических особенностей процесса серообразования.

Скудность сведений по этому вопросу объясняется тем, что в парагенном комплексе самородной серы отсутствуют какие-либо минералы, пригодные для определения абсолютного возраста физическими методами, а попытки определения возраста по геологическим данным почти не предпринимались. Имеющиеся в литературе отрывочные сведения о возрасте некоторых серных месторождений часто носят субъективный характер.

Так, сторонники гипотезы сингенеза (Данов, 1936; Mursaiev, 1937 и др.), связывающие отложение самородной серы с сульфатными лагунными осадками, считают серные месторождения сингенетичными вмещающим породами и устанавливают их возраст по возрасту тех пород, в которых они локализованы.

Другая группа исследователей (Уклонский, 1940; Соколов, 1958 и др.), развивающая гипотезу эпигенеза, рассматривает самородную серу с ее минеральным парагенезисом как результат сложных химических и биохимических реакций, протекающих в системе нефть — нефтяные воды восстановительной обстановки — инфильтрационные кислородсодержащие воды — вмещающие сульфатно-карбонатные породы. К формированию серных месторождений по этой гипотезе приводит определенное сочетание факторов геологического, литологического, тектонического, геохимического, гидрогеологического и геоморфологического характера, и возраст каждого месторождения определяется теми отрезками геологического времени, когда имело место такое сочетание.

Третья группа исследований (Дробышев, 1930; Иванов, 1964, Dessau, Jensen a. Nakai, 1962), учитывая наличие весьма четких признаков эпи-

генетического характера осернения в ряде серных месторождений и при-
держиваясь в то же время теоретических схем серообразования в суль-
фогенных водоемах, подтвержденных наблюдениями над геохимически-
ми процессами в ряде соленых, зараженных сероводородом, озер, клас-
сифицируют серные месторождения на сингенетические вмещающим
породам (Средневожские, Предкарпатские, Сицилийские) и эпигенети-
ческие (Среднеазиатские, месторождения побережья Мексиканского
залива). Следовательно, возраст различных месторождений ими прини-
мается различным в зависимости от того, в какую группу их схемы вклю-
чено это месторождение.

Наконец, А. И. Отрешко (1960_{1,2}), установив на примере Средне-
вожских месторождений важную роль в локализации осушения долин
неогенового размыва, распространяет этот признак на другие серонос-
ные районы и в соответствии со своими взглядами устанавливает воз-
раст всех крупнейших месторождений близким к неогеновому.

Таким образом, в вопросе определения возраста осернения среди
различных исследователей нет единомыслия. Исходя из реальных осо-
бенностей геологического строения серных месторождений, мы попыта-
лись установить их наиболее достоверный возраст. К сожалению, раз-
личная степень изученности месторождений не позволяет во всех слу-
чаях дать более или менее точное определение возраста, и подчас о нем
можно судить лишь предположительно.

2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЕАЗИАТСКОЙ СЕРОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

В пределах этой сероносной провинции выделяется ряд сероносных
районов, среди которых главнейшими являются Ферганский (месторож-
дения Шорсу и др.) Гаурдакский и Каракумский с крупными промыш-
ленными месторождениями серы. Рассмотрим основные из них.

Месторождение Шорсу. Это давно эксплуатируемое месторождение
Ферганского района наиболее хорошо изучено (Уклонский, 1928, 1940;
Сахаров, 1947; Соколов, 1958). Геологические особенности месторожде-
ния подробно описаны во многих работах (Юшкин, 1962, 1963; Яковлева
и Юшкин, 1962), поэтому на них мы останавливаться не будем. Укажем
лишь, что основные серные залежи месторождения Шорсу локализованы
в доломитизированных известняках бухарской и мергелях сузакской свит
палеогена, а также в четвертичных конгломератах, заполняющих древ-
нее русло р. Шорсу-сай; небольшие же серопроявления отмечаются по
всему разрезу палеогеновых пород. Локализация осернения носит явно
эпигенетический характер — сера с парагенными ей минералами (каль-
цит, арагонит, целестин и др.) выполняет карстовые полости, образовав-
шиеся на месте растворенных гнезд, прослоек и прожилок гипса, поэтому
отнесение месторождения к эпигенетическому типу не вызывает возра-
жения даже у самых активных сторонников гипотезы сингенеза (Данов,
1936).

В результате шестилетнего детального исследования геологических
особенностей месторождения Шорсу мы пришли к выводу, что отложение
серы здесь началось в самом конце плейстоцена и продолжается до на-
стоящего времени; следовательно, месторождение имеет средне- или
позднечетвертичный возраст. Этот вывод подтверждается следующими
фактами:

1. Осерненными являются не только палеогеновые породы, но и по-
крывающие их четвертичные конгломераты древних русел, в возрастном
отношении определенные как верхнечетвертичные (голодностепская фаза
денудации). Самородная сера с парагенными ей минералами присут-
ствует в них в виде цемента. Связать осернение четвертичных конгломе-
ратов с переотложением серы из палеогеновых залежей нельзя, так как,
во-первых, последние не несут даже следов какого-либо разрушения,

во-вторых, среди геохимических систем, принимавших то или иное участие в формировании месторождения мы не находим ни одного растворителя серы, кроме нефти. Отсутствие в парагенезисе с серой в конгломератовых залежах больших масс продуктов окисления нефти, соизмеримых с запасами серы, не дает возможности признать факт переноса серы в нефтяном растворе. Процесс переноса серы из основных залежей в виде продуктов химических реакций и отложения ее вновь в элементарном виде привели бы ко вторичным изменениям вмещающих серу пород, что на месторождении Шорсу не наблюдается. Наоборот, анализ движения минералообразующих растворов указывает на единый источник их поступления как в палеогеновые, так и в четвертичные залежи по зонам тектонических нарушений. Этот факт, а также сходство минерального парагенезиса серы в залежах обоих указанных типов и одинаковые минеральные соотношения свидетельствуют об одновременном формировании залежей, о едином геологическом процессе, в результате которого отложилась сера и парагенные ей минералы. Так как этот процесс охватил и четвертичные конгломераты, то он не мог произойти раньше их отложения.

2. Почти на каждом даже небольшом участке серных залежей, в каждой пустоте и каверне мы находим различные минералогические отвесы и уровни, фиксирующие горизонталь и вертикаль времени минералоотложения, (Юшкин, 1963). Это сталактиты, сталагмиты, сталагматы гроздьевидные, нитевидные, занавесообразные натски, асимметричные в результате влияния гравитации в момент роста кристаллы серы, образовавшиеся на поверхности раствора минеральные пленки, перепонки, пояса, присыпки на гранях кристаллов. Проведенные в большом количестве измерения современной ориентировки минералогических отвесов и уровней показали, что горизонталь и вертикаль времени минералообразования точно совпадает с современной даже на участках, где рудные тела и вмещающие породы смещены дизъюнктивными нарушениями и изменили углы падения на 10—15°. Это дает возможность сделать вывод о дорудном возрасте большей части тектонических трещин и сбросо-сдвигов и о начале формирования месторождения после последних проявившихся в районе фаз альпийского орогенеза. По данным М. Ш. Шамсутдинова (1958), в пределах Гузанского антиклинория последняя фаза интенсивного складкообразования относилась к верхнечетвертичному времени и, видимо, явилась толчком к началу процесса сероаккумуляции.

3. В пределах серных залежей, в зоне смещения инфильтрационных вод с хлоридными натриевыми рассолами нефтяного контура, весьма интенсивно идут процессы современного минералообразования, выражающиеся в отложении на стенках горных выработок и в трещинах пород новообразований самородной серы, кальцита, целестина. Сходство парагенезиса современных минералов с парагенезисом серы на месторождении и локальное совпадение наиболее интенсивного современного минералообразования с контурами серных залежей указывает на продолжение формирования месторождения Шорсу в настоящее время (Юшкин, 1962). На это же указывает и осернение мусора и засыпки в древних выработках и отложение кристаллической серы в трещинах находимых в них черепков и обломков керамики (Прянишников, 1935). Интенсивность современного серообразования довольно высока и составляет, по определению М. В. Иванова (1957), 63—70 мг серы на литр воды в сутки. Распространяя такую интенсивность на весь период формирования месторождения и допуская относительную стабильность гидрогеологического режима в течение этого времени, можно рассчитать, что все имеющиеся запасы месторождения накопились за 140—150 тыс. лет.

Таким образом, приведенные данные подтверждают молодой, верхнечетвертичный возраст месторождения Шорсу. Тот же возраст, по-видимому, имеют и другие серные месторождения Ферганского района

(Октябрьское, Чангырташское, Майлисуйское), так как они характеризуются теми же геологическими особенностями, что и месторождение Шорсу.

Гаурдакское месторождение. Серные залежи Гаурдакского месторождения залегают среди сульфатно-карбонатных пород верхней юры (нижняя часть гаурдакской свиты, $J_3 \text{ kim} + \text{tit}$), причем осернение также носит явно эпигенетический характер (Коган, 1962). Четкая приуроченность осернения к наиболее нарушенным участкам крыльев Гаурдакского куполовидного поднятия, характеризующегося размытым до продуктивных отложений сводом, свидетельствует о сравнительно молодом возрасте месторождения; во всяком случае, его формирование наступило после развития трещинной тектоники и после размыва свода.

Возрастом осернения Гаурдакского месторождения специально занимался Н. П. Петров (1955). Он пытался определить его из анализа истории геоморфологического развития региона и пришел к выводу, что «в породах юры залегают геологические тела, образовавшиеся в четвертичное время» (стр. 109). Несколько позднее В. Д. Коган (1958), выясняя связь осернения с трещинной тектоникой и увязывая результаты своих исследований с геоморфологическими данными Н. П. Петрова, полностью подтвердил четвертичный возраст месторождения. Он установил тесную связь осернения с Гаурдак-Кугитангским разломом и с определенными системами более мелкой трещиноватости, заложенными уже после формирования купола. Формирование же купола, начавшееся в неогене, по В. Д. Когану, закончилось лишь в начале четвертичного периода, а образование указанных разрывов и трещин произошло еще позднее.

Таким образом, возраст Гаурдакского серного месторождения также можно считать четвертичным, возможно средне- или позднечетвертичным. Интересно отметить, что современное образование серы, характерное для месторождения Шорсу, широко развито и на Гаурдакском месторождении (Иванов, 1964), но здесь оно изучено значительно слабее.

Каракумские месторождения. Эта группа месторождений является весьма своеобразной. Месторождениями здесь являются так называемые «серые бугры», разбросанные по границе низменных Каракумов и Заунгузского плато; наиболее крупными из них являются группы бугров Дарваза, Кызылкыра, Алакбасана, Топджульби. Топорджульби, Чеммерли, Зеагли, Денгли и др. Эти бугры хорошо отпрепарированы и возвышаются над ровной поверхностью Заунгузского плато на 25—90 м, имея круглую, иногда несколько эллиптическую форму. Диаметр отдельных бугров достигает 1 км и более. Они сложены песчаниками заунгузской свиты плиоцена и лежат на ровной поверхности сарматских глинистых пород. Анализ геологического строения района позволил А. С. Соколову (1958) сделать вывод, что серные бугры приурочены к своду пологовой домиоценовой антиклинальной структуры — Зеаглинской — и протягиваются к юго-восточному и северо-западному ее замыканиям. В последние годы в альбских отложениях этой структуры обнаружены крупные залежи горючих газов, вскрытые в районе колодца Шиих и на Серном заводе (Габриэлянц и др., 1960).

Интересно отметить, что в центре каждого бугра имеется шток осерненных пород, иногда протыкающий всю залежь и доходящий до вершины бугра. По данным А. А. Шугина (1939), этот шток сложен перематыми огипсованными породами, вторгшимися под влиянием тектонического воздействия из более глубоких горизонтов. Характерна нарушенность залегания осерненных песчаников вблизи штока — их падение от центра к периферии бугра под углом до 37° .

Мы считаем, что серные бугры являются грязевыми вулканами, генетически связанными с альбскими нефтегазовыми залежами, а центральные штоки — жерлами этих вулканов. В активные фазы грязевого вулка-

во-вторых, среди геохимических систем, принимавших то или иное участие в формировании месторождения мы не находим ни одного растворителя серы, кроме нефти. Отсутствие в парагенезисе с серой в конгломератовых залежах больших масс продуктов окисления нефти, соизмеримых с запасами серы, не дает возможности признать факт переноса серы в нефтяном растворе. Процесс переноса серы из основных залежей в виде продуктов химических реакций и отложения ее вновь в элементарном виде привели бы ко вторичным изменениям вмещающих серу пород, что на месторождении Шорсу не наблюдается. Наоборот, анализ движения минералообразующих растворов указывает на единый источник их поступления как в палеогеновые, так и в четвертичные залежи по зонам тектонических нарушений. Этот факт, а также сходство минерального парагенезиса серы в залежах обоих указанных типов и одинаковые минеральные соотношения свидетельствуют об одновременном формировании залежей, о едином геологическом процессе, в результате которого отложилась сера и парагенные ей минералы. Так как этот процесс охватил и четвертичные конгломераты, то он не мог произойти раньше их отложения.

2. Почти на каждом даже небольшом участке серных залежей, в каждой пустоте и каверне мы находим различные минералогические отвесы и уровни, фиксирующие горизонталь и вертикаль времени минералоотложения, (Юшкин, 1963). Это сталактиты, сталагмиты, сталагматы гроздьевидные, нитевидные, занавескообразные натски, асимметричные в результате влияния гравитации в момент роста кристаллы серы, образовавшиеся на поверхности раствора минеральные пленки, перепонки, пояса, присыпки на гранях кристаллов. Проведенные в большом количестве измерения современной ориентировки минералогических отвесов и уровней показали, что горизонталь и вертикаль времени минералообразования точно совпадает с современной даже на участках, где рудные тела и вмещающие породы смещены дизъюнктивными нарушениями и изменили углы падения на 10—15°. Это дает возможность сделать вывод о дорудном возрасте большей части тектонических трещин и сбросо-сдвигов и о начале формирования месторождения после последних проявившихся в районе фаз альпийского орогенеза. По данным М. Ш. Шамсутдинова (1958), в пределах Гузанского антиклинория последняя фаза интенсивного складкообразования относилась к верхнечетвертичному времени и, видимо, явилась толчком к началу процесса сероаккумуляции.

3. В пределах серных залежей, в зоне смещения инфильтрационных вод с хлоридными натриевыми рассолами нефтяного контура, весьма интенсивно идут процессы современного минералообразования, выражающиеся в отложении на стенках горных выработок и в трещинах пород новообразований самородной серы, кальцита, целестина. Сходство парагенезиса современных минералов с парагенезисом серы на месторождении и локальное совпадение наиболее интенсивного современного минералообразования с контурами серных залежей указывает на продолжение формирования месторождения Шорсу в настоящее время (Юшкин, 1962). На это же указывает и осернение мусора и засыпки в древних выработках и отложение кристаллической серы в трещинах находимых в них черепков и обломков керамики (Прянишников, 1935). Интенсивность современного серообразования довольно высока и составляет, по определению М. В. Иванова (1957), 63—70 мг серы на литр воды в сутки. Распространяя такую интенсивность на весь период формирования месторождения и допуская относительную стабильность гидрогеологического режима в течение этого времени, можно рассчитать, что все имеющиеся запасы месторождения накопились за 140—150 тыс. лет.

Таким образом, приведенные данные подтверждают молодой, верхнечетвертичный возраст месторождения Шорсу. Тот же возраст, по-видимому, имеют и другие серные месторождения Ферганского района

(Октябрьское, Чангырташское, Майлисуйское), так как они характеризуются теми же геологическими особенностями, что и месторождение Шорсу.

Гаурдакское месторождение. Серные залежи Гаурдакского месторождения залегают среди сульфатно-карбонатных пород верхней юры (нижняя часть гаурдакской свиты, $J_3 \text{ kim} + \text{tit}$), причем осернение также носит явно эпигенетический характер (Коган, 1962). Четкая приуроченность осернения к наиболее нарушенным участкам крыльев Гаурдакского куполовидного поднятия, характеризующегося размытым до продуктивных отложений сводом, свидетельствует о сравнительно молодом возрасте месторождения; во всяком случае, его формирование наступило после развития трещинной тектоники и после размыва свода.

Возрастом осернения Гаурдакского месторождения специально занимался Н. П. Петров (1955). Он пытался определить его из анализа истории геоморфологического развития региона и пришел к выводу, что «в породах юры залегают геологические тела, образовавшиеся в четвертичное время» (стр. 109). Несколько позднее В. Д. Коган (1958), выясняя связь осернения с трещинной тектоникой и увязывая результаты своих исследований с геоморфологическими данными Н. П. Петрова, полностью подтвердил четвертичный возраст месторождения. Он установил тесную связь осернения с Гаурдак-Кугитангским разломом и с определенными системами более мелкой трещиноватости, заложенными уже после формирования купола. Формирование же купола, начавшееся в неогене, по В. Д. Когану, закончилось лишь в начале четвертичного периода, а образование указанных разрывов и трещин произошло еще позднее.

Таким образом, возраст Гаурдакского серного месторождения также можно считать четвертичным, возможно средне- или позднечетвертичным. Интересно отметить, что современное образование серы, характерное для месторождения Шорсу, широко развито и на Гаурдакском месторождении (Иванов, 1964), но здесь оно изучено значительно слабее.

Каракумские месторождения. Эта группа месторождений является весьма своеобразной. Месторождения здесь являются так называемые «серые бугры», разбросанные по границе низменных Каракумов и Заунгузского плато; наиболее крупными из них являются группы бугров Дарваза, Кызылкыра, Алакбасана, Топджульби. Топорджульби, Чеммерли, Зеагли, Денгли и др. Эти бугры хорошо отпрепарированы и возвышаются над ровной поверхностью Заунгузского плато на 25—90 м, имея круглую, иногда несколько эллиптическую форму. Диаметр отдельных бугров достигает 1 км и более. Они сложены песчаниками заунгузской свиты плиоцена и лежат на ровной поверхности сарматских глинистых пород. Анализ геологического строения района позволил А. С. Соколову (1958) сделать вывод, что серные бугры приурочены к своду пологовой домиоценовой антиклинальной структуры — Зеаглинской — и протягиваются к юго-восточному и северо-западному ее замыканиям. В последние годы в альбских отложениях этой структуры обнаружены крупные залежи горючих газов, вскрытые в районе колодца Шиих и на Серном заводе (Габриэлянц и др., 1960).

Интересно отметить, что в центре каждого бугра имеется шток осерненных пород, иногда протыкающий всю залежь и доходящий до вершины бугра. По данным А. А. Шугина (1939), этот шток сложен перематыми огипсованными породами, вторгшимися под влиянием тектонического воздействия из более глубоких горизонтов. Характерна нарушенность залегания осерненных песчаников вблизи штока — их падение от центра к периферии бугра под углом до 37° .

Мы считаем, что серные бугры являются грязевыми вулканами, генетически связанными с альбскими нефтегазовыми залежами, а центральные штоки — жерлами этих вулканов. В активные фазы грязевого вулка-

низма по жерлам вулканов из глубин вместе с углеводородными газами поступал сероводород, который внедрялся частично в заунгузские песчаники и здесь вблизи жерла окислялся до самородной серы кислородом инфильтрационных вод. Источник сероводорода приурочен не к альбским отложениям, где сконцентрированы углеводородные газы, а к гипсоносным сарматским (Иванов, 1964); грязевые вулканы обеспечили выход его в зону окисления и увеличили интенсивность его образования, обеспечив подток к сарматским породам углеводородов. Аналогичные процессы мы видим в выбросах серы газифицирующими буровыми скважинами.

Таким образом, возраст Каракумских серных месторождений устанавливается по периоду наибольшей активности грязевого вулканизма. Он может быть принят четвертичным, послеплиоценовым, но не позднечетвертичным, так как серные месторождения образовались до создания современного рельефа — расчленения Заунгузского плато и отпрепарировки серных бугров.

Такой же генезис имеют серопроявления Гажды и Газли, но они более молодые, почти современные. Современные накопления серы происходили при извержениях грязевого вулкана Лок-Батан в 1923, 1924 и 1927 гг. (Уклонский, 1940) и описаны в кратерных воронках вулканов Ак-Патлаук, Калицкого, Кеймар, Чикишлярского (Косыгин, 1934).

3. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ СЕРОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

В пределах этой провинции выделяются два крупных сероносных района: Средневожский и Прикаспийский; последний изучен весьма слабо.

Средневожский сероносный бассейн. Средневожские серные месторождения приурочены к сульфатно-карбонатным толщам верхнеказанского и, в меньшей мере, нижнеказанского возраста. Установлено всего семь осерненных горизонтов, причем промышленное значение чаще всего имеют только четыре верхних.

Многие авторы (Mirsaidiev, 1937; Иванов, 1964) склонны считать Средневожские месторождения (по крайней мере часть их) сингенетическими вмещающим породам. Однако четкая приуроченность месторождений к определенным структурам и связь их с нефтяными залежами, установленные А. С. Соколовым (1958), заставляют усомниться в этом предположении. Интересны результаты проведенных в течение ряда лет геологических исследований А. И. Отрешко (1960_{1,2}). Он заметил, что серные месторождения и сероносные площади на Средней Волге приурочены к участкам, смежным с долинами неогеновых размывов, и отражают миграцию базиса эрозии, устанавливаемого по террасам. Следовательно, от стратиграфической глубины заложения этих долин зависит как стратиграфическое положение, так и мощность серных залежей. Там, где долины прорезают всю мощность верхнеказанских отложений, интенсивно осерненными являются все семь продуктивных горизонтов, иногда соседние сероносные горизонты сливаются в единую мощную залежь. Там же, где долины неогенового размыва неглубоки, развиты лишь один-два горизонта, а с увеличением мощности татарских отложений осернение совсем исчезает.

Этот признак применялся А. И. Отрешко в качестве критерия для поисков новых месторождений серы и вполне оправдал себя.

Касаясь возраста месторождений, А. И. Отрешко (1960₁) отмечает: «Считая образование серных залежей одновременным с размывом кровли газонефтеносных и других структур, сложенных сульфатно-карбонатными породами, следует возраст серных месторождений и серопроявлений Восточноевропейской провинции определять как неогеновый и верхнеогеновый, а неогеновую эпоху выделить как эпоху серообразования» (стр. 66). Мы присоединяемся к этому заключению и считаем его наибо-

лее соответствующим действительности, допуская, что некоторые месторождения, например, Сюкеевское, Бугурусланские, Башкирские и др. могут оказаться более молодыми — ниже- и среднечетвертичными.

Серопроявления **Прикаспийского района**, приуроченные к кепрокам соляных куполов и сульфатно-карбонатным породам надсолевой толщи (Кореневский, 1961), изучены слабо. Можно лишь предположить, что они сравнительно молодые, так как, во-первых, осернение носит явно эпигенетический характер, а формирование структур происходило еще в конце неогена и в четвертичный период (Китык, 1963). Следовательно, возраст серопроявлений Прикаспийского района можно приблизительно считать неоген-четвертичным.

Расположенное в северной части провинции (в Коми АССР) Дозмерское месторождение серы локализовано в нижеказанских отложениях восточной призматической части Елмачпарминской структуры, вмещающей залежь нефти, которая была разрушена после размыва свода структуры в четвертичное время. Возраст месторождения рассматривается как четвертичный (Юшкин, 1964).

4. МЕСТОРОЖДЕНИЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ СЕРОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Средиземноморская сероносная провинция, по А. С. Соколову (1958), объединяет несколько сероносных районов, среди которых крупнейшими являются Предкарпатский и Сицилийский.

Предкарпатский сероносный бассейн. Весьма многочисленные серные месторождения Предкарпатского района вытянуты в виде цепочки вдоль зоны сочленения Предкарпатского прогиба с платформой (Соколов, 1958) и протягиваются, уходя на северо-западе на территорию Польши, а на юго-востоке — на территорию Румынии. Серные залежи, имеющие обычно пластообразную или близкую к ней форму, заключены в ратинских известняках верхнего тортона (миоцен), контактирующих с гипсо-ангидритовым горизонтом.

Несмотря на довольно хорошую изученность месторождений, вопрос о их генезисе еще дискутируется. Пластообразная форма залежей и наличие в рудных телах конкреццеобразных включений скрытокристаллической серы делают эти месторождения похожими на сингенетические, а четкая приуроченность серных месторождений к тектонической зоне — зоне сочленения платформы и прогиба, — своеобразный минеральный комплекс, четко эпигенетический характер основного осернения и целый ряд других признаков свидетельствуют об эпигенетической природе месторождения. И эта, и другая точки зрения широко отражены в литературе, обзор которой приведен у М. В. Иванова (1964), поэтому мы не будем на них останавливаться. Мы склонны считать наиболее обоснованными доводы сторонников эпигенеза (Соколов, 1958; Алексеенко, 1963; Бобровник, 1963 и др.) и предполагаем, что процесс серообразования шел путем метасоматического замещения выделений и прослоек гипса в ратинских известняках при участии микроорганизмов (Юшкин, 1963). К такому же выводу приходят и польские геологи, изучавшие серные месторождения на своей территории.

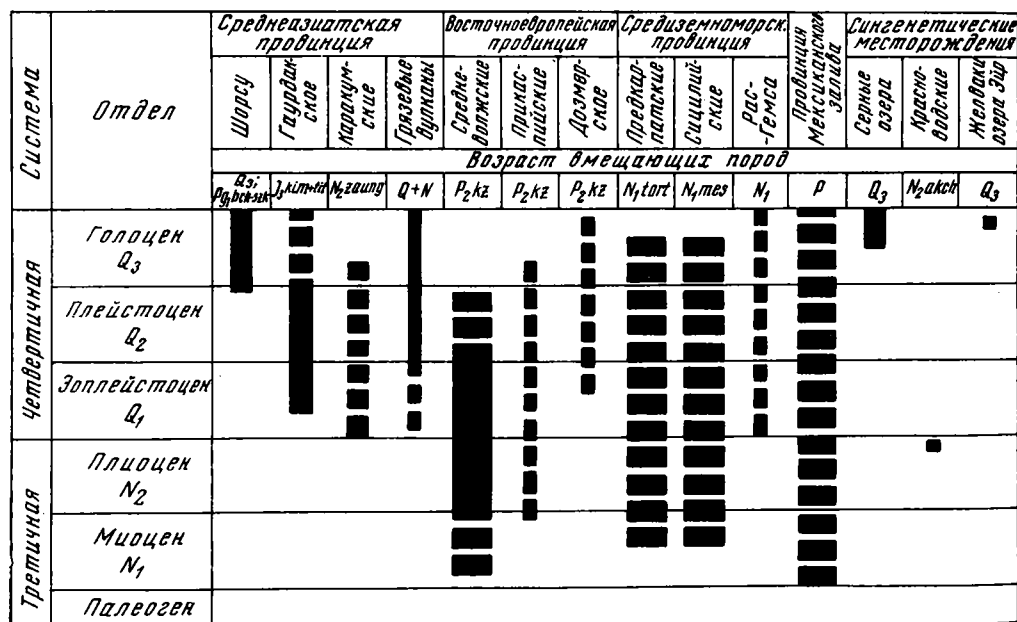
Действительно, если бы накопление серы шло в условиях сероводородного заражения придонных частей лагуны, в условиях, токсичных для организмов, то ратинские известняки были бы полностью лишены фауны. В то же время, по данным Л. Н. Кудрина (1963) и других исследователей, в ратинских известняках обнаружена донная фауна моллюсков, в том числе пеллециподы — *Chlamis cheimauri* Hilb, брахиоподы — *Terebratula maeridini* Cudrina, *Terebratula grandis* Blum и трубочки червей (*Serpula*), чутко реагирующие на изменения химизма среды обитания и не выжившие бы в случае даже незначительного сероводородного заражения бассейна. Эти виды не могли быть привнесены из других бассей-

нов. Наличие донной фауны в ратинских известняках отмечают также А. Г. Трухачева (1955) и И. И. Алексеенко (1963).

Еще один интересный факт, указывающий на более молодой возраст осернения по сравнению с вмещающими породами приводят Д. П. Бобровник и Ю. К. Головченко (1963). В одной из скважин они обнаружили светло-серую глину, залегающую в рудном теле, и представленную диатомитом, состоящим из скорлупок пресноводных четвертичных диатомей, к которым примешана пыльца и споры четвертичных растений. Иногда в серовмещающих полостях встречаются торф, сложенный остатками гипновых мхов, древесины, коры лиственных и хвойных растений, спорангий папоротников, тканей водных растений с пылью четвертичных ели и сосны, спорами четвертичных гипновых мхов. На основании этого авторы считают возраст осернения четвертичным и связывают формирование месторождений с карстообразованием докосовского, косовского и послекосовского времени.

По-видимому, возраст Предкарпатских месторождений более молодой, чем возраст вмещающих пород, и относится к отрезку времени между верхним миоценом и голоценом. Во всяком случае эти месторождения не старше верхнемиоценовых пород, вмещающих серу.

Сицилийский сероносный район. Все, что сказано о Предкарпатских серных месторождениях, в полной мере относится и к месторождениям Сицилии, которые залегают также в верхнемиоценовых породах мессинской или понтианской свиты. Довольно полные сведения по геологии этих месторождений, как и обзор всех воззрений на их генезис, даются в обстоятельной статье коллектива итальянских и американских авторов (Dessau, Jensen a. Nakai, 1962), к которой мы и отсылаем читателя. Они считают, что месторождения Сицилии можно разделить на два типа: сингенетические и эпигенетические. К первым они относят геометрически правильные пластообразные залежи, например, Трабия, Баккарато, Транбонелла и др., ко вторым — неправильные карманообразные, што-



■ 1 ■ 2 ■ 3 ■ 4 ■ 5 ■ 6

Возраст основных экзогенных месторождений самородной серы

1 — весьма крупные месторождения; 2 — крупные месторождения; 3 — средние месторождения; 4 — мелкие месторождения; 5 — точно установленный возраст; 6 — приблизительно установленный возраст (наиболее вероятный интервал формирования)

кообразные, рукавообразные и другие залежи типа Корродози, Циавалотта, Чианчиана.

Однако целый ряд других исследователей на огромном фактическом материале доказывает эпигенетичность осернения сицилийских месторождений; особенно убедительны в этом отношении работы Р. Гуалтери (Gualtieri, 1949), Р. Фабиани и Ф. Ипполито (Fabiani, Ippolito, 1953). В частности, многие исследователи устанавливают четкую структурную приуроченность серных месторождений к антиклинальным структурам, разбитым дизъюнктивными нарушениями и характеризующимися размытым сводом (Fabiani, Ippolito, 1953). Формирование же современного структурного плана Сицилии обязано последним четвертичным фазам альпийского орогенеза. Известен и еще целый ряд фактов, подтверждающих эпигенетическую, метасоматическую по гипсу природу осернения: четко эпигенетический характер минерализации, неравномерная мощность и неправильная форма многих рудных тел, наличие незамещенных серой языков и линз гипса в серных телах, наличие донной фауны моллюсков и др.

Следовательно, возраст Сицилийских серных месторождений так же, как и Предкарпатских, можно принять миоцен-четвертичным, ближе не определенным.

Совершенно аналогично по положению и строению месторождение Рас-Гемса в Египте (Schnellmann, 1959), но сложная форма залежи и характер осернения не вызывают сомнения в эпигенетичности его образования. Возраст его четвертичный, ближе не определенный.

5. СЕРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРОВИНЦИИ ПОБЕРЕЖЬЯ МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА

Месторождения серы на побережье Мексиканского залива приурочены к кепрокам многочисленных крупных соляных куполов. Они дают основную часть мировой добычи серы, и несмотря на это, изучены весьма слабо. На имеющемся материале нельзя точно определить не только возраст осернения, но и даже возраст тех соляных толщ, течением которых сформированы купола. Так, возраст соли различными исследователями принимается либо юрским, либо пермским; предпочтение чаще всего отдается пермскому, как более обоснованному.

Возраст серных месторождений, образовавшихся в результате микробиологической редукции сульфатов кепрока до сероводорода и последующего окисления сероводорода кислородом подземных вод, тем более не ясен. Это происходит в основном потому, что имеются весьма значительные различия в эволюции и состоянии различных соляных куполов. Некоторые из них находятся значительно ниже поверхности земли или дна моря, другие протыкают все осадки и выступают на поверхности земли в виде холмов высотой в 15—17, редко 60 м. Как происходила их эволюция и какие отличия в истории образования сероносных и несероносных куполов — установить трудно.

Можно отметить пока лишь два факта, имеющие значение для определения возраста. Во-первых, над соляными куполами, имеющими осерненный кепрок, дислоцированы или проткнуты все надсолевые отложения, вплоть до неогеновых, а в ряде случаев и четвертичных, следовательно, формирование их закончилось сравнительно недавно — в неоген-четвертичное время. Во-вторых, сероносные соляные купола расположены лишь у побережья Мексиканского залива, где кепроки их непосредственно перекрыты неогеновыми отложениями. В глубь материка, где на них налагают палеогеновые и меловые толщи, осернение исчезает.

Таким образом, возраст месторождений серы на побережье Мексиканского залива можно приблизительно определить как неоген-четвертичный.

6. СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕРЫ

К сингенетическим месторождениям самородной серы мы относим хотя и большую группу мелких серопроявлений, но заключающих весьма незначительные запасы серы и совершенно не влияющих на ее добычу.

Это, во-первых, современные серосодержащие осадки многочисленных сероводородных озер, например Соленого в Архангельской области, Серного в Куйбышевской области, Киренаикских в Африке, побережья Бенгальского залива в Индии и др. Возраст осадков современный, реже четвертичный. Во-вторых, к этой группе, видимо, следует отнести многочисленные Красноводские серопроявления, представляющие собой цепочки серных желваков, залегающих в акчагыльских глинисто-карбонатных породах Акчагыльского плато (Иванов, 1964). Возраст их верхнеплиоценовый (акчагыльский).

К этой группе относятся и серопроявления побережья оз. Эйр в Австралии (Wonython a. King, 1956), представляющие собой желваки, залегающие в глинах. Сероносные глины лежат на фаунистически охарактеризованных плейстоценовых доломитизированных породах и, видимо, являются верхнечетвертичными.

В серных желваках присутствует около 2% органического вещества, в котором по содержанию C_{14} удалось определить возраст желваков, оказавшийся равным 19 600 лет (Baas Becking a. Kaplan, 1956). Следовательно, это месторождение весьма молодое, его образование совпадает с культурой кроманьонского человека.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы о возрасте серных месторождений позволяют сделать весьма важный вывод: все запасы серы экзогенных месторождений накопились в кайнозойскую эру, реже в верхнетретичное (неогеновое) и преимущественно в четвертичное время (см. фигуру). Известно, что вулканогенные серные месторождения также связаны с четвертичным вулканизмом, таким образом, сероаккумуляция является характерной и отличительной чертой минерагенетического облика кайнозойской эры.

Трудно судить, имело ли место серообразование в предыдущие эпохи, во всяком случае, даже следов древних серных месторождений пока не найдено. Вероятнее всего, серопроявление было не менее интенсивным и раньше, но древние серные месторождения оказались к настоящему времени разрушенными. Все сероносные структуры имеют тенденцию к подъему, но не к опусканию, и уже в этом заложена дальнейшая судьба серного месторождения — его окисление и эрозия. Отсюда вытекает важность учета при прогнозировании и поисках самородной серы новейшей геолого-геохимической истории рассматриваемых регионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев И. И. Генезис месторождений серы Предкарпатского бассейна. Тезисы докладов. Изд. Госкомитета по химии, 1963.
- Бобровник Д. П., Головченко Ю. К. К изучению карста в сероносных известняках и гипсах Прикарпатских месторождений самородной серы. Тезисы докладов. Изд. Госкомитета по химии, 1963.
- Габрилянц Г. А., Диктенштейн Г. Х. и Семенович В. В. Центральные Каракумы — новая крупная газонефтеносная область Средней Азии. Сов. геология, № 9, 1960.
- Данов А. В. Об условиях образования месторождений серы в Средней Азии. Тр. Центр. н.-и. геол.-разв. ин-та, вып. 88, 1936.
- Дробышев Д. К вопросу о генезисе месторождений серы Горного Дагестана. Геолком., 1930.
- Иванов М. В. Участие микроорганизмов в образовании отложений серы в Шорсу. Микробиология, т. 26, № 5, 1957.
- Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. Изд. «Наука», 1964.

- Китык В. И. Условия образования соляных структур. Киев, 1963.
- Коган В. Д. О связи осернения с трещинной тектоникой. Изв. АН СССР, сер. геол. № 11, 1958.
- Коган В. Д. Основные закономерности размещения и строения серных руд Гаурдака. Докл. АН СССР, т. 142, № 3, 1962.
- Косыгин А. Зависимость между залежами углеводородных газов и месторождениями самородной серы. Природа, № 9, 1934.
- Кореневский С. М. Серопроявления юго-востока Русской платформы, связанные с пермскими галогенными отложениями. Тр. ВСЕГЕИ, т. 68, 1961.
- Кудрин Л. Н. Фации и палеогеография верхнетортонского времени Предкарпатского сероносного бассейна и пути поисков новых месторождений серы. Тез. докладов Изд. Госкомитета по химии, 1963.
- Отрешко А. И. Геология и условия образования серных месторождений Средневожского бассейна. Тр. ГИГХС, вып. 6, 1960.
- Отрешко И. А. Палеогеографический критерий поисков месторождений самородной серы и возможность его использования. Тр. ГИГХС, вып. 6, 1960.
- Петров Н. П. Условия образования одного из серных месторождений в юго-западных отрогах Гиссара. Зап. Узбекского отд. Всес. минерал. о-ва, вып. 8, 1955.
- Прянишников С. Е. Трепела месторождения Шорсу. Сб. «Полезные ископаемые Шорсу», Ташкент, 1935.
- Сахаров В. В. К вопросу о генезисе месторождений самородной серы в Шорсу. МХП, ГИГХС, техн. информация, № 1, 1947.
- Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Сов. геология, № 5, 1958.
- Трухачева А. Г. К литологии серных руд Роздольского месторождения. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955.
- Уклонский А. С. Месторождение Шорсу. Ташкент, 1928.
- Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Ташкент, 1940.
- Шамсутдинов М. Ш. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития Гузанского антиклинального поднятия в палеозое (Южная Фергана). Узб. геол. журн., № 4, 1958.
- Шугин А. А. К вопросу о происхождении Каракумских бугров. Агрономические руды, V, 1939.
- Юшкин Н. П. Геологические особенности и генезис серных месторождений района Шорсу. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1962.
- Юшкин Н. П. Особенности отложения серы из подземных вод. Геохимия, № 8, 1962.
- Юшкин Н. П. Метасоматический тип месторождений самородной серы и его место в общей схеме катагенеза. Тезисы докладов. Изд. Госкомитета по химии, 1963.
- Юшкин Н. П. Минералогические отвесы и уровни Шорсуйского месторождения. Зап. Всес. минерал. о-ва, ч. 92, вып. 1, 1963.
- Юшкин Н. П. К вопросу о сероносности юго-западного Притиманья. Промышленность горнохимического сырья и природных солей, вып. 1, 1964.
- Яковлева Н. А. и Юшкин Н. П. К вопросу о генезисе серного месторождения Шорсу. Узбекский геол. ж., № 3, 1962.
- Baas Becking L. G. and J. R. Kaplan. The mikrobiological origin of the sulphur nodules of the lake Eyre. Trans. Roy. Soc. South. Austral., v. 79, 1956.
- Bonjthon C. W. a. D. King. The occurence of native sulphur at lake Eyre. Trans. Roy. Soc. South. Austral., v. 79, 1956.
- Dessau G., Jensen M. L. and Nakai N. Geology and isotopic studies of Sicilian sulphur deposits. Econ. Geol., v. 37, N 3, 1962.
- Fabiani R., Ippolito F. Criteri generati di orientamento per nuovo ricerche di solfo in Sicilia. Mem. e note Inst. geol. appl. Univ. Napoli, 5, 1953.
- Gualtieri R. The origin of Italian sulphur. New lines of research UNESCO Experience Paper, 1949.
- Mursaief P. M. Genesis of some sulphur deposits of the USSR. Econ. geol. v. 32, No 1, 1937.
- Schnellmann G. A. Formation of sulphur by reduction of anhydrite at Ras Gamsa, Egypt. Econ. geol., v. 54, No 5, 1959.

Институт геологии
Коми филиала АН СССР
г. Сыктывкар

Дата поступления
8.IX.1964

УДК 553.631 (262.8.04К — Б)

ПРОБЛЕМА КАРА-БОГАЗ-ГОЛА

А. И. ДЗЕНС-ЛИТОВСКИЙ

Залив Кара-Богаз-Гол, расположенный на восточном берегу Каспийского моря, вошел в мировую литературу как классический пример водоема, где периодически происходило в недавнем геологическом прошлом и происходит в настоящее время формирование и накопление огромных масс соляных отложений и высококонцентрированных рассолов.

За советский период произведены обширные геологические, галургические и физико-химические исследования бассейна и собран огромный материал, представляющий чрезвычайный интерес как для теории соле-накопления в аридных бассейнах, так и для хозяйственного его использования. Ниже кратко излагаются главные из полученных данных.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОТЛОВИНЫ КАРА-БОГАЗ-ГОЛА

В среднем плиоцене огромные пространства Закаспия и северо-восточные районы современного дна Каспия были сушей. Через площадь современного Кара-Богаз-Гола протекала крупная водная артерия из горного Мангышлака, направляясь в южную впадину Каспия, где в то время сохранился морской бассейн (фиг. 1). По мнению В. Г. Рихтера (1955), бессточные впадины Чагалы-Сор и Карын-Жарык, расположенные к северо-востоку от Чагалинского залива Кара-Богаз-Гола, представляют собой эту преобразованную позднейшими процессами речную долину.

На противоположном конце Кара-Богаз-Гола бурением выявлена глубокая погребенная эрозионная депрессия севернее пос. Карши, ориентированная с юго-запада на северо-восток и выполненная акчагыльскими отложениями. На материковом склоне Каспия, в открытом море против пересыпи обнаружен глубокий подводный каньон (Леонтьев, 1961).

Таким образом, эта древняя долина крупного водотока пра-Карын-Жарык и ее левые и правые притоки были затоплены водами акчагыльской трансгрессии, и на их месте возникли глубоко вдающиеся в сушу разветвленные ингрессивные заливы.

По мнению О. К. Леонтьева (1961), к концу акчагыльского времени береговая линия в северной и восточной частях Кара-Богаз-Гола проходила внутри современного контура побережья.

Меньше данных имеется по палеогеографии Кара-Богаз-Гола в апшеронское и бакинское время. Отсутствие бакинских отложений вдоль берегов залива свидетельствует о том, что древние берега располагались внутри современного контура. С западной стороны залив Бакинского моря был широко открыт к морю.

Общие контуры Кара-Богаз-Гола во второй половине хазарского времени, видимо, были уже близки к современным. На берегах залива происходила интенсивная абразия. У широкого входа в залив началось формирование огромного бара из ракушечного, оолитового и абразионного материала, который полностью отчленил залив от моря. Остатки

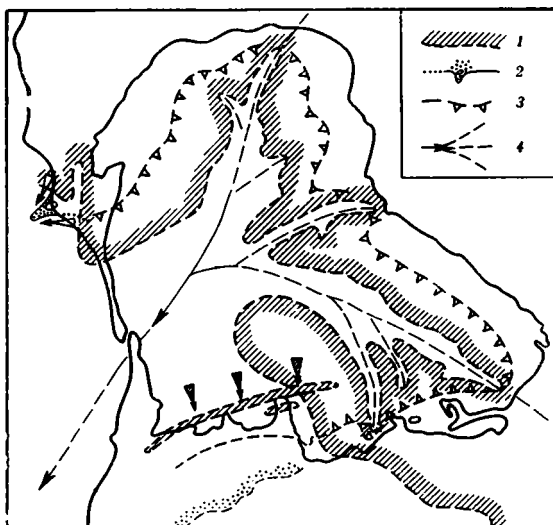
бара хазарской лагуны сохранились в пределах взморья и современных кос (фиг. 2).

Послехазарская регрессия, как предполагают А. В. Шнитников (1956), П. В. Федоров (1937), О. К. Леонтьев и др. (1959), была весьма продолжительной и характеризовалась снижением уровня моря по крайней мере на 20 м ниже современного.

По всей вероятности, во время хазарской регрессии впервые прервалась связь Кара-Богаз-Гола с морем и залив превратился в соляное озеро. В этот период на дне котловины неминуемо должны были формироваться отложения солей. Однако исследованиями экспедиций ВНИИГ'а по периферии Кара-Богаз-Гола не было обнаружено соляных отложений хазарского времени. Они либо были целиком растворены и размыты водами наступившей затем нижнехвалынской трансгрессии, либо сохранились только в центральной части котловины Кара-Богаз-Гола (Дзенс-Литовский, 1956₁, 1956₂).

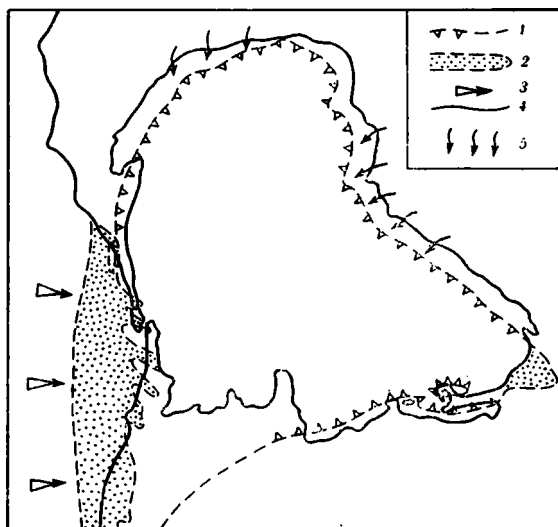
Нижнехвалынская трансгрессия Каспия значительно размыла пересыпь, возникшую в эпоху хазарской регрессии; с новой силой возобновились абразионные процессы берегов, расширение котловины залива и выравнивание контуров побережья. В течение всего нижнехвалынского времени Кара-Богаз-Гол представлял собой глубокий открытый залив. Высокие морские волны интенсивно разрушали его обрывистые берега, вызывая обвалы и грандиозные оползни на восточном и северном берегах котловины (фиг. 3).

В Бекдашском районе в нижнехвалынскую эпоху су-



Фиг. 1. Залив Кара-Богаз-Гол в верхнем плиоцене и в бакинское время (по О. К. Леонтьеву с изменениями и добавлениями А. И. Дзенс-Литовского)

1 — гипотетический контур берега в эпоху максимума акчагыльской трансгрессии; 2 — берег и береговая аккумулятивная форма в р-не Бекдаша в верхнеакчагыльское время; 3 — берег Бакинского моря (зубчиками показаны абразионные участки берега); 4 — гипотетическая река пра-Карын-Жарык и ее притоки



Фиг. 2. Залив Кара-Богаз-Гол в верхнехазарское время (по О. К. Леонтьеву с изменениями и дополнениями А. И. Дзенс-Литовского)

1 — берег верхнехазарского моря (зубчики — абразионные участки); 2 — верхнехазарская пересыпь у входа в залив и предполагаемая погребенная аккумулятивная терраса; 3 — поперечные перемещения наносов; 4 — современная линия берега; 5 — береговые оползни

ществовал архипелаг со сложной сетью островов, полуостровов и бухт (Леонтьев, 1961). Соляные озера водораздела между Бекдашским заливом Каспия и Кургузульской бухтой Кара-Богаз-Гола являются реликтами нижнехвалынской эпохи.

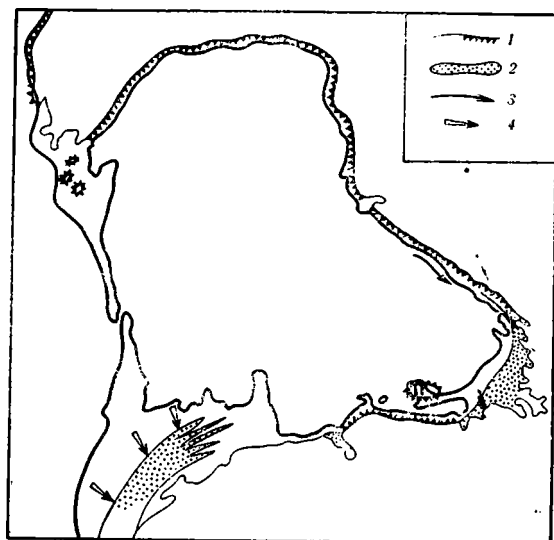
Во время среднехвалынской регрессии Кара-Богаз-Гол вновь был отделен от моря, и на его дне формировались солевые отложения (IV горизонт сверху), вскрытые рядом разведочных скважин Карабогазской экспедиции ВНИИГа (Дзенс-Литовский, 1959, 1962, 1962₂).

Наступившая затем верхнехвалынская трансгрессия похоронила под илами этот соляной пласт.

В течение первой половины верхнехвалынской эпохи Кара-Богаз-Гол опять стал открытым заливом Каспия, под горизонтом илов которого была погребена линза среднехвалынских солей.

Регрессия в конце верхнехвалынского времени превратила Кара-Богаз-Гол в соляное озеро, в донных отложениях которого накопился галит и глауберит (III горизонт сверху).

Новокаспийская трансгрессия опять восстановила связь Кара-Богаз-Гола с Каспием и усилила формирование Карабогазских кос, как с запада, со стороны мо-



Фиг. 3. Залив Кара-Богаз-Гол в нижнехвалынское время (по О. Леонтьеву)

1 — берег залива в нижнехвалынское время (зубчиками показаны абразионные берега); 2 — береговые аккумулятивные формы нижнехвалынского времени; 3 — продольное перемещение наносов; 4 — поперечное перемещение наносов

ря, так и с востока, с залива. В это время на косах образовалось несколько лагун, остатками которых в северной косе является сухое соляное озеро Ала-Тепе, а на южной — солончак Шах-Нефес и Каршинский шор.

На южном побережье залива в это время была затоплена впадина бывшей лагуны Кукурт-Ала и продолжалось выравнивание береговой линии и образование аккумулятивных форм.

В дальнейшем Кара-Богаз-Гол испытал еще двукратное осолонение, которое привело к образованию III (снизу) и IV (поверхностного) соляного пластов.

2. ПОВЕРХНОСТНЫЕ РАССОЛЫ (РАПА) СОВРЕМЕННОГО КАРА-БОГАЗ-ГОЛА

Уровень Каспийского моря подвержен большим колебаниям. Только за последние 35 лет он упал почти на 3 м.

В связи с падением уровня Каспия сток морских вод в залив резко сократился; значительно уменьшился и объем его поверхностных рассолов. Еще в 1929 г. сток морской воды в залив был равен $25,6 \text{ км}^3$. В настоящее время он составляет всего 8 км^3 . На фоне падения стока существовали временные пики. Так, минимальный сток отмечался в 1939 г. — $6,04 \text{ км}^3$, к 1949 г. он увеличился до 14 км^3 в год. После некоторой его стабилизации ($12\text{—}14 \text{ км}^3/\text{год}$) вновь (с 1953 г.) началось снижение стока морской воды через пролив.

С 30-х годов до настоящего времени глубина залива уменьшилась с 10 до 3 м, площадь его водного зеркала сократилась с 18 000 почти до 12 000 км², а объем рассолов с 1933 по 1965 г. ориентировочно уменьшился со 124 до 23 км³. Сокращение водного зеркала Кара-Богаз-Гола привело к образованию вдоль его берегов широких (до 30—40 км) соляных засух.

За последнее время сильно изменился и Карабогазский пролив. В 30-х годах длина его составляла 5,6 км при ширине 200—700 м и глубине до 6 м. В те годы через пролив из Каспия в залив проходили пароходы за мирабилитом и тенардитом и развозили их по всем портам Каспийского моря. Протяженность Карабогазского пролива в настоящее время около 10,5 км, ширина при выходе из моря — 120—130 м. В проливе образовался водопад с высотой порога до 3,0—3,5 м.

Изменение водного баланса залива Кара-Богаз-Гол привело в условиях сухого климата пустыни к концентрированию его поверхностных рассолов и формированию на дне мощного соляного пласта.

Рост концентрации солей в рапе залива, начиная с 1897 г., приведен в таблице.

Максимальная концентрация солей в рапе залива
(осенний состав)

Годы	Плотность	Σ солей	Годы	Плотность	Σ солей
1897	1,136	16,40	1945	1,275	31,77
1909	1,149	18,10	1946	1,280	31,86
1922	1,172	20,90	1947	1,290	31,96
1930	1,175	21,30	1948	1,290	31,93
1935	1,198	23,50	1949	1,290	31,95
1936	1,208	25,20	1950	1,292	31,98
1937	1,222	26,60	1954	1,312	33,90
1938	1,230	28,20	1955	1,318	34,02
1939	1,240	28,80	1961	1,362	34,53

Резкая зональность в распределении солей в рапе позволяет проследить концентрирование, начиная от морской воды в устье пролива до кристаллизации из рассолов хлористого магния в отдаленной Кургузульской бухте залива.

Воды Каспия, поступающие в залив через пролив, веерообразно растекаются по поверхности концентрированных рассолов залива, постепенно смешиваясь с ними. Движение рассолов от устья пролива происходит против часовой стрелки вдоль мелководья южного побережья к восточному и северному. Первыми из ненасыщенных рассолов на дне осаждаются малорастворимые минералы — гипс, глауверит, которые в юго-западном углу залива формировали обширный гипсовый солончак. По мере удаления рассолов на восток в летние месяцы образуется ново-садка галита с гипсом, вдоль юго-восточного побережья садка чистого галита, а вдоль восточного побережья — галита с астраханитом.

В северо-восточном углу залива, в районе Чагалы, к галиту с астраханитом присоединяется эпсомит, который в осадке у Сартасского побережья составляет около 5%.

На глубине в рапе залива наблюдается противотечение — рассол движется по часовой стрелке, в сторону устья Карабогазского пролива.

В составе поверхностной рапы присутствуют следующие соединения: хлористый натрий, сернокислый магний, хлористый калий и др.

В настоящее время по составу поверхностной рапы и характеру происходящих физико-химических процессов в заливе можно выделить три основные зоны:

1. Зона опреснения, охватывающая западную и юго-западную части залива от устья пролива до мыса Умчалы; она характеризуется рапой, не насыщенной галитом, из которой в зимнее время кристаллизуется мираболит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$).

2. Зона средней степени осолонения, занимающая восточное побережье и центральную часть залива с летней садкой галита с примесью астраханита ($\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) и эпсомита ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) и зимней — мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) с примесью эпсомита.

3. Зона высокого осолонения, приуроченная к северному берегу залива с летней и зимней садкой галита и эпсомита (смешанной соли), осенней — эпсомита и весьма незначительным весенним растворением солей.

Необходимо отметить, что четких границ между выделенными зонами нет. Границы лабильны, зависят от времени года, величины притока морской воды, силы и направления ветра, перемещающего значительные массы рапы.

Установление одновременной садки различных по составу солей в едином солеродном бассейне на различных его участках представляет собой большой научный и практический интерес.

К 1965 г. вдоль древних берегов залива обнажились широкие полосы высидившихся солей мощностью до 3—3,5 м, шириной до 30—40 км, которые только иногда, во время нагона ветрами, частично заливаются рассолами, наращивая донный поверхностный соляной пласт.

Фиг. 4. Изменение химического состава рассола залива в зависимости от уменьшения втока морской воды и степени сокращения объема рассола.

В осенне-зимние месяцы в зоне смешения рассолов залива и поступающей по проливу морской воды происходит еще осаждение мирабилита, который весной вновь растворяется. Вдоль восточного и северного побережий в зимнее время при охлаждении рассола до 0° из поверхностных рассолов происходит выпадение зимнего эпсомита.

В рассолах залива заключены очень ценные соли. Состав их можно изменить в желаемом для промышленного использования направлении и сделать его стабильным при регулировании стока морской воды через пролив.

При изменении водного режима залива состав рассолов будет меняться в соответствии с принципами гетерогенных равновесно-водно-солевых систем, детально разработанных Н. С. Курнаковым (1958), Г. С. Седельниковым (1959, 1964).

На фиг. 4 приведена диаграмма изменения состава каспийской воды по данным многолетних наблюдений за испарением в Кара-Богаз-Голе и в других прилегающих озерах и лагунах (Седельников, 1959). По оси абсцисс отложены весовые проценты MgCl_2 в рассоле (рапе), так как этот компонент определяет характер равновесия в системе; по оси ординат — содержание других солей в рассоле. Заштрихованные участки соответствуют интервалу концентрации солей в рассоле, кристаллизующем при охлаждении чистый мирабилит или эпсомит, в зависимости от степени объемного сокращения морской воды при испарении. По мере испарения рассола увеличивается содержание MgCl_2 вплоть до эвтоники ($\text{MgCl}_2 = 38\%$). В настоящее время в рассоле залива содержание

$MgCl_2 = 7-9\%$. Содержание $NaCl$ сначала увеличивалось, достигло 19% , но в 1939 г. резко уменьшилось в растворе, так как $NaCl$ выделяется в твердую фазу. Такой же перелом в концентрации $MgSO_4$ наступил в 1943 г.; он связан с началом кристаллизации астраханита. Для KCl состояние насыщения наступает при $MgCl_2 = 22,5\%$ и $KCl = 2,6\%$; в этот момент начинает кристаллизоваться карналлит, и концентрация KCl быстро понижается. Современный Кара-Богаз-Гол прошел стадию концентрирования, отвечающую участку кристаллизации мирабилита, достигнув к настоящему моменту пятидесятикратного объемного сокращения рассола. В каком направлении пойдет в дальнейшем изменение состава рассола — будет зависеть от питания залива через пролив морской водой (Седельников, 1959).

Большую потенциальную базу для галургической промышленности, несомненно, представляют поверхностные рассолы залива Кара-Богаз-Гол, объем которых в настоящее время составляет около 23 км^3 .

Запасы солей только поверхностной рапы современного залива исчисляются около десяти миллиардов тонн. Эти запасы находятся в поверхностных рассолах и достаточно хорошо изучены; имеются разработанные технологические схемы, позволяющие по-новому ставить вопрос о комплексном использовании солей залива.

Поверхностные рассолы характеризуются более высокой концентрацией ряда ценных компонентов (Mg и др.).

Однако необходимо отметить, что поверхностные рассолы по сравнению с погребенными не отличаются стабильностью состава, и их существование полностью зависит от гидрологического режима пролива, который из года в год меняется.

Дальнейшее падение уровня Каспийского моря может привести к полному отшнурованию и обсыханию залива, т. е. к потере одной из важных сырьевых баз — поверхностных рассолов, характеризующихся наиболее высокой концентрацией полезных компонентов.

При повышении уровня Каспия за счет переброски стока других рек в бассейн р. Волги необходимо учитывать возможность обводнения Кара-Богаз-Гола. Повышение уровня залива также является нежелательным, поскольку это приведет к разубоживанию поверхностных рассолов и осложнит эксплуатацию погребенных межкристалльных рассолов и соляных отложений залива. Для обеспечения сохранности поверхностных рассолов необходимо зарегулировать сток каспийской воды в залив с устройством шлюза-регулятора. При этом будет достигнут наиболее благоприятный химический состав поверхностных карабогазских рассолов для комплексной переработки их в крупных масштабах.

Менее изучены соляные ресурсы недр древнего Кара-Богаз-Гола, находящиеся в виде соляных погребенных пластов и рассолов.

3. ПОГРЕБЕННЫЕ РАССОЛЫ И СОЛЯНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДРЕВНЕГО КАРА-БОГАЗ-ГОЛА

Геологоразведочными работами, проведенными экспедициями ВНИИГа в последние годы, на Кара-Богаз-Голе под верхним соляным пластом установлено еще три погребенных пласта смешанных солей, состоящих из галита ($NaCl$), глауберита ($Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$) и астраханита (фиг. 5). Пласты донных солей разделены горизонтами гипсово-карбонатных илов с каспийской фауной. Указанные породы подстилаются древнекаспийскими и олигоценовыми глинами.

Первый (поверхностный) соляной пласт образовался в результате современного усыхания залива. Формирование его продолжается. Мощность поверхностного пласта солей в настоящее время достигает 3 м.

Поверхностный соляной пласт представлен тремя основными минералами — галитом, эпсомитом и астраханитом. Он выстилает около 75%

дна залива. Поверхность его имеет слабый наклон к центру залива и постепенно уходит под урез рапы.

Соляной пласт имеет небольшую пористость (около 10%) и пропитан межкристалльными рассолами, которые образуют первый рассольный горизонт.

Второй соляной пласт был вскрыт в 1951—1954 г. многочисленными разведочными скважинами под покровными новокаспийскими отложениями в Сартаасском заливе, Кургузульской бухте и вдоль северо-западного, северного и восточного побережий залива, на глубине в среднем 5,5 м.

Второй соляной пласт отделяется от вышележащего (поверхностного) и ниже лежащего (третьего соляного) пласта толщами гипсово-карбонатных илов мощностью (в среднем) 5—7 м. Соляной пласт состоит обычно двумя слоями галита и двумя глауберита и имеет среднюю мощность около 12 м. Мощность пласта постепенно увеличивается к центру. Соляной пласт обладает высокой пористостью и повсеместно насыщен погребенными рассолами.

В соляных породах второго погребенного горизонта, помимо пор, встречаются и более крупные пустоты — каверны, которые наблюдаются непосредственно в кернах.

Погребенные рассолы, пропитывающие второй соляной пласт и небольшой слой гипсовых песков, залегающих в его кровле, представляет собой второй горизонт напорных погребенных рассолов.

Рассольный горизонт второго соляного пласта характеризуется исключительно высокими фильтрационными свойствами и рассолоотдачей.

Состав рассолов несколько изменяется с глубиной. В верхней части второго горизонта, сложенного обычно гипсовыми песками, содержатся рассолы с относительно высоким содержанием хлористого натрия. С глубиной рассолы обогащаются сульфатным и магниевыми ионами. Плотность рассола с глубиной увеличивается от 1,19 до 1,27 при соответственном увеличении суммы солей от 25 до 30%.

Возраст	Схематический геолого-литологический разрез	Мощность, м	Описание пород
$Q_{II}^{пк_2}$	$\begin{array}{c} + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \end{array}$	$\begin{array}{c} + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \end{array}$	1,5 Соли I пласта-галит (+), астраханит (а)
$Q_{II}^{пк_1}$	$\begin{array}{c} \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \end{array}$	$\begin{array}{c} \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \end{array}$	4,0 Илы гипсовые, с фауной, Пески гипсовые
	$\begin{array}{c} + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \end{array}$	$\begin{array}{c} + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \end{array}$	10,0 Соли II погребенного пласта-галит (+), глауберит (г)
	$\sim \text{ г } \sim$	$\sim \text{ г } \sim$	Илы с гипсовым песком
$Q_{III}^{пк_2}$	$\begin{array}{c} \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \end{array}$	$\begin{array}{c} \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \\ \sim \text{ г } \sim \end{array}$	6,0 Илы гипсовые
	$\begin{array}{c} + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \end{array}$	$\begin{array}{c} + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \end{array}$	5,0 Соли III погребенного пласта-галит (+), астраханит (а), глауберит (г)
	$\sim \text{ г } \sim$	$\sim \text{ г } \sim$	Илы с мучнистым гипсом
	$\begin{array}{c} + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \end{array}$	$\begin{array}{c} + \text{ з } + \\ + \text{ з } + \end{array}$	3,0 Соли IV погребенного пласта-галит (+), глауберит (г), астраханит (а)
	$\sim \text{ г } \sim$	$\sim \text{ г } \sim$	Илы с мучнистым гипсом
$Q_{IV}^{пк_2}$			Илы и глины известковые
$Q_{IV}^{пк_1}$			Глины олигоценные

Фиг. 5. Схематический геолого-литологический разрез донных отложений северо-западного побережья Кара-Богаз-Гола по данным Карабогазской геологоразведочной партии Всесоюзного н.-и. института геологии

Температура рассолов второго соляного пласта 15—17°.

Третий соляной пласт залегает в среднем на глубине 18 м. Максимальная вскрытая мощность 18,2 м, средняя мощность около 5 м. Соляной пласт представлен галитом, глауберитом и астраханитом и также подстилается гипсово-карбонатными илами, которые постепенно переходят в глины. Соляные отложения пористы и на всю свою мощность пропитаны рассолами, образующими третий горизонт напорных погребенных рассолов.

Третий горизонт по сравнению со вторым характеризуется более низкими фильтрационными свойствами и рассолоотдачей. Рассолы третьего пласта отличаются несколько большей минерализацией и относительным постоянством состава. Температура их 16,4—17,0°.

Четвертый соляной пласт пока вскрыт лишь на ограниченной площади в Кургузульской бухте. Он представлен, как и третий пласт, галитом, глауберитом и астраханитом. Рассолы, пропитывающие соляные отложения четвертого пласта, не изучались.

4. ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Поверхностные рассолы, донные соляные отложения и погребенные межкристалльные рассолы Кара-Богаз-Гола представляют собой крупнейшую базу галургической промышленности.

Из поверхностных и погребенных рассолов и донных соляных отложений залива можно получать в больших количествах сульфат натрия и магния, окись и хлорид магния, металлический магний, калийные соли и др. Наиболее перспективным и надежным сырьем галургической промышленности являются погребенные межкристалльные рассолы.

В настоящее время из межкристалльных рассолов второго соляного пласта добывается только сульфат натрия.

Для развития сульфатной и других видов галургической промышленности на сырьевой базе Кара-Богаз-Гола необходимо осуществить дальнейшее комплексное изучение залива в следующих основных направлениях.

1. Проведение дополнительных геологоразведочных и опытных работ в центральной, южной и юго-западной частях залива. Эти исследования позволят детально выяснить строение котловины Кара-Богаз-Гола, распространение погребенных соляных пластов, состав рапы на различных участках залива, рассолоотдачу соляных пластов и запасы погребенных рассолов.

Учитывая, что в ближайшие годы планируется увеличение добычи сульфата натрия на Кара-Богаз-Голе в несколько раз, необходимы детальные разведочные и опытные работы для утверждения дополнительных эксплуатационных запасов погребенных рассолов по промышленным категориям в нужных количествах.

Особое внимание должно уделяться изучению микрокомпонентов.

2. Организация и выполнение стационарных режимных гидрогеологических и гидрохимических наблюдений над поверхностной рапой и погребенными рассолами соляных пластов на участке промышленного разбора, а также на остальной площади залива.

В частности, продолжение работ по изучению гидрохимического режима поверхностной рапы, новосадки и формирования поверхностного соляного пласта;

продолжение гидрологических работ на проливе с изучением морфологии его дна и прилегающих участков побережья Каспия;

проведение изыскательских работ для обеспечения проектирования и строительства на проливе плотины со шлюзом в целях регулирования стока вод Каспия в залив;

изыскание новых бессточных котловин по южному побережью залива для возможной организации садочных бассейнов;

проведение поисковоразведочных работ на пресную воду в районе залива.

Наряду с указанными гидрогеологическими исследованиями необходимо продолжить технологические работы с целью выбора наиболее рациональных промышленных схем по извлечению полезных элементов из поверхностной рапы, погребенных рассолов и соляных пластов Кара-Богаз-Гола.

ЛИТЕРАТУРА

- Дзенс-Литовский А. И. Геология и гидрогеологические условия новых видов сульфатного сырья залива Кара-Богаз-Гол. Тр. Океанографич. комис., т. V. Изд. АН СССР, 1959.
- Дзенс-Литовский А. И., Гаркави М. Ю., Еловская Л. В. Геология донных отложений и гидрохимический режим Кургuzuльской бухты и Сартасского залива Кара-Богаз-Гол. Тр. Ин-та геол. наук АН Туркм. ССР. Ашхабад, 1956.
- Дзенс-Литовский А. И. Геологическое прошлое и настоящее Кара-Богаз-Гола. Берговские чтения, т. I, II. Изд. АН СССР, 1956.
- Дзенс-Литовский А. И., Васильев Г. А., Гаркави М. Ю. Донные солевые отложения и рассолы Кара-Богаз-Гола как сырьевая база галургической промышленности. Проблемы комплексного использования минералогических богатств Кара-Богаз-Гола. Изд. АН Туркм. ССР, Ашхабад, 1959.
- Дзенс-Литовский А. И. Прошлое и настоящее Каспия и его заливов. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, т. 73, вып. 1. Изд. ЛГУ, 1962.
- Дзенс-Литовский А. И. Каспийское море и залив Кара-Богаз-Гол. Изв. ВГО, № 1, 1962.
- Курнаков Н. С. и др. Проблема Кара-Богаз-Гола. Успехи химии, т. 8, вып. 2, 1938.
- Леонтьев О. К. История формирования побережья залива Кара-Богаз-Гол. Тр. Ин-та океанологии, т. 68, 1961.
- Леонтьев О. К., Федоров П. В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1959.
- Рихтер В. Г. К истории Карабогазских кос. Докл. АН СССР, т. 105, № 3, 1955.
- Седельников Г. С. Гидрохимический режим залива Кара-Богаз-Гол и перспективы его промышленного использования. Тр. Океанографич. комис., т. V. Изд. АН СССР, 1959.
- Седельников Г. С., Лазарева А. И. Бром в рассолах Кара-Богаз-Гола. Ж. «Неорг. химия», т. IX, вып. 1, 1964.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.
- Шнитников А. В. Ритм Каспия в послевалдайское время. Докл. на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга, т. I—III, 1956.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт галургии
Ленинград

Дата поступления
23.VI.1964

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.061.16

О СОКРАЩЕНИИ МОЩНОСТИ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДИАГЕНЕЗЕ

П. В. ЗАРИЦКИЙ

Многие исследователи отмечают, что осадки, проходя стадию диагенеза¹, в той или иной мере уплотняются, и такая усадка серьезно сказывается на отложении вышележащих слоев и на строении осадочной толщи в целом (Van der Heide, 1950; Рухин, 1953; Приходько, 1963; Волков, 1964 и др.). Для решения ряда вопросов литологии недостаточно признания реальности этого явления, необходима его количественная оценка. Такие попытки предпринимались неоднократно с использованием как геологических наблюдений, так и косвенных методов и приемов (расчетным путем). Сведения по усадке песчано-глинистых пород имеются в работах К. Г. Войновского-Кригера и В. В. Погоревича (1947), Н. Б. Вассоевича (1958), Ю. Н. Приходько (1963). Приведенные в работах названных авторов коэффициенты сокращения мощности (усадки) даже для однотипных пород варьируют в весьма широких пределах, что побудило нас провести собственные наблюдения.

Угленосные отложения Донбасса представлены широким диапазоном терригенных пород от аргиллитов до песчаников, что позволило произвести наблюдения и соответствующие замеры сокращения мощности различных типов пород.

Для определения степени усадки пород были использованы наблюдения над соотношением слоистости пород с диагенетическими конкреционными образованиями. В породах однородных в текстурном отношении или неяснослоистых такие наблюдения затруднены и не могут дать достоверных результатов.

В ходе диагенеза осадки, благодаря потере воды и газов и под действием нагрузки вышележащих слоев, испытывали сокращение объема, выражавшееся преимущественно в уменьшении их мощности. Во всяком случае считается бесспорным, что сокращение любых осадков в направлении, перпендикулярном их напластованию, во много раз превосходит сокращение их во всех других направлениях. Поэтому сокращение объема осадка практически сводится к сокращению его мощности. В ряде случаев сокращение объема тонкозернистых осадков сопровождалось образованием раннедиагенетических трещин, направленных вкrest наслоения (Приклонский и др., 1956; Страхов, 1960; Зарицкий, 1963). Однако, учитывая масштаб явлений такого рода, горизонтальной усадкой можно пренебречь.

В то же время, литифицированные на ранней стадии диагенеза карбонатные конкреции были уже не в состоянии сокращаться сколько-нибудь существенно в вертикальном направлении. Процессы синерезиса исходного коллоидального конкрециеобразующего вещества приводили, разумеется, к сокращению объема конкреций, на что указывает подчас широкое развитие в их телах контракционных трещин. Наблюдение над их морфологией и расположением в теле конкреций (в частности, выклинивание трещин по направлению к периферии конкреций) свидетельствует о том, что такое сокращение объема вещества конкреций шло от центра к периферии и не сопровождалось практически изменением их внешней формы и размеров. Зияющие трещины сокращения конкреций заполнялись впоследствии минеральными новообразованиями, что как бы компенсировало сокращение объема конкреций.

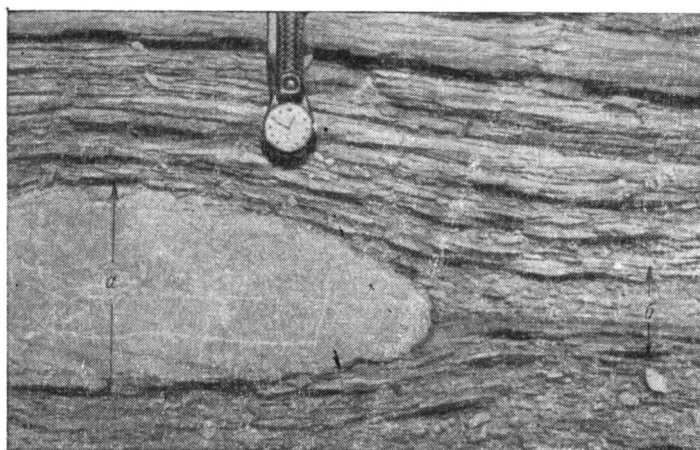
Уплотненная форма большинства конкреций является первичной и отражает особенность диагенетического перераспределения вещества в слоистых песчано-глинистых осадках. Об отсутствии сколько-нибудь заметной усадки литифицированных конкре-

¹ Усадка осадочных пород происходит как в период диагенеза, так и на последующих этапах их развития и существования. Но в основном этот процесс имеет место в стадии диагенеза.

ций свидетельствуют и случаи нахождения в них органических остатков хорошей сохранности и без объемной деформации.

Таким образом, конкреции как тела достаточно твердые оказывали сопротивление вертикальному сжатию, тогда как пластичная масса осадка вокруг них уплотнялась.

Огибание слойками породы конкреционных образований и рассматривается большинством исследователей как результат различной степени уплотнения вещества конкреций и вмещающих их осадков в ходе диагенеза и литификации. Вместе с тем существует и представление о том, что указанное явление связано с ростом конкреций и вытеснением ими окружающего осадочного материала в сторону. В руководствах обе точки зрения обычно приводятся как вероятные (Твенхофел, 1936; Пустовалов, 1940;



Фиг. 1. Огибание карбонатной конкреции слойками аргиллита
Отношение $a : b$ дает меру усадки породы в диагенезе (коэффициент сокращения мощности)

Вассоевич, 1958). Очевидно, вторая точка зрения не обоснована фактическим материалом. Если бы это было так, то следовало бы ожидать равномерного в случае сферических конкреций отклонения слойки породы во всех направлениях от тела конкреций. А в случае же наиболее распространенных уплощенных конкреций такое отклонение должно быть максимальным именно в горизонтальном направлении, т. е. направлении преимущественного роста конкреций. Причем это должно было бы неизбежно сопровождаться смятием слойков вокруг конкреций в мелкие складочки в направлении напластования или хотя бы увеличением их мощности, чего в действительности не наблюдается. Мощность слойков, проникающих в конкрецию (точнее, захваченных конкрецией в ходе ее роста), максимальна именно в пределах тела конкреции.

Наблюдаемые особенности соотношений конкреций различной величины и формы со слоистостью вмещающих их пород легко могут быть поняты и истолкованы, если рассматривать нарушение первичной слоистости в диагенезе как следствие неодинаковой усадки вещества конкреций, формирование и литификация которых проходит на ранней стадии диагенеза и вмещающего их осадка. Соотношение мощностей слойков внутри и вне конкреций, как справедливо подчеркнула Л. Н. Ботвинкина (1962), имеет основное значение для суждения о стадии образования конкреций, а не само по себе огибание или пересечение слойками тел конкреций. При этом, если конкреция раннедиагенетическая, то мощность слойков, пересекающих ее, должна быть больше в теле конкреции, чем мощность тех же слойков вне ее.

Безусловно, осаждение конкрецнеобразующих карбонатов в ходе роста конкреций сопровождалось в какой-то мере раздвиганием терригенных частиц осадка (глинистых — больше, песчаных — меньше) но в период формирования конкреций осадки были рыхлыми, сильнообводненными и такое раздвигание частиц не могло приводить к заметному нарушению первичной слоистости.

Коэффициент сокращения мощности (коэффициент усадки, Приходько, 1963) определяется отношением расстояния между слойками, охватывающими конкрецию сверху и снизу в области ее максимальной мощности (a ; фиг. 1), к расстоянию между теми же слойками рядом с конкрецией в области минимального сближения их, т. е. там, где они снова становятся параллельными (b , фиг. 1). Понятно, что коэффициент сокращения мощности выражается всегда величиной > 1 .

К. Г. Войновский-Кригер и В. В. Погоревич (1947) для суждения о степени усадки пород берут обратное отношение. В этом случае коэффициент сокращения мощности представляет собой величину, до которой сократилась мощность породы от первоначальной ее мощности, принимаемой за единицу.

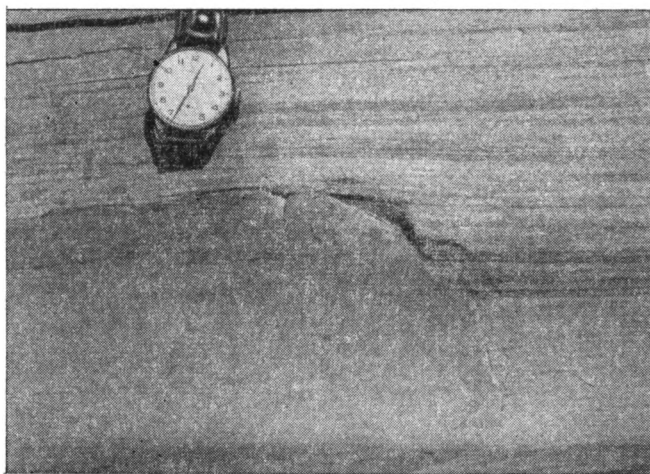
Серия замеров позволила нам вычислить средние значения коэффициента сокращения мощности различных по гранулометрическому составу пород, приведенные в таблице.

Из данных таблицы видно существенное возрастание коэффициента усадки по мере перехода от пород крупнозернистых к тонкозернистым. Если в среднезернистых

Средние коэффициенты сокращения мощности различных пород

Порода	Число замеров	Коэффициент сокращения мощности
Аргиллит	20	2,3
Алевролит мелкозернистый, глинистый	4	2,1
Алевролит крупнозернистый	3	1,7
Песчаник мелкозернистый, слонистый	5	1,4
Песчаник среднезернистый, слабослонистый, однородный	4	1,15
Каолинитовая прослойка в угле (по отношению к конкреции FeS_2)	7	1,7

однородных песчаниках он составляет всего 1,1—1,2, то в аргиллитах — уже 2,3. Достаточно беглого взгляда на приводимые здесь фотографии (фиг. 1 и 2), чтобы убедиться в значительном различии диагенетической усадки глинистых пород по сравнению с породами песчаными. Полученные данные в отношении глинистых пород согласуются с данными Н. Б. Вассоевича (1958) о более чем двукратной усадке этих пород и не вяжутся с данными Ю. Н. Приходько (1963), который для алевритовых и песчаных тонкозернистых пород (также по наблюдениям над конкрециями) приводит один и



Фиг. 2. Огибание карбонатной конкреции слоями мелкозернистого песчаника
Мелкая усадка песчаных пород

тот же коэффициент усадки, равный 1,48. Автор также указывает, что коэффициент усадки аргиллитов не превышает величину, вычисленную для тонкозернистых алевролитов и песчаников, и пытается это как-то обосновать. Объяснение этого далеко не очевидного положения представляется нам мало убедительным.

Еще Дж. Итон (Eaton, 1929), а затем Н. М. Страхов (1960) и В. К. Крумбайн и Л. Л. Слосс (1960) подчеркивали малую пористость и обводненность, а также низкую способность к уплотнению песчаных осадков по сравнению с глинистыми.

К. Г. Войновский-Кригер и В. В. Погоревич (1947) для глинистого и крупнозернистого алевролита получили различные (правда, с меньшим диапазоном) величины коэффициента сокращения мощности — соответственно 1,53 и 1,45 (пересчет наш. — Л. З.) наблюдая случаи линейной деформации растительных остатков в воркутской угленосной свите.

По В. Д. Ломтадзе (1955), естественная влажность глинистого ила достигает 75—80%, мягкие глины также характеризуются высокой естественной влажностью — 80—30%. Если даже взять среднее значение — около 55% — и считать дегидратацию

основной причиной уплотнения глинистого осадка, то получим коэффициент усадки несколько >2 . Л. В. Пустовалов (1940) также признает, что вследствие уплотнения осадок может сократить свой объем на 40—50, а иногда и на 75%, что соответствует коэффициенту сокращения мощности, близкому к 2 и даже >2 .

Относительно невысокий по сравнению с аргиллитами коэффициент усадки каолинистых прослоек в угле по отношению к конкрециям дисульфида железа — 1,7 (см. табл.), по-видимому, обусловлен быстрой дегидратацией неразбухающей каолинистой глины, которая для такого рода глин, по мнению В. Д. Ломтадзе (1955), сводится практически к отжатию воды, заключенной в открытых порах между глинистыми частицами. Здесь мы, по-видимому, имеем дело с вопросом о влиянии на усадку глинистой породы (как впрочем, и всякий другой) ее минерального состава, количества и характера органического вещества в ней и т. д. Данных на этот счет, помимо приведенного примера с чисто каолининовой прослойкой, у нас нет, и это, безусловно, составляет одну из задач будущих исследований.

Не меньший интерес представляет изучение усадки однотипных пород, но подвергшихся в различной мере воздействию процессов катагенеза и начального метаморфизма, с целью количественной оценки возможного сокращения мощности их в последиагенетический период.

Результаты проведенной работы могут быть сведены к следующему.

1. Полученные путем наблюдения над соотношением конкреций со слоистостью пород значения сокращения мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе являются несколько заниженными против действительной усадки пород, поскольку таким путем определяется усадка пород после литификации конкреций. В ходе седиментации и непосредственно за ней (до формирования и отвердения конкреций) также имело место определенное сокращение объема осадка.

2. Принимая во внимание то обстоятельство, что образование и литификация конкреций происходили в раннем диагенезе в рыхлом сильнообводненном осадке, можно считать, что определяемые этим путем коэффициенты сокращения мощности песчано-глинистых отложений весьма близки к действительным их значениям и могут быть использованы для определения исходной мощности осадочных образований и при решении других вопросов литологии.

3. Степень сокращения мощности обломочных пород находится в отчетливой зависимости от их гранулометрического, а также, вероятно, и минерального состава.

4. Метод определения диагенетической усадки пород, основанный на геологических наблюдениях над условиями залегания конкреций, следует признать плодотворным и правомерным.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.
- Вассоевич Н. Б. Текстура осадочных пород. Справ. руков. по петрогр. осадочн. пород, т. I. Гостоптехиздат, 1958.
- Войновский-Кригер К. Г. и Погоревич В. В. Опыт определения степени сокращения при диагенезе некоторых нижнепермских алевролитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
- Волков В. Н. О возможном сокращении мощностей пластов в ряду торф — антрацит. Сов. геология, № 5, 1964.
- Зарицкий П. В. Раннедиагенетические трещины в угленосных отложениях среднего карбона Донецкого бассейна. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963.
- Крумбайн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. Гостоптехиздат, 1960.
- Ломтадзе В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации. Докл. АН СССР, т. 102, № 4, 1956.
- Приклонский В. А., Горькова И. М., Окнина Н. А., Реутова Н. С., Чепик В. Ф. Инженерно-геологические особенности хвалыньских глинистых пород в связи с условиями их формирования. Тр. Лаб. гидрогеол. проблем, т. XIII, 1956.
- Приходько Ю. Н. Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1963.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. ч. II, 1940.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. II. Изд. АН СССР, 1960.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
- Eaton J. E. The by-passing and discontinuous deposition of sedimentary materials. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. v. 13, 1929.
- Van der Heide S. Compaction as a possible factor in upper Carboniferous rhythmic sedimentation. Internat. Geol. Congr., Rep. 18., Sess. Great Britan. pt. IV, London, 1950.

СЕПИОЛИТ-ПАЛЫГОРСКИТОВЫЕ АРГИЛЛИТЫ ИЗ КИЗЕЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА БАШКИРСКОЙ АССР

Р. Т. ВАЛИУЛЛИНА

При исследовании глинистых минералов терригенной толщи нижнего карбона Башкирии автором был обнаружен и изучен своеобразный слюдоподобный аргиллит, минеральный состав которого представлен магнезиальным алюмосиликатом игольчатой формы (смесью сепиолита и палыгорскита).

Подобные минералы в разрезе каменноугольных отложений Башкирии до настоящего времени не были известны, тогда как в пределах Русской платформы магнезиальные силикаты распространены довольно широко. Они обнаружены в виде прослоек мощностью 0,3—0,4 см в толще пород от низов алексинского горизонта нижнего карбона до гжельского яруса верхнего карбона (Ратеев, 1954; Зхус, 1956; Ратеев и др., 1956).

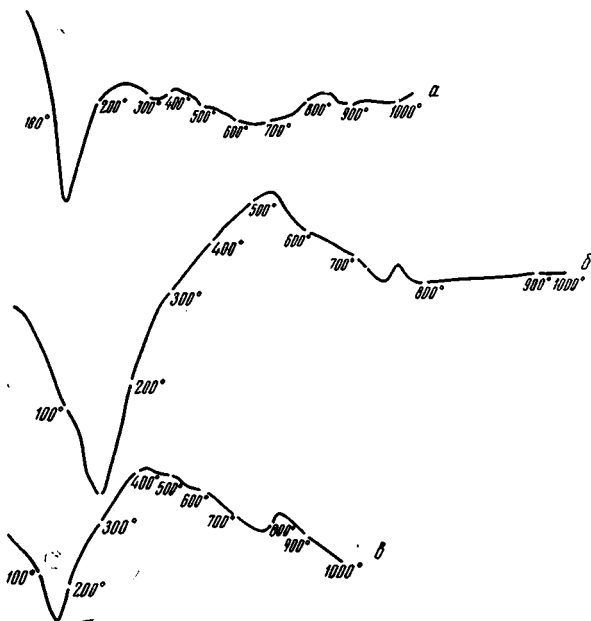
Нами игольчатый магнезиальный алюмосиликат встречен в верхней части разреза кизеловского и как примесь в монтмориллонитовых аргиллитах нижней части елховского горизонта нижнего карбона. Район распространения этого алюмосиликата совпадает с площадями Икбазинского и Шавьядинского прогибов, составляющих часть Камско-Кинельской системы прогибов (Юнусов и др., 1963).

Характерно, что магнезиальный алюмосиликат в рассматриваемых отложениях служит основным глинистым минералом более чем в двадцатиметровой толще верхней части турнейского яруса, сложенной доломитами, мергелями, известняками и слюдоподобными аргиллитами.

Аргиллиты имеют темно-серую с буровато-коричневым оттенком окраску, жирные на ощупь, с восковидным блеском, тонкочешуйчатые или тонколистватые, хрупкие, слабо неравномерно люминесцируют, не размокают в воде, очень слабо растворяются в 10%-ной соляной кислоте. Прослойки аргиллитов магнезиально-силикатного состава достигают 2-метровой мощности. По макроскопическому облику они похожи на аргиллиты α -сепиолитового состава, описанные М. А. Ратеевым (1954). Переходы аргиллитов к покрывающим и подстилающим их осадкам постепенные. Макроскопически это прослеживается по сходной темно-бурой окраске тех и других пород, микроскопически — по появлению карбонатности в глинах. Глинистое вещество имеет преимущественно чешуйчато-волоконистое и тонкодисперсное строение, буровато-желтую и буровато-серую окраску и показатель преломления, равный показателю преломления канадского бальзама или несколько меньший¹. Как в известково-доломитовых прослойках, так и в аргиллитах встречаются многочисленные остракоды и отпечатки брахиопод и пелеципод.

С метиленовым голубым суспензии одних аргиллитов окрашиваются по методу Н. Е. Веденеевой в травяно-зеленые, зеленые и голубые цвета, не изменяющиеся от добавки KCl; суспензии других дают с метиленовым голубым фиолетово-синие тона, при добавлении KCl — также фиолетово-синие, редко синие. С бензидином обе разновидности пород не окрашиваются. Результаты окрашивания свидетельствуют о наличии сепиолитовых и палыгорскитовых минералов.

На термограммах описываемых пород (фиг. 1) характерно наличие глубокого эндотермического пика между 100 и 200°, что может быть связано с присутствием



Фиг. 1. Дифференциальные термограммы

а — Сергеевская скв. № 1, интервал 1808,4—1809,9 м, обр. 40;
б — Янышевская скв. № 1, интервал 1548,5—1550,0 м, обр. 69;
в — Сергеевская скв. № 22, интервал 1776,0—1777,3 м, обр. 39.

¹Наличие карбонатных частиц в породах делает невозможным точное определение показателя преломления глины.

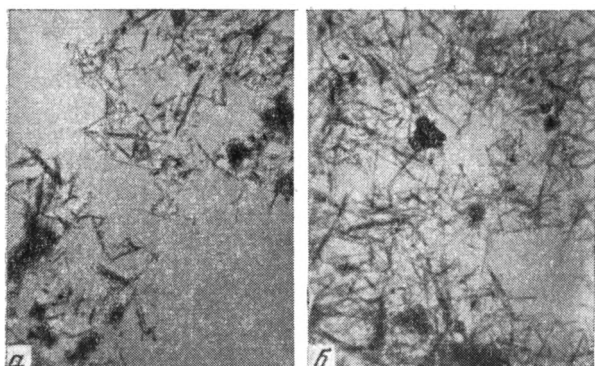
Химические анализы частиц менее 0,001 мм (%)

Компоненты	Худяковская скв. 26, интервал 1352—1356,4 м, обр. 37	Сергеевская скв. 1, интервал 1808,4—1809,9 м; обр. 40	Ик-Базинская скв. 24, интервал 1448—1453 м, обр. 174
% к воздушно-сухой породе			
SiO ₂	56,4	57,17	58,00
TiO ₂	0,70	0,63	Следы
Al ₂ O ₃	9,87	9,36	5,28
Fe ₂ O ₃	4,20	0,86	1,55
FeO	1,90	1,23	0,91
MnO	Следы	Следы	—
MgO	10,0	14,13	14,50
CaO	1,35	1,44	6,02
K ₂ O	1,00	0,28	0,50
Na ₂ O	0,40	0,13	0,10
H ₂ O гигроскопическая	6,56	6,90	5,70
H ₂ O конституционная		4,80	3,59
CO ₂	1,20	1,12	3,60
П. п. п.	13,88	13,02	10,99
Сумма	99,97	100,02	99,82
Молекулярное отношение SiO ₂ : Al ₂ O ₃	9,57	10,4	18,6

минерала монтмориллонитовой группы; слабого экзотермического пика между 800 и 900°, свидетельствующего о глине магнезиального состава.

Химический анализ частиц менее 0,001 мм указывает на значительное количество силикатного MgO (до 14,5%) при малых величинах полутурных окислов (см. табл.). Соотношение этих компонентов позволяет предположить смесь сепиолита и палыгорскита, так как значения MgO малы для типичных сепиолитов, но они больше по сравнению с количеством MgO в обычных палыгорскитах (Гинзбург, Рукавишников, 1951).

На электронномикроскопических снимках (фиг. 2) магнезиальные алюмосиликаты представлены тонкими игольчатыми образованиями, ширина которых не превышает $1 \cdot 10^{-5}$ — $4 \cdot 10^{-5}$ мм при



Фиг. 2. Электронномикроскопические снимки магнезиального алюмосиликата

а — Янышевская скв. № 2, интервал 1625—1629,0 м, обр. 112, аргиллит, увел. 5000; б — Худяковская скв. 26, интервал 1352,5—1356,4 м, обр. 35, аргиллит, увел. 6500

длине, достигающей $2 \cdot 10^{-3}$ — $3 \cdot 10^{-3}$ мм. Таким образом, отношение ширины к длине составляет до 1 : 200. Линии ограничения частиц магнезиальных алюмосиликатов во всех изученных образцах четкие.

В нерастворимой части карбонатов размеры частиц значительно меньше, края их менее четкие, что может быть связано с обработкой породы соляной кислотой. Электронографические и электронномикроскопические анализы, выполненные по одному из образцов В. А. Шитовым в лаборатории электронографии и электроноскопии ВСЕГЕИ, свидетельствуют, по его заключению, о том, что порода состоит из сепиолита и палыгорскита примерно в равных количествах.

В результате литологического изучения отложений турнейского яруса Башкирии выясняется, что палыгорскиты связаны с меньшей доломитностью, а сепиолиты, наоборот, — с наибольшей доломитностью осадков разреза (Валиуллина, 1963).

Обнаружение в кизеловском горизонте игольчатого магнезиального алюмосиликата в качестве основного глинистого минерала представляет значительный интерес, так как дает возможность уточнить некоторые специфические черты геохимической обстановки этого времени. Широкое распространение магнезиальных алюмосиликатов по площади, приуроченность их к определенным синхронным пластовым образованиям и наличие в исследованных отложениях фауны нормального моря указывают на то, что осаждение магнезиального алюмосиликата происходило в условиях морского бассейна.

- Балиуллина Р. Т. Литолого-минералогическая характеристика глинистых пород терригенной толщи нижнего карбона платформенной части Башкирии. Тр. УФНИИ, вып. XI, 1963.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
- Зхус И. Д. Пальгорскит из стешевского горизонта Подмосковского бассейна. Докл. АН СССР, т. 107, № 5, 1956.
- Ратеев М. А. Сепиолит из карбонатных пород алексинского горизонта Красной Поляны. Докл. АН СССР, т. 96, № 5, 1954.
- Ратеев М. А., Котельников Д. Д. О новых находках α -сепиолита в карбоне Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 109, № 1, 1956.
- Юнусов М. А., Черноморский В. Н. Особенности нового типа разреза терригенных отложений нижнего карбона Западной Башкирии. Тр. УФНИИ, вып. 9—10, 1963.

Уфимский нефтяной
научно-исследовательский институт

Дата поступления
19.XII.1964

УДК 551.72(471.325)

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕЙ СВИТЫ КУРСКОЙ СЕРИИ КМА

И. С. МОДНИКОВ, П. К. ДЕМЕНТЬЕВ, А. И. БЕЗГУБОВ

Нижняя свита курской серии выделена М. Н. Доброхотовым в 1958 г. Она залегает в основании серии, имеющей трехчленное строение и состоящей второй структурный этаж докембрия КМА. Нижняя часть курской серии состоит из кварцитов, кварцевых песчаников, кварцевых пиритосодержащих гравелитов и конгломератов, алевритов, филлитовидных кварц-серицитовых сланцев и иногда доломитов (нижняя свита). Средняя часть представлена железистыми кварцитами (средняя свита), которые перекрываются верхней терригенной свитой, сложенной песчаниками, различными сланцами, известняками и в меньшей степени эффузивами. Курская серия залегает с угловым несогласием на гнейсах и гранитоидах первого структурного этажа докембрия.

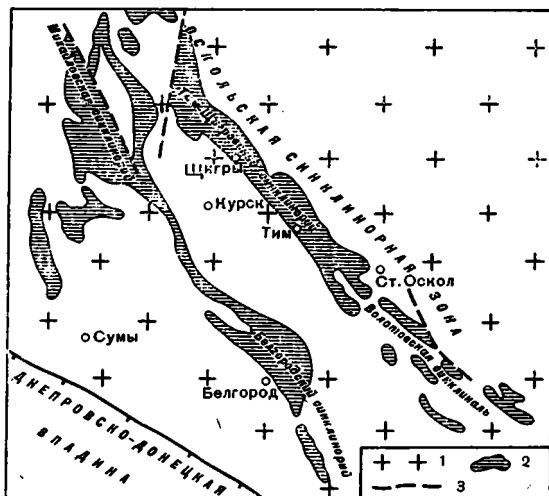
Угловое несогласие ее с подстилающей михайловской серией пока не установлено, хотя между ними и имеется значительный стратиграфический перерыв.

Курская серия слагает широкие синклиновые структуры в Тим-Щигровском, Старооскольском и Михайловском районах, а также в районе г. Белгорода (фиг. 1).

Отложения курской серии, мощность которой меняется от 2000 до 3000 м, образуют единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления. Накопление нижней свиты происходило в обстановке развивающейся трансгрессии, максимум которой приходится на железистые кварциты средней свиты курской серии.

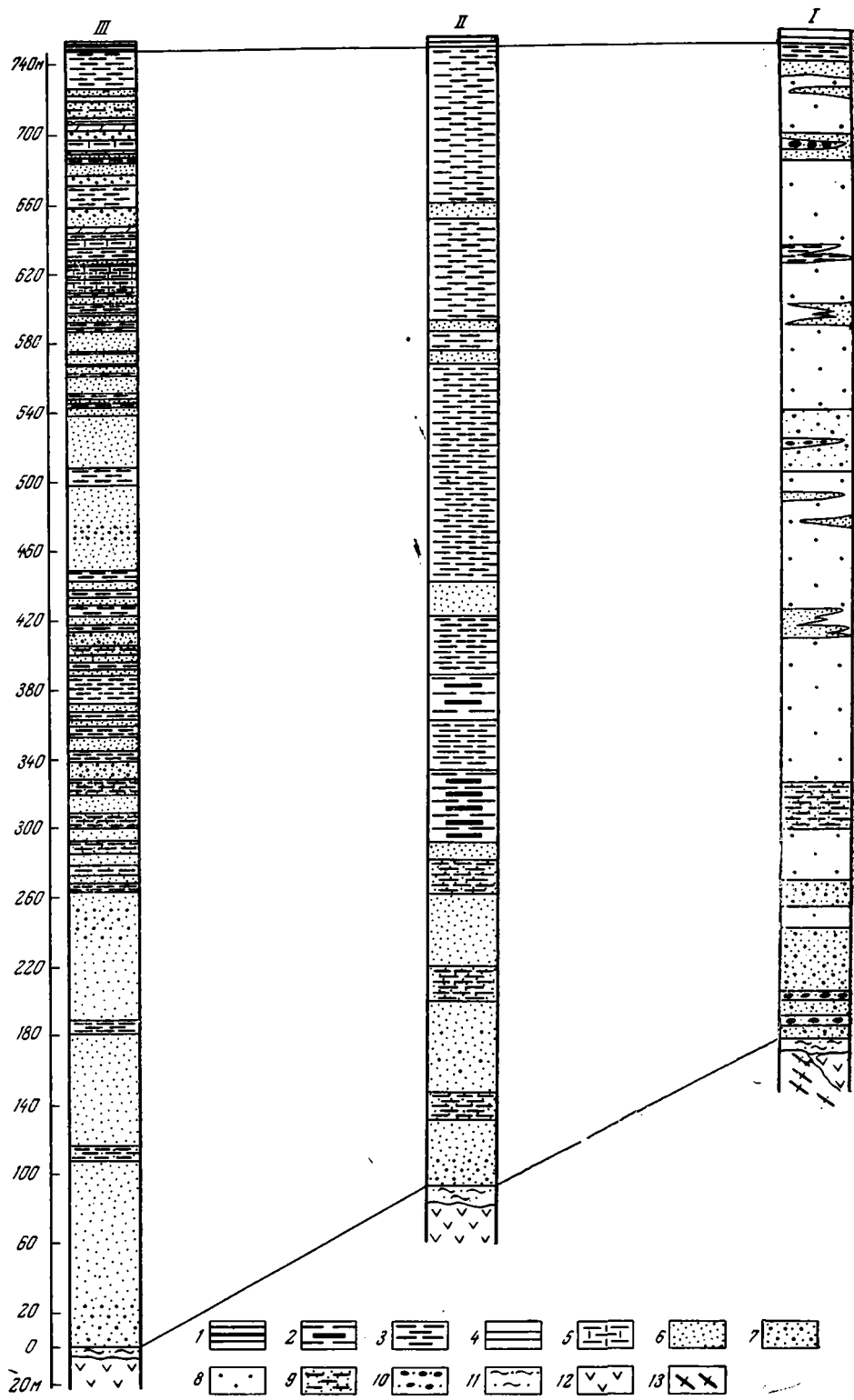
В литературе отсутствует детальное описание нижней свиты курской серии, ее литологии и стратиграфии.

Авторами на основании изучения ее разрезов в Старо- и Новооскольском, а также в Михайловском и Белгородском районах впервые приводится краткое описание литологии и стратиграфии этой свиты, а также некоторые соображения об условиях ее накопления.



Фиг. 1. Схема тектонического строения КМА

1 — нижний структурный этаж докембрия (гнейсы, мигматиты, гранитоиды и др.); 2 — верхний структурный этаж докембрия (михайловская и курская серии); 3 — разрывные нарушения



Проведенные исследования позволяют предварительно выделить три основных типа разреза нижней свиты курской серии: песчаниковый, песчаниково-сланцевый и карбонатно-сланцевый (фиг. 2).

Отложения с песчаниковым типом разреза развиты в Старо- и Новооскольском районах, а также в районе городов Тим и Щигры. Их можно объединить в фациальную зону северо-западного простирания, пространственно совпадающую с Оскольской синклиниальной зоной, включающей Тим-Щигровский синклинорий, Волотовскую синклиналь и ряд более мелких структур.

Наиболее полно нижняя свита с песчаниковым типом разреза вскрыта в пределах Старооскольского железорудного узла, расположенного в области сложно построенного южного замыкания Тим-Щигровского синклинория, где выделяется ряд субпараллельных синклинальных и антиклинальных складок северо-западного простирания, сложенных породами курской серии.

В пределах Старооскольского железорудного узла нижняя свита залегает на различных породах: гнейсах и кристаллических сланцах первого структурного этажа докембрия, амфиболитах и кварцевых порфирах михайловской серии. Во всех случаях на контакте нижней свиты и подстилающих пород устанавливаются светло-серые кварц-серицитовые сланцы, содержащие обломки кварца. Они являются, очевидно, частично переотложенной и метаморфизованной древней элювиальной корой выветривания.

В основании нижней свиты на коре выветривания подстилающих пород залегает пласт мелкогалечных пиритсодержащих кварцевых конгломератов, мощностью от 1 до 5 м (фиг. 2, 3). Базальные конгломераты прослеживаются повсеместно в пределах Старооскольского железорудного узла, совершенно четко фиксируя перерыв в осадконакоплении. Конгломераты переслаиваются с кварцевыми гравелитами и грубозернистыми песчаниками. В них иногда наблюдается косая слоистость, хорошо подчеркиваемая распределением пирита.

Выше по разрезу на конгломератах согласно залегает пачка серых и светло-серых грубозернистых кварцевых песчаников с незначительной примесью полевых шпатов, в которых местами четко устанавливается косая слоистость. Песчаники включают пласты и линзы мелкогалечных олигомиктовых кварцевых пиритсодержащих конгломератов и гравелитов, подобных базальным. Всего в разрезе этой пачки устанавливается от одной до восьми прослоев конгломератов и гравелитов, мощностью от 0,5 до 2,5 м.

Общая мощность нижней пачки грубозернистых пород колеблется от нескольких метров до 50—60 м.

Выше по разрезу грубозернистые песчаники постепенно сменяются светло-серыми, реже серыми мелкозернистыми массивными кварцитовидными песчаниками мощностью от 50 до 200 м. В средней части разреза они содержат прослои и линзы слюдистых мелкозернистых зеленоватых песчаников и слюдистых кварцитов мощностью от 2 до 12 м. В верхней части разреза находятся прослои и линзы серых среднезернистых кварцевых песчаников мощностью от 5 до 10 м. На Южно-Лебединском участке встречена линза среднезернистых песчаников мощностью до 40 м.

На мелкозернистых кварцитовидных песчаниках согласно залегает вторая пачка грубо- и крупнозернистых серых кварцевых песчаников. Они подобны песчаникам, залегающим в нижней части свиты. Пачка содержит маломощные (0,3—1 м) линзы кварцевых олигомиктовых пиритсодержащих конгломератов и гравелитов. Общая мощность средней пачки колеблется от 10 до 30 м.

Пачка согласно перекрывается монотонной толщей мелкозернистых кварцитовидных песчаников и кварцитов серого и темно-серого цвета мощностью от 35 до 170 м. Песчаники в средней части содержат линзы серых кварц-серицитовых филлитовидных сланцев, мощностью от 2 до 10 м; выше по разрезу в песчаниках наблюдаются прослои и линзы крупнозернистых кварцевых песчаников серого цвета, которые на Южно-Лебединском участке в разрезе нижней свиты образуют верхнюю пачку грубозернистых пород, мощностью до 10 м. Эта пачка включает маломощные линзы (до 1 м) кварцевых пиритсодержащих гравелитов.

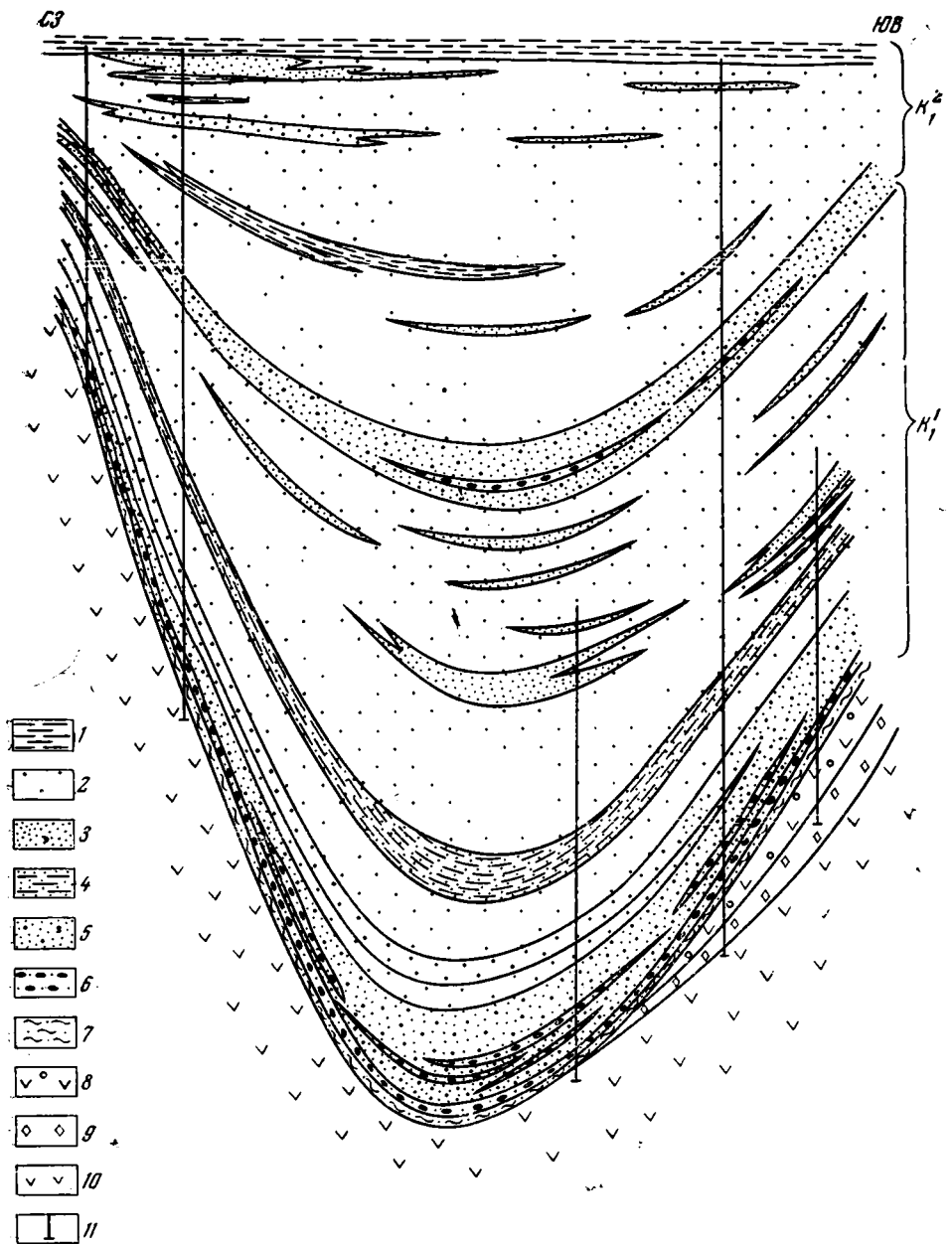
В верхней части свиты залегают кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые филлитовидные серые сланцы, мощностью от 12 до 18 м.

Сланцы согласно перекрываются железистыми кварцитами средней свиты. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика наиболее распространенных пород этого типа разреза.

Кварцевые конгломераты — серые, темно-серые и зеленовато-серые породы, состоящие на 60—80% из гальки и на 20—40% из цемента. Галька размером 1—3 см (редко до 5—7 см) имеет обычно среднюю степень окатанности и представлена крупно-

Фиг. 2. Разрезы нижней свиты курской серии

Синклинории: I — Тим-Щигровский, II — Белгородский, III — Михайловский; 1 — железистые кварциты; 2 — хлорит-биотитовые сланцы; 3 — филлитовидные кварц-серицитовые, дауслоидные и другие сланцы; 4 — доломиты; 5 — карбонатсодержащие алевролиты; 6 — кварцевые средние и мелкозернистые песчаники; 7 — крупно- и грубозернистые песчаники; 8 — кварцитовидные мелкозернистые песчаники; 9 — слюдистые кварциты и песчаники; 10 — мелкогалечные кварцевые конгломераты и гравелиты; 11 — древняя кора выветривания; 12 — метабазиты; 13 — гнейсы и мигматиты



Фиг. 3. Принципиальный литологический профиль отложений нижней свиты курской серии (восточная часть Старооскольского железорудного узла)

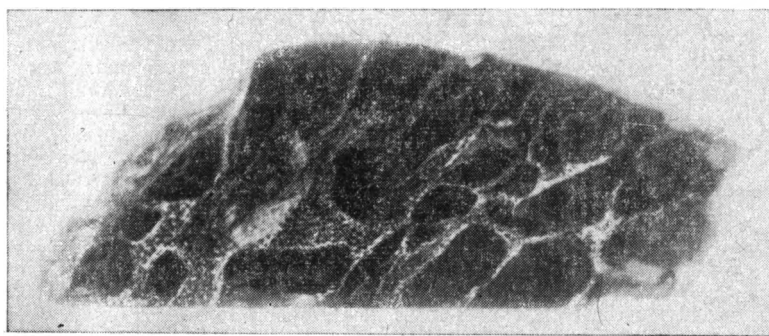
1 — сланцы; 2 — кварцитовидные песчаники; 3 — среднезернистые кварцевые песчаники; 4 — слюдитые кварциты; 5 — грубо- и крупнозернистые песчаники; 6 — кварцевые гравелиты и конгломераты; 7 — древняя кора выветривания; 8 — кварцевые порфиры; 9 — гранат-биотитовые сланцы; 10 — амфиболиты; 11 — скважины колонкового бурения.

За горизонтальную поверхность принята подошва сланцев, подстилающих железистые кварциты средней свиты

кристаллическим кварцем типа жильного и в меньшей степени кварцитами (фиг. 4). Весьма редко встречаются гальки гнейсов и филлитов. Цемент конгломератов кварц-хлорит-серицитовый, содержащий значительное количество (до 30%, в среднем 10%) пирита и в небольшом количестве пирротин, халькопирит, арсенопирит и другие сульфиды. Из аксессуарных обломочных минералов постоянно присутствуют циркон и монацит.

Гравелиты по составу аналогичны конгломератам и отличаются лишь меньшим размером галек.

Кварцевые песчаники — обычно плотные серые, темно-серые и зеленовато-серые породы с массивной и изредка тонкосланцеватой текстурой. В зависимости от размера кластического материала выделяются грубо-, крупно- и мелкозернистые разновидности (фиг. 5). Структура пород псеффитовая и псаммитовая. Кластический материал, составляющий обычно 70—85% породы, представлен округлыми и угловато-окатанными зернами кварца и в единичных случаях — полевыми шпатами. Цемент песчаников сложен



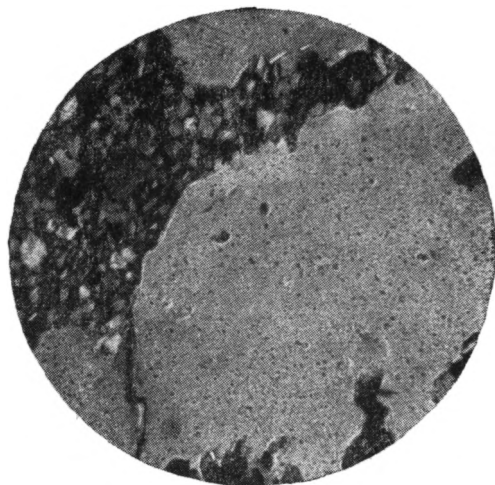
Фиг. 4. Мелкогалечный кварцевый конгломерат.
В цементе пирит (белое), $\frac{1}{2}$ нат. величины

мелкокристаллическими агрегатами кварца с незначительной примесью серицита, мусковита и хлорита. Тип цемента базальный и соприскосновения. Характерно присутствие в грубозернистых песчаниках пирита, а также хорошоокатанных зерен циркона и изредка монацита. В цементе мелкозернистых песчаников пирит и циркон встречаются спорадически. Цемент, вследствие сильного динамометаморфизма претерпел значительную перекристаллизацию и местами превращен в тонкозернистый или слюдястый кварцит. Кластические зерна кварца часто сильно сплющены и имеют субпараллельную ориентировку вдоль длинных осей, чем обусловлена тонкосланцеватая текстура пород. Кварц имеет, как правило, четко выраженное волнистое угасание.

Кварциты — плотные массивные породы светло-серого, серого, темно-серого цвета, почти целиком состоящие из ксеноморфных зерен кварца, местами содержат незначительную примесь зерен плагиоклаза. Выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые кварциты (фиг. 6). Изредка встречаются слюдястые кварциты, в которых присутствуют в небольшом количестве (до 10%) мелкие лейсты серицита и мусковита. Для кварцитов характерны гранобластовая, микрогранобластовая и мозаичная структуры. Слюдястые кварциты имеют микролепидогранобластовую структуру, обусловленную субпараллельной ориентировкой лейст слюды.

Кварцитовидные песчаники макроскопически трудно отличимы от кварцитов. Однако при микроскопическом изучении совершенно четко устанавливаются реликты первичной псаммитовой структуры пород. Для кварцитовидных песчаников характерны гранобластовая, мозаичная и микрогранобластовая структуры с участками псаммитовой. Текстура пород обычно массивная, редко сланцеватая. Кварцитовидные песчаники состоят из кристаллических агрегатов кварца. В местах, где сохранились реликты первичной структуры, кластический материал представлен ксеноморфными зернами кварца, цемент — тонкозернистым кварцитом. Кварцитовидные песчаники образовались в результате динамометаморфизма кварцевых песчаников различной зернистости.

Породы нижней свиты курской серии подверглись значительному региональному метаморфизму, в котором, очевидно, ведущую роль играл динамометаморфизм. Это подтверждается почти повсеместной кварцитизацией, перекристаллизацией и часто



Фиг. 5. Грубозернистый кварцевый песчаник
Николи+, увел. 72.

рассланцеванием пород нижней свиты. Мелковкрапленный пирит, характерный для цемента конгломератов и гравелитов, очень часто перераспределяется в тонкие ветвящиеся прожилки, обычно не выходящие за пределы пластов.

Наряду с региональным метаморфизмом, породы нижней свиты претерпевают значительный контактовый метаморфизм на площадях, где они прорываются различными интрузивными образованиями — габбро-диоритами, диоритами, гранитоидами.

Степень метаморфизма пород убывает по мере удаления от контакта интрузий.

Породы нижней свиты вблизи интрузивных тел становятся, как правило, более темными вследствие значительного насыщения их биотитом (фиг. 7). Цемент конгломератов, песчаников и гравелитов из кварц-хлорит-серицитового превращается в кварц-мусковит-биотитовый. Наряду с биотитизацией и мусковитизацией отмечается широкое развитие карбонитизации, фукситизации, эпидотизации, турмалинизации. Местами встречаются крупные кристаллы граната и ставролита (фиг. 7). Наибольшее количество фуксита наблюдается непосредственно в экзоконтакте интрузий, благодаря чему породы приобретают светло-зеленый и бирюзовый оттенки.

Таким образом, намечаются следующие основные особенности в строении нижней свиты курской серии в пределах Старооскольского железорудного узла. В разрезе свиты, имеющей трансгрессивное строение, четко устанавливаются два завершенных трансгрессивно-регрессивных ритма и один незавершенный, которым заканчивается разрез свиты.

Каждый ритм начинается конгломератами, максимуму трансгрессии обычно соответствует появление в разрезе слюдистых мелкозернистых песчаников и филлитовидных сланцев. Верхняя граница ритма соответствует окончанию регрессии и началу трансгрессии, что фиксируется появлением в разрезе конгломератов, гравелитов или грубозернистых песчаников.

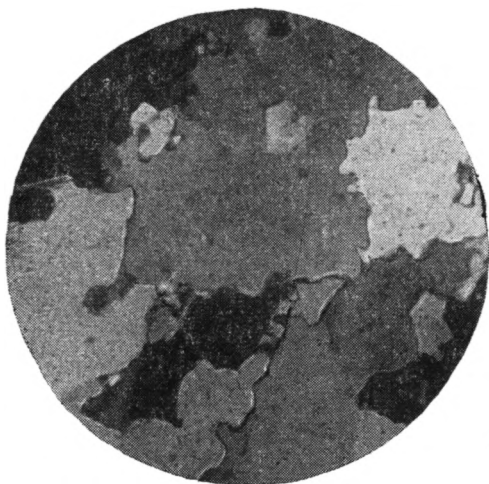
Первый ритм, наиболее четкий, начинается пачкой грубозернистых пород, залегающих в основании нижней свиты, второй — конгломератами средней пачки грубозернистых пород. Третий ритм начинается обычно грубозернистыми песчаниками или, изредка, конгломератами и гравелитами. Граница между вторым и третьим ритмами нечеткая.

По литологическим особенностям нижнюю свиту можно предварительно разбить на две пачки, имеющие стратиграфическое значение и хорошо выделяющиеся на всей площади Старооскольского железорудного узла (см. фиг. 3).

Нижняя пачка K_1^1 соответствует первому ритму, верхняя K_1^2 — второму и третьему ритмам. Граница между

пачками проводится по основанию второго ритма. Разбивка разреза на три пачки по количеству ритмов не представляется целесообразной в связи с тем, что третий ритм выражен слабо.

В пределах Старооскольского железорудного узла мощность нижней свиты закономерно изменяется. На юго-западном крыле Стойленской синклинали мощность нижней свиты с юго-востока на северо-запад на расстоянии около 7 км увеличивается от десятков метров до 500 м. По мере приближения к Коробковской антиклинали мощность нижней свиты вновь уменьшается до 70 м.



Фиг. 6. Крупнозернистый кварцит
Николи +, увел. 72



Фиг. 7. Грубозернистый и кварцевый песчаник, биотитизированный (Ri) и гранатизированный (Г)

Николи+, увел. 72, Q — кварц

Увеличение мощности свиты сопровождается изменением и ее состава. В разрезе увеличивается количество грубообломочных пород, появляется большее количество конгломератов и возрастает мощность их пластов.

Такое увеличение мощности и поглубление пород свидетельствует о наличии в пределах восточной части Старооскольского железорудного узла прогиба, развивавшегося синхронно накоплению отложений нижней свиты (см. фиг. 3).

Прогиб вытянут в субмеридиональном направлении, не совпадающем с общим северо-западным простиранием складчатых структур КМА. Подобные прогибы намечаются также в западной части Старооскольского железорудного узла и в районе Вологово.

Отложения с песчаниково-сланцевым типом разреза установлены в пределах Белгородского железорудного района (см. фиг. 1, 2). В этом типе разреза, в отличие от разреза песчаникового типа, большую роль играют различные сланцы. Разрез имеет также четко выраженное трансгрессивное строение. Нижняя часть его представлена разномасштабными кварцевыми и реже — кварц-полевошпатовыми песчаниками, содержащими прослои кварц-серицитовых, двухслюдяных и филлитовидных сланцев. Вверх по разрезу количество сланцев резко увеличивается и в так называемой верхней под-свите песчаники слагают маломощные подчиненные пласты и линзы среди сланцев.

В верхах свиты появляются прослои куммингтонитовых сланцев и слабосланцевых железистых кварцитов. Конгломераты в разрезе практически отсутствуют и лишь в его основании встречаются маломощные прослои грубозернистых песчаников и линзы гравелитов. Мощность свиты, составляющая сотни метров, точно не установлена, причем на долю существенно песчаниковой части разреза приходится от 2—3 до десятков метров.

В северо-западном направлении, в сторону Михайловки, мощность свиты значительно увеличивается и в верхней ее части появляются карбонатсодержащие породы.

Отложения с карбонатно-сланцевым типом разреза впервые вскрыты в 1963 г. буровыми скважинами в районе Михайловки. Они представлены аргиллитами, алевролитами, кварц-серицитовыми филлитовидными, углистыми и другими сланцами, а также кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Перечисленные породы часто содержат значительную примесь карбонатного материала (см. фиг. 2).

Преимущественно в верхней части разреза встречаются маломощные прослои доломитов и доломитизированных известняков. Грубозернистые разности песчаников распространены незначительно. Конгломераты не установлены. Мощность свиты точно не определена, но достигает, по-видимому, сотен метров.

Таким образом, отложения нижней свиты с песчаниковым типом разреза вытягиваются в виде зоны северо-западного простирания и развиты преимущественно в восточной части КМА, а отложения с песчаниково-сланцевым и карбонатно-сланцевым типами разрезов распространены в западной части КМА.

Накопление отложений нижней свиты происходило, очевидно, за счет материала, поступавшего из области эрозии, расположенной к востоку от Оскольской синклинальной зоны. В пользу этого свидетельствует смена с востока на запад грубозернистых существенно песчаных отложений более тонкозернистыми песчано-глинистыми отложениями.

Уменьшение мощности железорудной свиты курской серии с запада на восток, появление значительного количества сланцев в ее разрезе, расщепление пластов железистых кварцитов и их выклинивание к востоку, а также закономерное изменение минерального состава железных руд (Плаксенко, 1957, 1959) подтверждают высказанное предположение.

ЛИТЕРАТУРА

- Плаксенко Н. А. К стратиграфии докембрия Курской магнитной аномалии. Тр. Межвуз. научн. совещ. по геол. и полезн. ископ. ЦЧО, Воронеж, 1957.
Плаксенко Н. А. О некоторых особенностях строения толщи метаморфических пород докембрия КМА, причинах их возникновения и их стратиграфическом значении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1959.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья
Москва

Дата поступления
28.VII.1964

БЛАСТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ В НЕКОТОРЫХ ТИПАХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

[А. В. КОПЕЛЮВИЧ], И. М. СИМАНОВИЧ

Структуры кристаллобластической группы, широко распространенные в метаморфических породах, возникают в результате перекристаллизации вещества исходных пород, которая, как предполагают, происходит в твердом состоянии: ни в один из моментов преобразования порода в целом не переходит ни в состояние плавления, ни растворения.

К группе кристаллобластических структур близко примыкают реликтовые, или палимпсестовые структуры. Они характерны для метаморфизованных пород, в которых перекристаллизацией затронут не весь материал исходной породы, а лишь некоторая, в одних случаях меньшая, в других — большая ее часть.

При метаморфизме терригенных песчаных пород среди возникающих новообразований нередко различаются контуры обломочных зерен. Такие структуры именуются бластосаммитовыми (Becke, 1913).

Как показали наши исследования, к бластосаммитовой группе нередко относят генетически разнородные структуры, отражающие сложную историю формирования метаморфизованных песчаных пород.

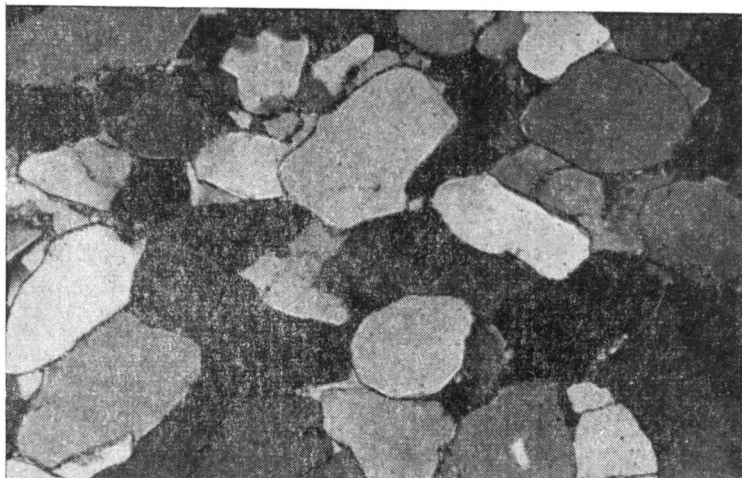
От собственно бластических метаморфогенных структур следует отличать эпигенетические («псевдобластические») структуры, формирующиеся в метаморфическую стадию бытия породы. Исследования ряда советских и зарубежных геологов (Waldschmidt, 1941; Taylor, 1950; Heald, 1955; Коссовская, Шутов, 1956; Копелиович, 1958; Шутов, 1962; Симанович, 1964 и др.) показали, что процессы глубинного эпигенеза (позднего диагенеза) приводят к существенному преобразованию структурного облика песчаных пород. В результате растворения обломочных зерен под давлением вышележащих толщ и цементации пород за счет перераспределения и перетождления растворенного вещества в виде регенерационного цемента, формируются структуры пород, получившие название конформно-регенерационных (Копелиович, 1958₁). При этом прочность и плотность пород заметно увеличиваются, они приобретают сливной облик и почти не отличимы от настоящих метаморфических пород. Следует отметить, что эпигенетические процессы, как правило, не приводят к преобразованию внутренней структуры обломочных зерен, например, к изменению их оптической ориентировки (исключение составляют метасоматические замещения, широко распространенные в эпигенетически преобразованных породах). Растворение вещества обломочных зерен происходит в присутствии поровой воды и перераспределение его идет в соответствии с принципом Рикке (в местах наиболее сильного давления вещество растворяется и перетождляется в участках с пониженным давлением). При этом изначальная пестрота напряжений ликвидируется; порода приобретает сливное строение, пористость ее резко падает (особенно в бесцементных разностях). В дальнейшем на изменения физико-химических условий такая эпигенетически зрелая песчаная порода реагирует практически как сплошное твердое тело, правда, гетерогенное по своему внутреннему строению.

На примере глубоко эпигенетически измененных кварцито-песчаников шокшинской свиты иотийской серии Южной Карелии нами изучено дальнейшее преобразование структурного облика песчаных пород, связанное с их контактными метаморфизмом и динамометаморфизмом.

Породы иотийской серии образуют плоскую синклинали, приближающуюся по положению залеганию пород к синеклизе. Породы северо-восточного крыла синклинали имеют преимущественно юго-западное падение, с углами, обычно не превышающими 10—15°. Интенсивно рассланцованные породы западного борта структуры характеризуются крутым восточным погружением слоев (угол падения 65—70°). В осевой части синклинали породы залегают горизонтально. Песчаники и кварцито-песчаники иотийской серии прорваны мощными силлами габбро-диабазов.

Шокшинская свита в основном представлена глубоко эпигенетически преобразованными преимущественно кварцевыми кварцито-песчаниками с конформно-регенерационной структурой (фиг. 1). В некоторых прослоях интенсивно развиты микро-стилолитовые структуры растворения. Наложенный динамометаморфизм лишь незначительно видоизменил эпигенетическую структуру пологозалегающих кварцито-песчаников. Контакты между конформно контактирующими обломочными зернами, а также границы, отделяющие обломочные зерна от их регенерационных каемок, осложнены структурами дифференциального скольжения (Копелиович, Симанович, 1963). Эти структуры выражаются в возникновении между зернами листочков слюд (серицита), ориентированных параллельно между собой и обычно нормально или под углом к границам зерен. Структуры дифференциального скольжения возникли в литифицированной, глубоко эпигенетически измененной породе в результате смещения обломочных зерен друг относительно друга, а также относительно выделений аутигенного кварца.

Непосредственно на контакте с габбро-диабазами (и на расстоянии до 5 м от них) шокшинские кварцито-песчаники чрезвычайно сильно преобразованы и превращены в кварциты с роговиковой структурой. Однако контуры обломочных зерен иногда прослеживаются достаточно отчетливо по реликтам каемок окислов железа. При сравнении первичной структуры пород, наблюдаемой при одном никеле, с ро-



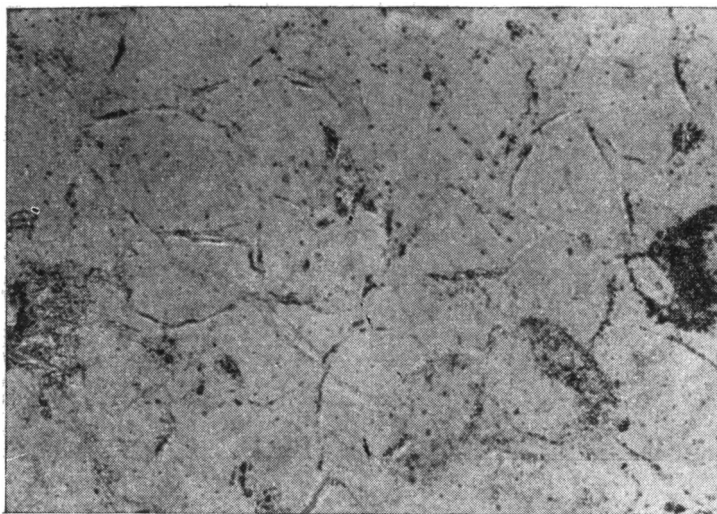
Фиг. 1. Конформно-регенерационная структура эпигенетически преобразованных шокшинских кварцито-песчаников
Никели +, увел. 90



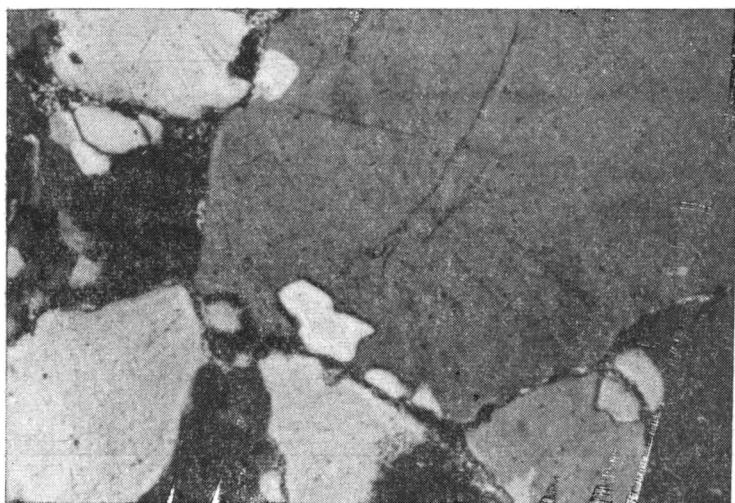
Фиг. 2. Роговиковая структура кварцита на контакте с габбро-диабазой
Никели +, увел. 96

виковой (при скрещенных никелях) отмечается почти полное несоответствие новообразованных кварцевых индивидов первичным границам обломочных зерен (фиг. 2, 3). По мере удаления от контакта перекристаллизация становится менее полной; некоторые обломочные зерна, преимущественно крупные, сохраняют свою первичную структуру или преобразованы лишь с периферии. На расстоянии 20—30 м от контакта в породах отчетливо распознаются обломочные и эпигенетические структуры кварцито-песчаников. Бластез в этих породах охватывает, как правило, лишь периферийные участки тесно контактирующих между собой обломочных зерен кварца и их регенерационных каемок. Возникающие бластические контакты четко отличаются от структур растворения под давлением очень извилистыми очертаниями, иногда глубокими лапчатыми втеками, а также «неразъемностью» (фиг. 4). Подобные структуры воз-

никают в результате своеобразного частичного «перехода» оптической ориентировки одного обломочного зерна в другое. Происходит как бы «бластическое замещение» одних кварцевых зерен другими. Отчетливо наложенный характер бластических структур по отношению к структурам, сформированным в стадию эпигенеза, указывает на более позднее, по сравнению с последним, воздействие термального метаморфизма. Кроме того, возникновение бластических структур в полностью литифицирован-



Фиг. 3. Тот же участок при одном никеле
Хорошо заметны реликтовые очертания обломочных зерен, увел. 96



Фиг. 4. Рекристаллизационный бластез. Частичный «переход» оптической ориентировки одних обломочных зерен в другие
Никели +, увел. 96

ных, глубоко эпигенетически преобразованных кварцито-песчаниках с кварцевым цементом свидетельствует о том, что бластическая перекристаллизация происходила в твердом состоянии, без переотложения кремнекислоты через раствор.

Следует отметить, что многие исследователи (например, Розенбуш, 1934; Кузнецов, 1956) допускают возможность бластического преобразования пород лишь в присутствии поровой воды, которая служит растворителем и проводником переотлагающегося вещества. Однако Ф. Ю. Левинсон-Лессинг еще в 1935 г. высказывался в пользу возможности перекристаллизации горных пород в твердом состоянии. Подтверждение этому положению он видел в перекристаллизации металлов при ме-

ханической обработке на холоду и термической обработке, а также в опытах по перекристаллизации горных пород в твердом состоянии. Так, им перекристаллизированы дунит и пироксенит, помещенные в камеру, сделанную в стенке мартеновской печи (Левинсон-Лессинг, 1911).

Как мы уже отмечали, тот факт, что бластической перекристаллизации подверглись полностью литифицированные кварцито-песчаники с кварцевым цементом, по-видимому, полностью исключает возможную роль воды. Крайне незначительные количества воды, обычно присутствующей даже в изверженных и метаморфических породах, вряд ли могли в этих условиях определить ход процесса перекристаллизации.

Механизм перемещения границ кварцевых индивидов, приводящий к своеобразному «бластическому замещению», вполне объясним с позиций теории дислокаций в кристаллах. В настоящее время доказано, теоретически и экспериментально, «что нет других физических реальных путей соединения зерен, кроме расположенных в ряд дислокаций» (Рид, 1957). Известно, что дислокации вообще, и границы зерен, в частности, могут перемещаться под действием приложенных напряжений. Простейшее перемещение дислокаций — скольжение — осуществляется редко. Значительно чаще границы передвигаются посредством диффузии, которая, как известно, резко возрастает с повышением температуры. Следовательно, перемещение границ кварцевых индивидов, имеющих характер дислокаций, приводящее к возникновению бластических структур в породах, осуществляется, по-видимому, также под действием приложенных напряжений в условиях повышенных температур на контакте с интрузией габбро-диабазов. Движение границ-дислокаций зерен кварца продолжается до тех пор, пока они не примут конфигурацию, энергетически выгодную в данных условиях. Эта конфигурация зависит, с одной стороны, от распределения напряжений, связанных с нагрузкой вышележащих толщ, в отдельных зернах. С другой стороны, она связана сложной зависимостью с взаимной кристаллографической ориентировкой зерен. Наконец, на перемещение дислокационных границ сильно влияют плотность и размещение дислокаций в зернах кварца, которые могут, в различных участках зерен или способствовать, или препятствовать перемещению границ. Диффузионное перемещение границ дислокаций между зернами кварца под действием напряжений, обусловленных давлением нагрузки, стало возможным лишь с повышением температуры, связанным с внедрением интрузий. При последующем остывании пород новые границы оказались зафиксированными и не реагировали на снятие напряжений.

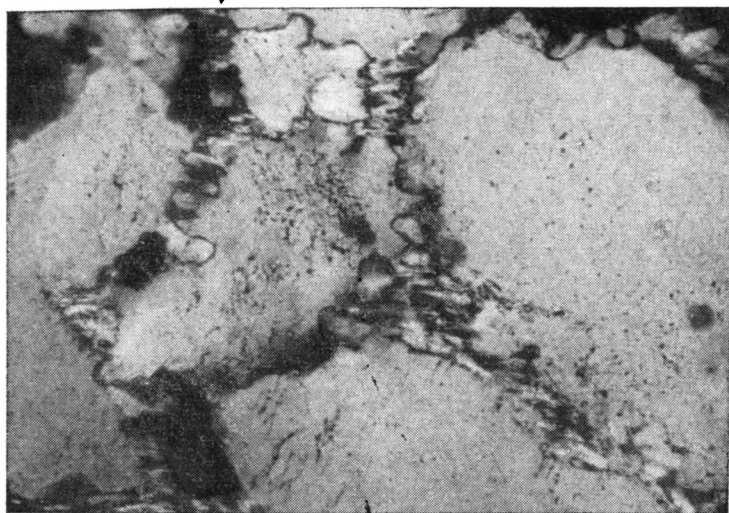
Предположение, что давление нагрузки вышележащих толщ в условиях повышенных температур играет определяющую роль при перекристаллизации, подтверждается изучением ориентировок оптических осей кварца в ориентированном (вкрест слоистости) шлифе кварцита непосредственно с контакта с габбро-диабазами. Максимальное количество выходов осей кварца оказалось приуроченным к широкому поясу, почти совпадающему с диаметром круговой диаграммы. Следовательно, кварцевые зерна переориентировались таким образом, что их оси С стремились расположиться нормально к направлению давления вышележащих толщ. Довольно значительный разброс точек указывает, что кварцевые зерна переориентированы не полностью. По-видимому, зерна, кристаллографическая ориентировка которых в условиях однонаправленного давления была энергетически невыгодной, подвергались «бластическому замещению» со стороны зерен, направление оси С которых приближалось к нормали по отношению к давлению нагрузки.

Бластическое преобразование пород в экзоконтакте интенсивно развито лишь в породах, характеризующихся плотной первичной укладкой обломочных зерен и последующим их сближением в эпигенезе. Обломочные зерна кварца, разобщенные в глинисто-слюдистом цементе, даже в непосредственной близости от контакта с интрузией совершенно не изменены. Следовательно, предварительное окварцевание пород (формирование конформно-регенерационных структур) являлось обязательным условием интенсивной бластической перекристаллизации.

Вслед за Р. Горбачевым (Gorbatshev, 1962) подобный тип бластической перекристаллизации мы называем рекристаллизацией (рекристаллизационным бластезом).

Роговики с рекристаллизационной бластической структурой развиты лишь в узком приконтактовом ореоле габбро-диабазов. Заметно более широкое распространение имеют породы, преобразованные в результате процессов динамометаморфизма. Как уже отмечалось, даже в пологозалегающих кварцито-песчаниках центральных частей синклинали отмечается некоторое усложнение структур, сформированных в стадии эпигенеза, выражающееся в возникновении между зернами структур дифференциального скольжения. В интенсивно же дислоцированных породах западного крыла синклинали развита также частичная бластическая перекристаллизация обломочных зерен и регенерационного цемента. В этих кварцито-песчаниках между конформно контактирующими зернами кварца нередко возникают своеобразные бластические зубчатые, заливаобразные, лапчатые контакты, в результате частичного перехода оптической ориентировки из одного зерна в другое, т. е. рекристаллизации. Однако в рассматриваемых породах рекристаллизационный бластез представлен лишь в зачаточной форме и охватывает периферийные части обломочных зерен и их регенерационные каемки. Рекристаллизационные структуры, возникшие в динамометаморфизме, обычно осложнены интенсивной грануляцией, также охватывающей регенерационный кварц и периферийные части зерен. Между контактирующими зернами обычно образуется зона,

состоящая из разноориентированных мелких индивидов, размером 0,01—0,05 мм, с неясно выраженными кристаллографическими очертаниями (фиг. 5, 6). Эти новообразованные кварцевые индивиды участвуют в формировании рекристаллизационной структуры, обуславливая зубчато-лапчатый характер контакта. Такие структуры на-



Фиг. 5. Бластические контакты между обломочными зернами (рекристаллизационно-грануляционный бластез)
Николи +, увел. 96

званы нами бластическими рекристаллизационно-грануляционными. Они характеризуются отчетливо выраженной векториальностью и образуются преимущественно между зернами в участках их контактов, ориентированных нормально к слоистости, что свидетельствует о возникновении рекристаллизационно-грануляционных структур под воздействием стрессовых напряжений, направленных вдоль слоистости породы.



В этом состоит их отличие от рекристаллизационных структур, возникающих в породах на контакте с габбро-диабазами; как было показано, последние обнаруживают очевидную связь с давлением нагрузки. Отличием описываемых пород от ороговикованных при контактовых кварцитов является также неполнота преобразования обломочного материала. Внутренняя структура кварцевых зерен (за исключением периферических их частей) обычно не претерпевает никаких изменений; лишь иногда грануляция развивается в массе обломочного зерна кварца.

Таким образом, процесс бластического преобразования кварцито-песчаников при динамометаморфизме складывается из двух составляющих: 1) рекристаллизации, т. е. «бластического замещения» одних кварцевых зерен другими; 2) грануляции.

Фиг. 6. Рекристаллизационно-грануляционный бластический контакт между зернами

Николи +, увел. 320

Механизм рекристаллизации при контактовом метаморфизме и динамометаморфизме, по-видимому, аналогичен. Отличительной чертой последнего является тангенциальность напряжений и более низкие температуры. Можно, однако, предположить, что динамометаморфизм осуществляется в более высокотемпературных условиях, чем

глубинный эпигенез, поскольку при сквозных движениях в породах должно было выделяться значительное количество тепла. Повышенная температура, по-видимому, и сделала возможным возникновение рекристаллизационных структур. Грануляция является осложняющим процессом и заключается в преобразовании участков обломочных зерен, испытавших наибольшие напряжения на контакте друг с другом, в поликристаллический агрегат. Степень развития бластеза в породах западного крыла синклинали обнаруживает прямую зависимость от углов падения пород. Наиболее интенсивно бластез развит в породах, падающих под углами 65—70°. При движении на восток по мере выполаживания пластов интенсивность бластеза резко уменьшается.

Следует отметить, что рекристаллизационно-грануляционный бластез в породах западного крыла синклинали тесно ассоциирует со структурами дифференциального скольжения.

Рекристаллизационно-грануляционные бластические структуры не являются специфическим явлением, свойственным лишь иотнийским кварцито-песчаникам. Подобный бластез, обычно в тесной ассоциации со структурами дифференциального скольжения, отмечался нами в ятулийских кварцитах Карелии, овручских кварцитах (Украина), кварцитах спаргмитовой формации Норвегии (коллекция М. Е. Раабен), в песчаных породах ошинской свиты Южного Урала (коллекция Б. М. Келлера), а также в типичных геосинклинальных кварцитах (джельдусуйская свита рифейя Киргизского хребта).

Рекристаллизационно-грануляционные бластические структуры характерны для песчаных пород, претерпевших эпигенетическую и раннеметаморфическую стадии преобразования. Дальнейший ход их развития и переход в типичные бластические структуры глубоко метаморфизованных пород типа гнейсов пока не ясен.

ЛИТЕРАТУРА

- Копелиович А. Б. О микролитолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 119, № 2, 1958.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. Изв. АН СССР сер. геол., № 11, 1958.
- Копелиович А. В., Симанович И. М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья. Докл. АН СССР, т. 151, № 3, 1963.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. Моск. ун-та, 1956.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Опыты над перекристаллизацией горных пород в твердом состоянии. Изв. Политехн. ин-та, XV, 1911.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. ОНТИ НКТП СССР, 1935.
- Рид В. Т. Дислокации в кристаллах, Металлургиздат, 1957.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. ОНТИ НКТП СССР, 1934.
- Симанович И. М. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников. Литол. и полезн. ископ., № 1, 1964.
- Шутов В. Д. О некоторых специфических чертах прогрессивного эпигенеза в условиях платформенной области. В сб. «Вопр. литол. и палеогеогр.». Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 310, сер. геол., вып. 12, 1962.
- Becke F. Ueber Mineralbestand Struktur der kristallinen Schiefer Denkschr. Wiener Akad. Wiss., B. 75, H. B 1, S 1—55, 1913.
- Gorbatschev R. The pre-cambrian sandstone of the Gotska Sandon Boring Core. Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, v. XXXIX, 1962.
- Heald M. T. Stylolites in sandstones. J. Geol., v. 63, No 2, 1955.
- Taylor J. M. Pore space reduction in sandstones. Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geologists, v. 34, No. 4, 1950.
- Thomson A. F. Pressure solution and porosity. Soc. Econ. Paleontol. and Mineralog. Spec. Publ., N 7, 1959.
- Waldschmidt W. A. Cementing materials in sandstones and their influence on the migration of oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists., v. 25, 1941.

Геологический институт АН СССР
Москва

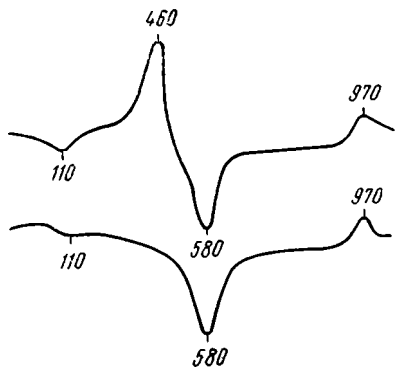
Дата поступления
9.XI.1964

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КЕМБРИЙСКОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОДОЛИИ

А. Д. ДОДАТКО, Г. Г. ВИНОГРАДОВ

В пределах юго-западного склона Украинского кристаллического щита широко развита кора выветривания кристаллических пород. Проведенные в последние годы крупномасштабные геологосъемочные работы показали, что кора выветривания перекрывается осадочными отложениями разного возраста — от нижнемелового до четвертичного. В связи с этим возраст коры выветривания чаще определяется как донижнемеловой и моложе. Однако в настоящее время накапливается все больше данных, указывающих на присутствие в пределах щита и более древней коры выветривания.

Еще И. М. Сухов (1952) описал древнюю кору выветривания габбро-норитов, встреченную им в обнажении по р. Днестру, между городами Ямполь и Сороки. Кора выветривания мощностью около 2 м залегает под песчаниками силурийского возраста и образовалась, по мнению автора, в кембрии. Ю. М. Мельник (1962) указывал на присутствие в северо-западной части Украинского щита коры выветривания докембрийского, палеозой-мезозойского и третичного возраста. При проведении геологических работ в 1959—1960 гг. П. Д. Букачук и И. В. Блюк описали кору выветривания кристаллических пород, обнаруженную в обнажениях в бассейнах рек Русавы, Тростянец и Яланка и залегающую под нижнекембрийскими отложениями. Наконец, Г. Г. Виноградов и др. (1963) при изучении металлогенических особенностей Подолии указывают на наличие переотложенной коры выветривания нижнекембрийского возраста, залегающей под гравелитами и песчаниками ольчадаевского горизонта (нижний кембрий).



Кривые нагревания каолинита (класс 0,05—0,01 мм) из коры выветривания

В последние годы при съемочных работах на территории Ямпольского листа в районе с. Ольшанка скважиной 12571 под кварцевыми песчаниками ольчадаевского горизонта (Ст₁ v₁) на глубине 26,3 м вскрыта кора выветривания розовых аплитопегматондных гранитов. Она сложена первичным каолином от светло-серого до белого цвета с большим количеством кварцевых зерен размером до 3 мм. В некоторых участках встречается пятнисто-окрашенный «пестрый» каолин с незначительным количеством кварца. В первичном каолине присутствуют пылевидные выделения, а иногда и редкие мелкие кристаллы сульфидов железа. Мощность первичного каолина, вскрытого скважиной, 5,2 м. Ниже залегает прослойка голубовато-серой породы мощностью около 1,0 м, представляющей собой сильнокаолинизированный гранит, сохраняющий первичную

структуру породы. Местами здесь наблюдаются участки слабовыветрелого гранита, в котором полевые шпаты лишь с поверхности затронуты каолинизацией. Вниз по разрезу скважина прошла еще 3 м и вскрыла сильнотрещиноватый розово-серый аплитопегматондный гранит, слабо затронутый выветриванием.

Таким образом, в коре выветривания довольно четко выделяются три зоны (снизу): 1) трещиноватые слабовыветрелые граниты; 2) каолинизированные граниты и 3) первичные каолины. Изучение первичных каолинов в шлифах показало, что они сложены преимущественно глинистым минералом и кварцем. В небольшом количестве присутствуют сульфиды железа, карбонаты и некоторые другие минералы.

Глинистый минерал представлен преимущественно каолинитом, который при одном николе бесцветен, местами желтоватый, в скрещенных николах двупреломляет слабо, лишь на отдельных участках имеет серые цвета интерференции. Строение каолинита мелкочешуйчатое, лишь иногда наблюдаются сравнительно крупные чешуйки. В редких случаях в общей массе каолинита сохраняются контуры зерен разложившихся полевых шпатов с едва заметными трещинками слоистости. Показатели преломления каолинита, замеренные в ориентированном иммерсионном препарате, следующие: по $N_g = 1,567—1,570$, по $N_p = 1,562—1,564$, $N_g - N_p = 0,005—0,006$. Однако специальные исследования показали, что в каолините присутствует примесь галлуазита. На термических кривых (см. фигуру), отмечается слабый эндотермический эффект при 110°, характерный для галлуазита, а также эффекты при 580 и 970°, характерные для каолинита. Кроме того, на верхней кривой имеется резко выраженный экзотермический эффект при температуре 460°, обусловленный присутствием органического вещества (То-

пор, 1964). После многократной обработки концентрированной H_2O_2 указанный эффект исчезает (нижняя кривая). Рентгеноструктурный анализ также показывает примесь галлуазита. При анализе класса менее 0,005 мм наряду с линиями каолинита, имеющими межплоскостные расстояния 2,524; 2,186; 1,186; 1,120 кХ и т. д., присутствуют и линии галлуазита 2,817; 2,305; кХ и т. д.

В глинистой массе без определенного порядка расположены угловатые изометричные зерна кварца, несущие на себе следы гипергенного изменения. Они обычно слабопрозрачны, запылены глинистым веществом, часто разбиты трещинами, по краям иногда имеют заливообразные углубления, выполненные почти не двупреломляющей глиной. Показатели преломления, замеренные для различных зерен в иммерсионных препаратах, следующие: по $N_g=1,546-1,552$, по $N_p=1,537-1,543$. При гранулометрическом анализе среди зерен кварца встречено небольшое количество зеленоватых почкообразных зерен халцедона с показателем преломления по $N_g \sim 1,537$.

Сульфиды железа в первичных каолинах заметны и при микроскопическом изучении зерна. В шлифах видно, что они образуют мелкие бесформенные пятна или вытянуты в тонкие прерывистые цепочки. Иногда в значительных по величине пятнах сульфидов заметны мелкие зерна кварца или же участки каолинита, захваченные из породы при образовании сульфидов. Формы выделения сульфидов неодинаковы. При больших увеличениях в отраженном свете видно, что они образуют обычно шарообразные стяжения размером 0,05—0,25 мм в диаметре и значительно реже — зерна кубической формы размером до 0,05 мм. Судя по форме выделения, сульфиды представлены марказитом и пиритом. Это же подтверждается и рентгеноструктурным анализом. На рентгенограмме линии с межплоскостными расстояниями 1,616; 1,175; 1,040 кХ и т. д. принадлежат пириту, линии со значениями 2,35; 1,732; 1,430 кХ и т. д. принадлежат марказиту.

В некоторых участках первичный каолин сцементирован карбонатом. В шлифах заметно, что карбонат замещает небольшие участки каолина, слабо окислен и покрыт налетом гидроокислов железа. Последнее обстоятельство, а также высокий показатель преломления ($N_e > 1,78$) указывают на то, что карбонат представлен сидеритом. Сидерит интенсивно корродирует зерна кварца как по краям зерен, так и по трещинам. Некоторые зерна кварца окружены пленкой гидроокислов железа коричневого и темно-коричневого цвета толщиной до 0,02 мм. Гидроокислы железа не только оконтуривают зерна кварца, но в некоторых случаях проникают внутрь их по трещинам. Кроме того, гидроокислы железа иногда окрашивают каолинит в светло-бурые и бурые тона.

Гранулометрический анализ показал, что первичный каолин примерно на 58% сложен глинистой фракцией и около 42% слагают кварц, халцедон, сульфиды железа и др. Распределение материала по классам крупности следующее (в %): класс > 2 мм — 3,12; 2—1 мм — 4,58; 1—0,5 мм — 11,62; 0,5—0,25 мм — 7,92; 0,25—0,1 мм, 7,32; 0,1—0,05 мм — 7,28; 0,05—0,01 мм — 50,02; 0,01—0,005 мм — 3,56 и класс $< 0,005$ мм — 4,58%. Изучение классов различной крупности под бинокуляр и в иммерсионных препаратах показало, что классы $< 0,05$ мм сложены исключительно глинистыми минералами (преимущественно каолинитом), классы крупнее 0,05 мм сложены названными выше минералами. Разделение в тяжелой жидкости на легкую и тяжелую фракции класса 0,05—0,01 мм показало чрезвычайно низкое содержание тяжелых минералов. Из 10 г пробы было получено лишь 0,01 г тяжелой фракции, сложенной, по данным рентгеноструктурного анализа, пиритом и марказитом.

При изучении первичных каолинов со всего интервала (26,3—31,5 м) была взята проба весом 11 кг для шлихового анализа. Вес полученного шлиха оказался равным лишь 12,85 г. Минералогическое изучение шлиха показало, что сложен он преимущественно сульфидами железа. В небольшом количестве присутствуют ильменит (2,8%), циркон (1,5%), барит (0,9%), в единичных зернах встречены гранат, турмалин и некоторые другие минералы.

Спектральный анализ трех проб первичного каолина и одной пробы гранита показал, что в них содержатся в кларковых и ниже кларковых количествах следующие элементы: Pb, Ga, Ba, Be, Cu, Y, Yb, Sr, Zr, V, Ni, Cr, Ti. Накопления этих элементов в коре выветривания по сравнению с исходной породой не происходит, за исключением Zr и Ti, содержание которых увеличилось в 3—4 фазы.

Кроме охарактеризованной коры выветривания каолинового состава в пределах юго-западного склона Украинского кристаллического щита встречены своеобразные конгломераты и брекчи. Залегают они на диабазах, а в местах их отсутствия — на породах докембрия. Конгломераты и брекчи имеют преимущественно красно-бурую окраску и сложены обломками кристаллических пород различного состава, сцементированных аргиллитовой глиной. На площади развития диабазов или вблизи нее грубообломочный материал представлен почти неокатанными обломками выветрелого диабаза размером до 10 см в поперечнике, в меньшем количестве присутствуют обломки гранитоидов. Степень выветрелости обломков диабаза различна, в некоторых местах по цвету и физическим свойствам они почти не отличаются от цементирующей глинистой массы. В керне некоторых скважин (например, в скв. 12591) диабазы вверх по разрезу постепенно сменяются красно-бурой сильножелезистой глиной, лишенной обломков кристаллических пород и, несомненно, представляющей собой элювиальное образование. Мощность конгломератов и брекчий непостоянна, но чаще находится в пределах 3—8 м.

В генетическом отношении рассматриваемые образования относятся, очевидно, к продуктам выветривания кристаллических пород в значительной мере перемещенным. Брекчиевидные породы в некоторых случаях, несомненно, представляют собой элювий, так как в нижних горизонтах иногда сохраняется реликтовая структура коренных пород. В большинстве же случаев брекчии являются механически перемещенным элювием. Железистые конгломераты, по-видимому, являются продуктом переотложения элювия текущими водами, на что указывает встречающаяся иногда слоистость этих пород. Присутствие в конгломератах весьма слабо окатанных обломков кристаллических пород свидетельствует о небольших расстояниях переноса элювия.

Как каолинитовая кора выветривания, встреченная скважиной 12571, так и переотложенная кора, представленная конгломератами и брекчиями, перекрываются терригенными образованиями ольчадаевских горизонтов. Возраст этих отложений одни авторы (Сухов, 1959) считают нижнеордовикским (тремадокский ярус), другие (Виноградов и др. 1963) относят к нижнему кембрию (валдайская серия). Следовательно, кора выветривания каолинового типа, несомненно, имеет возраст древнее ордовикского, т. е. кембрийский. Возраст переотложенной коры выветривания определяется в еще более узком интервале времени. Перекрываясь ольчадаевской толщей, она залегает на диабазовых эффузивного происхождения, имеющих нижнекембрийский возраст (Виноградов, 1963). Следовательно, возраст переотложенной коры является синхроничным низам нижнего кембрия. По-видимому и каолиновая кора образовалась в это же время.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов Г. Г., Древин А. Я., Жовинский Е. Я. Нові дані про тектоніку і металогенічні особливості Поділля. Геоф. ж., т. XXIII, вып. 3. Изд. АН УССР, 1963.
- Мельник Ю. М. К вопросу о возрасте и генезисе древней коры выветривания северо-западной части Украинского кристаллического щита. Тезисы докладов к совещанию по древним корам выветривания. 1962.
- Сухов И. М. Древнейшая кора выветривания на территории Молдавской ССР. В сб. «Кора выветривания», вып. 1. Изд. АН СССР, 1952.
- Сухов И. М. О возрасте немых толщ нижнего палеозоя в Приднестровье. Докл. АН СССР, т. 124, № 2, 1959.
- Топор Н. Д. Дифференциально-термический и термовесовой анализ минералов. Изд. «Недра», 1964.

Институт
минеральных ресурсов
Днепропетровск

Дата поступления
16.XI.1964

УДК 549.766.21 + 549.747

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОДНОГО ИЗ ТИПОВ ВОЛОКНИСТОГО ГИПСА — СЕЛЕНИТА

П. Ф. ГОРДАШЕВСКИЙ

Исследование путей формирования гипсовых образований имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

Часто гипс обнаруживается в виде прослоек среди глинистых отложений и представлен гипсовым шпатом и селенитом. Из литературы известно, что гипсовый шпат и селенит (волокнистый гипс) относятся ко вторичному гипсу и отложения их образуются путем кристаллизации сульфата кальция, выделяющегося из водных растворов, циркулирующих по трещинам горных пород.

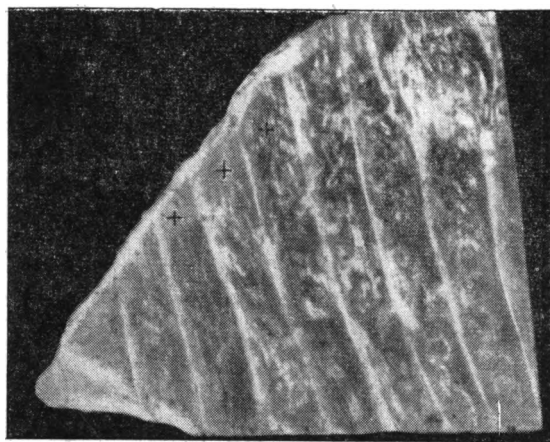
На Сауриешском месторождении гипса, расположенном в северной части Рижского гипсоносного района, обнаружен селенит, происхождение которого более сложно.

Вся толща месторождения, вскрытая бурением до глубины 27,8 м, состоит из переслаивающихся между собой мергелистых доломитов, зеленых глин и слоев гипса, причем последних насчитывается более 30, из которых лишь несколько (около 10) имеют мощность более 30 см. Все они представлены слоистым гипсом и разделены между собой прослойками мергелей, глин, селенита. Максимальная толщина слоев селенита не превышает 50 мм. Как правило, слой кристаллического гипса сверху и снизу ограничены слоями селенита, отделяясь от них глинистыми прослойками.

Слоистость гипса в месторождении, близкая к горизонтальной, выдерживается по всей его площади и некоторые слои селенита мощностью 50 мм, прослеживаются на площади многих тысяч квадратных метров.

При детальном изучении Сауриешского месторождения были отмечены следующие особенности залегания и строения пластов селенита:

- 1) слои селенита обнаруживаются в разрезах, богатых гипсом;

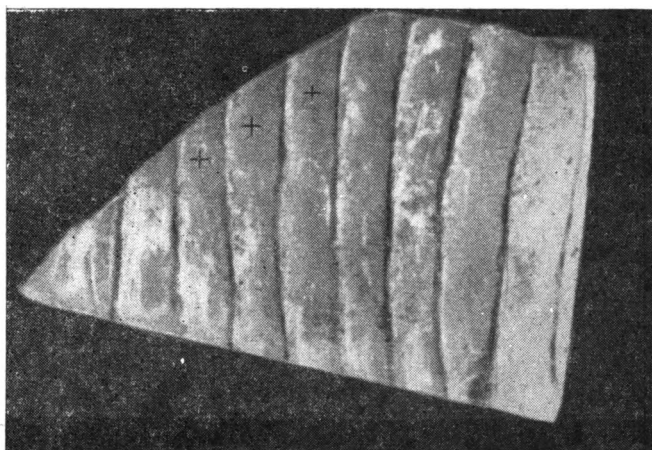


Фиг. 1. «Микроскладчатость» на верхней стороне образца селенита.

Толщина образца 50 мм

- 2) пласты селенита в большинстве случаев разделяются на два неравных слоя, каждый из которых состоит из односторонне ориентированных столбчатых кристаллов гипса. Контакты верхнего и нижнего слоев на разрезах, перпендикулярных наложению, имеют вид прямых линий и контактируют по тонкой прослойке негипсовой породы, соприкасаясь с ней узкими концами кристаллов;

- 3) пласты селенита залегают в глинистых породах, имея с ними непрочные контакты в связи с гладкой поверхностью слоя гипса;

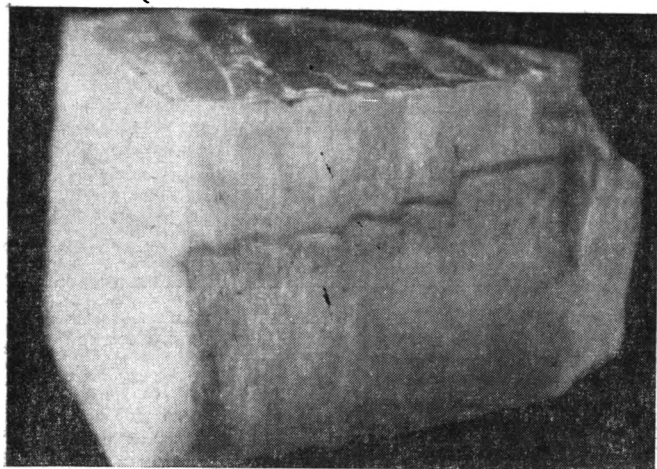


Фиг. 2. «Микроскладчатость» на нижней стороне того же образца

- 4) неровности на верхней и нижней поверхностях слоя селенита в большинстве случаев повторяют друг друга, но с обратным значением: выпуклости одной поверхности соответствует точно таким же очертаниям вогнутости противоположной стороны слоя. Это хорошо видно на фиг. 1 и 2. Широким выпуклостям и узким бороздам верхней поверхности слоя точно соответствуют широкие углубления и узкие выступы (греб-

ни) и нижней поверхности. Особенно хорошо видно сходство выпуклостей (волн), отмеченных на фото значками.

Перечисленные особенности макро- и микростроения слоев селенита объяснить с обычной точки зрения невозможно. Так, горизонтальное расположение пластов селенита и большая их протяженность по простиранию, отложение этих пластов среди глинистых пород и гладкие поверхности пластов, а также волновые рисунки внутри пласта селенита на контакте его верхней и нижней половин, напоминающие волновые рисунки на мягком грунте дна мелководных водоемов, — все свидетельствует о том, что селенит мог быть скорее химическим осадком мелководного испаряющегося бассейна, чем продуктом отложения из пересыщенного раствора сульфата кальция в трещинах пород. Да и могли ли образоваться в глинистых грунтах горизонтальные трещины таких больших размеров по занимаемой площади и равномерно выдержанные по высоте?



Фиг. 3. Выпукло-вогнутая прослойка на поперечном разрезе. Ей соответствуют выпуклости на верхней и вогнутости на нижней сторонах образца

Но если предположить, что пласты селенита являются обычными химическими осадками, то и в таком случае совершенно необъясним факт двухслойности пластов этого материала. Непонятны и причины совпадения рисунков, имеющих на верхней и нижней сторонах пласта селенита, так как формирование их должно было бы протекать в разное время.

Кроме того, нельзя объяснить причину наличия в пласте селенита резкой прямой границы между двумя слоями, состоящей из тонкого и сравнительно плоского пропластка негипсовой породы, так как при кристаллизации слоя гипса в трещинах пород — контакт двух слоев, кристаллизующихся с противоположных оснований, как показывают наблюдения, будет весьма неровным или вообще неразличимым. Форма контактной прослойки глинистого вещества на разрезе пласта вдоль волновых рисунков — прямая линия, а при поперечном разрезе «волн», форма контактной прослойки точно совпадает с волновым рисунком поверхностей слоя на поперечном разрезе. Если в этом разрезе прослойка имеет форму выпуклую (сверху) и вогнутую (снизу), (фиг. 3), то широким гребням волн верхней поверхности соответствуют широкие продольные впадины нижней поверхности.

Не могут эти слои иметь и ангидритное происхождение, так как в таком случае невозможно объяснить однородность его строения (все кристаллы вытянуты в строго определенном направлении) и наличие двухслойности.

Описанные особенности строения слоев селенита в Сауриешском месторождении позволяют сделать следующее предположение о пути образования этих слоев.

В мелководном бассейне с минерализованными водами, дно которого было покрыто илстыми осадками (возможно с волновыми рисунками) возникают кратковременные условия, при которых из раствора в осадок выпадал тонкий слой веществ либо имеющих в своем составе кристаллы гипса, либо способных с солями водного раствора дать кристаллы сульфата кальция. После образования такого слоя условия в водоеме изменялись и продолжали накапливаться глинистые отложения; тонкий гипсоносный слой оказался погребенным в толще этих глинистых отложений.

Затем, когда началось осаждение более мощных пластов гипса, грунтовые воды, циркулировавшие весьма медленно в пластах глинистых отложений, создавали усло-

вия для роста кристаллов гипса, базисом для которых являлся ранее погребенный в глинистых отложениях слой с потенциальными возможностями для роста этих кристаллов. В связи с тем, что питающие растворы могли поступать с двух сторон, рост кристаллов происходил как с верхней, так и с нижней стороны, благодаря чему пласт селенита состоит большей частью из двух слоев (не исключены случаи поступления питания лишь с одной стороны). По мере роста кристаллов слой глинистых грунтов раздвигались, уступая место утолщающемуся слою селенита.

Следовательно, трещины в этих отложениях никогда не возникали. Такое происхождение селенита объясняет все особенности строения слоев.

Горизонтальное залегание и большое распространение по площади соответствует особенностям дна мелководного бассейна; ясна и причина двухслойности пластов, а также гладкая поверхность их, так как пласты более ранних или поздних глинистых отложений не являлись базисом роста кристаллов, с которыми и кристаллизующиеся на них кристаллы должны были бы иметь прочное сцепление.

Волнистость контакта верхней и нижней частей селенитового пласта есть не что иное, как волнистость микрорельефа дна водоема.

Объясним и факт нахождения селенита ниже отложений обычного кристаллического гипса или между пластами таких отложений.

Как показали наши опыты, скорость растворения селенита ниже скорости перехода в раствор ионов, составляющих кристаллическую решетку обычного кристаллического гипса. Этот факт показывает, что селенит может образоваться из растворов обычного гипса, который для селенита будет являться пересыщенным.

Процесс наращивания слоев селенита может протекать в течение тысячелетий без значительных передвижений масс воды: для этого нужны лишь источник ионов (обычный гипс) и жидкая фаза, даже относительно неподвижная, так как рост кристаллов слоя происходит благодаря диффузии ионов через глинистую прослойку от разнокристаллического гипса к слою селенита.

Принимая такой генезис селенита, можно объяснить хорошую выдержанность многих тонких (иногда несколько миллиметров) селенитовых слоев на значительных расстояниях по простиранию, так как только описанным выше путем возможен равномерный приток раствора гипса ко всей поверхности слоя, особенно при близком их расположении друг к другу.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
строительных материалов и конструкций
Москва

Дата поступления
18.XII.1964

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.46

ВТОРОЕ ИЗДАНИЕ «МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ» Ф. ШЕПАРДА¹

И. О. МУРДМАА

В библиотеки СССР поступило новое (второе) издание уже известной советским геологам переведенной на русский язык книги профессора Фрэнсиса Шепарда «Морская геология». По сравнению с первым изданием книга существенно переработана и расширена. По сути дела это новое научное сочинение, в котором содержится около 80% новых материалов, полученных морской геологической наукой за последние 15 лет, прошедших с момента выхода в свет первого издания.

Автор поставил перед собой цель в сжатой форме обобщить и осмыслить основные достижения морской геологии по ее важнейшим разделам — литологии осадков, геоморфологии, динамике берегов, строению осадочных толщ, стратиграфии, геологической истории океанов, методике морских геологических работ. В каждой из этих крупных проблем им отобраны и довольно подробно рассмотрены наиболее существенные, с его точки зрения, вопросы, причем упор сделан на результаты новейших исследований.

Основная часть книги посвящена описанию рельефа, осадков и геологических процессов крупнейших природных областей Мирового океана — береговой зоны, шельфа, области материкового склона, ложа океана. Детально рассмотрены проблемы подводных каньонов и коралловых рифов. Автору не удалось избежать некоторой фрагментарности при описании, но тем не менее почти в каждом из названных разделов читатель найдет сравнительно полную сводку зарубежных (а отчасти и советских) исследований и может уяснить точку зрения автора по данному вопросу.

В разделе о берегах приведена новая, значительно переработанная классификация берегов Ф. Шепарда, рассматриваются береговые процессы, а также некоторые вопросы литологии прибрежных осадков. Большой и интересный раздел посвящен шельфам, в исследование которых Ф. Шепард внес большой вклад. Описание шельфов Мирового океана сопровождается детальными батиметрическими и литологическими картами, частично уже известными из первого издания. Разработана классификация шельфов и убедительно доказан их разнообразный генезис.

Рассматривая имеющиеся пока еще довольно скудные сведения о рельефе, геологическом строении и осадках области материкового склона всего Мирового океана, Ф. Шепард приходит к бесспорному выводу, что, хотя нельзя говорить об общем генезисе всех склонов, большая часть их имеет тектоническую природу. Приведенные результаты новейших исследований американских ученых, проводивших уникальные по детальности промерные работы и подводные наблюдения с помощью глубоководной водолазной аппаратуры в нескольких подводных каньонах, делают главу о каньонах одной из интереснейших в книге. Автор, как известно, одним из первых пытался объяснить происхождение каньонов, рассекающих материковые склоны. В новом издании книги он подвергает критике ряд гипотез образования каньонов, в том числе и свою собственную эрозионную гипотезу, и решительно становится на точку зрения о доминирующей роли суспензионных потоков.

Много нового стало известно за последнее десятилетие о коралловых рифах. Краткая сводка этих новых данных, иллюстрированная детальными картами, несомненно, интересна советским читателям, так же как некоторые соображения автора о процессах рифообразования.

Вопросы рельефа и тектоники области ложа океана рассмотрены автором, пожалуй, чересчур лаконично и отрывочно. Немногим богаче также описания литологии и

¹ Shepard F. P. «Submarine geology» with chapters by D. L. Inman and E. D. Goldberg. Harper's Geoscience Series, 1963.

стратиграфии глубоководных океанских осадков. Карты распространения осадков, созданные автором по данным других исследований, весьма схематичны и не могут конкурировать с советскими картами. Интерес представляют соображения Ф. Шепарда о необходимости пересмотра генетической классификации осадков, в частности выделений из «красных глин» (Ф. Шепард предлагает назвать их «коричневыми»), «диагенетических отложений», т. е. осадков сложенных цеолитами и железо-марганцевыми конкрециями и имеющих широкое распространение в Тихом и Индийском океанах. Дается краткая сводка основных гипотез происхождения океанов.

Ценным дополнением к описанию литологии осадков является глава о минералогическом и химическом составе океанских осадков, написанная Э. Д. Гольдбергом. Минеральные компоненты осадков классифицируются им по генетическому признаку на литогенные, гидрогенные и биогенные; для каждого генетического типа приводится краткое описание основных минералов, их распространения и генезиса. Дан также критический обзор основных методов абсолютной геохронологии, применимых к исследованию морских и океанических осадков.

Большой интерес для исследования вопросов механической седиментации в море представляют главы, написанные Д. Л. Инманом. В них рассмотрены геологические аспекты теории волн и течений, поведение частиц в потоке, динамика суспензий, а также механизм переноса осадочных частиц волнами и течениями. Читатель найдет здесь и краткую сводку разработанных Д. Л. Инманом приемов статистической обработки результатов механического анализа, и некоторые сведения о физических свойствах осадков.

Методике морских геологических работ посвящена небольшая глава, в которой дано в основном только перечисление приборов и методов работы в море. При этом ценно, что автор называет ряд перспективных новейших методов, еще мало известных советским исследователям.

Книгу завершает глава, в которой Ф. Шепард пытается на ряде примеров показать распространение аналогов различных типов современных (в том числе глубоководных) осадков и осадочных текстур среди древних отложений на суше.

Объем книги вместе с приложениями 557 страниц, в ней имеются 222 рисунка и большой список литературы, занимающий 46 страниц.

Учитывая возрастающий интерес к морской геологии в нашей стране, быстрое развитие морских геологических работ и рост кадров морских геологов, хочется выразить пожелание о переводе нового издания книги Ф. Шепарда на русский язык.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
30.III.1965

УДК 551.70(571.1)

ПО ПОВОДУ ОЧЕРКА «СТРАТИГРАФИЯ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ»¹

В. В. СВИРИДОВ

Из раздела «Стратиграфия складчатого фундамента» (авторы В. В. Коротун, О. И. Некрасова, М. Я. Рудкевич) следует, что фундамент Западно-Сибирской плиты имеет неоднородное строение и пестрый литологический состав. В структурном отношении он принадлежит первому (нижнему) ярусу и на некоторых участках сам характеризуется двухэтажным строением: первый этаж — отложения докембрия и палеозоя, второй — отложения триаса и нижнего лейаса.

Основой для очерка послужил материал, полученный авторами в результате изучения многочисленных глубоких скважин. Казалось бы, ввиду того, что породы фундамента дислоцированы, метаморфизованы и редко содержат органические остатки, авторы должны были большое внимание обратить на особенности их литологического состава, специфику проявлений метаморфизма и магматизма. Однако, как видно из содержания очерка, эти моменты в большинстве случаев игнорировались.

В описаниях различных возрастных ассоциаций горных пород, слагающих фундамент Западно-Сибирской плиты, авторы только перечисляют названия архейских пород, приуроченных к западному склону Енисейского кряжа и к северной оконечности Восточных Саян. Так, перечисляются породы протерозойской группы, встречающиеся в скважинах долины р. Енисея и района Березова (Приуралье). Выделение в Березовском районе двух типов гранитных интрузий только по предполагаемым размерам массивов и их гранулометрии кажется совершенно необоснованным.

¹ Геология СССР, т. 44. Западно-Сибирская низменность, ч. 1. Геологическое описание. Изд. «Недра», 1964.

Предположение о докембрийском возрасте углисто-серпичито-кварцевых и т. п. сланцев из скважин, пробуренных между Свердловском и Тюменью, вряд ли соответствует действительности, так как подобные сланцы более типичны для нижнего палеозоя Урала и Казахстана (Геология СССР, т. 20; Кузнецов, 1939; Сирин, 1962). Осталось не ясным, по какой древнейшей породе из Нарымской скважины производилось определение абсолютного возраста и каковы в связи с этим ее минералого-петрографические особенности, допустим, по сравнению с таковыми у пород других скважин.

Что касается комплексов горных пород палеозоя, то и здесь даны преимущественно лишь лаконичные названия пород по отдельным скважинам и нет каких-либо целенаправленных литологических сопоставлений с породами горного обрамления. И если бы не те немногие органические остатки, которые найдены в них, то количество неизученных скважин, еще более увеличилось бы.

Отложения кембрия, ордовика и силура устанавливаются в скважинах, пробуренных в узкой полосе непосредственного соприкосновения с Сибирской платформой и Казахстаном. Отложения девона также встречаются в отдельных скважинах, тяготеющих к самой границе Западно-Сибирской плиты как структуры, и в единичных скважинах, находящихся на центральной территории плиты (районы городов Ханты-Мансийска и Тюмени).

Каменноугольные отложения отмечаются по скважинам из районов Западно-Сибирской плиты, прилегающих к восточному склону Приполярного Урала, и в ее южной части, где также встречены отложения перми. Пирокласты и эффузивы пермского возраста, по-видимому, имеются в скважинах из района г. Тобольска.

Следовательно, в очерке чаще речь идет о краевых частях Западно-Сибирской плиты.

Бросается в глаза то, что около 30% очерка приходится на краткое описание состава пород или просто на перечисление названий пород, объединенных в подразделах «Палеозойские и допалеозойские породы, по возрасту ближе неопределимые». Однако здесь приблизительно определен не только возраст пород, но и их состав. Авторы только называют породы: «граниты», «гранодиориты», «эффузивы», «филлиты», «сланцы», «зеленокаменные песчаники» и т. д. При этом упоминается немало скважин (около 117) из разных районов Западно-Сибирской плиты. Как правило, породы не систематизируются, не сопоставляются ни между собой, ни с аналогами из горного обрамления.

Говорить о том, что авторы, имея дело с метаморфическими и магматическими комплексами, пытались как-то расшифровать развитие процессов, не приходится.

В заключение необходимо отметить, что в рассматриваемом очерке сконцентрирован значительный фактический материал по стратиграфии и литологии фундамента Западно-Сибирской плиты. Если бы авторы пошли также по линии более глубокого познания состава пород фундамента, что в какой-то степени было начато до них (Геол. строение и перспект. ..., 1958), то тогда бы количество малоговорящего и «ближе неопределимого» зерна значительно уменьшилось бы, а сам очерк стал бы интереснее.

Из анализа очерка из 44 тома «Геологии СССР», относящегося к числу фундаментальных и редко переиздаваемых работ, еще следует: литолого-стратиграфические исследования керна глубоких скважин должны быть планомерными, систематическими и детальными. Эти требования взаимосвязаны с теми задачами современной геологии, которые выдвинул в ряде своих работ А. В. Сидоренко (1961, 1963, 1964).

ЛИТЕРАТУРА

- Геология СССР, т. 20. Восточный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание. Госгеолиздат, 1941.
Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Госгеолтехиздат, 1958.
Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. Изд. АН СССР, 1939.
Сирин Н. А. Магматизм Приполярного и Полярного Урала. Госгеолтехиздат, 1962.
Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Кольский фил. АН СССР. Изд. АН СССР, 1961.
Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. Сов. геология, № 4, 1963.
Сидоренко А. В. Геология — наука будущего. Изд. «Знание», 1964.

Тюменский индустриальный
институт

Дата поступления
12.IV.1965

ХРОНИКА

УДК 553.492.1

СЕМИНАР ПО ГЕНЕЗИСУ БОКСИТОВ

Г. И. БУШИНСКИЙ

С 12 по 17 апреля 1965 г. в Москве состоялся семинар по генезису бокситов. Он был организован Научным советом по рудообразованию при Отделении наук о Земле АН СССР, при содействии Госгеолкома СССР, Госгеолкома РСФСР и Геологического института АН СССР. Задачей семинара было обсуждение различных вопросов образования бокситовых месторождений на основе изучения их геологии, тектоники, литологии, геохимии, минералогии, петрографии и палеогеографии, с учетом экспериментальных данных.

Последнее совещание по генезису бокситов было в 1955 г. За десять лет, прошедшие с того времени, учение о бокситах значительно продвинулось вперед. По геологии бокситов из печати вышел ряд книг и свыше 900 статей. Из них книги, опубликованные в 1964 г., явились как бы непосредственной литературной подготовкой к проведению дискуссии на семинаре¹.

Бокситы представляют интерес не только как руда или как полезное ископаемое, но и как весьма важный показатель физико-географических условий геологического прошлого, прежде всего палеоклимата. И наоборот, палеоклиматические данные могут служить поисковым признаком бокситовых месторождений. Все бокситы содержат повышенные концентрации элементов-гидролизатов, в частности галлия. Поэтому интерес к бокситам очень велик.

В работе семинара приняло участие около 200 человек. Доклады, зачитанные на семинаре (всего 41 доклад), были сгруппированы по семи разделам, из них один общетеоретический и шесть региональных. По общетеоретическим вопросам сделано 11 докладов.

Семинар начался с вводного доклада автора настоящей заметки. В нем кратко подытожено современное состояние вопроса о происхождении бокситов. Латеритная теория привлекает все большее внимание советских геологов. Этому содействовало открытие латеритных бокситов на юге Украины и непосредственное изучение советскими геологами латеритов в тропиках (Экваториальная Африка, Вьетнам и др.). Поскольку существуют латеритные бокситы, то вполне естественно предполагать их механическое разрушение при выветривании и механическое переотложение полученных продуктов с образованием осадочных бокситовых залежей. Литологическое изучение советских бокситовых месторождений показало, что латеритный материал после переотложения нередко подвергался диагенетической переработке. В его составе были обломочки боксита, глины, зерна кварца и выветрелых пород, поэтому он не всегда представлял собой кондиционный боксит. В процессе диагенеза этого материала происходил вынос кремния и железа, перераспределение вещества и изменение его минералогических форм. В дальнейшем некоторые бокситы подвергались силикации вплоть до превращения в глины. Все эти процессы находят свое объяснение в латеритно-осадочной диагенетической гипотезе происхождения бокситов.

Закономерности размещения бокситовых месторождений, установленные ранее А. Д. Архангельским, существенно уточнены последующими работами и служат основными критериями при поисках бокситовых месторождений.

С докладом о бокситах западной части Либерийского щита в Африке выступил Б. М. Михайлов. Бокситы здесь латеритные, со структурой материнской породы. Мощность их 6—10 м, содержание глинозема 40—50%, кремнезема около 1% и менее. Материнскими породами для этих бокситов являются глинистые сланцы, амфибо-

¹ См. список книг по бокситам в конце статьи.

литы и нефелиновые сиениты. На Либерийском щите сосредоточено свыше половины мировых запасов бокситов.

Осадочные бокситы, по сообщению П. П. Савченко, встречаются на о. Лос, где они залегают на размытой поверхности глиноземного латерита. Латеритные бокситы Либерийского щита образовались в условиях саванны путем выноса кремнезема из материнских пород теплыми дождевыми водами и частью путем эолового разноса кремнистой золы растения после степных пожаров.

В. Н. Разумова доложила результаты изучения гиббситоносных кор выветривания Орской депрессии в районе Батуми. Она выделяет три типа гиббситоносных кор выветривания: 1) с охристо-глинистой зоной, содержащей псевдоморфозы гиббсита по каолинизированным лейтам плагиоклаза; 2) с охристой зоной, лишенной глинистых минералов, содержащей псевдоморфозы гиббсита по свежим полевым шпатам; 3) с инфильтрационным гиббситом, приуроченным к мало измененным породам. Гиббсит, по ее данным, генетически связан не с каолинитом, а с минералами хлоритовой группы. Гиббситоносную кору выветривания в тропиках наблюдал и В. П. Петров.

По сообщению С. И. Бенеславского, в бокситах содержатся различные формы кварца; одни из них сравнительно легко разлагаются щелочами при технологическом процессе, другие труднее.

Б. Ф. Горбачев привел диаграмму химического состава бокситов мира в зависимости от их геологического возраста. Он сделал вывод, что сравнительно низкое качество древних бокситов, вероятно, зависит от их раслификации.

В. Н. Лавренчук привел данные о процессе разделения галлия и титана в бокситовых залежах, при этом галлий больше тяготеет к сильножелезистым магнитным бобовинам.

К. К. Зеленов изучил состав вод и взвесей по ряду точек, расположенных вниз по течению реки, вытекающей из кислого кратерного оз. Ква-Иджен в Индонезии. В результате естественной нейтрализации этих вод происходит коагуляция гидроокиси алюминия. На расстоянии 30 км от кратера взвесь содержит (в %): SiO_2 21; TiO_2 0,29; общий Al_2O_3 29,5, в том числе свободного глинозема 17,3. Отсюда он делает вывод, что во взвеси присутствует бокситоподобное вещество с высоким титановым модулем. Из доклада К. К. Зеленова осталось не ясным, сколько титана содержится в так называемом бокситовом веществе и сколько в глинистой примеси.

О геологии и минералогии бокситов Северного Вьетнама сообщили С. Д. Газенко, А. К. Шарова и З. Ф. Глазунова. Бокситы залегают на известняках верхнего палеозоя и относятся к триасу. Они содержат диаспор, бемит, гематит и другие минералы.

А. С. Калугин сообщил о возможной связи образования бокситов геосинклинального типа с развитием рифов и вулканизмом. Вулканические пеплы могут падать на поверхность рифовых островов и подвергаться латеритизации с образованием боксита. На это выступление М. П. Нагорский заметил, что бокситы и песчаники с пеплом в девоне Салаира ранее определялись как одновременные образования, но впоследствии было установлено, что бокситы древнее песчаников.

В защиту гипотезы химического переноса глинозема из кор выветривания в бокситовые залежи выступил А. И. Кривцов. Свою идею он пытался обосновать опытами Е. П. Левандо, показавшей значительный вынос алюминия при воздействии гумусовых кислот на горные породы. Однако Н. М. Страхов и Е. П. Левандо в своих выступлениях показали, что эти опыты моделируют подзольный процесс почвообразования, в результате которого происходит вымывание из почвы алюминия и железа, а кремнезем накапливается на месте. Г. И. Бушинский отметил, что одновременно с подзолами бокситы нигде не образуются. Следовательно, глинозем, выносимый химически, рассеивается или соединяется с кремнеземом, образуя глины, но не бокситы.

По разделу «Бокситы карбона Русской платформы» сделано четыре доклада.

Б. Н. Одокий, изучая докарбонный или довизейский палеорельеф протерозойских пород Белгородской области, обнаружил серию замкнутых котловин, на дне которых нередко встречаются бокситы, а под ними залегают наиболее мощные зоны богатых железных руд. Между котловинами богатые руды и бокситы почти выклиниваются. Так как эти руды образовались в результате выноса кремнезема из железистых кварцитов при латеритном выветривании, то вполне естественно ожидать появления просадок в тех участках, где такой вынос был наибольшим. На тех местах, где были просадки, возникли котловины, по генезису аналогичные карстовым воронкам на поверхности карбонатных пород. Процесс образования этих котловин мы с автором называли силикатным карстом, в отличие от карбонатного или гипсового карста.

А. К. Гладковский и В. Н. Храмцов в своем докладе «Происхождение бокситов района Курской магнитной аномалии» в основном изложили содержание статьи, опубликованной ими в Докладах АН СССР (т. 156, № 4 за 1964 г.). По их мнению, яковлевские бокситы синхроничны курской серии протерозойских пород. Основанием для этого вывода послужили косвенные данные, главным образом минералогического характера. Против этого вывода были сделаны энергичные возражения со стороны геологов КМА (С. И. Чайкин, Б. Н. Одокий, В. Н. Клекль, И. Е. Куренкина, А. П. Никитина, В. И. Сиротин). Во всех полных разрезах бокситы залегают только на головах глинисто-хлоритовых сланцев курской серии и с глубиной по падению пластов сменяются все менее выветрелыми и затем свежими породами. Сле-

довательно, образование бокситов КМА произошло после того, как породы курской серии были смяты в складки, образовавшие горные цепи, после размыва этих горных цепей, скорее всего в результате латеритного выветривания в начале карбона.

Е. П. Левандо и Э. А. Кальберг сделали доклад на тему «Закономерности распределения бемита, гиббсита и каолинита в бокситах Северо-Запада как один из критериев условий их образования». Толща бокситоносных пород в районе Ветреного пояса начинается грубообломочным материалом, который переходит вверх в средние и мелкообломочные бокситы. В Тихвинском районе также внизу разрезов встречаются обломочные разновидности бокситов. Главным минералом в тех и других бокситах является бемит. Наблюдается замещение каолинита кристаллическим бемитом.

По разделу «Мезозойские бокситы Русской платформы и Крыма» сделано два обобщающих и ряд частных докладов и сообщений. Ю. Б. Басс доложил о находках переотложенных песчанистых бокситов на восточном склоне Украинского щита. Эти бокситы гиббситовые, крупноблочные, генетически связаны с массивами основных пород. Некоторые данные по минералогии и геохимии бокситоносного горизонта Среднего Приднепровья сообщила Д. П. Хорошева. В северо-западной части Украинского щита найдены осадочные бокситы апт-альбского возраста, тоже генетически связанные с основными породами (доклад С. Д. Газенко). Находки небольших залежей осадочных бокситов имеются среди известняков верхней юры Крыма (сообщение Г. А. Лычагина и А. А. Абашина) и в основании песчано-глинистых пород средней юры под Москвой (сообщение Л. В. Вишневого). Благодаря этим находкам наши представления о древних областях образования бокситов значительно расширяются.

С докладом по разделу «Девонские и более древние бокситы Урала» выступили А. Н. Ходалевич и М. Г. Брейвель. Они изучали стратиграфическое распределение основных месторождений девонских бокситов на восточном склоне Урала. Отложения, вмещающие эти месторождения, группируются в ряд крупных пачек, которые не поддаются дробному стратиграфическому расчленению.

О строении и генезисе бокситовых месторождений Ивдельского района доложила Л. Н. Князева. По ее мнению, гнезда боксит-колчедана в низах бокситового пласта — это реликты, оставшиеся после окисления пирита. Подобную идею высказывал А. Д. Архангельский в 1933 г., но затем нашел ее необоснованной и отказался от нее. Е. С. Гуткин предложил новую классификацию текстур и структур североуральских бокситов. Он выделяет три группы бокситов: первично-седиментационные, переотложенные и вторичные, или измененные в результате диагенеза и выветривания. Ю. М. Родченко и Е. С. Гуткин доложили о тектонических закономерностях строения рудных полей североуральских бокситовых месторождений. Бокситовые месторождения тяготеют к участкам относительно пассивного тектонического режима. Мелкие подрудные сбросы более важны для морфологии рудных полей, чем крупные.

Г. А. Большун сообщила новые данные о проявлениях бокситоносности в додевонских отложениях Урала. В частности, тяжелая фракция нерастворимого остатка карбонатных пород катавской свиты в Башкирии содержит до 40% корунда. Миньярская свита также содержит глиноземные минералы.

По вопросу «О генезисе мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Восточного Приуралья» заслушан также ряд докладов. Н. И. Архангельский и В. И. Тужикова привели доказательства триасового возраста бокситов, залегающих в основании угленосных толщ в Карпинском и соседних с ним районах на Северном Урале. Эти авторы отрицали идею А. К. Гладковского и А. К. Шаровой о переотложении этих бокситов из девонских слоев. Е. Н. Кузнецкина доложила о присутствии доюрской гиббситоносной коры выветривания в районе г. Серова. О находке новой бокситовой залежи в мезозойских отложениях Северного Урала доложил О. А. Ткаченко. Эта залежь найдена геофизическими исследованиями. Она приурочена к депрессии, возникшей на контакте среднедевонских эффузивов с известняками нижнего девона. Глубина ее достигает 180 м. Бокситы покрываются песчаниками верхнего мела. Бокситовый материал поступал в депрессию в форме тонкой и грубой взвеси.

О магнетизме бокситов Урала и Тургайской равнины в связи с их генезисом доложили И. А. Свяжина, Н. А. Иванов и А. К. Гладковский. По данным палеомагнитных исследований бокситов, район Североуральска находился в девонское время на широте 12°, т. е. в пределах тропиков. Маггемит аркалыкских бокситов образовался на месте в процессе диагенеза. Эти бокситы дают пеструю картину векторов остаточной намагниченности, что, возможно, обусловлено их блоковым строением с последующей неравномерной подвижкой разных блоков.

О климатической обстановке и ландшафтах времени формирования бокситовых толщ Казахстана доложила З. К. Пономаренко. Она выделяет три фазы образования бокситов: 1) апт-альбскую, 2) сеноман-сантонскую, 3) палеогеновую. В течение первой фазы образовались бокситы в районе Мугоджар. Этот район представлял тогда холмистую низменность, изобилующую болотами, озерами и лагунами и походил на тропическую саванну. На болотистых берегах водоемов произрастал болотный кипарис, в подлеске которого таились древовидные тропические папоротники. Заболоченные участки были покрыты сфагновыми мхами с обилием глейхениевых, напоминая современные сфагновые болота Новой Зеландии. На водоразделах рек и на холмах росли хвойные леса. В сеноман-сантонскую фазу, охватившую и Тургайский

прогиб, климат стал менее жарким, но более влажным. Позднее, в палеогеновую фазу, продолжалось развитие богатой субтропической полтавской флоры саванного типа, температура воздуха немного понизилась, а влажность увеличилась, что способствовало выщелачиванию аллитных кор выветривания.

А. Н. Сухарина, указывая на широкое распространение бокситов в горных сооружениях Западной Сибири, отметила, что возможность нахождения новых месторождений в этом районе не исчерпана.

М. П. Нагорский выделяет три типа бокситоносных депрессий: 1) карстовые воронки в известняках, 2) склоны древних понижений, 3) древние речные долины. В отдельных залежах отчетливо обнаруживается брекчиевидное и грубослоистое строение бокситовых пластов. Бокситы представляют собой переотложенные продукты древней коры выветривания, подвергшиеся бокситизации в процессе диагенеза. По мнению М. П. Нагорского, возможно нахождение морских платформенных бокситовых месторождений в Приенисейской и Колывань-Томской частях Западно-Сибирской низменности. Основанием для этого вывода ему послужила находка А. В. Каштанова и В. А. Гольберта в Енисейской впадине морских сеноманских бокситов и развитие древних кор выветривания на прилегающих поднятиях.

Изучению мезозойских кор выветриваний Сибири посвящены доклады С. В. Левченко, Е. Т. Боброва и А. Д. Слуккина. На минусинском склоне Восточного Саяна Е. Т. Бобров нашел гиббситовые бокситы со структурой базальта. Этим возможно поисков бокситов от Ангары к югу значительно расширяется.

Б. В. Шибистов, изучая бокситы междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски, пришел к заключению, что они образовались за счет размыва и переотложения латеритных кор выветривания. Очень важен вопрос о сохранении бокситовых залежей после их образования от последующего размыва. Бокситовые залежи сохранились в глубоких карстовых полостях и на крыльях прогибов. В зависимости от интенсивности и характера тектонических движений можно наметить участки, благоприятные для образования и сохранения бокситовых залежей.

Р. А. Савельев представил доклад, в котором сообщается о происхождении Центрального месторождения бокситов в Красноярском крае. В аптское время здесь образовалась мощная кора выветривания. В начале альбского века произошло поднятие района, размыв коры выветривания и переотложение ее продуктов. Второй цикл выветривания и размыва произошел в дат-эоценовое время. Глиноземный материал переносился механическим и коллоидно-химическим способом. Ю. А. Забиров признает только последний способ.

О находке бокситоподобных пород в тепторгинской серии среднего протерозоя Патомского нагорья сообщили Ю. Г. Попов и Е. П. Бессолицын. Тепторгинская серия залегает на коре выветривания гранитоидов. Нижняя, или пурпильская, свита этой серии сложена внизу кварцито-песчаниками, в средней части — высокоглиноземистыми сланцами, а в верхней — полевошпатово-кварцевыми песчаниками. Мощность толщи высокоглиноземистых сланцев составляет 700—800 м. В этих сланцах различаются прослойки, линзы и округлые конкреции диаспор-железистых пород с содержанием Al_2O_3 до 60%. В сланцах содержание Al_2O_3 составляет 30—35, SiO_2 40—47%. Свободный глинозем представлен диаспором. В сторону Центральной части Патомского нагорья диаспоровые желваки сменяются дистеновыми. Источником глинозема была кора выветривания.

По вопросу «О генезисе бокситов Средней Азии» состоялся доклад от имени большого коллектива геологов. Среди палеозойских отложений авторы устанавливают два бокситовых горизонта: один, ранее известный в верхнебашкирском подъярусе среднего карбона, второй — в среднем девоне. Возможно, имеется третий горизонт, приуроченный к известнякам C_1 — D_3 . По наблюдениям А. У. Абдуллаева, бокситы залегают среди девонских известняков и по возрасту являются девонскими образованиями. Л. П. Коннов и С. К. Гипп сомневаются в этом и предполагают возможность юрского возраста этих бокситов и залегание их на выходах известняков девона. В таких случаях, помимо разведки на глубину, необходимо учитывать типовое строение бокситовых пластов в девоне Урала. Там эти пласты почти всюду залегают на закарстованной поверхности, постепенно переходя вверх в серые бокситы и далее в серые или черные мергели и известняки.

По вопросу о методах составления прогнозных карт на бокситы выступали Е. И. Пельтек, Б. А. Тюрин, Г. Р. Кирпаль, Д. Г. Сапожников, Э. Т. Медведев и В. А. Внучков. В основе этих методов лежат главным образом литолого-тектонические показатели. Большое внимание уделяется условиям сохранности месторождений.

В конце семинара состоялось дополнительное обсуждение долженных материалов, а затем была принята резолюция, в которой кратко суммированы основные итоги семинара.

Г. И. Бушинский сообщил об организации в 1963 г. Международного комитета по изучению бокситов, окисей и гидроокисей алюминия. 1 октября 1964 г. в г. Загреб состоялся учредительное заседание этого Комитета, на котором обсуждался и был принят его устав. Задачей Комитета является стимулирование, продвижение и поощрение научных исследований во всех областях, касающихся бокситов, окисей и гидроокисей алюминия и других их компонентов. Эти исследования включают геологию, мине-

ралогию, петрографию, химию, геохимию и физическую химию бокситов и глинозема. Членами комитета могут быть отдельные ученые, учреждения и предприятия. Президентом комитета избран проф. Жан Папастамацио (Афинский университет, Греция) генеральным секретарем — проф. Мирослав Каршулин (Югославия, Академия наук и искусств в Загребе). Очередное заседание комитета (совещание по бокситам) намечено организовать в Греции в 1967 г.

**Книги по бокситам,
опубликованные за последние десять лет**

- Амангельдинское месторождение бокситов и огнеупорных глин. Изд-во АН КазССР, 1959.
- Барнабаш К., Бардоши Д. и др. Боксито-геологические исследования в Венгрии в течение 1950—1954 гг. Будапешт, 1957.
- Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. Госгеолтехиздат, 1963.
- Бокситы, их минералогия и генезис. Тр. совещ. по генезису бокситов 1955 г. Изд. АН СССР, 1938.
- Вопросы геологии и геохимии бокситов. Изд. «Наука», 1964.
- Вопросы геологии и минералогии бокситов. Изд. «Мир», 1964.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. Тр. ВИМС, вып. 5, нов. сер. 1960.
- Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале, т. III, «Бокситы». Тр. Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 64, 1964.
- Латериты. Изд. «Недра», 1964.
- Лисицына Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. Госгеолтехиздат, 1959.
- Лисицына Н. А. и Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. Изд. АН СССР, 1963.
- Происхождение бокситов. Изд. иностр. лит. 1959.
- Сырьевые ресурсы легких металлов Восточной Сибири, т. 1. Изд. АН СССР, 1958.
- Bardossy Gy. The geochemistry of hugarian bauxites. Acta geol. t. V. Fasc. 2, 3, 4, 1958; t. VI, Fasc. 1—2.
- Bracewell S. Bauxite, alumina and aluminium. London, 1962.
- Ginsberg H. Aluminium. Stuttgart, 1962.
- Gordon M., Tracey I., Ellis M. Geology of the Arkansas bauxite region. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, v. 299, 1958.
- Roy Chowdhury M. K. Bauxite in Bihar, Madhya Pradesh, Vindhya Pradesh, Madhya Bahrat and Bhopal. Mem. Geol. Surv. India, v. 85, 1958.
- II Semana de estudos alumino e zinco. Brasil, 1962.
- Symposium surley bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. v. I, II, Acad. Yougosl. Sci. et Arts. Zagreb, 1964, v. III, 1965.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
27.IV.1965

УДК 553.32

**СОВЕЩАНИЕ ПО ОСНОВНЫМ ГЕНЕТИЧЕСКИМ ТИПАМ
И ГЕОХИМИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАРГАНЦА В СССР**

А. Т. СУСЛОВ

Совещание, созданное ИГЕМ АН СССР, Государственным геологическим комитетом СССР и Научным советом по рудообразованию Отделения наук о Земле АН СССР, происходило в Москве с 6 по 10 апреля 1965 г.

На нем присутствовало свыше 250 представителей различных институтов АН СССР, союзных и республиканских институтов и учреждений Госгеолкома СССР и Государственного производственного геологического комитета РСФСР и ГрузССР, Управления геологии и охраны недр УССР, учреждений и предприятий совнархозов РСФСР, Украины, Грузии, Армении, Казахстана и институтов Министерства высшего и специального среднего образования.

Открывая совещание, начальник отдела минеральных ресурсов Госгеолкома СССР В. А. Перваго обратил внимание на своевременность обсуждения имеющегося обширного материала по геологии и геохимии марганцевых месторождений. Эти данные, накопленные различными геологическими организациями, нуждаются в обобщении в первую очередь для выработки основ научного прогнозирования месторождений высококачественных марганцевых руд в восточных районах страны.

Г. А. Соколов (ИГЕМ АН СССР) во вступительном слове отметил, что перед геологами стоят важные задачи по расширению марганцево-рудной базы, особенно в восточных районах страны. Для этого необходимо дальнейшее изучение осадочных, метаморфизованных и эффузивно-осадочных месторождений марганца, выяснение закономерностей их формирования и размещения, создание прогнозно-металлогенических карт и разработка научных основ поисков. Особое значение приобретают вопросы координации исследований. Совещание является одной из форм коллективного установления необходимых дальнейших работ и их рационального распределения между исследовательскими учреждениями и группами.

В докладе Оргкомитета, прочитанном Д. Г. Сапожниковым (ИГЕМ АН СССР), было обращено внимание на общий высокий уровень состояния минерально-сырьевой базы СССР и на неудовлетворительное размещение разведанных запасов марганцевых руд на его территории. Восточные районы страны еще недостаточно обеспечены высококачественными окисными рудами, пригодными для выплавки ферромарганца, а разведанные запасы карбонатных марганцевых руд недостаточно осваиваются промышленностью. Основное внимание исследовательских организаций должно быть уделено выяснению геологических и геохимических процессов формирования месторождений различных генетических типов, выяснению общих закономерностей распространения марганценосных комплексов, установлению критериев поисков месторождений и разработке методов их прогнозирования.

Академик А. М. Страхов (ГИН АН СССР) в докладе «Проблема осадочного марганцево-рудного процесса» особое внимание уделил роли диагенеза в формировании месторождений, рассмотрел закономерности распределения марганца и сопровождающих его элементов (Fe, P, V, Cr, Co, Ni, Cu) в пределах Южно-Украинского и Чигатурского рудных бассейнов и определил условия отделения марганца от железа в процессе образования месторождений.

Д. Г. Сапожников (ИГЕМ АН СССР) сообщил о некоторых геологических, физико-химических и геохимических условиях, при которых происходит образование марганцевых месторождений.

А. Т. Суслов (ИГЕМ АН СССР) остановился на особенностях строения, состава и условиях образования месторождений вулканогенно-осадочного происхождения на примере железо-марганцевых месторождений, связанных с верхнемеловым вулканизмом Среднегорской металлогенической зоны в Болгарии, а также Мазульского и Дурновского месторождений кембрийского возраста в Западной Сибири.

Е. А. Соколова (ГИН АН СССР) в докладе «Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценосных вулканогенно-осадочных формациях» охарактеризовала выделенные ею вулканогенно-карбонатные и вулканогенно-терригенные руды рассматриваемых формаций.

Г. Б. Чернышев (Государственный производственный геолком РСФСР) в докладе «Оценка месторождений марганцевых руд при поисках и разведке» детально рассмотрел основные промышленные типы месторождений марганца, особенности их поисков и разведки и требования, предъявляемые промышленностью к различным типам руд.

В. И. Грязнов (НИИ геологии Днепропетровского ун-та), касаясь генезиса марганцевых руд Никопольского бассейна и методики прогноза морских осадочных месторождений марганца, отметил, что преобладающая часть окисных руд Никопольского и Больше-Токмацкого месторождений представляет собой действительно первичноокисные образования, не связанные с процессами окисления.

Е. С. Шевченко (Днепропетровская группа Института минеральных ресурсов) рассмотрела закономерности пространственного распределения окисных, карбонатных и смешанных марганцевых руд восточной части Никопольского месторождения. Установлено, что малофосфористые, наиболее богатые руды Коминтерн-Марьевского и Грушевско-Бассановского участков представлены соответственно окисными или окисно-карбонатными разностями.

И. М. Варенцов, Е. С. Базилевская, И. В. Белова, М. Г. Семенова (ГИН АН СССР) доложили об особенностях распределения Ni, Co, Cu, V, Cr в рудах и вмещающих отложениях Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. Выделяются две ассоциации элементов: Mn, Ni, Co, Cu и Fe, V, Cr, обособляющиеся в процессе образования месторождений.

В. И. Грязнов, Л. В. Червоноокая (НИИ геологии Днепропетровского ун-та), касаясь вопроса о геохимии фосфора в морских осадочных марганцеворудных месторождениях, отметили, что среднее содержание фосфора в карбонатных рудах (0,19) ниже, чем в окисленных (0,21%) и окисно-карбонатных (0,21%). При более значительных изменениях его содержания в карбонатных рудах характер распределения фосфора по мощности пласта не везде одинаков. Фосфористые минералы представлены преимущественно курскиком и коллофаном, отчасти вивинанитом и апатитом.

Н. У. Литвиненко (Днепропетровская группа Института минеральных ресурсов), разбирая вопрос о геохимии марганца рудоносных отложений Керченского бассейна, установил, что наибольшие значения средних содержаний марганца (от 3 до 9%) наблюдаются в краевых зонах рудоносных мульд восточной части бассейна. Среднее содержание марганца по месторождению 1—2% при отношении $Mn:Fe = 0,010—0,09\%$.

Р. Д. Левкинадзе, В. Я. Эдилашвили (КИМС) в докладе «Геологиче-

ские условия формирования олигоценых марганценовых образований Грузии» показали, что источником терригенных накоплений в Чиатурском и Чхари-Аджаметском бассейнах была Сацаликская суша, расположенная между Чиатурой и Шкмер, в пределах которой размывались мощные кварц-аркозовые песчаники верхней юры, нижнего неокома и частично байоса. Марганцевые слои образовались в прибрежных полуконтинентальных частях Сацаликской суши в удаленной от берега подводной возвышенности (Чиатура), куда терригенный материал поступал в минимальном количестве.

Г. А. Авалиани, Д. П. Долидзе (Грузинский политехнический институт и Государственный производственный геолом ГрузССР) остановились на типизации месторождений марганца и оценке перспектив основных марганцевых районов Грузии. Они подчеркнули необходимость усиления научно-исследовательских работ, составления прогнозно-металлогенических карт крупного масштаба.

Академик АН Грузинской ССР Г. С. Дзоценидзе, касаясь происхождения материала для формирования Чиатурского месторождения, указал на нерешенность вопроса об источнике кремнезема и марганца, слагающих вмещающую спонгилитовую толщу и рудные залежи. На основе рассмотрения особенностей положения Чиатурского месторождения в Аджаро-Триалетской геосинклинали, где мощный вулканизм продолжался вплоть до олигоцена, сделаны выводы о существовании благоприятных геохимических условий накопления марганца в поствулканических продуктах, служивших основным источником минеральных веществ при формировании месторождения.

Л. Е. Штеренберг, Г. И. Карасева, И. Л. Нестерова, Е. В. Черкасова (ГИН АН СССР) сообщили об особенностях распределения Ni, Co, Cr, Cu и V в рудах и вмещающих породах Чиатурского месторождения. Установлено, что наибольшие содержания Ni и Co приурочены к юго-западной и западной частям месторождения, для которых характерны наибольшие абсолютные количества марганца и наивысшие их процентные содержания.

Е. С. Тихомирова, Л. Ф. Иванова, Е. В. Черкасова (ГИН АН СССР), рассматривая распределение малых элементов в рудах и вмещающих породах Мангышлякского месторождения марганца, установили, что содержание V, Ni, Co, Cu в рудах уменьшается по мере удаления от области сноса. При этом содержания элементов во вмещающих породах увеличиваются от периферии к центральным частям бассейна.

В. В. Калинин, И. В. Шумихина, А. И. Гусарева (ГИН АН СССР), анализируя фациально-геохимические особенности марганценовых отложений Лабинского месторождения, пришли к выводу о седиментационном диагенетическом происхождении развитых здесь карбонатных руд.

К. Е. Кожевников (Уральское ГУ) охарактеризовал различные генетические типы месторождений марганца на Урале и указал основные критерии поисков промышленных месторождений марганцевых руд.

И. Ф. Ампилов (Трест «Никопольмарганец») свое выступление посвятил вопросу о скорости образования марганцевых руд Полуночного месторождения. Исходя из представления, что чередующиеся прослойки кремнистого вещества и гидроксидов марганца в рудах представляют собой сезонные накопления, средняя мощность годичного слоя марганцевых осадков определялась в 2 мм. При максимальной мощности первичных окисных руд месторождения в 10 м продолжительность образования месторождения составляет 5000 лет.

Ю. А. Ходак, Е. М. Грибов, Е. Д. Сынгаевский, В. А. Ерошев-Шак, М. А. Гуревич (ЛОПИ) сообщили о новых данных по Караджальскому и другим железо-марганцевым месторождениям Джайлынской мульды Центрального Казахстана. По их мнению, концентрация рудного вещества происходила в процессе накопления кремнистых и известковых осадков, при этом для рудоносной свиты наметился следующий парагенезис: Mn, Fe, Ag, Pb, Zn, As, Sb, Cd, Mo, V. Областью сноса была площадь, расположенная севернее мульды. Привносящие в бассейн кремнекислоту газосодные растворы при прохождении через толщу эффузивно-осадочных пород девона обогащали ее рудными компонентами.

В. И. Кавун (Центрально-Казахстанское ГУ) охарактеризовал геологическое строение Караджальского рудного поля, состав, условия залегания руд и общие закономерности распределения рудных компонентов в пределах месторождения. Источником рудных накоплений, по его мнению, служила кора выветривания эффузивно-осадочной толщи ордовика и девона.

В. В. Калинин (ИГЕМ АН СССР) рассмотрел основные типы железо-марганцевых руд месторождения Караджал и выделил парагенетические ассоциации минералов для различных этапов процесса его формирования. Установленные им среди метаморфизованных железо-марганцевых руд тонкие прожилки, содержащие фределит, флюорит, сульфиды свинца, цинка и меди, свидетельствуют о привносе хлора, фтора, серы и других веществ в процессе слабой гидротермальной деятельности.

М. М. Каюпова (ИГН АН КазССР) установила для железо-марганцевых руд месторождения западной части Атасуйского района следующие генетические группы минералов: 1) возникших в процессе седиментации и диагенеза; 2) сформировавшихся под влиянием метаморфизма; 3) связанных с поздней гидротермальной деятельностью; 4) образовавшихся в процессе окисления. Среди них многие минералы обнаружены в нашей стране впервые.

А. Г. Каримов (ИГН АН КазССР) рассмотрел осадочно-метаморфизованные

месторождения, залегающие в кремнистых породах тасобинской свиты нижнего и среднего ордовика Казахстана. Рудные тела пластообразной и линзовидной формы наиболее изученного Жаксыского месторождения сложены браунитовыми рудами, пригодными после обогащения для выплавки ферромарганца.

Ю. А. Ходак, В. П. Рахманов, В. А. Ерошев-Шак (ЛОПИ) для Усинского месторождения и протерозойско-кембрийской марганценоносной толщи Кузнецкого Алатау наметили два парагенетических ряда элементов: 1) марганец, фосфор, сера, мышьяк, ванадий, серебро, свинец, цинк; ряд характеризуется повышением содержания элементов во всем разрезе протерозойско-кембрийской толщи; 2) титан, медь, ванадий, натрий — уменьшением содержания при некотором увеличении концентрации марганца в этой толще. В промышленных рудных скоплениях содержание элементов обоих рядов повышенное. Области сноса минеральных компонентов при формировании рудоносной толщи располагались западнее и юго-западнее месторождения.

В. М. Демченко (Иркутское ГУ) осветил перспективы марганценоносности Прибайкальского краевого прогиба. В этом новом марганценосном районе работами ИГУ открыто 18 месторождений и рудопроявлений первичноокисных и окисленных руд, залегающих среди морских осадочных отложений верхнепротерозойского возраста.

А. Т. Суслов, П. Ф. Андрущенко (ИГЕМ АН СССР) обратили внимание на оригинальную парагенетическую ассоциацию гаусманита и антитерита, характерную для руд месторождений Присаянского краевого прогиба. Скелетные кристаллы гаусманита в полосчатых рудах, слагающих окисные фации, находятся среди скоплений антитерита коллоидного и метаколлоидного строения. Анализ текстурных особенностей руд свидетельствует о метаморфогенных процессах, происходящих в рудах в условиях резкого пересыщения растворов. В окисленных рудах установлены крипомелан и голландит, имеющие здесь широкое распространение.

Р. А. Цыкин (Красноярское ГУ) сообщил о состоянии изученности минерально-сырьевой базы марганца в Красноярском крае.

Н. В. Толстогузов (Сибирский металлургический ин-т) ознакомил совещание с положительными результатами исследований технических и экономических возможностей выплавки ферромарганца и силикомарганца из карбонатных руд Усинского месторождения.

Е. С. Базилевская, И. М. Варенцов (ГИН АН СССР) установили в качестве наиболее объективного метода определения содержания марганца различной валентности в минеральных рудах расчетный — по активному кислороду.

А. И. Георгиев (Московский ин-т стали и сплавов) свое выступление посвятил металлургической оценке руд марганцевых месторождений Варненского района Народной Республики Болгарии. Опыты обогащения этих руд гравитационным методом, магнитной сепарацией, флотацией с последующим обжигом концентратов и их агломерацией свидетельствуют о возможности использования руд для производства высококачественных марганцевых сплавов.

Т. И. Горшкова (ВНИРО) по содержанию марганца в донных осадках выделила среди северных морей СССР две группы водоемов: 1) Чукотское море, Восточно-Сибирское, Лаптевых, Онежский залив, мелководье Карского моря и юг Баренцева моря, содержащих в донных осадках сотые доли процента марганца; 2) глубоководная часть Карского моря, север Баренцева, Центральная часть Белого моря и др., содержащие в осадках от десятых долей процента до двух процентов марганца. Это объясняется особенностями строения областей сноса, конфигурацией дна самого водоема и, возможно, благоприятными условиями для развития в них биохимических процессов.

П. Ф. Андрущенко, Н. С. Скорнякова (ИГЕМ АН СССР и Институт океанологии АН СССР), рассматривая состав, строение и особенности образования железо-марганцевых конкреций Тихого океана, установили следующие генетические группы текстур: 1) параллельно-слоистые, скорлуповато-слоистые текстуры, характеризующие процессы седиментогенеза; 2) дендритовые, псевдоолитовые, псевдоконкреционные и т. п. текстуры, характерные для начальных стадий процесса замещения; 3) петельчатые текстуры, возникшие в результате селективного замещения неоднородных обломочных пород и свидетельствующие о значительном проявлении процессов метасоматоза; 4) концентрически-полосчатые, ритмически-зональные текстуры со сложным коллоидным строением отдельных рудных полос, возникающие в результате образования геля сложного состава; 5) особую группу пятнистых текстур рудных скоплений, приуроченных к колониям микроорганизмов в обломках ядер некоторых конкреций.

Совещание приняло решение, предусматривающее дальнейшее развитие теории марганцево-рудного процесса, разработку вопросов геохимии марганца, изучение основных этапов процесса рудообразования — выветривания, переноса, диагенеза, эпигенеза и метаморфизма, углубленное исследование месторождений различных генетических типов (осадочных, вулканогенно-осадочных, коры выветривания). Намечен также комплекс исследований по основным марганценосным районам страны.

Издаваемые труды совещания посвящает памяти академика А. Г. Бетехтина. Созыв следующего совещания намечается в 1970 г. в городе Орджоникидзе.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР
Москва

Дата поступления
12.V.1965 г.

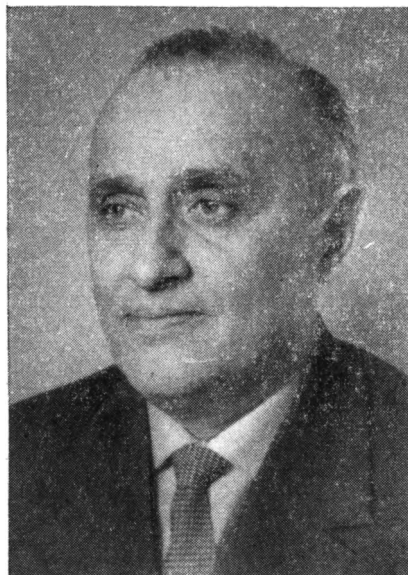
А. Г. АЛИЕВ

5 октября, после тяжелой и непродолжительной болезни, на 54-м году жизни скончался доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент Академии наук Азербайджанской ССР, ректор Дагестанского государственного университета им. В. И. Ленина Абдул Гаджиевич Алиев.

От нас ушел крупный ученый-литолог, человек большого обаяния, с глубоко развитым чувством долга. Вся жизнь, научная и общественная деятельность А. Г. Алиева является ярким примером служения нашей Родине, нашему народу, науке.

Родился А. Г. Алиев 25 мая 1911 г. в семье кустика-ювелира высокогорного селения Кубачи Дагестанской АССР, славящегося своими народными умельцами. В 1923 г. он переезжает в г. Баку, где работает учеником в мастерской своего дяди, а вечерами, садясь за книги, упорно учится. Одаренному горцу удается закончить среднюю школу, а затем поступить в Индустриальный институт. После окончания в 1936 г. института А. Г. Алиев направляется на работу в систему Азербайджанской нефтегазразведки. В течение четырех лет работы на производстве он вырастает в опытного инженера, командира производства. Большая любовь к науке привела его в Институт геологии им. акад. И. М. Губкина Азербайджанского филиала АН СССР. Еще будучи аспирантом, он создает при институте лабораторию физики нефтяного пласта и решает важные вопросы нефтяной геологии.

Жизнь, практика наталкивают молодого ученого на решение крупных теоретических вопросов. Он с энтузиазмом берется за решение актуальных проблем только начинавшейся тогда развиваться петрографии осадочных пород. А. Г. Алиев по праву считается одним из основоположников петрографии осадочных пород Азербайджана. Он детально разрабатывает петрографию продуктивной толщи Кобыстана и создает схему сопоставления ее нефтеносных горизонтов, которая в последующем легла в основу разведки на нефть и газ в этой части Азербайджана. Затем А. Г. Алиевым



были проведены большие исследования по петрографическому изучению другой важной нефтеносной толщи Азербайджана — майкопской серии. В 1949 г. А. Г. Алиевым была опубликована крупная монография «Петрография третичных отложений Азербайджана», защищенная им тремя годами раньше в качестве докторской диссертации. Позднее выходят из печати монографии «Осадочные породы Азербайджана» и «Петрография юрских отложений Юго-Восточного Кавказа». А. Г. Алиев — один из основных авторов 6-томной монографии «Геология Азербайджана», не только имеющей большое значение в теоретической разработке широкого комплекса геологических вопросов, но и способствовавшей ускоренному освоению минерально-сырьевых ресурсов республики. А. Г. Алиев неоднократно выступал с докладами на всесоюзных литологических и других совещаниях. Всего А. Г. Алиевым опубликовано свыше 80 научных трудов по различным проблемам геологии Азербайджана и Дагестана.

А. Г. Алиев был литологом широкого профиля, одним из лучших знатоков петрографии мощных осадочных толщ Азербайджана. Исследованиями А. Г. Алиева и его сотрудников были последовательно охвачены важнейшие горизонты мезо-кайнозойского разреза республики: продуктивная толща, майкопская серия, миоценовые отложения, апшеронский ярус, меловой флиш, аспидная формация нижней и средней юры. Начав

с решения вопросов корреляции по минералам тяжелой фракции, А. Г. Алиев перешел к выделению терригенно-минералогических провинций, к палеогеографическим обобщениям, к изучению коллекторов и формационному анализу, сделав существенный вклад в разработку всех этих вопросов. Таким образом, А. Г. Алиев явился достойным продолжателем и идейным наследником основоположников бакинской школы литологов В. П. Батурина и П. П. Авдусина, непосредственным учеником которых он был. В последние годы под руководством А. Г. Алиева были начаты исследования меловых вулканогенно-осадочных толщ Малого Кавказа. В большей мере благодаря трудам А. Г. Алиева и руководимого им коллектива петрографическая изученность осадочных толщ Азербайджана и Дагестана достигла весьма высокого уровня.

Около 30 лет Абдул Гаджиевич работал в научно-исследовательских учреждениях и высших учебных заведениях.

В течение ряда лет он был директором Института геологии имени акад. И. М. Губкина Академии наук АзербССР и много сделал для роста и развития института, укрепления его лабораторной базы и обеспечения квалифицированными кадрами.

С 1950 по 1959 г. А. Г. Алиев руководит крупной нефтяной экспедицией, созданной в Азербайджане по решению Советского правительства. Экспедиция проделала огромную работу по подсчету прогнозных и промышленных запасов, по разработке проектов применения вторичных методов воздействия на залежи нефти.

С 1958 г. А. Г. Алиев был членом комиссии по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР.

В 1960 г. А. Г. Алиев назначается директором Института геологии Дагестанского филиала АН СССР, где он много сделал для становления и развития молодого института.

С 1962 г. Абдул Гаджиевич работал ректором Дагестанского государственного университета им. В. И. Ленина и старшим научным сотрудником Института геологии в г. Махачкале. Находясь на этой большой работе, А. Г. Алиев уделял постоянное внимание дальнейшему развитию Университета, укреплению его учебно-материальной базы, повышению научного уровня преподавания, расширению научно-исследовательской работы в Университете и дальнейшему укреплению связи с производством и школами республики. Одновременно А. Г. Алиев продолжал руководить литологической лабораторией в Институте геологии АН АзербССР в г. Баку.

Много внимания, сил и энергии А. Г. Алиев уделял подготовке молодых научных кадров. Под его руководством около 20 научных работников подготовили и защитили кандидатские диссертации. Некоторые из учеников А. Г. Алиева уже стали докторами наук или готовят докторские диссертации.

А. Г. Алиев достойно представлял советских ученых и народы многонационального Дагестана за рубежом нашей Родины. В 1964 и 1965 гг. он выступал с докладами на международных семинарах работников высшей школы в Югославии, присутствовал на форуме геологов в Польской Народной Республике.

Наряду с большой научной и государственной деятельностью А. Г. Алиев активно участвовал в общественной жизни республики. Он был членом Дагестанского обкома КПСС, заместителем председателя Верховного Совета ДАССР.

За заслуги перед партией и народом А. Г. Алиев был награжден Советским правительством орденом «Знак Почета» и медалями.

А. Г. Алиев был человеком удивительного обаяния, щедрой души и исключительной скромности.

Светлая память об Абдуле Гаджиевиче навсегда сохранится в сердцах всех, кому довелось с ним работать или хотя бы встречаться.

Комиссия по осадочным породам
при Отделении наук о Земле
Академии наук СССР

Институт геологии (г. Махачкала)
Министерства геологии СССР

БИБЛИОГРАФИЯ

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ
В ЗАРУБЕЖНЫХ ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ
В БИБЛИОТЕКУ ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР
за июль — ноябрь 1965 г.**

- Adams T. D., Haynes J. R. and Walker C. T.— Бор в голоценовых иллитах эстуарии Довей, Уэльс, и его связь с палеосоленостью в осадочных циклах. *Sedimentology*, v. 4, № 3, 1965.
- Allen J. R. L.— Позднечетвертичная дельта Нигера и смежных областей: осадочная среда и литофации. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 49, № 5, 1965.
- Allen J. R. L.— Палеогеография верхнего древнего красного песчаника (фейрловнан) южного Уэльса и пограничной полосы Уэльша. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Bentor Y. K. and Kastner M.— Заметки о минералогии и происхождении глауконита. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Bluck B. J.— Осадочное происхождение некоторых конгломератов триаса в долине Гламоргана, южный Уэльс. *Sedimentology*, v. 4, № 3, 1965.
- Bonatti E. and Nayudu Y. R.— Происхождение марганцевых конкреций на океаническом дне. *Amer. J. Sci.*, v. 263, № 1, 1965.
- Carss B. W. and Carozzi A. V.— Петрология верхнедевонских пелитоидальных известняков, округа Кларк, Невада. *Sedimentology*, v. 4, № 3, 1965.
- Chandra D.— Отражательная способность коксующихся углей под давлением. *Econ. Geol.*, v. 60, № 3, 1965.
- Chester R.— Геохимические критерии для разграничения рифовых фаций от нерифовых в карбонатных породах. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, № 3, 1965.
- Conolly J. R.— Проявление поликристалличности и волнистого погасания в кварце-песчаниках. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Demirmen F. and Harbaugh J. W.— Петрография и происхождение пермского известняка северной Калифорнии. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Dodge Ch. F.— Происхождение верхнемелового берегового вала близ Армингтона, Техас. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Donahue J.— Рост зерен пизолита в лабораторных условиях. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Dzulynski S.— Новые данные по опытам образования осадочных структур. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Gazzi P.— Зоны с минералами тяжелой фракции в геосинклинальных осадках. Современное изучение в северных Апеннинах, Италия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Gidon P.— Осадочное происхождение складок в известняках. *Sedimentology*, v. 4, № 4, 1965.
- Gluskoter H. J.— Состав грунтовой воды угольных месторождений Иллинойса и Индианы. *Econ. Geol.*, v. 60, № 3, 1965.
- Greensmith J. T.— Образование известковистых песчаных серий на восточной оконечности Центральной равнины Шотландии. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- High L. R., Jr. and Picard D.— Осадочная петрология и происхождение анальцимо-содержащей свиты Попо Аги, формации Чугветер, триас. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Irwin M. L.— Общая теория осадконакопления в эпиконтинентальных чистых водах. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, № 4, 1965.
- Katz A. and Friedman G. M.— Приготовление окрашенных уксуснокислых пленок для изучения карбонатных пород. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Kolbe P.— Использование кислородной струи в спектрохимическом разделении малых количеств Pb, Ti, Ga, Cu и Sn в некоторых силикатных породах и минералах. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 29, № 3, 1965.

- Langbein R.—К петрографии одного из переходных разрезов между Главным ангидритом и плиточным доломитом. *Geologie*, № 1, 1965.
- Mac Kenzie D. B.—Условия осадконакопления илистого песчаника бассейна западного Денвера, Колорадо. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, № 2, 1965.
- Omara S.—Фосфоритные месторождения в Сирии и округе Сафага, Египет. *Econ. Geol.*, v. 60, № 2, 1965.
- Otvos E. G.—Типы береговых ромбоидных поверхностных структур. *Amer. J. Sci.*, v. 263, № 3, 1965.
- Rasul S. H.—Марганцевые руды Шиврайджпур, округа Панч Махалс, штат Гуйджарат, Индия. *Econ. Geol.*, v. 60, № 1, 1965.
- Reynolds Jr., R. C.—Концентрация бора в докембрийских морях. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 29, № 1, 1965.
- Robertson J. O., Jr., Rieke H. H. and Chilingar G. V.—Измерения вязкости водных суспензий глины как метод для определения минералогического типа глин. *Sedimentology*, v. 4, № 3, 1965.
- Rosholt J. N., Butler A. P., Garner E. L., and Shields W. R.—Изотопные фракции урана в песчанике бассейна р. Поудер, Вайоминг и округа Слик Рок, Колорадо. *Econ. Geol.*, v. 60, № 2, 1965.
- Семинар по осадочной петрологии.—*Sedimentology*, v. 4, № 4, 1965.
- Schweigart H.—Генезис железорудных слоев Претории, южная Африка. *Econ. Geol.*, v. 60, № 2, 1965.
- Sestini G. and Pranzini G.—Сопоставление осадочной текстуры и знаков на дне как индикаторов течений в турбидитах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Shaw D. B. and Weaver Ch. E.—Минералогический состав сланцев. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Siegel F. R.—Виды образования карбоната кальция в Большой Пещере, Кентукки. *Sedimentology*, v. 4, № 4, 1965.
- Siever R., Beck K. C., and Berger R. A.—Состав поровых вод современных осадков. *J. Geol.*, v. 73, № 1, 1965.
- Spears D. A.—Бор в некоторых британских каменноугольных осадочных породах. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 29, № 4, 1965.
- Stoddart D. R. and Cann J. R.—Происхождение прибрежных отложений. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Swallow J. C. and Crease J.—Горячая соленая вода на дне Красного моря. *Natura*, v. 205, № 4967, January 9, 1965.
- Swinchatt J. P.—Значение состава, структуры и скелетных обломков в некоторых современных карбонатных осадках. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Van Houten F. B.—Кристаллические отпечатки в верхнетриасовой локастонгской и брунзвикской формациях. *Sedimentology*, v. 4, № 4, 1965.
- Walton E. K.—Глубоководные пески, граувакки и флиш. *Natura*, v. 205, № 4967, January 9, 1965.
- Weber J. N., Bergenback R. E., Williams E. G. and Keith M. L.—Восстановление условий осадконакопления в Пенсильванском бассейне Ванпорта с использованием отношений изотопов углерода. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- West I. M.—Новый метод выявления микроструктур в пористом известняке. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Wilson M. J.—Происхождение и геологическое значение подстилающих глин в южном Уэльсе. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, № 1, 1965.
- Youssef M. I.—Генезис слоистых фосфатов. *Econ. Geol.*, v. 60, № 3, 1965.

Поправки к статьям, опубликованным в № 6, 1965 года

Страница и строка	Напечатано	Следует читать
Стр. 91 2-ая строка сверху Стр. 116, 4-й абзац снизу	(1964) «Отзыв Л. Н. Ботвинкиной против редактора издатель- ства . . .» «Оказывается редактор . . .»	(1965) «Отзыв Л. Н. Ботвинкиной против технического редакто- ра издательства . . .» «Оказывается технический редактор . . .» ВСЕГЕИ Дата поступления 17. XII. 1964
В этом же абзаце		
Стр. 116 Отсутствуют название орга- низации и дата	—	
Стр. 119 Отсутствуют название орга- низации и дата	—	Харьковский госуниверситет 9. XII. 1964

**В магазинах „Академкнига“ и книготоргов
можно приобрести
книги издательства „Наука“:**

Жемчужников Ю. А. СЕЗОННАЯ СЛОИСТОСТЬ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ. (Труды Геологического института. Вып. 86). 1963, 71 стр. 37 коп.

Анализируется горизонтальная слоистость в разнообразных отложениях и устанавливается ее сезонный характер. Разбираются вопросы периодичности осадконакопления и возможности определения возраста осадочных толщ по сезонной слоистости.

Лаврушин Ю. А. АЛЛЮВИИ РАВНИННЫХ РЕК СУБАРКТИЧЕСКОГО ПОЯСА И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ МАТЕРИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. (Труды Геологического ин-та. Вып. 87.) 1963. 265 стр. 1 р. 65 к.

Впервые рассматриваются основные особенности строения современного и более древнего аллювия равнинных рек субарктического пояса областей материковых оледенений, формирования аллювиальных озерных свит обширных аллювиальных равнин, с отложениями которых нередко связаны крупные месторождения полезных ископаемых.

Соколов В. А. ГЕОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ. 1963. 185 стр. 1 р. 15 к.

Описано геологическое строение районов развития среднепротерозойских карбонатных пород на территории Карелии, характеризуются типы этих пород, приводится их литологическое описание. Делается вывод о первично-осадочном происхождении доломитов и известняков, рассматриваются фациальные условия образования карбонатов и их последующего метаморфического изменения. Кратко излагается история геологического развития южной Карелии в среднем протерозое и намечаются задачи исследования протерозойских отложений.

Соловьева М. Н. СТРАТИГРАФИЯ И ФУЗУЛИНИДОВЫЕ ЗОНЫ СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ. (Труды Геологического института. Вып. 76). 1963. 231 стр. 1 р. 17 к.

Описаны отложения Средней Азии среднекаменноугольного возраста, их сопоставление с одновременными отложениями Русской платформы. В книге выделено восемь зон на основании изучения распространения вымерших животных и выявлены закономерности развития Тяньшанской области.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10, магазин «Книга—почтой» Центральной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»