

# *Литология* **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1963

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
МОСКВА—1963

Главный редактор — Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

---

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

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
STATE GEOLOGICAL COMMITTEE OF THE USSR

LITHOLOGY  
and MINERAL RESOURCES

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
MOSCOW—1963

Chief Editor: N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

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

THE MAGAZINE IS PUBLISHED SIX TIMES A YEAR

---

Address: Moscow B-17, Pyzhevsky per., 7. Geol. Inst., USSR Ac. Sci.

## ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Нет необходимости доказывать значение изучения осадочных горных пород как для решения ряда теоретических вопросов геологии, так и для поисков многочисленных и разнообразных неметаллических и металлических полезных ископаемых. Более 10 лет тому назад состоялась широкая дискуссия «О состоянии и основных задачах науки об осадочных породах», закончившаяся обсуждением этих вопросов на I Всесоюзном совещании по осадочным породам, проведенном Академией наук СССР в Москве в ноябре 1952 года.

В материалах и решениях совещания отмечены существовавшие тогда недостатки работ и громадная роль советских литологов в деле создания минерально-сырьевой базы, необходимой для развития народного хозяйства.

За прошедшие годы многие общие и частные задачи, определенные совещанием, выполнены. Сейчас на вооружении литологов имеется совершенно иная теоретическая и методическая литература.

Советская литология быстро развивается. Это проявляется не только в обилии книг и статей на литологические темы, но и во все возрастающей широте и глубине исследований. Разработка тонких и точных методов изучения вещественного состава осадочных пород и руд, их структур и текстур; детальные литологические описания крупных регионов; обобщающие монографии и сборники по отдельным типам пород (железные, марганцевые, свинцово-цинковые руды, фосфориты, бокситы, угли, доломиты, соли, глины и т. д.); наконец, исследования по основным фундаментальным проблемам общей теории осадочного породообразования — вся эта проблематика достаточно характеризует ту действительно большую и плодотворную работу, которую ведут советские литологи. Характерная черта советской литологии — выдвижение ряда новых крупных обобщающих идей, образующих базу современной литологической теории. Среди таких идей особенно следует отметить идею о типах литогенеза и эволюции их в истории Земли, идею о стадиях осадочного породообразования и, наконец, идею о формациях как естественных генетических ассоциациях осадочных пород. В совокупности своей эти идеи уже сейчас слагаются в стройное и довольно разработанное учение об образовании и дальнейшей жизни осадочных пород.

Важной особенностью советской литологии является также все усиливающееся ее тяготение к физике, физикохимии и геохимии. Это существенно углубляет и расширяет познание вещественного состава пород и процессов, в них протекающих. Но особенно важно, что физикохимия и геохимия вносят в литологию «число и меру» и позволяют от чисто качественного рассмотрения генетических вопросов перейти к их количественному анализу, т. е. к максимально объективной теории.

Широкий размах исследований осадочных пород нашел отражение в работах II, III, IV и V Всесоюзных литологических совещаний, прошед-

ших за эти годы во Львове, Баку, Ташкенте и Новосибирске, каждое из которых было посвящено отдельным проблемам (минералогия, петрография, геохимия осадочных пород, фации и формации, палеогеографические карты); а также на рабочих совещаниях, посвященных некоторым итогам изучения современных осадков, стадиям осадочного породообразования, новым методам физического изучения осадочных минералов и пород, литологии докембрийских метаморфических толщ и др. Все эти совещания организуются Комиссией по осадочным породам, созданной при ОГГН АН СССР по решению совещания 1952 года.

В Программе Коммунистической партии Советского Союза, утвержденной XXII съездом КПСС в 1961 году, перед советским народом поставлена грандиозная задача — за два десятилетия создать материально-техническую базу коммунизма, отмечена необходимость усиления роли науки в строительстве коммунистического общества и указано, что применение науки становится решающим фактором могучего роста производительных сил общества. Несмотря на то, что запасы минерального сырья на территории СССР в основном обеспечивают потребности и развитие народного хозяйства, имеется еще много вопросов по отдельным видам полезных ископаемых, требующих решения.

Нужно сказать, что огромная научно-исследовательская работа советских литологов, непосредственно связанная с определением направления поисковых работ и прогнозом, до сих пор не находила надлежащего отражения в печати. Общегеологические журналы были перегружены иными материалами, специального же литологического журнала не было. Теперь этот пробел заполнен, и литологи располагают нужным им специальным печатным органом.

Новый журнал «Литология и полезные ископаемые», являющийся органом Академии наук СССР и Государственного геологического комитета СССР, ставит своей задачей освещение научных достижений в области изучения современных осадков, осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Журнал должен содействовать развитию научно-исследовательских работ по литологии и обмену опытом между геологами различных геологических институтов и геолого-производственных организаций и вузов СССР.

Тематика журнала следующая:

1. Основные вопросы литологической теории (типы литогенеза, стадии образования осадочных пород и осадочных полезных ископаемых, закономерности их распределения в земной коре, эволюция осадкообразования в истории Земли и др.).

2. Минералогия, петрография и геохимия осадочных пород.

3. Осадочные полезные ископаемые и вопросы теории осадочного рудообразования.

4. Современные осадки.

5. Методические вопросы.

6. Экспериментальные исследования.

7. Материалы по истории литологии.

8. Обзоры достижений по различным вопросам литологии в СССР и зарубежных странах, критика и дискуссии.

9. Информации о съездах, совещаниях и научной жизни различных геологических организаций.

Редколлегия уверена, что при активном участии широкого круга геологов, непосредственно ведущих изучение осадочных пород и полезных ископаемых, журнал «Литология и полезные ископаемые» будет способствовать дальнейшим успехам советской геологической науки.

УДК 552.144 : 551.799

## О НЕКОТОРЫХ НОВЫХ ЧЕРТАХ ДИАГЕНЕЗА ЧЕРНОМОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

**Н. М. СТРАХОВ**

В статье разбираются процессы диффузии солей из современных и древнечерноморских отложений в новоевксинские и отражение этих процессов в солености и солевом составе поровых вод, в составе поглощенных катионов и в распределении сульфидов.

### I. О СПЕЦИФИКЕ РАЗРЕЗА ЧЕРНОМОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В отложениях Черного моря, как известно, различаются три стратиграфических горизонта с разными типами осадков. Верхний образуют собственно современные отложения, возникшие в водоеме с соленостью 18—22‰; в прибрежной зоне это пески, алевриты, глинистые отложения, в пелагической области — известковистые и известковые тонкозернистые илы с  $\text{CaCO}_3$ , составляющим 40—60 и более процентов; органического вещества в них немного (1—3%).

Нижележащие древнечерноморские отложения, судя по заключенным в них органическим остаткам, образовались в водоеме меньшей солености (от 10 до 18‰), медленно осолонявшемся в ходе геологической истории. В составе этих отложений — песков, алевритов, глинистых илов — резко увеличено содержание  $S_{\text{орг}}$ , особенно в пелагической зоне (до 14—20%) и одновременно уменьшено количество  $\text{CaCO}_3$ . Подобно современному, древнечерноморские отложения возникли в бассейне с сероводородным заражением наддонной воды.

Древнечерноморские осадки подстилаются горизонтом новоевксинских отложений. В прибрежной зоне это пески, алевриты, ракушники, в более глубоководной и пелагической областях — более сложный комплекс. Самые верхние слои их здесь слагаются светлыми весьма тонкозернистыми слабокарбонатными илами, иногда с обильными пятнами гидротроилита; местами они резко обогащены скорлупками диатомей и переходят в глинисто-диатомовые илы. В более глубоких частях разреза, вскрытых во время 32-го рейса «Витязя» в августе 1960 г., наряду с тонкозернистыми осадками, присутствуют многочисленные прослои алевритовых илов и даже песков, иногда довольно грубых. Фауна мелководных новоевксинских отложений чрезвычайно сходна с фауной современного Каспия, что должно указывать на малую соленость новоевксинского бассейна, вероятно очень близкую к современной каспийской, т. е. порядка 8—9‰, а может быть, и ниже.

Вместе с тем формы железа в глубоководных илах и, в частности, постоянное присутствие в них большого количества  $\text{Fe}_{\text{НС1}}^{3+}$ , наличие красочетвенных прослоев среди основной серой массы илов, донной фауны (*Nud-gobia*, *Potamidés*) с несомненностью свидетельствуют о нормальном кислород

ном режиме даже глубоководной части новоевксинского бассейна. Содержание  $S_{орг}$  в новоевксинских осадках очень низкое, обычно меньше 0,5%.

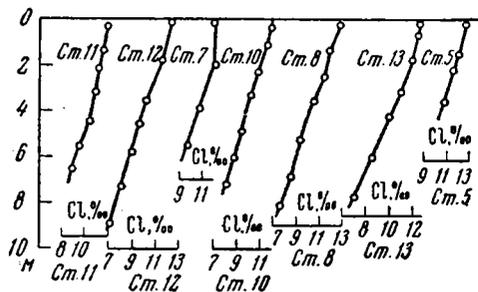
Таким образом, в разрезе черноморских осадков в ближайшем соседстве по вертикали находятся отложения бассейнов, резко различных по солености, газовому режиму и содержанию  $S_{орг}$  в илах. Именно это сочетание и делает черноморские отложения чрезвычайно интересными для познания диагенеза, так как здесь выступают такие его черты, каких нет в разрезах морских толщ, отложенных при длительно-устойчивом физико-химическом режиме. Анализ этих особенностей и посвящается настоящее сообщение.

## II. ДИФФУЗИЯ СОЛЕЙ ИЗ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНЕЧЕРНОМОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В НОВОЕВКСИНСКИЕ И ЯВЛЕНИЯ, ЕЕ СОПРОВОЖДАЮЩИЕ

Когда соприкасаются две среды со значительно разными свойствами и, в частности, с иловыми водами неодинаковой солености, то первый процесс, которого следует ожидать в такой системе,— это диффузия солей из слоев с большей минерализацией иловых вод в слои с меньшей их минерализацией. В нашем случае, следовательно, нужно искать признаков диффузии солей из современных и древнечерноморских отложений в новоевксинские. Прямым путем обнаружения диффузии было бы определение по хлору общей минерализации иловой воды в разрезе черноморских отложений.

### 1. Соленость поровых вод новоевксинских отложений и ее генезис

Исследование содержания хлора в поровых водах впервые было выполнено С. В. Бруевичем (1952). Он обнаружил, что содержание хлора в поровых водах непрерывно падает от современных отложений к древнечерноморским и от последних к новоевксинским, достигая минимальной величины  $4\text{‰}$  на глубине около 5 м от верхней границы новоевксинских отложений (ст. 13 в западной части моря). Позже аналогичная картина была установлена О. В. Шишкиной (1959) и Е. Д. Зайцевой (1962) на многих других разрезах из самых разно-



Фиг. 1. Изменения содержаний хлора в разрезе черноморских отложений (по С. В. Бруевичу и О. В. Шишкиной, 1959)

новоевксинских отложениях не строго параллельно их верхней границе, а достаточно сложно, образуя то выгибы вверх, то провисания вниз.

Встает вопрос: как трактовать эту картину солености?

С. В. Бруевич (1952) истолковал ее как отражение реального процесса осолонения новоевксинского бассейна и перехода его в гораздо более соленый древнечерноморский и современный. Этой же точки зре-

ния придерживалась и О. В. Шишкина (1959). Такая трактовка была возможна, конечно, только при допущении, что диффузия солей между осадками одного и того же разреза отсутствует либо имеет столь ничтожную величину, что ею можно пренебречь. В совместной статье С. В. Бруевича и О. В. Шишкиной (1959) это допущение было, наконец, высказано прямо и даже обосновано. «Согласно второму закону Фикка, — пишут названные авторы, —  $\frac{dc}{dt} = K \frac{d^2c}{dx^2}$  и, следовательно, скорость диффузии равна нулю, когда вторая производная по расстоянию (в нашем случае по вертикали) равна нулю, т. е. когда изменение концентрации по вертикали линейно, т. е.  $\frac{dc}{dx} = \text{const}$ , что имеет место в нашем случае. Следовательно, процессами диффузии в осадках Черного моря в первом приближении можно пренебречь, и распределение хлорности по длине монолита определяется фактическим распределением хлорности в водной толще» (стр. 675).

Другая точка зрения была высказана мною в 1954 г. Я рассматривал осолонение верхней части новоевксинских отложений как явление вторичное, обязанное диффузии в них солей из наддонной воды и современных отложений. Тем самым диффузия расценивалась в качестве не второстепенного, а, напротив, основного фактора изменения солености иловых вод новоевксинских отложений.

При столь радикальном расхождении трактовок одного и того же явления необходимо было искать дополнительные факты, позволяющие выяснить истинную природу явления. Такие факты в настоящее время имеются в достаточном количестве.

Один из них касается солености новоевксинских отложений на границе их с древнечерноморскими. Если верна концепция С. В. Бруевича и О. В. Шишкиной, то соленость эта должна быть везде, на всей площади моря одинаковой, так как бассейн в целом плавно и постепенно менял свою минерализацию; отсюда разница между соленостью самого верха современных отложений и самого верха новоевксинских осадков (иначе —  $\Delta\text{Cl}^0/_{\infty}$ ) всегда должна быть одной и той же независимо от мощности современных + древнечерноморских отложений. Но если верна выставленная мною трактовка, тогда, наоборот, соленость поровых вод самых верхов новоевксинских отложений должна варьировать от одной

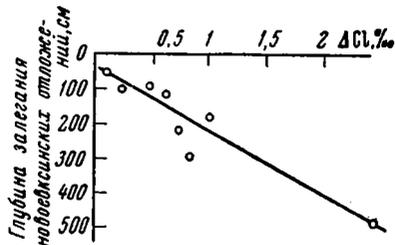
Таблица 1

Зависимость  $\Delta\text{Cl}^0/_{\infty}$  от толщины слоя современных и древнечерноморских отложений

№ станции	Глубина моря, м	Толщина осадков до новоевксинских отложений	Хлорность иловой воды на глубине 20 см в осадке, ‰	Хлорность иловой воды на границе новоевксинских и древнечерноморских отложений, ‰	Разность $\Delta\text{Cl}^0/_{\infty}$
1	370	10	11,17	11,15	0,02
3	1680	10	11,15	11,15	0
4	2150	220	12,38	11,65	0,73
5	2162	42	12,39	12,30	0,09
6	100	247	10,65	10,30	0,35
7	1050	108	11,92	11,90	0,02
8	1920	185	12,40	11,40	1,00
10	1708	495	11,62	9,15	2,47
11	215	60	11,66	11,60	0,06
12	940	48	12,10	12,00	0,10
13	2122	95	12,38	12,15	0,23
31	2130	120	12,31	11,70	0,61
36	2170	96	11,71	11,25	0,46
0175	2157	300	12,38	11,55	0,83

точки дна к другой и, что особенно важно, должна отчетливо зависеть от мощности современных + древнечерноморских осадков; в частности, разница минерализации верхов современных и верхов новоевксинских осадков ( $\Delta\text{Cl}^{0/00}$ ) должна расти пропорционально мощности разделяющих их слоев.

В недавно опубликованной работе О. В. Шишкиной (1962) содержатся весьма любопытные цифровые сопоставления по интересующему нас вопросу, которые мы воспроизводим (табл. 1).



Фиг. 2. Зависимость  $\Delta\text{Cl}$  (в ‰) от глубины залегания новоевксинских отложений (по О. В. Шишкиной, 1962)

Из рассмотрения приведенных цифр явствует, что минерализация иловых вод в самых верхах новоевксинских отложений действительно сильно варьирует в разных разрезах, причем величина вариаций на порядок превышает погрешность анализа, т. е. является фактом абсолютно достоверным. Вместе с тем видно, что  $\Delta\text{Cl}^{0/00}$  явно контролируется толщиной современных + древнечерноморских отложений. «Если,— пишет О. В. Шишкина,— из представленных в таблице данных выбрать для рассмотрения только станции,

находящиеся на глубинах около 2000 м и тем самым исключить влияние глубины моря, то в общих чертах можно сказать, что чем больше толщина слоя осадков, тем больше и разность в хлорности рассматриваемых иловых вод и, напротив, чем меньше слой осадков, отделяющих воды с разной хлорностью, тем скорее выравнивается величина хлорности» (стр. 52—53), что видно на фиг. 2.

Как видим, эта первая проверка разных концепций полностью подтвердила гипотезу о решающем значении диффузии в распределении соленостей в разрезе новоевксинских отложений. Высокие значения хлорности в верхах этих отложений — результат диффузионного подтока сюда солей из вышележащих древнечерноморских и современных отложений. До диффузии первичная хлорность новоевксинских осадков на всем их разрезе была около 4‰ — минимальной из найденных до сих пор цифр, а общая минерализация, следовательно, около 8‰, т. е. довольно близко отвечала современной каспийской. Любопытно, что диффузионный подток солей проник в новоевксинские отложения, по данным О. В. Шишкиной, на глубину 6—7 м, причем в большинстве случаев минимальная хлорность (4‰) еще не была достигнута, тогда как в колонке, анализированной С. В. Бруевичем, она была встречена на глубине около 5 м ниже верхней границы новоевксинского горизонта. Очевидно, проницаемость осадков для диффузионного тока ионов в разных точках моря несколько варьирует.

## 2. Состав иловых вод новоевксинских отложений и его генезис

Чрезвычайно яркие дополнительные доказательства наличия диффузии солей сверху вниз дает изучение солевого состава иловых вод. В самом деле, если бы осолонение новоевксинских отложений вверх по разрезу было первичным, т. е. отражало прогрессивно возрастающую минерализацию наддонной воды бассейна, то солевой состав иловых вод, несмотря на осолонение, должен быть гидрохимически однородным на всем разрезе. В частности, отношения  $\text{Na} : \text{Cl}$  и  $\text{Mg} : \text{Cl}$  должны оставаться постоянными и равными тем, какие характеризуют современную черноморскую воду. Изменения в составе иловой воды могли вызы-



Таблица 2

## Изменение концентрации Na и Ca в иловых водах Черного моря (по О. В. Шишкиной)

Слой в колонке	Содержание хлора в иловых водах, мг-экв	Натрий, мг-экв/кг			Кальций, мг-экв/кг		
		содержание Na при постоянном Na : Cl	действительное содержание Na	убыль Na (-Na)	содержание Ca при постоянном Ca : Cl	действительное содержание Ca	прирост кальция (+ Ca)
Колонка 7, глубина 1050 м							
7—17	336	289	291	+ 2	13,1	17,2	+ 4,1
388—398	296	254	241	-13	11,5	29,3	+17,8
543—555	269	231	211	-20	10,5	33,2	+22,7
Колонка 8, глубина 1920 м							
0—10	352	302	302	0	13,7	18,2	+ 4,5
236—247	314	269	266	- 3	13,2	13,6	+ 1,4
515—525	260	223	201	-22	10,1	25,6	+15,5
811—821	214	184	153	-31	8,3	39,0	+30,7
Колонка 9, глубина 570 м							
31—40	322	276	276	0	12,3	16,5	+ 4,2
137—167	289	248	231	-17	11,2	27,2	+16,0
288—298	267	229	209	-20	10,2	29,9	+19,7
400—410	255	218	193	-25	9,7	30,5	+20,8
Колонка 9, глубина 1708 м							
480—490	259	222	220	- 2	10,1	14,5	+ 4,4
595—605	242	208	197	-11	9,4	19,4	+10,0
710—721	224	192	181	-11	8,7	21,2	+12,5
Колонка 11, глубина 215 м							
20—30	328	281	282	+ 1	12,6	17,2	+ 4,6
225—135	319	273	266	- 7	12,2	16,1	+ 3,9
202—211	310	266	261	- 5	11,8	16,4	+ 4,6
310—320	300	257	241	-16	11,5	22,8	+11,3
440—450	288	247	225	-22	11,0	33,0	+22,0
550—560	262	224	198	-26	10,1	38,1	+28,0
650—660	248	212	179	-33	9,5	45,5	+36,0
Колонка 12, глубина 940 м							
0—15	343	294	294	0	13,4	10,7	- 2,7
333—364	281	241	218	-23	10,9	25,4	+14,5
560—590	248	214	182	-32	9,7	37,2	+27,5
880—916	197	169	130	-39	7,7	43,0	+35,3
Колонка 13, глубина 2112 м							
0—18	349	300	302	+ 2	13,6	9,2	- 4,4
139—180	337	289	292	+ 3	13,1	14,7	+ 1,6
400—430	278	238	216	-22	10,8	25,7	+14,9
576—610	237	203	175	-28	9,2	31,8	+22,6
753—780	193	165	131	-34	7,5	39,7	+33,2

касаясь со свежими порциями этих илов, богатыми поглощенным  $\text{Ca}^{2+}$ , дополнительно вытесняя все новые его порции.

То, что известно сейчас по работам О. В. Шишкиной (1959, 1962) о солевом составе иловых черноморских вод, полностью согласуется с гипотезой диффузии и в корне противоречит первичности осолонения новейших отложений.

На фиг. 3 собраны главные относящиеся сюда факты. Для каждой станции показаны хлорность, содержание  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$  (в мг·экв),

а также отношения  $Ca : Cl$ ,  $Na : Cl$  и  $Mg : Cl$ , позволяющие следить за перестройкой катионного состава иловой воды. Если взять данные колонок (ст. 4, 10, 11, 12), в которых, помимо современных, вскрыта еще значительная толща новоевксинских отложений, то окажется, что во всех случаях неизменно и весьма отчетливо проявляется уменьшение отношения  $Na : Cl$ , что может свидетельствовать только об одном — о поглощении  $Na$  коллоидной фракцией илов. Аналогичный ход показывает и кривая отношения  $Mg : Cl$ . Что же касается отношения  $Ca : Cl$ , то оно неизменно увеличивается с углублением в новоевксинские слои, что может свидетельствовать только о выхождении  $Ca^{2+}$  из поглощенного комплекса и связывании его  $Cl^-$  в качестве противоиона. Короче говоря, катионный состав иловых вод перестраивается в сторону их все более полного превращения из нормально морских в хлоркальциевые.

Расчет убыли  $Na^+$  и прироста  $Ca^{2+}$ , сделанный О. В. Шишкиной (табл. 2), показывает, что убыль  $Na^+$  почти точно компенсируется приростом  $Ca^{2+}$ ; небольшой избыток  $Ca^{2+}$ , часто отмечающийся, компенсируется убылью поглощенного  $Mg^{2+}$ .

Правильно установив природу гидрохимических изменений иловых вод в новоевксинских отложениях, О. В. Шишкина, однако, совершенно неправильно истолковала первопричину самих изменений. «Образование в осадках Черного моря иловых вод хлоридно-натрий-кальциевого типа...», — пишет она, — безусловно, должно быть связано со значительной разницей в характере осадка, а именно разницей в составе его глинистого компонента» (Шишкина, 1959, стр. 49). Но, как показали исследования Г. Ю. Бутузовой в 1960 г., весь разрез черноморских глинистых осадков, напротив, отличается удивительным постоянством состава глинистых минералов: лишь в самых низах 10—11-метровых колонок намечается весьма незначительное увеличение содержания монтмориллонита. Но оно не может объяснить метаморфизации иловых вод в хлоркальциевом направлении, начавшейся на много метров выше, на фоне строгого постоянства состава глин. Главное, впрочем, даже не в этом. Главное в том, что метаморфизация морских иловых вод в хлоркальциевые была возможна только в единственном случае — если в илы вторично, т. е. после их фоссилзации, поступала соленая вода, содержащая избыток  $Na$  и  $Mg$ , против тех их количеств, которые были захоронены в иловой воде новоевксинских отложений в процессе их формирования. Появление же более соленой воды было возможно только в случае диффузии солей вниз из налегающих древнечерноморских + новоевксинских отложений. Тем самым наличие диффузии доказывается однозначно и бесспорно.

### 3. Поглощенные основания в новоевксинских илах

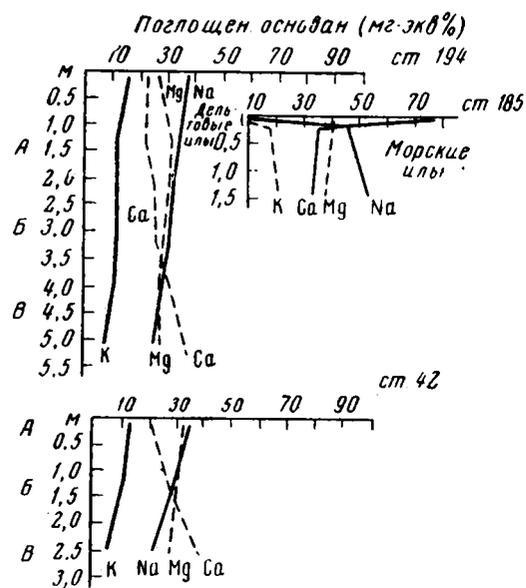
Поскольку в предыдущем анализе фигурирует поглощенный коллоидными частицами комплекс, остановимся вкратце на его изменениях, изученных недавно Е. Д. Зайцевой (1962).

Рассмотрим прежде всего, что представлял собой этот комплекс в своем исходном состоянии, т. е. во взвеси или в илах речных водотоков, когда он находился в равновесии с пресной водой, богатой  $Ca^{2+}$ , но бедной  $Na$ ,  $K$ ,  $Mg$ , и как изменялся этот исходный комплекс при попадании в морскую воду, богатую натрием и бедную кальцием.

Данные по этому вопросу сгруппированы в табл. 3.

Из цифр (и фиг. 4) видно, что в поглощенном комплексе речных илов резко преобладает  $Ca$ ; на втором месте стоит  $Mg$ ;  $Na$  и  $K$  представлены очень слабо. Такой поглощенный катионный комплекс хорошо гармонирует с катионным составом речной воды.

Морские пробы взяты так, что им отвечает возрастание солености с 17 ‰ на ст. 185 до 22 ‰ на ст. 175. Отчетливо видно, как резко изменился состав поглощенного комплекса. В нем же на первое место вышел  $\text{Na}^+$ , на второе  $\text{Mg}^{2+}$ , а  $\text{Ca}$  отошел на третье место; резко увеличилось содержание  $\text{K}$ . При этом чем более соленой становилась вода,



Фиг. 4. Изменения состава поглощенных оснований в разрезе черноморских отложений (по данным Е. Д. Зайцевой, 1962)

же был располагаться где-то посредине между составом комплекса речных (дунайских) и современных черноморских илов.

Интерполируя графически один раз от состава дунайских илов к осадкам верхнего слоя ст. 8 (что отвечает изменению солености от 0,01 до 18 ‰), а второй раз от дунайских илов к верхнему слою ст. 175 (т. е. от солености 0,01 до 22 ‰), получаем следующие ориентировочные показатели для первичных поглощенных катионов новоевксинских илов (табл. 4).

Таблица 3

Состав поглощенных катионов в пресноводных и морских глинистых осадках (по Е. Д. Зайцевой)

№ станции	Глубина, м	Горизонт в колонке, см	В мг-экв/100 г сухого осадка					В мг-экв % от суммы катионов			
			Na	K	Mg	Ca	сумма	Na	K	Mg	Ca
Р. Дунай Черное море, 185	1	0—5	0,46	0,30	7,20	15,07	23,03	2,00	1,30	31,26	65,44
	8	0—30	6,22	1,33	5,26	4,47	17,28	36,00	7,70	30,44	25,86
То же 192	8	141—163	9,30	2,40	6,10	3,50	21,30	46,63	11,28	28,65	16,44
	88, дочер- патель	2—25	10,46	3,82	7,66	5,42	27,36	38,20	13,90	28,00	19,00
175	2176, дочер- патель	1—5	11,94	3,66	8,25	5,81	29,66	40,00	12,34	27,81	19,59

тем отчетливее выявлялись эти измерения в составе поглощенных оснований. Отметим, что уже в самых верхних горизонтах илов состав поглощенных катионов полностью «приспособлен» к морской воде. Иначе говоря, преобразование комплекса поглощенных катионов при изменении состава водной массы, омывающей коллоидные частицы, происходит с большой быстротой, практически мгновенно, что является одним из фундаментальных положений учения о поглощительных свойствах тонкодисперсных частиц.

Представим себе теперь, каким должен быть состав поглощенных катионов новоевксинских отложений, если гидрохимический тип бассейна был аналогичен современному Черному морю, соленость же составляла около 8—9 ‰. Несомненно, что состав этот дол-

Как видим, в этом комплексе на первом месте стоит  $\text{Ca}^{2+}$ , на втором —  $\text{Mg}^{2+}$ , на третьем —  $\text{Na}^+$ .

Как только сверху из современных отложений стали диффундировать более соленые воды, началась перестройка этого комплекса в направлении сближения его с комплексом, свойственным черноморским илам:  $\text{Ca}^{2+}$  вытеснялся и уходил в иловую воду, а  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  садились на его место. В резко вторично осолоненных верхах новоевксинских отложений перестройка к настоящему времени зашла далеко и их поглощенный комплекс действительно очень сближился с современным черноморским: в нем  $\text{Na}^+$  стал на первое место,  $\text{Mg}^{2+}$  занял второе, а  $\text{Ca}^{2+}$  — третье место. Но вниз по колонке по мере убывания вторичного осолонения новоевксинских отложений перестройка поглощенного комплекса все ослабевает и первоначальные черты его сохраняются все больше. В ниж-

неновевксинских, очень слабо вторично осолоненных, илах черты первоначального поглощенного комплекса выступают уже весьма отчетливо, в чем легко убедиться из сопоставлений, сделанных в табл. 5.

Как и следовало ожидать, преобладает  $\text{Ca}^{2+}$ , на втором месте стоит  $\text{Mg}^{2+}$ , на третьем —  $\text{Na}^+$ . Таким образом, преобразование поглощенного комплекса новоевксинских отложений при движении по колонке сверху вниз служит новым подтверждением диффузионной концепции.

Итак, неодинаковая соленость иловых вод в самых верхах новоевксинских отложений, у границы с древнечерноморскими; отчетливая зависимость этой солености от мощности налегающих осадков; преобразование иловых вод из нормально морских в хлоркальциевые вниз по разрезу новоевксинских слоев, невзирая на уменьшение общей солености порового раствора в этом направлении; наконец, характер перестройки состава поглощенного катионного комплекса, резко выраженной в верхах новоевксинских отложений и все затухающей вниз, — все эти факты делают совершенно очевидной и абсолютно доказанной диффузию соленых иловых вод из современных и древнечерноморских отложений вниз в новоевксинские.

Л. А. Невесской (1958) были обнаружены в самых верхах новоевксинских отложений *Cardium edule* и *Abra ovata*. Наличие их указывает на то, что вселение средиземноморских форм в новоевксинский бассейн, а значит, и осолонение начались еще в самом конце новоевксинского времени. Но поскольку обе эти формы настоящие эвригалитные, а *Cardium edule* живет даже при солености  $< 10^0/00$ , следует счи-

Таблица 5

Первичный поглощенный комплекс катионов и состав его в низах новоевксинских отложений, мг·экв

Катионы	Na+	K+	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
Исходный комплекс { I	3,0	0,7	6,3	10,3
{ II	4,5	1,5	7,5	11,7
Обнаруженный в слабоосолоненных } а низах новоевксинских отложений } б	6,76	2,16	6,90	9,64 (по ст. 42, 243—276 см)
	5,83	1,6	7,32	9,88 (по ст. 194, 502—529 см)

тать, что степень осолонения новоевксинского бассейна в заключительный момент его существования была совершенно ничтожной, а та значительная минерализация поровых вод, какая сейчас в них установлена, есть явление вторичное, связанное с диффузией солей вниз из древнечерноморских и современных отложений. Об этом говорит совокупность проанализированных выше фактов.

Диффузия эта могла начаться лишь с начала древнечерноморской эпохи, т. е. длиться всего около 5000—8000 лет. За это время соленые воды в одних случаях опустились всего на 5 м, в других до 8—10 м. Отсюда следует, что скорость диффузии колеблется в разных участках Черного моря от 1 до 2 мм в год в зависимости от неодинаковой проницаемости разных илов в разных разрезах. Конечно, эта оценка только ориентировочная, и можно лишь присоединиться к пожеланию О. В. Шишкиной о постановке экспериментальных работ для получения количественных оценок скорости диффузионного процесса. Нужно иметь в виду, однако, что скорость диффузии в илах определяется не только их гранулометрией, но и характером координации и связей частиц между собой; поэтому при одной и той же гранулометрии проницаемость илов для диффузии ионов через них может быть заметно неодинаковой. Но при экспериментировании на искусственно полученных средах нельзя воссоздать этой тонкой структуры природных илов, и, значит, в этих условиях едва ли можно получить правильные оценки скоростей протекающей в илах диффузии. Необходимо экспериментальные работы ставить на природных объектах, разработав предварительно методику взятия илов с ненарушенной естественной структурой.

### III. ФОРМЫ ЖЕЛЕЗА В ЧЕРНОМОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ И ГЕНЕЗИС ГИДРОТРОИЛИТОВОГО СЛОЯ

Мне уже приходилось подробно анализировать формы железа в черноморских отложениях (Страхов, 1959), но материалы 32-го рейса «Витязя» позволили открыть в этом вопросе новые важные стороны и подчеркнуть такие детали, значение которых ранее не было осознано должным образом.

#### 1. Особенности форм железа в новоевксинских отложениях

В табл. 6 сведены средние величины, характеризующие формы железа в современных отложениях кислородной и сероводородной зон, в древнечерноморских глубоководных осадках и в новоевксинских — мелководных и глубоководных.

Бросается в глаза отчетливая зависимость форм железа от содержания остаточного органического вещества, которое в общем пропорционально его первичному содержанию в осадке.

Так, в современных отложениях кислородной зоны и в верхних 100 м зоны сероводородной при содержаниях  $C_{орг}$  0,85—0,77% всегда присутствует значительное количество окисного железа, много закисного  $Fe^{2+}$ , растворимого в 5%-ной HCl и очень мало железа сульфидного. При этом при малых количествах  $C_{орг}$  гидротроилитовое железо преобладает над пиритовым, что следует подчеркнуть. В илах сероводородной зоны со средним содержанием  $C_{орг}$  (2,0%) окисного железа уже нет; количество  $Fe_{HCl}^{2+}$  несколько уменьшается, а содержание сульфидного железа резко возрастает. При этом, что весьма характерно, пиритовое железо совершенно подавляет гидротроилитовое, составляя до 95—98% от сульфидного. В древнечерно-

Таблица 6

Формы железа в черноморских отложениях, % от реакционноспособного железа

Фациальные зоны	Fe <sup>2+</sup> сульфидн.		Fe <sup>2+</sup> <sub>HCl</sub>	Fe <sup>3+</sup> <sub>HCl</sub>	Сорг. ост.
	пир.	гидр.			
<b>А. Современные осадки</b>					
Кислородная область (10—150 м) (25 обр.)	6,19	2,42	64,48	26,91	0,85
Верхние 100 м сероводородной зоны (8 обр.)	3,0	4,44	69,26	23,3	0,77
Основная часть сероводородной зоны (8 обр.)	40,12	1,30	58,58	—	2,00
<b>В. Древнечерноморские отложения</b>					
Микрослоистая глина (18 обр.)	33,0	0,72	66,28	—	1,78
Черный ил (1 обр.)	60,6	3,6	35,8	—	23,12
<b>С. Новоевксинские отложения</b>					
Мелководные (7 обр.)	1,64	3,86	72,05	22,04	0,31
» (7 обр.)	4,31	6,30	81,49	7,9	0,64
» (3 обр.)	6,36	13,44	69,22	10,95	1,13
Глубоководные (13 обр.)	0,12	1,01	63,71	36,1	0,41
» (9 обр.)	0,14	1,04	72,32	26,5	0,79
» (9 обр.)	0,20	4,87	66,13	28,80	1,28

морских отложениях со средним содержанием  $C_{\text{орг}} = 1,78\%$  повторяется ситуация, имеющая место в современных отложениях сероводородной зоны с тем отличием, что соответственно некоторой убыли  $C_{\text{орг}}$  (с 2,0 до 1,78%) количество пиритового железа несколько уменьшено, а содержание  $Fe_{\text{HCl}}^{2+}$  увеличено. Но резкое превалирование пиритового железа над гидротроилитовым сохраняется в полной мере. В одной из колонок был пройден черный ил с содержанием  $C_{\text{орг}}$  в 23,02%, и это вызвало резкое усиленное развитие сульфидного железа за счет  $Fe_{\text{HCl}}^{2+}$ .

В целом же глубоководные современные и древнечерноморские отложения характеризуются значительным развитием сульфидов, в составе которых резко главенствует пирит при ничтожных количествах гидротроилита. Эти формы железа сочетаются с постоянным наличием в иловой воде обоих горизонтов больших масс  $H_2S$  и с резко пониженными количествами сульфатов: содержание  $H_2S$  составляет обычно 8—12 мг/л, но местами возрастает до нескольких десятков миллиграммов на литр. Вместе с тем осадки характеризуются низкими  $Eh$ ; в современных глубоководных илах  $Eh$  колеблется от 120 до 166 мв, в древнечерноморских от — 146 до — 240 мв (Страхов, 1959); те же в общем величины замечены и О. В. Шишкиной (1962).

Совершенно иными чертами характеризуются формы железа в новоевксинских отложениях. В более мелководной их группе, отвечающей шельфу и верхней части склона котловины, содержания органического вещества невелики, так что  $C_{\text{орг}}$  обычно колеблется от 0,4 до 0,7—0,8%, редко превосходя 1%. Соответственно этому формы железа характеризуются постоянным наличием  $Fe_{\text{HCl}}^{2+}$  при преобладании  $Fe_{\text{HCl}}^{3+}$ ; сульфидного железа мало, причем в составе его в среднем гидротроилитовое железо отчетливо преобладает над пиритовым (в 1,5—2,5 раза); в индивидуальных пробах, впрочем, встречается и обратные соотношения, но реже. При возрастании  $C_{\text{орг}}$  от 0,31 к 0,64% и потом к 1,13% (в среднем) отмечаются ясные сдвиги в формах железа: убыль  $Fe_{\text{HCl}}^{3+}$  и увеличение отчасти  $Fe_{\text{HCl}}^{2+}$ , отчасти сульфидного железа.

В более глубоководной группе осадков, локализованных на нижней части склона и на дне котловины, средние содержания  $C_{\text{орг}}$  те же, что и в мелководной группе. Поэтому и формы железа прежние, но с одним

характерным отличием: при тех же средних величинах  $S_{орг}$  сульфиды развиты слабее, чем в мелководной группе. Превалирование гидротроилита над пиритом выражено очень отчетливо и даже более резко, чем в мелководных новоевксинских отложениях. В общем получается, что при тех же (или даже чуть больших) содержаниях  $S_{орг. ост}$  процессы редуции в глубоководных отложениях выражены слегка слабее, чем в мелководных. Объясняется это, по-видимому, тем, что в глубоководные отложения из наддонной воды поступает уже более стойкая (более «пожилая») органика сравнительно с той, какая захороняется в отложениях мелководных. В целом же новоевксинские отложения отличаются от современных и древнечерноморских, во-первых, общей значительно меньшей редуцированностью железа и, во-вторых, в среднем преобладанием гидротроилита над пиритом. Можно назвать поэтому новоевксинские отложения гидротроилитовой фацией, а налегающие древнечерноморские + современные осадки — типичной пиритной.

Добавим, что только в небольшой пачке новоевксинских илов, мощностью 0,5—2 м, непосредственно подстилающей древнечерноморские отложения, еще содержится свободный  $H_2S$ ; все нижерасположенные слои лишены его (Волков, 1963). Соответственно в верхнем подгоризонте новоевксинских отложений  $Eh$  еще низок, достигая 200 мв, в более глубоких слоях он постепенно поднимается, переходя у нижнего конца наиболее длинных колонок в положительное поле. Эти соотношения наглядно видны в разрезах (табл. 7).

## 2. Гидротроилитовый слой в верхах новоевксинских отложений

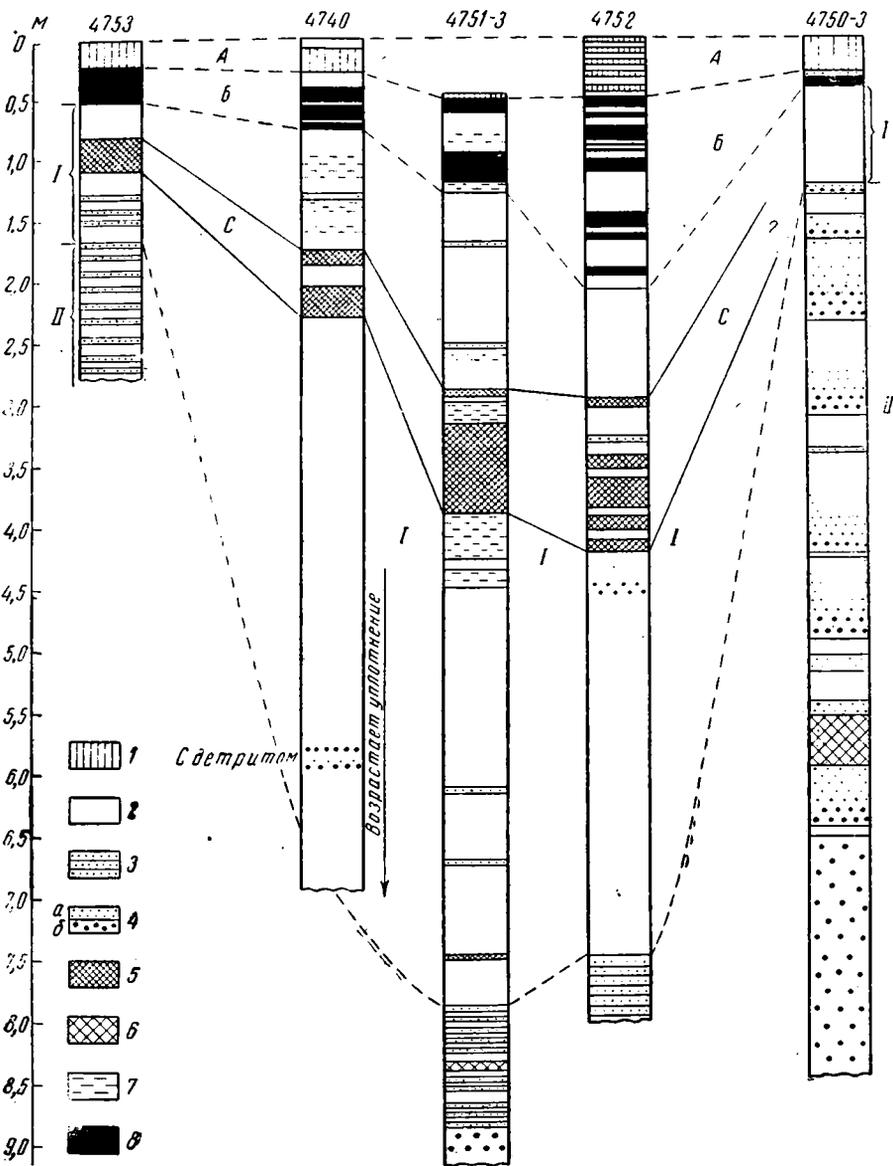
К верхнему подгоризонту новоевксинских отложений, содержащему свободный  $H_2S$ , приурочено своеобразное и даже уникальное среди современных осадков образование, названное нами гидротроилитовым слоем (фиг. 5). Мощность и морфология этого слоя сильно варьируют. В некоторых разрезах слой представляет собой монолитное целое, единый пласт, в других он распадается на два-три и более (до пяти) тесно сближенных пластов, между которыми находятся прослой с единичными и небольшими пятнами гидротроилита. Замечено, что мощность гидро-

Таблица 7  
Окислительно-восстановительный потенциал и pH осадков Черного моря  
(по О. В. Шишкиной)

Глубина по керну, см	Тип осадка *	$Eh$ , мв	pH
Ст. 4745, 41°40'1" с. ш., 40°32'1" в. д., глубина 1700 м			
10—20	А. Глинисто-известковый ил, микрослоистый	—176	7,73
360—380	С. Серый ил с желтоватым оттенком, известковый, с прослоями гидротроилита	—151	7,45
620—650	То же	—166	7,67
704—720	Глина желтовато-серого цвета, слабополосчатая, плотная, вязкая	—101	7,73
1013—1030	С. То же, более темная и плотная	+ 14	7,50
1171—1192	С. То же, светлее предыдущего слоя	+ 74	7,40
Ст. 4752, 42°32'9" с. ш., 34°7'8" в. д., глубина 2000 м			
54—58	В. Серая глина, богатая органическим веществом	—219	7,95
199—210	В. Глинистый черный ил, микрослоистый	—220	8,05
412—430	С. Глина серая, богатая гидротроилитом, почти черная	—128	7,85
726—740	С. Глина серая с желтоватым оттенком с неясно выраженными темными прослоями	+4	7,8

\* А — современные осадки, В — древнечерноморские, С — новоевксинские.

троилитового слоя и его залегание относительно верхней границы новоевксинских отложений закономерно меняются в разных частях моря. В западной его трети, где общая мощность современных и древнечерноморских отложений мала, гидротроилитовый слой также незначителен (20—25 см) и расположен вблизи древнечерноморских отложений, отстоя от них на 15—25 см. В промежуточной части Черного моря, между Крымом и Малоазиатским побережьем, где мощность современных отложений резко возрастает, увеличивается также и мощность гидротроилитового слоя, достигая 45—100 см; при этом слой распадается на не-



Фиг. 5. Строение гидротроилитового горизонта в верхах новоевксинских отложений (по данным 32-го рейса «Витязя»):

1 — известковый ил; 2 — серый глинистый ил; 3 — алевриты (обычно тонкие); 4 — пески а) грубозернистые, б) тонкозернистые; 5 — гидротроилитовый слой; 6 — горизонты брекчированного осадка; 7 — гидротроилитовые пятна; 8 — черный ил, богатый органическим веществом

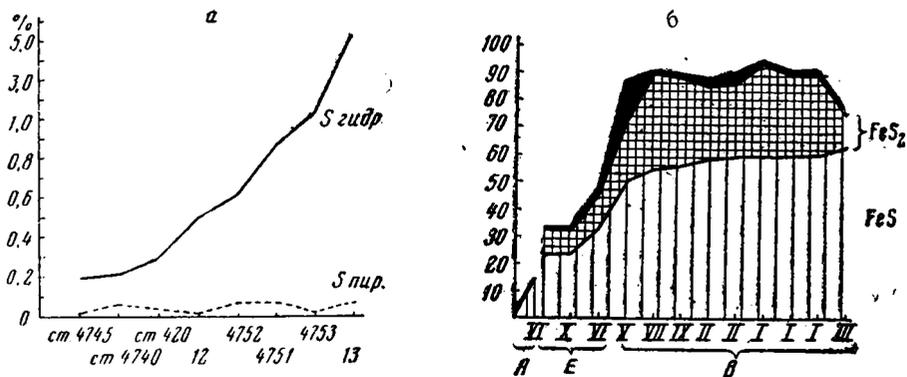
сколько прослоев и как бы «отодвигается» от древнечерноморских отложений; промежуток между ними увеличивается до 80—120 см. В восточной части моря гидротроилитовый слой вновь уменьшается в мощности, «спривдвигается» к подошве древнечерноморских отложений и становится более простым по морфологии.

Чрезвычайно интересно внутреннее строение гидротроилитового слоя. В некоторых разрезах весь он или отдельные прослои, его составляющие, окрашены в густой черный цвет и кажутся совершенно однородными; но при прощупывании в этом однородном слое (или в прослоях) обычно отчетливо выделяются менее плотные сметанообразные, пластичные, мягкие и более плотные, полутвердые мажущие участки, а внутри последних иногда и совсем каменистые конкрециеобразные зерна размерами до нескольких миллиметров; размучиванием в воде эти зерна, а также полутвердые сгустки могут быть отделены от вмещающей сметанообразной массы. Гораздо чаще, однако, гидротроилитовый слой (монокристаллический или образованный несколькими прослоями), имеет сложное строение. В нем различаются большие и малые облакообразные участки или пятна, окрашенные гидротроилитом то в слабо-синевато-серые тона, то в более густые, то в совершенно черные; при этом окраска внутри пятна обычно резко меняется по силе, подобно тому, как меняются тона от белого до серого внутри атмосферных облаков. Внутри наиболее густо окрашенных или совершенно черных пятен прощупываются темные полутвердые сгустки, а порой и мелкие, очень твердые окристаллизованные зерна. Между гидротроилитовыми пятнами располагаются светлые, синевато-серые неопределенных очертаний участки глинистого ила, в которых гидротроилит макроскопически не улавливается совсем, либо его очень мало. Размеры светлых пятен варьируют еще сильнее, чем пятен гидротроилитовых; иногда они бывают, видимо, достаточно большими. Количественные соотношения между «светлой основой» и гидротроилитовыми пятнами резко меняются от одного участка слоя (по вертикали) к другому и от одного разреза к соседнему. Вполне вероятно, что светлые прослои в 10—15 см, которые в сложном построенном гидротроилитовом слое отделяют по вертикали друг от друга гидротроилитовые участки, являются только сечениями единого гидротроилитового пласта, в котором светлые облакообразные пятна отличаются особо крупными размерами. И наоборот, когда разрез дает единый монокристаллический гидротроилитовый прослой, это означает лишь, что он прошел через участок, в котором «светлых пятен» практически не было.

Итак, гидротроилитовый слой со всеми вариациями его внутреннего строения представляет собой единое целое — пачку в верхнем новоевксинском подгоризонте, где скопилось бесчисленное количество крупных и мелких облакообразных гидротроилитовых сгущений, между которыми располагаются осветленные участки без гидротроилита или с малым его количеством. Так как внутри наиболее темных и богатых  $\text{FeS} \cdot \text{H}_2\text{O}$  участков отмечаются то полутвердые массы, то совершенно твердые, окристаллизованные зерна сульфидов, становится очевидным, что пятнистое строение гидротроилитового слоя обязано энергично протекающему перераспределению первоначально равномерно распределенного в осадке сульфида и концентрированию его около множества отдельных центров. Иными словами, перед нами начальная стадия процесса сульфидного конкрециеобразования в верхней части новоевксинских отложений.

Следует подчеркнуть изумительную распространенность этого сульфидного слоя. Он встречен в подавляющем большинстве колонок глубо-

ководной зоны Черного моря, взятых в 32-м рейсе «Витязя», и во многих других, взятых прежними экспедициями. Встречаются колонки, где этот слой слабо или очень слабо выражен; порой он не улавливается совсем. Но все такие колонки, по-видимому, просто пробивают те участки новоевксинских отложений, где «светлые облака» и пятна в гидротроилитовом слое отличаются особенно большими размерами.



Фиг. 6. Состав сульфидов в гидротроилитовом горизонте (по данным И. И. Волкова, 1963):

а) состав черных сметанообразных пятен, б) состав уплотненных участков и конкреций; сетка -- мельникозит; черное — пирит; рамские цифры — номера образцов

Таков гидротроилитовый слой, так сказать, макроскопически, по экспедиционным наблюдениям на судне с учетом прежних разрозненных наблюдений. Ознакомимся теперь несколько ближе с химическим составом слагающих его «гидротроилитовых облаков». Нас будет интересовать сравнение черных, сильно окрашенных гидротроилитом «слоев» и пятен, по консистенции не отличающихся от обычных светлоокрашенных новоевксинских илов, с уплотненными, полутвердыми сгустками, которые прощупываются внутри черных пятен, а последних — с твердыми окристаллизованными зернами (конкрециями) внутри уплотненных участков.

Химический состав всех этих образований был изучен И. И. Волковым по данным того же 32-го рейса «Витязя» как фрагмент работы о формах серы в черноморских отложениях. Поскольку им определялась сера гидротроилитовая и пиритовая, полученные цифры даже без пересчетов могут сопоставляться с вышеизложенными данными о пиритовом и гидротроилитовом железе.

На фиг. 6, а показаны содержания  $S_{\text{пир}}$  и  $S_{\text{гидр}}$  в восьми образцах гидротроилитовых пятен. Из нее видно, что содержание пиритовой серы (или пиритового железа) во всех случаях находится на уровне сотых долей процента, не достигая даже десятых долей; сера же гидротроилитовая растет от одного образца к другому, достигая 5,20% в образце ст. 13. Совершенно очевидно, что формирование синевато-черных и черных облакообразных пятен происходит только и исключительно за счет стягивания  $\text{FeS} \cdot \text{H}_2\text{O}$  в ограниченные по размерам и прихотливые по форме участки ила. Существенно иначе обстоит дело на стадии образования уплотненных, неразмучивающихся кусков, а затем и конкреций. Состав тех и других показан на фиг. 6, б, причем содержания разных форм серы и железа в них пересчитаны И. И. Волковым на односернистое и двусернистое железо; в последнем отдельно указаны мельникозит, т. е. скрыто-кристаллический дисульфид железа, разлагаемый HCl,

и пирит, т. е. кристаллический дисульфид,  $\text{HCl}$  не разлагаемый. Нетрудно видеть, что уплотненные полутвердые участки внутри черных гидротроилитовых пятен, во-первых, гораздо богаче (в два-три раза) сульфидами против самых обогащенных ими черных пятен; во-вторых, обогащение это происходит за счет дальнейшего стягивания не только гидротроилита, но и мельниковита, часть которого превращена в пирит. Неясно, мигрирует ли в эти полутвердые участки из окружающего пространства уже «готовый» мельниковит-гель, или же свободная сера, которая, реагируя с  $\text{FeS}$ , превращает гидротроилит в мельниковит-гель; принципиально мыслим и тот и другой ход процесса. При возникновении собственно конкреционных кристаллических зерен и мелких стяжений происходит дальнейшее концентрирование гидротроилита и, что особенно интересно, дальнейшее абсолютное и относительное возрастание содержания дисульфида — мельниковита и пирита, из него возникающего. В целом же можно сказать, что, если на начальной стадии образования стяжений, когда они имеют характер мягких черных пятен и «прослоев», стягивание испытывает только гидротроилит, то на стадии полутвердых сгустков концентрирование гидротроилита сопровождается стягиванием (или возникновением) дисульфида; оба эти процесса максимальной интенсивности достигают при превращении полутвердых участков в собственно конкреционные тела.

Подчеркнем, что состав конкреций в целом на всех стадиях их развития удивительно соответствует общему составу тонкорассеянного в илах сульфидного материала: и в том и в другом случае господствует гидротроилит, дисульфиды же играют подчиненную роль. Эти соотношения полностью воспроизводят выведенные нами раньше (1959, 1960) на древних породах, в которых состав карбонатных конкреций повторял в несколько измененной форме состав рассеянного в терригенных породах карбонатного материала.

Посмотрим теперь, о каких процессах, происходящих в илах, говорят изложенные выше данные.

### 3. Генезис сульфидов и гидротроилитового слоя

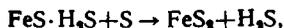
Напомним прежде всего, как идет генерация сульфидов и как возникают соотношения между ними в современных и древнечерноморских отложениях. Эти вопросы были разъяснены недавно И. И. Волковым (1962, 1963).

Как видно из диаграммы (фиг. 3), для современных древнечерноморских отложений типична весьма резко выраженная редукция  $\text{SO}_4^{2-}$  в  $\text{H}_2\text{S}$ , благодаря чему сульфатный ион уменьшается с 32—28 мг·экв/л до 6—4—2 мг·экв/л; щелочной резерв, напротив, резко возрастает до 18—19 мг/л, указывая на накопление в иловых водах бикарбоната кальция (и магния). Появляется и накапливается свободный  $\text{H}_2\text{S}$ , присутствующий в иловой воде глубоководных отложений в количествах обычно 8—12 мг/л, но местами гораздо больших (до 80—100 мг/л).

Образование  $\text{H}_2\text{S}$  дает начало целой серии сопряженных друг с другом реакций. Сероводород прежде всего реагирует с закисным железом, давая гидротроилит:



Одновременно происходит микробиологическое окисление  $\text{H}_2\text{S}$ , в результате чего возникает свободная сера  $\text{S}^{2-}$ . Последняя, присоединяясь к гидротроилиту, преобразует его в коллоидный бисульфид:



впоследствии перекристаллизующийся в пирит. Другая часть элементарной серы объединяется с органическими соединениями. То, что не пошло на обе реакции, сохраняется в илах в виде свободной серы.

Чрезвычайно важно, что интенсивность как редукции  $\text{SO}_4^{2-}$  до  $\text{H}_2\text{S}$ , так и микробиологического окисления  $\text{H}_2\text{S}$  до  $\text{S}^{2-}$  усиливается по мере возрастания содержания в илах доступного бактериям органического вещества, но неодинаковыми темпами. При малых содержаниях в илах  $C_{\text{орг}}$  интенсивность реакции окисления  $\text{H}_2\text{S}$  со всеми производными от нее отстает от интенсивности образования  $\text{H}_2\text{S}$  из  $\text{SO}_4^{2-}$ ; в осадке накапливается избыток гидротроилита над дисульфидами. При возрастании содержания в илах  $C_{\text{орг}}$  интенсивность микробиологического окисления растет более быстрыми темпами сравнительно с генерацией  $\text{H}_2\text{S}$ ; на осадке это сказывается все большей генерацией пирита за счет гидротроилита; пирит быстро становится доминирующим минералом, совершенно подавляя гидротроилит. Все эти соотношения сульфидообразования с  $C_{\text{орг}}$  илов, впервые указанные нами (1962), хорошо видны в табл. 6. Важно подчеркнуть, что превращения различных форм серы (и железа) в современных и древнечерноморских отложениях неизменно протекают на фоне некоторого, правда небольшого, избытка  $\text{H}_2\text{S}$ , присутствующего в илах в свободной форме, и при наличии свободной серы. Поскольку в современных и древнечерноморских отложениях  $C_{\text{орг}}$  много, естественно, что среди сульфидов, особенно в глубоководных отложениях, резко преобладает пирит.

В новоевксинских отложениях содержание  $C_{\text{орг}}$  резко понижено. Поэтому в них мало сульфидов, причем соотношения между гидротроилитом и дисульфидом, варьируя в частных пробах, в среднем отчетливо сдвинуты в сторону преобладания гидротроилита. Уже указывалось, что при одних и тех же средних количествах  $C_{\text{орг}}$  сульфидов в глубоководных отложениях новоевксина меньше, чем в мелководных. Это обусловлено, очевидно, тем, что качественно органика в глубоководных осадках несколько иная — более стойкая, чем в мелководных, т. е. менее доступная для микроорганизмов, что и естественно.

Представим себе теперь, что происходило в илах после окончания новоевксинского времени, когда Черное море приобрело сероводородное заражение воды, а новоевксинские осадки стали перекрываться все более мощной толщей резко редуцированных отложений с обилием в них сульфидов и свободного  $\text{H}_2\text{S}$ .

Так же как и в случае иловых вод, неизбежно должно было начаться диффузионное проникновение свободного  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{FeS}$  из вышележащих отложений вниз, в новоевксинские слои. Гидротроилит шел, вероятно, в виде коллоидного раствора, причем мицелла моносульфида, как и сульфидов вообще (Чухров, 1955), была окружена роем диссоциированных ионов  $\text{H}_2\text{S}$ . В форме коллоидного раствора, вероятно, происходило перемещение и свободной серы. Диффундирующий в новоевксинские отложения свободный  $\text{H}_2\text{S}$  реагировал с находившимся в иловом растворе  $\text{Fe}^{2+}$ , образуя гидротроилит, выпадавший в осадок.  $\text{H}_2\text{S}$ , роем окружающий мицеллы  $\text{FeS}$ , также реагировал с  $\text{Fe}^{2+}$ , осаждаясь в виде гидротроилита; мицеллы же  $\text{FeS}$ , лишённые сопровождавшего их «облака»  $\text{H}_2\text{S}$ , теряли подвижность и переходили в твердое состояние. Вероятно, уже очень скоро под влиянием всех указанных процессов иловая вода той части новоевксинских отложений, которая непосредственно подстилала древнечерноморские отложения, лишилась растворенного закисного железа; в иловых водах здесь возник своего рода «вакуум по железу». С развитием его закисное железо, представленное в значительных количествах в более глубоких горизонтах новоевксина, стало диффундировать вверх, к самым его верхам, и, реагируя с опускавшимся  $\text{H}_2\text{S}$ ,

образовывало новые количества  $\text{FeS}$  в осадке. Так под влиянием встречных токов —  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{FeS} \cdot \text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{S}$ , шедших сверху, и  $\text{Fe}^{2+}$ , шедшего снизу, возник своеобразный гидротроилитовый слой, как бы «подвешенный» к древнечерноморским + современным отложениям.

Какая форма сульфидного материала — свободный  $\text{H}_2\text{S}$  или коллоидные мицеллы  $\text{FeS} \cdot \text{H}_2\text{S}$  — играла главную роль в нисходящем диффузионном потоке, сказать трудно до специальных исследований. Учитывая, однако, что диффузия газов в жидкостях идет гораздо быстрее диффузии коллоидных мицелл, надо полагать, что перемещение вниз восстановленных форм серы осуществлялось главным и даже решающим образом именно в виде свободного  $\text{H}_2\text{S}$ . Недаром нижняя граница гидротроилитового слоя совпадает с нижней границей проникновения  $\text{H}_2\text{S}$  в новоевксинские отложения.

Одновременно со спускающимися растворами в новоевксинских отложениях устанавливался совершенно несвойственный им низкий окислительно-восстановительный потенциал, низкий  $Eh$  (до  $-200$  мв).

Так в верхах новоевксинских отложений, находящихся под геохимическим воздействием вышележащих сильноредуцированных осадков, создалось богатство илов сульфидами, свободным  $\text{H}_2\text{S}$  и низким  $Eh$ , совершенно не отвечающее содержанию в этих илах органического вещества. Возникло своего рода «геохимическое противоречие», геохимическая несогласованность бедной органики с резко выраженной редуцированностью отложений.

Параллельно с диффузионными потоками  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{FeS} \cdot \text{H}_2\text{S}$  и  $\text{S}$  сверху и  $\text{Fe}^{2+}$  снизу в гидротроилитовом горизонте шло энергичное перераспределение сульфидов с образованием сине-черных и черных облачных их сгущений, черных уплотненных участков и, наконец, настоящих окристаллизованных мелких конкреций. На самой начальной ступени этого процесса (черные пятна) активно перераспределявшимся компонентом был только гидротроилит; позднее к нему присоединилась коллоидная сера, благодаря чему в уплотненных участках, помимо гидротроилита, накапливается уже значительное количество мельниковита; еще больше усиливается подток серы при формировании конкреций.

В настоящее время процессы перераспределения сульфидов и серы в гидротроилитовом слое находятся еще *in statu nascendi* и далеки от своего завершения; поэтому-то гидротроилитовый слой и имеет такой своеобразный прихотливо-пятнистый вид. При продолжении этих процессов пятна, несомненно, будут убывать по размерам, а конкреции — возрастать. По завершении же перераспределения то, что мы называем сейчас гидротроилитовым слоем, предстанет геологам в виде маломощной верхней пачки новоевксинских слоев, обогащенных крупными и мелкими сульфидными конкрециями. В самых же конкрециях мельниковит целиком или в значительной части перейдет в пирит, гидротроилит в пирротин, а сам конкреционный горизонт приобретет своеобразный, очень редко встречающийся в природе минералогический состав.

#### IV. О ГЕОХИМИЧЕСКОМ ВОЗДЕЙСТВИИ В ДИАГЕНЕЗЕ ОТЛОЖЕНИИ ОДНОГО ФАЦИАЛЬНОГО ТИПА НА ОСАДКИ ДРУГОГО ТИПА

Итак, черноморские осадки являются в целом чрезвычайно ярким примером геохимического воздействия отложений одного фациального типа на отложения другого типа, когда они соприкасаются друг с другом в разрезе — случай нередкий в природе, но совсем пока не изученный.

Как видно из изложенных данных, влияние это достаточно разнообразно. В верхнем слое новоевксинских отложений под влиянием диф-

фузии сверху возрастает соленость иловых вод, порой (когда пачка налегающих илов мала) до полного выравнивания концентраций. Соленая вода, реагируя с поглощенными катионами новоевксинских отложений, метаморфизуется, переходя в хлоркальциевую; одновременно сам поглощенный комплекс видоизменяется. Свободный  $H_2S$ , гидротроилит и коллоиднорастворенная сера, обильные в покрывающих отложениях, диффундируя вниз, формируют своеобразный, единственный в своем роде, гидротроилитовый слой, как бы «подвешенный» к пачке древнечерноморских + современных отложений. Весьма вероятно, что растворенное органическое вещество также увлекается вниз, вторично несколько обогащая верхи новоевксинских отложений. Наконец, низкий  $Eh$ , характерный для покрывающих отложений, тоже как бы мигрирует вниз в верхние слои новоевксинских осадков вместе с сульфидами,  $S_{\text{своб}}$  и  $H_2S$ .

Общая мощность новоевксина, находящаяся под воздействием древнечерноморских и современных осадков, невелика и колеблется от 5 до 7—8 м. Но самый процесс диффузии длится всего около 5000—8000 лет и, конечно, далеко не завершен. Каковы будут окончательные его результаты, сказать наперед трудно. Можно лишь использовать в качестве наведения некоторые аналогичные явления в разрезах древних толщ: часть их уже была описана мною во втором томе «Основ теории литогенеза».

Известно, например, что в разрезе ордовика Прибалтики самый верхний слой чистых кварцевых оболовых песчаников, мощностью в 3—35 см, лежащий непосредственно под диктионемовым сланцем, богатым органическим веществом и  $FeS_2$ , настолько обогащен пиритом, что превращен в сплошную пиритовую плиту с содержанием до 42—45% пирита. Протяженность плиты с запада на восток огромна — 150 км. Вверху она обычно вплотную примыкает к диктионемовому сланцу, а иногда «заходит» в его нижние слои. Внизу плита, теряя  $FeS_2$ , как бы расплывается в песчанике. Что мы имеем здесь дело с подтоком сульфидов железа сверху вниз — из диктионемового сланца в оболовый песчаник, не подлежит сомнению и доказывается самим местонахождением плиты. В угленосной толще тульского возраста в окрестностях Боровичей давно известны и в свое время были описаны А. Е. Ферсманом (1915 г.) огромные, до 0,725 т, стяжения пирита в песчаниках, переслаивающихся с глинами и углями. Едва ли и здесь можно сомневаться в аллохтонном происхождении пирита и, в частности, в заносе его в песчаные породы из глин. Л. М. Бириной в Донском и соседних районах Подмосквового бассейна указываются случаи сильной пиритизации известняков ложа непосредственно под толщей угленосных пород, как известно отличающейся обилием пирита вообще. З. В. Тимофеевой были описаны так называемые анкеритовые известняки из угленосной толщи Донбасса. Эти известняки залегают то крупными линзами, то огромными по протяжению пластами среди прибрежно-морских песчано-алевритовых отложений на недалеком по вертикали расстоянии над угольными пластами. В случае крупных линз анкериты нацело их слагают; при пластовом же залегании известняка анкеритовые соли приурочиваются к верхней и нижней части пласта, особенно к нижней, и имеют мощность от 0,3—0,5 м до 1 м; мощность анкеритового слоя в верхней части известняка всегда меньше, чем в нижней. Срединные части известнякового пласта никогда анкеритовых слоев не содержат. От собственно известняков подошвенный и покровный слои анкеритового известняка отличаются часто повышенным содержанием обломочного материала и, что особенно важно, заметно повышенным содер-

жанием валового железа, несвойственным известнякам. Внутри анкеритового слоя анкерит распределен неравномерно, образуя то сгущения, то разрежения. Таким образом, сущность явления состоит в ненормально высоком содержании  $\text{FeCO}_3$  в карбонатной породе, причем обогащенные железом участки лежат специфически — у подошвы и кровли обычных известняковых пластов. Аналогичные случаи, судя по описанию, наблюдались А. А. Чумаковым в глинисто-карбонатной толще западного склона Урала. А. З. Юровским было показано, что угли паралических бассейнов, перекрытые толщей морских отложений, содержащих иловую воду, изначально богатую  $\text{SO}_4^{2-}$ , как правило, многосернисты, гораздо сернистее углей лимнических. П. В. Зарицкий при работе в Донбассе обнаружил, что в этих же случаях угли содержат значительное число пиритовых конкреций, что гармонирует с данными Юровского. Поступление  $\text{SO}_4^{2-}$  в уголь из вышележащих морских отложений вполне вероятно. Общеизвестно, что аллювиальные песчаные толщи, залегающие среди морских или даже озерно-болотных, всегда в большей или меньшей мере известковисты и содержат кальцитовые и отчасти сидеритовые конкреции. А так как песчаный аллювий рек гумидных поясов первично лишен  $\text{CaCO}_3$ , то появление его в песчаных аллювиальных прослоях древних толщ может быть объяснено только миграцией его сюда из соседних глинистых и алевритовых пород (в диагенезе или даже в более поздние стадии). Наконец, недавно Н. А. Лисицкой и М. В. Пастуховой были описаны весьма интересные новообразования шамозита, сидерита и пирита в бокситах карстового типа, связанные с миграцией вниз (в диагенезе или катагенезе?) иловых вод из перекрывающих бокситы озерно-болотных отложений.

Эти факты, число которых может быть умножено, доказывают, что и в древние эпохи геохимическое влияние разнофациальных пород друг на друга, особенно если они залежали, непосредственно соприкасаясь в разрезе, имело место довольно часто. При этом воздействие их сказывалось в диффузионном проникновении ограниченного числа веществ из пород вышележащего горизонта в нижележащий (иногда и наоборот); такими были чаще всего сульфиды железа, карбонаты железа и кальцит. Если пласт, куда происходила иммиграция названных компонентов, был большим по мощности, иммигрирующие вещества осаждались целиком вблизи контактной поверхности, не проникая далеко внутрь. Если же инородный фациально пласт был маломощен и залегал среди мощной толщи вмещающих пород другого фациального типа, иммигрировавший компонент пропитывал пласт нацело. При мелком переслаивании фациально разнородных отложений их геохимическое взаимодействие резко ослабевало и даже прекращалось ввиду незначительности запасов веществ, могущих быть вымытыми из одного пласта в другой. Большое значение имела также степень геохимического различия соприкасающихся отложений разного фациального типа. Особенно благоприятной для геохимического взаимодействия была ситуация, когда соприкасались, как в Черном море, пласты, сильно различающиеся по содержанию органического вещества, и отложенные не только в водоемах разной солености, но и с весьма разным газовым режимом. В этом случае воздействие одних отложений на другие достигало наибольшей силы.

Весьма существенно для констатации самого факта взаимодействия пластов, что компоненты, иммигрировавшие в диагенезе в данный осадок:  $\text{FeS}$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$ , — по своей природе или по количеству находятся всегда в резком противоречии с фациальным типом осадка (или породы), выглядят в нем как нечто чуждое, что помогает выявлять самые факты иммиграции. Особенно доказательны случаи, когда имми-

грировавшие вещества выпали и накопились в непосредственной близости к контактными поверхностям.

Отметим еще другое важное обстоятельство. Если брать только твердые фазы в качестве показателя геохимического воздействия древнечерноморских и современных отложений на новоевксинские, то воздействие это может показаться весьма ограниченным, так как сводится только к сульфидизации пограничного горизонта. В действительности же это воздействие гораздо сложнее и многообразнее, так как оно включает резкие изменения иловых вод: их осолонение, преобразование в хлоркальциевые, резкое понижение  $Eh$ ; в самих твердых фазах, в частности в глинистых минералах, имеет место существенное преобразование поглощенного комплекса. Но все эти разнообразные и тонкие проявления геохимического влияния древнечерноморских + современных отложений на новоевксинские при ограниченных возможностях чисто литологического изучения просто пропускаются из-за грубости методики исследования; само явление взаимодействия осадков в диагенезе при этом, естественно, сильно обедняется. Это обстоятельство постоянно надо иметь в виду при обсуждении тех примеров геохимического влияния одного осадка на другой, какие констатируются в разрезах осадочных толщ и базируются только на анализе твердых фаз аутигенных минералов. Тем большее значение приобретает детальное геохимическое изучение диагенеза (и всего сложного комплекса слагающих его частных процессов) на современных осадках, в условиях, когда никакие вторичные катагенетические наложения на этих процессах еще не сказались.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бруевич С. В. Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря. Докл. АН СССР, т. 84, № 3, 1952.
- Бруевич С. В., Шишкина О. В. К палеогеологии Черного моря в позднечетвертичное время. Докл. АН СССР, т. 127, № 3, 1959.
- Волков И. И. О закономерностях образования и превращения соединений серы в осадках Черного моря. В сб.: Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Волков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в осадках Черного моря. Тр. Ин-та океанол., т. 67, 1963.
- Зайцева Е. Д. Обменные катионы осадков Черного моря. Тр. Ин-та океанол., т. 4, 1962.
- Невеская Л. А. Смена комплексов двустворчатых моллюсков в позднечетвертичное время. Докл. АН СССР, т. 121, № 1, 1958.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории литогенеза. В сб.: К познанию диагенеза осадков. Изд-во АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. К вопросу о факторах преобразования серы в донных отложениях Черного моря. В сб.: Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шишкина О. В. Метаморфизация химического состава морских иловых вод Черного моря. В сб.: К познанию диагенеза осадков. Изд-во АН СССР, 1959.
- Шишкина О. В. Некоторые результаты исследования иловых вод Черного моря. Тр. Ин-та океанол., т. 4, 1962.

Геологический институт  
АН СССР

Дата поступления  
16.IV.1963

## **ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА**

**З. Н. ГОРБУНОВА**

В работе приводятся данные о закономерностях распространения глинистых минералов в поверхностном слое осадков Тихого океана. Распределение минералов в высокодисперсной части осадков связано в основном с климатической зональностью размываемых кор выветривания суши. Максимальное содержание минералов гидрослюдистой, вермикулитовой и хлоритовой групп обнаружено главным образом в зонах более холодного климата. Однако течения сильно смешивают границы распространения вышеуказанных групп минералов.

Распределение минералов монтмориллонитовой группы не всегда определяется климатической зональностью, так как их образование связано с выветриванием вулканогенных продуктов.

Экспериментальные данные о составе глинистых минералов в осадках Тихого океана немногочисленны и относятся в основном к прибрежным районам.

В работах О. К. Бордовского (1956) и Е. Н. Невесского (1957) приведены материалы по определению глинистых минералов методом окрашивания, требующие проверки рентгеновским анализом.

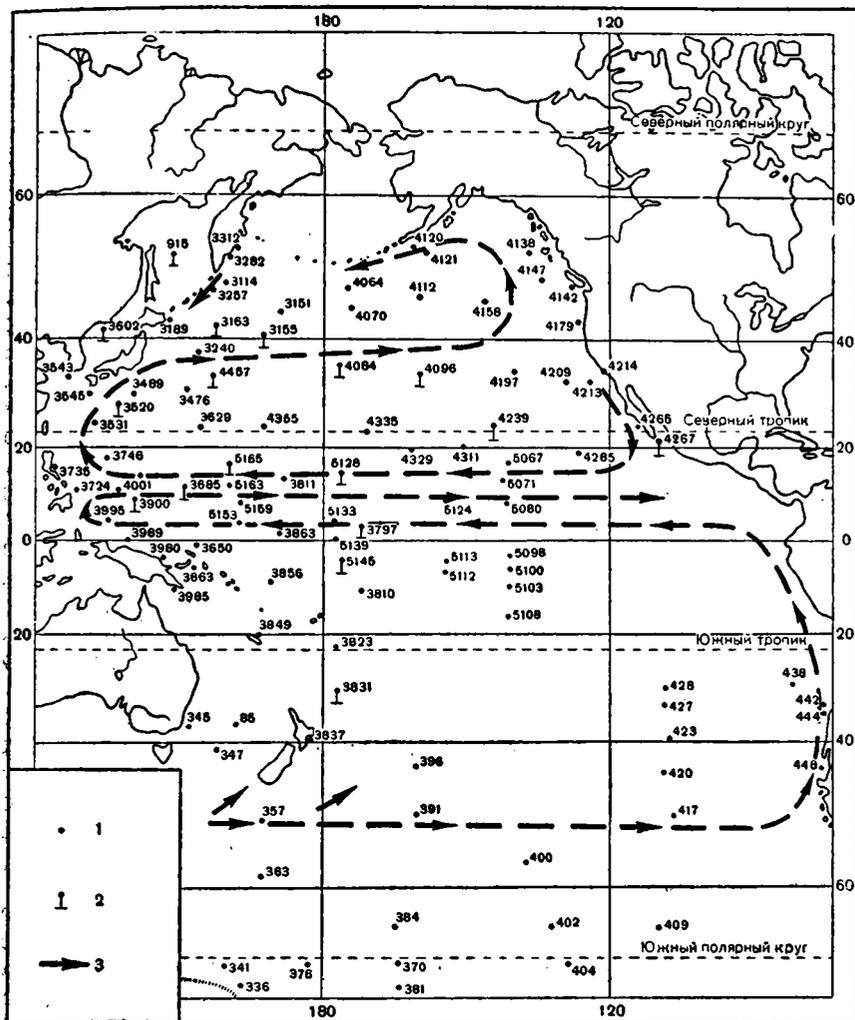
Грим с сотр. (Grim и др., 1949) приводит результаты изучения глинистых минералов вдоль побережья Калифорнии и в Калифорнийском заливе. Авторы нашли в осадках преобладание иллита и монтмориллонита, а также незначительную примесь каолинита. Дитц (Dietz, 1942) в 29 образцах осадков из разных частей океана нашел иллит в качестве преобладающего минерала; каолинит, по его наблюдениям, встречается в прибрежном районе водоема в зоне тропиков.

В глубоководных частях Тихого океана были найдены бейделит и смешанно-слойный иллит-монтмориллонит (Revelle, 1944). Японские ученые (Aomine, Higashi, 1954, 1955) изучали глинистые минералы в море Ариака, Ятсуширо и нашли иллит-монтмориллонитовую серию минералов, а в западной части океана (Oipuma и др., 1959) в мелководных осадках преобладали каолинит и монтмориллонит, в глубоководных — иллит и хлорит.

Высокодисперсная часть осадков Перу-Чилийской впадины состоит из иллита, хлорита, каолинита и монтмориллонита (Zen, 1959).

Уивер (Weaver, 1959), обобщив многие работы о современных и древних водоемах, пришел к заключению, что большая часть глинистых минералов отражает источники сноса и слабо изменяется в условиях морской среды.

Образование глинистых минералов возможно и на дне океана в местах медленного осадконакопления (меньше миллиметра за тысячу лет). Медленное накопление осадков очень характерно для Тихого океана, водосборный бассейн которого невелик, а трещины, расположенные



Фиг. 1. Карта расположения станций и основных течений:

1 — дночерпатель; 2 — грунтовые трубки; 3 — направление течений

параллельно побережью, задерживают перемещение материала, наносимого с суши.

Вардани (El Wardani, 1958) полагал, что глинистые минералы юго-восточной части Тихого океана образованы в результате выветривания материала на дне океана.

Большая часть осадков Тихого океана имеет глинистый и алевритово-глинистый состав; содержание в них фракции  $<0,001$  мм достигает 30—40%. В этой фракции в основном сосредоточены глинистые минералы, поэтому многие физико-химические свойства осадков зависят от состава последних.

С 1958 г. в отделе морской геологии Института океанологии АН СССР проводится изучение высокодисперсных минералов на образцах, собранных в экспедициях научного судна «Витязь» и дизель-электрохода «Обь». Станции, на которых были изучены глинистые минералы, показаны на карте (фиг. 1). Всего было взято 107 проб из различных типов донных осадков.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение глинистых минералов проводили во фракции  $<0,001$  мм комплексом методов — рентгенографическим, термографическим, электронно-микроскопическим и химическим.

Выделение фракции  $<0,001$  мм производили путем отмучивания. Хорошо растворимые соли удаляли простым отмыванием водой; плохо растворимые соли (карбонаты) предварительно разрушали соляной кислотой, а затем отмывали до получения устойчивой суспензии. После удаления солей тонкую фракцию сливали с глубины 7-сантиметрового слоя через 24 часа. Когда наступало заметное посветление суспензии, образец подсушивали до состояния вязкого теста и разминали резиновым пестиком. После такой обработки его переносили снова в сосуд и продолжали отмучивание до нового посветления суспензии. Разминание проводили два-три раза.

Наиболее детально определить минералогический состав позволяет рентгеновский метод. Рентгеносъемку производили на аппарате УРС-55а с железным анодом. Режим съемки был следующий: напряжение — 40 кВ, сила тока — 14 мА, экспозиция — 5 часов.

Образцы снимали в виде ориентированных агрегатов без предварительных обработок, с насыщением глицерином или этиленгликолем, нагреванием до  $550-600^\circ$ , обработкой теплой 20%-ной HCl. Некоторые образцы содержали большое количество аморфных веществ ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{R}_2\text{O}_3$ ); для их удаления образцы обрабатывали цитратом натрия и гидросульфитом.

Термографический метод использовали для уточнения и дополнения результатов рентгеновского анализа. Термограммы позволяют выявить минералы каолининовой группы при значительном их содержании, минералы гидроокислов железа и алюминия, косвенно показывают содержание аморфных веществ в образцах. Однако в качестве самостоятельного метода без рентгеновского анализа термографический метод для изучения морских осадков неприменим.

Электронно-микроскопический метод позволяет определить морфологию частиц, размер, степень окристаллизованности минералов, различного рода биологические примеси. Такие минералы, как сепиолит-палыгорскит, гетит, галлуазит, легко обнаружить этим методом: они имеют очень характерные по форме кристаллы.

Химические данные используют для уточнения и пояснения минералогических исследований. Например, количество  $\text{K}_2\text{O}$  обычно хорошо согласуется с содержанием гидрослюд. Соотношение  $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$  служит косвенным показателем для выявления преобладающих минеральных групп или аморфных веществ. Количество магния иногда может быть признаком присутствия таких минералов, как хлорит, монтмориллонит, вермикулит и т. д.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В осадках обнаружены следующие группы глинистых минералов: монтмориллонитовая, гидрослюдистая, хлоритовая, вермикулитовая и каолининовая.

Кроме глинистых минералов, во фракции  $<0,001$  мм содержатся примеси, в частности большое количество аморфного кремнезема, которого много в остатках диатомей. Если посмотреть на карту донных отложений мирового океана (Безруков, 1961), то нетрудно заметить, что диатомовые осадки развиты в северной части океана до  $40^\circ$  с. ш., а также в южной, приантарктической области. Аморфный кремнезем

дает заметный фон на рентгенограмме только при значительном содержании его в осадке. Так как линии на рентгенограммах почти всех изученных образцов были достаточно четкими, то следует допустить, что в образцах содержится аморфного кремнезема меньше 50%. В южной части Тихого океана (ст. 400, 409, 402) глинистые минералы обнаружить не удалось из-за явного преобладания остатков кремниевых организмов.

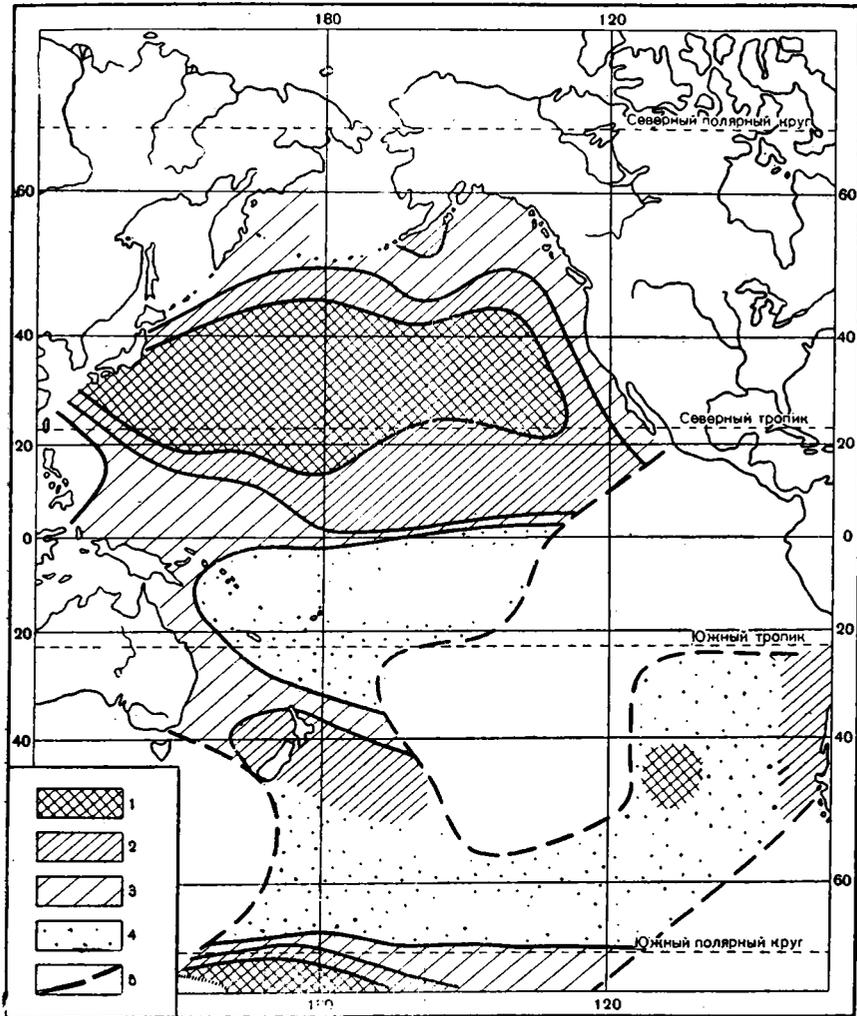
В осадках Тихого океана широко распространены красные глубоководные глины, обогащенные окислами железа и марганца. Эти соединения при диспергировании в значительном количестве попадают во фракции <0,001 мм, затрудняя определение глинистых минералов. В южной части Тихого океана в образцах станций Г—3, 370, 341 железисто-марганцевые минералы во фракции <0,001 мм преобладали над другими.

Кроме вышеуказанных примесей, в осадках присутствуют аморфные вещества и неокристаллизованный вулканогенный материал. Удалить примеси при помощи химических реактивов, не затрагивая глинистых минералов, трудно. Поэтому приходится количественные определения минералов производить, как это принято, по интенсивности базальных отражений, имея в виду при этом, что наличие аморфных веществ во фракции <0,001 мм несколько уменьшает точность анализа.

Таблица 1  
Рентгенометрические данные для фракции < 0,001 мм осадков Тихого океана, содержащей гидрослюда

Ст. 4084, 0—10 см				Ст. 4320, 0—10 см				Ст. 376, верх			
+ глицерин		нагрет до 550°		+ глицерин		нагрет до 550°		+ глицерин		нагрет до 550°	
κX	I	κX	I	κX	I	κX	I	κX	I	κX	I
{ 18,48	2 од			{ 17,60	10			{ 17,33	10 од		
{ 14,40	8	13,53	8	{ 13,53		13,53	6	{ 13,53		13,53	9 р
{ 9,91	10	9,91	10	{ 9,74	8	10,18	10	{ 9,91	10 р	9,91	10 р
{ 6,95	7	—	—	{ 7,08	6	—	—	{ 7,08	10 р	—	—
{ 4,94	3	5,06	6	{ 4,91	2	5,18	4	{ 5,00	3	4,91	4
{ 4,70	1	—	—	{ —	—	—	—	{ 4,74	1	4,63	8
{ 4,50	4	4,52	8	{ 4,43	6	4,50	8	{ 4,52	7	—	—
{ 4,22	2	4,22	4	{ 4,22	2	4,43	3	{ 4,30	3	4,19	3
								{ 4,06	2	4,00	1
								{ 3,93	1	—	—
		3,71	6	3,66	4	3,85	4	{ 3,73	3	3,69	5
		3,50	3	3,49	3	3,64	2	{ 3,56	6	3,49	2
		3,36	10	3,33	10	3,47	10	{ 3,37	10 р	3,32	10 р
		3,24	5	3,19	5	3,32	7	{ 3,24	7	3,20	7
{ 2,993	2 д	{ 3,03	1 од	{ 2,955	2 д	{ 3,13	1 д	{ 3,00	4	{ 3,00	1 од
{ 2,814		{ 2,876		{ 2,814		{ 2,962		{ 2,876	4	{ 2,827	
		2,598	5	2,554	6 д	2,698	4	{ 2,610	7 д	{ 2,581	5
{ 2,450	3 од	{ 2,391	3 од	{ 2,440	3 д			{ 2,475	4	{ 2,415	2 од
{ 2,363		{ 2,359	2 од	{ 2,359				{ 2,396	4		
		{ 2,310		{ 2,280	1 од	{ 2,377	1 од	{ 2,310	1 од		
{ 2,263	1 од	{ 2,130		{ 2,112	2	{ 2,206		{ 2,148	3		
{ 2,077	2 д	2,014	4 д	2,112	2	2,066	2	{ 2,020	6 д		
1,988	4 д			1,982	3 д	1,877	2 р	{ 1,838	4 р		
1,815	3 д			1,807	2 р	1,738	4 од	{ 1,675	5 од		
1,657	4 од	1,830	3	{ 1,696	2 од			{ 1,553	4 р		
1,537	1 д	1,675	5 од	{ 1,649	3 од			{ 1,514	6 ш		
1,501	4 ш	1,550	3	{ 1,583	2 р						
1,377	2 д	1,515	5 ш	1,497	4 ш						
1,294	3 д	1,455	1								
		1,380	4								

Условные обозначения: р — резкая; д — диффузная; од — очень диффузная; ш — широкая я



Фиг. 2. Относительное содержание гидрослюд во фракции  $<0,001\text{ мм}$  осадков Тихого океана. Интенсивность отражения при  $10\text{ кХ}$ :

1 — от 10 до 8; 2 — от 8 до 6; 3 — меньше 6; 4 — минерала нет; 5 — граница изученного района

Сравнительно просто можно установить распределение гидрослюд. Эти минералы имеют характерные базальные отражения (001) равные  $10\text{ кХ}$ ; (002) —  $5\text{ кХ}$ ; (003) —  $3,3\text{ кХ}$ ; (004) —  $2,5\text{ кХ}$  и т. д., которые не изменяются при обработке образцов органическими наполнителями и при нагревании (табл. 1).

К гидрослюдам мы также относили смешанно-слоистые образования, в которых содержание расширяющихся слоев менее 20%.

Распределение гидрослюд (в основном диоктаэдрических) с первого взгляда показалось несколько неожиданным (фиг. 2). Максимальное их количество обнаружено в пределах  $55\text{—}20^\circ\text{ с.ш.}$  в центральных частях океана, в восточной половине почти до экватора и в приантарктической зоне<sup>1</sup>. Гораздо меньше гидрослюд найдено в прибрежных север-

<sup>1</sup> Заметные содержания гидрослюд найдены также у берегов Новой Зеландии и Южной Америки.

Таблица 2

Рентгенометрические данные для фракции &lt; 0,001 мм осадков Тихого океана, содержащей вермикулиты и хлориты

ст. 3112, верх						ст. 4179, 0-6 см					
без обработки		+ глицерин		нагрет до 550°		+ глицерин		нагрет до 550°		обработан HCl	
kX	γ	kX	I	kX	I	kX	I	kX	I	kX	I
14,04	10	15,00	10	13,53	6	14,04	10 р	14,04	8	—	—
10,09	1	10,09	1	9,60	10	9,74	4	9,74	4	9,74	6
6,99	5	7,41	4	—	—	7,04	8	7,04	1	7,04	1
4,61	1	—	—	4,85	4	4,96	1	5,02	4	4,81	2
4,43	1	4,71	2	4,40	6	4,63	2	—	—	—	—
4,17	2	4,11	2	4,17	2	4,45	4	4,52	6	4,35	2
3,94	1	4,19	1	3,95	1	4,22	2	4,30	1	4,14	1
3,68	2	3,84	2	3,62	5	3,86	3	—	—	—	—
3,50	3	3,67	2	3,43	1	3,65	5	3,71	4	3,58	3
3,30	10 р	3,49	10 р	3,30	10 р	3,51	8	3,51	2	3,42	1
3,13	4	3,31	3	3,13	7	3,34	10	3,34	10	3,30	10
{ 2,970	1 од	{ 3,10	1 од	{ 2,940	1 од	3,17	3	3,17	3	3,14	1 од
{ 2,800	—	{ 2,918	—	{ 2,787	—	2,970	1 д	2,970	1 д	{ 2,911	1 од
{ 2,538	3 д	2,638	4	{ 2,538	4 д	2,814	4	2,814	4	{ 2,748	—
{ 2,410	2 д	2,527	1	{ 2,410	3 д	2,559	5	{ 2,610	5	2,490	4
{ 2,242	1 од	2,332	1	{ 2,242	1 од	2,465	4	{ 2,425	3 од	2,401	1
2,094	—	2,182	1	{ 2,070	—	2,387	4	{ 2,288	1 од	2,332	1
1,958	1 од	2,037	1 д	1,958	1 од	{ 2,288	1 од	{ 2,130	—	2,050	1 од
1,792	4 р	1,859	3 р	1,792	4 р	2,130	4 р	2,000	4	1,958	4
1,655	2 од	—	—	1,655	2 од	2,000	6	1,894	1 од	—	—
1,525	5 р	1,570	4 р	{ 1,520	5 од	1,894	1	1,820	4 р	1,775	4 р
1,498	4 д	1,525	2	{ .....	—	1,820	4 р	1,820	4 р	1,622	3 од
1,365	4	1,398	3	1,365	5	1,703	1 д	{ 1,725	1 од	—	—
—	—	—	—	—	—	1,665	5 ш	{ 1,665	4	—	—
—	—	—	—	—	—	1,548	4 р	{ 1,548	4 од	—	—
—	—	—	—	—	—	1,504	5	{ 1,504	—	1,477	3 од

Условные обозначения: р — резкая; д — диффузная; од — очень диффузная; ш — широкая

ных районах океана. В этих районах были обнаружены глинистые минералы вермикулитовой и хлоритовой групп. Содержание гидрослюд, полученное по данным рентгенографического анализа, хорошо согласуется с количеством  $K_2O$  во фракции < 0,001 мм. Как известно, калий служит важным показателем присутствия гидрослюд. Обычно его количество во фракции < 0,001 мм гидрослюдистых осадков колеблется в пределах 3—4%. В северных районах вдоль берегов гидрослюды, сносимые с суши, сильно разбавляются аморфными веществами и другими глинистыми минералами, поэтому содержание  $K_2O$  падает до 1—1,5%. Следует также учесть тот факт, что к северу от 40° с. ш., как это показано Н. М. Страховым (1961), вынос твердого материала с суши значительно меньше, чем у тропиков. Следовательно, в тропической зоне обогащение осадков глинистыми минералами идет более интенсивно, а разбавление их аморфными компонентами медленнее, так как диатомовые илы здесь встречаются в небольшом количестве.

Определение хлорита было затруднено тем, что первое отражение 14 kX совпадает с отражением монтмориллонита. Кроме того, для него характерны отражения 7 kX (002); 4,7 kX — (003); 3,5 kX — (004). В изученных нами осадках встречаются преимущественно железистые хлориты, которые дают слабое отражение 003, а 001 — обычно более сильное, так как оно совпадает с отражением вермикулита.

Для обнаружения хлорита образцы снимали до и после нагревания при 550—600°. В результате термической обработки образца отраже-

Таблица 3

Рентгенометрические данные для фракции < 0,001 мм осадков Тихого океана, содержащей монтмориллонит

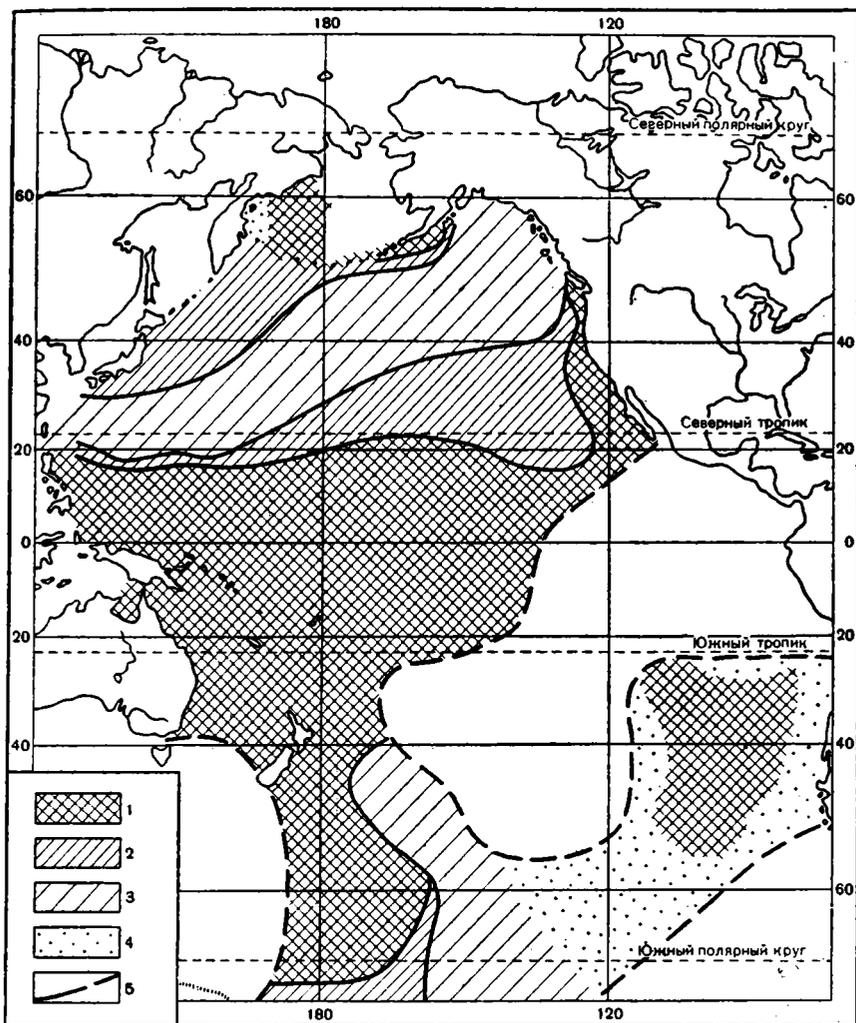
ст. 4001, 0—10 см				ст. 4265, 0—14 см				ст. 438, 0—5 см			
+ глицерин		обработан КОН		+ глицерин		обработан КОН		+ глицерин		нагрет до 550°	
kX	I	kX	I	kX	I	kX	I	kX	I	kX	I
17,49	10 д	15,40	8 од	16,31	10 од	14,59	10 од	17,89	8 д	—	—
				13,21				13,80	10 д	14,04	8
9,1	2 од			9,73	2 д	9,65	1 од	9,74	1	10,2	8
7,08	2 д							7,17	9	5,18	3
4,96	2	4,80	2	4,91	2	4,81	2	4,52	7	4,65	8
4,53	10	4,43	10	4,47	8	4,35	10	4,30	1	4,41	1
								4,14	5	4,17	4 р
								3,82	3 од	3,86	3
3,55	5	3,74	1 од	3,74	1 од	3,90	1 д	3,60	4	3,66	2
3,38	4 р	3,49		3,50		3,65	1 од	3,40	8	3,49	9 р
		3,30	7	3,35	6	3,42		3,26	10	3,33	10 р
3,008	1 од	3,13	7	3,20	5	3,29	9	3,03	2 од	3,16	2
2,862		2,940	1 д	2,970	1 од	3,11	7	2,876	1 од	2,955	1
2,537	9 д	2,774	2 д	2,827		2,955	2 од	2,604	4 ш	2,686	4 од
2,401	3 од	2,527	8 д	2,581	6 д	2,774		2,450	1 од	2,610	
2,288	2 од	2,368	3 од	2,401	1 од	2,538	9 д	2,323	1 од	2,377	1 од
2,145		2,238	1 од	2,280	1 од	2,425	3 од	2,167		2,194	
2,007	2 д	2,094		2,130		2,323		2,050	2 од	2,070	1 од
1,905	1 од	1,964	1 од	2,000	1 од	2,234	1 од	1,851	1 од	1,905	1 од
1,843		1,825	1 од	1,820	1 од	2,077		1,707	1 од		
1,712	5 од	1,707	3 од	1,707	3 од	1,958	2 од	1,520	3 ш	1,597	2 ш
1,659		1,629		1,631		1,686	4 од			1,547	
1,625						1,616					
1,514	8 ш	1,497	5 ш	1,504	7 ш	1,517	1 д				

Условные обозначения: р — декая; д — диффузная; од — очень диффузная; ш — широкая.

ние 14 kX хлорита усиливается, а 7 kX — ослабевает (табл. 2, ст. 4179). В литературе отмечалось, что хлорит является весьма устойчивым минералом в морских условиях и что диагенез терригенных глинистых минералов при контакте с морской водой приводит к образованию хлорита (Grim, Johns, 1954; Murray, Sayabb, 1955; Powers, 1954).

Максимальное количество этого минерала было найдено по северо-восточной окраине океана севернее 40° с. ш. Очевидно, значительная часть хлорита выносится с суши. Особенно хорошо окристаллизованным оказался хлорит в осадках близ североамериканского побережья. Значительное его количество найдено также в центральных частях океана между 60 и 15° с. ш. и в приантарктической области.

Повсеместно распространен в осадках Тихого океана монтмориллонит. Этот минерал определяли по отражению 17,6 kX при насыщении образца глицерином (табл. 3). Количественное его определение затруднено тем, что первое базальное отражение диффузно и совпадает с отражением хлорита и вермикулита. Максимальное количество монтмориллонита в северной части океана наблюдается близ Алеутских о-вов, у побережья Америки южнее 40° с. ш. и в центральной части океана к югу от 20° с. ш. (фиг. 3). Монтмориллонит отличается очень высокой дисперсностью и переносится водой на огромные расстояния от места смыва его с суши. Значительная часть его, очевидно, образовалась в результате выветривания вулканогенного материала. Происхождение монтмориллонита определяли по методу Вивера (Weaver, 1959) путем съемки образцов, насыщенных калием. Согласно этому методу у монтмориллонита, образованного из вулканогенного материала, отражение



Фиг. 3. Относительное содержание минералов монтмориллонитовой группы во фракции  $<0,001\text{ мм}$  осадков Тихого океана. Интенсивность отражения при  $17,7\text{ кХ}$ :

1 — от 10 до 8; 2 — от 8 до 6; 3 — меньше 6; 4 — минерала нет; 5 — граница изученного района

$17,5\text{ кХ}$  не сокращается до  $10\text{ кХ}$  (табл. 3). Именно так получилось и с нашими образцами. После насыщения калием указанное отражение осталось без изменения и лишь увеличилась его диффузность.

Несмотря на общность происхождения, минералы группы монтмориллонита отличаются по химическому составу, кристаллическому строению и морфологии частиц. Данные химического анализа показали, что в осадках встречаются монтмориллониты с высоким содержанием  $\text{MgO}$  (6—8%). Например, во фракции  $<0,001\text{ мм}$  ст. 3663  $\text{MgO}$  найдено 8,4%, ст. 4—001—7,72%, ст. 4209—5,9%. Но большая часть осадков, содержащая монтмориллонит в качестве преобладающего минерала, содержит 3—4%  $\text{MgO}$ .

Термографические данные косвенно указывают на неодинаковое строение минералов монтмориллонитовой группы. Значительная часть

Таблица 4

## Рентгенометрические данные для фракции &lt; 0,001 мм осадков Тихого океана, содержащей каолиниты и монтмориллониты

ст. 3980, 0—5 см				ст. 3871, верх				ст. 3735, 0—20 см			
+ глицерин		обработан HCl		+ глицерин		обработан HCl		+ этиленгликоль		обработан KOH	
kX	I	kX	I	kX	I	kX	I	kX	I	kX	I
14,40	10	13,36	2 од	17,33	10 од	13,36	3 од	17,89	10 од	17,06	10 од
				13,21				13,21		12,61	
10,09	4	9,74	10	10,09		9,74	10				
7,12	8	7,12	7	7,22	6	7,12	5	7,04	10	7,17	1
5,07	2	4,93	4	5,16	6	4,93	2			4,85	1
4,77	1			1		4,43	2	4,40	6	4,35	4
4,50	4	4,43	2	4,54	6	4,17	2			4,14	1
4,30	1	4,17	2	4,30	3					3,93	1
3,74	2	3,65	3	3,74	4	3,65	3	{ 3,62	7	3,62	2
3,55	7	3,49	3	3,56	4	3,49	3	{ 3,47		3,46	2
3,36	8	3,28	10 р	3,38	10	3,28	10 р	{ 3,29	8	3,27	10 р
3,23	5	3,15	6	3,24	5	3,15	5	3,15	6	3,11	6
{ 3,02	2 од			3,05	2						
{ 3,00		{ 2,955	2 од	2,897	2	{ 2,955		{ 2,911	2 од	{ 2,940	1 од
2,581	4 д	{ 2,774		2,610	6 д	{ 2,774	2 од	{ 2,774		{ 2,761	
{ 2,490	3 од	{ 2,538	4	{ 2,475	3 д	{ 2,538	4	2,527	7	2,527	5 д
{ 2,377		{ 2,359	2 од	{ 2,406		{ 2,359	1 од	2,411	5 д	{ 2,425	1 од
{ 2,288	1 од			{ 2,310	1 од					{ 2,345	
{ 2,137	2 од	2,105	3	{ 2,152	2	2,105	3 д				
2,007	3 д	1,936	4 д	2,027	4 д	1,936	4 д	1,973	4 д		
1,825	1 од	1,795	3 д	1,845	3 р	1,795	3 р	{ 1,861	1 од		
1,686	3 од	1,645	4 од	{ 1,725	2 од	1,645	4 од	{ 1,785	2 од		
1,547	2 д			{ 1,680	4 од	1,528	1	1,692	4 од		
1,504	3 д	1,489	4 од	1,558	2 р	1,489	4 д	1,635			
				1,517	6 ш			1,523	5		

Условные обозначения: р — резкая; д — диффузная; од — очень диффузная; ш — широкая.

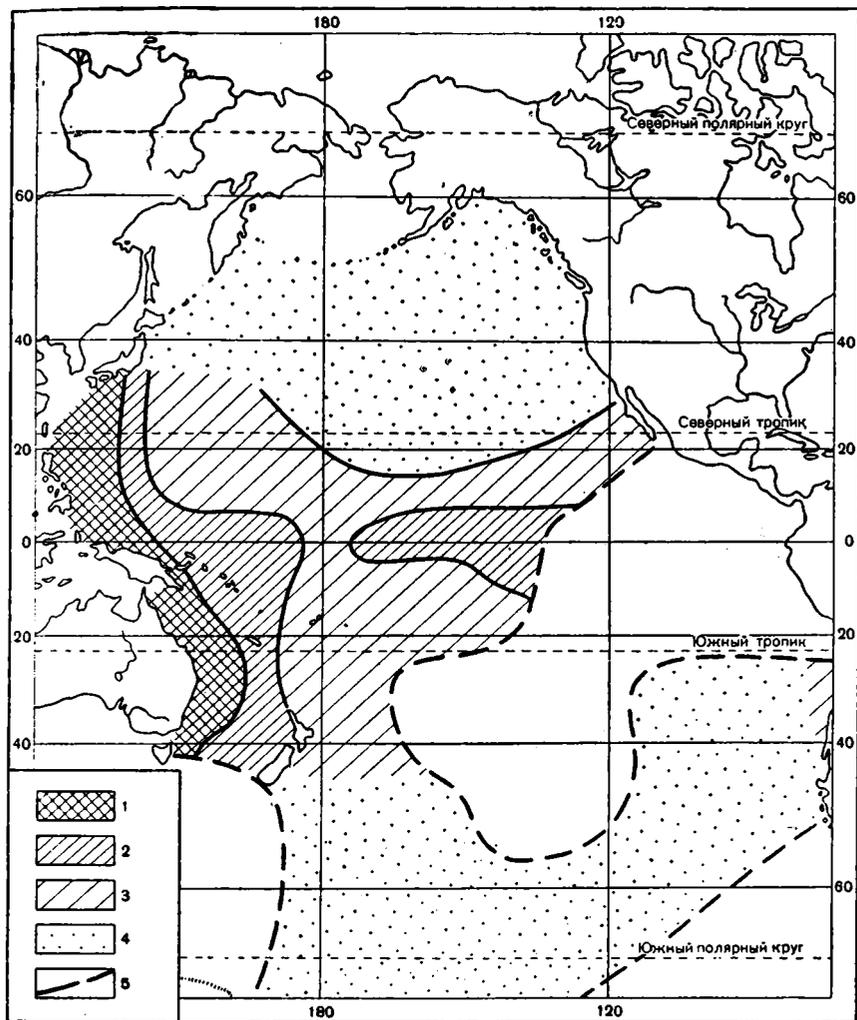
осадков характеризуется термограммами с эндотермическим эффектом около 550° и только несколько образцов (ст. 3735, 4001, 3985, 3837, 3823) — двумя эндотермическими эффектами при 550 и 700°. Последний эффект обычно связывают с присутствием триоктаэдрических монтмориллонитов.

Электронно-микроскопические снимки показывают, что минералы этой группы разнообразны по строению частиц. Иногда они встречаются в виде крупных агрегатов с расплывчатыми краями, иногда представлены тонкодисперсными частицами, реже со скрученными краями.

По северо-западной и северо-восточной окраинам океана в значительном количестве найден вермикулит, который по ряду диагностических признаков близок к монтмориллониту и в малом количестве трудно определим. Этот минерал обычно почти не расширяется от глицерина, а при нагревании до 600° отражение 14 kX сдвигается к 9,8 kX. Обычно отражение 14 kX очень интенсивно по сравнению с отражением в 7 kX (табл. 2, ст. 3312).

Минералы каолиновой группы характеризуются базальными отражениями (001) — 7 kX; (002) — 3,5 kX; (003) — 2,3 kX. Чрезвычайно трудно каолинит определить в смеси с хлоритом. Если хлорит железистый, то его отражения 14 kX и 4,7 kX ослабевают и остаются совпадающие с каолинитом отражения 7 kX и др.

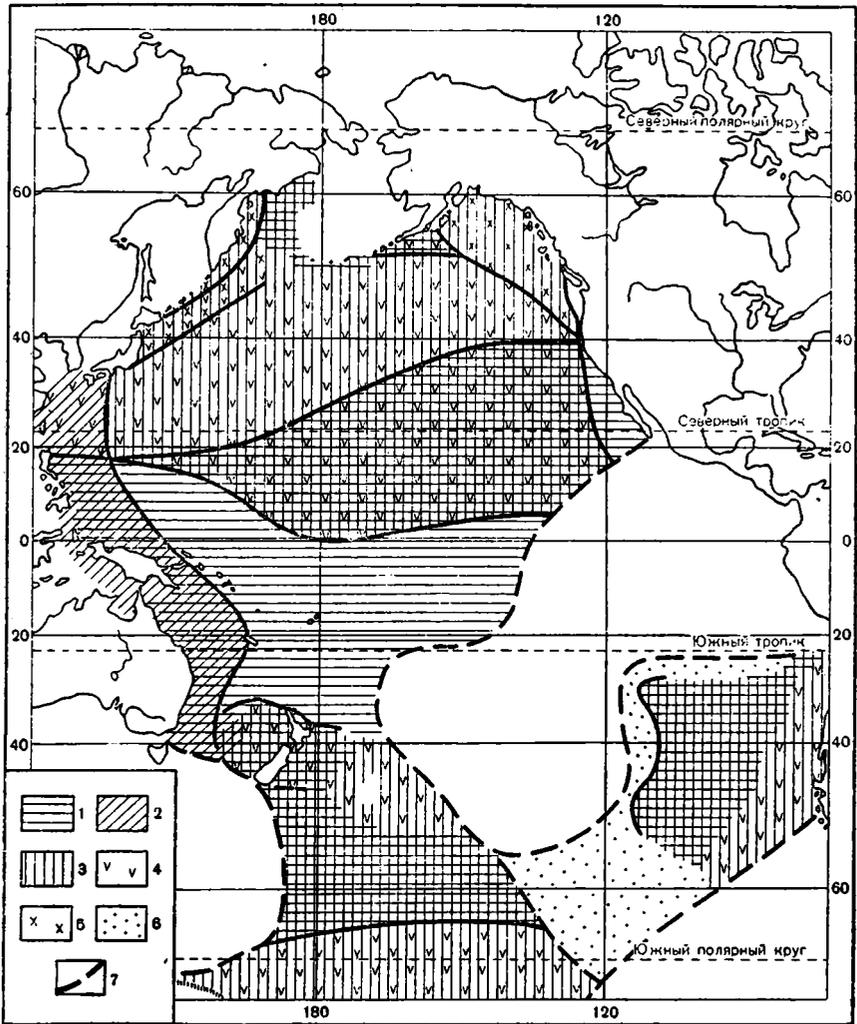
Для диагностики каолинита нами использован метод съемки образцов, предварительно обработанных в течение 2 час. теплой 20%-ной HCl (табл. 4). При таком воздействии отражения хлорита исчезают.



Фиг. 4. Относительное содержание минералов каолиновой группы во фракции  $<0,001\text{ м}$  осадков Тихого океана. Интенсивность отражения при  $7\text{ кХ}$ :  
 1 — от 10 до 8; 2 — от 8 до 6; 3 — меньше 6; 4 — минерала нет; 5 — граница изученного района

а каолинита сохраняются. Кроме того, мы использовали термографический анализ, при помощи которого можно обнаружить каолиновые минералы, если их количество значительно. На термограммах каолинит имеет заостренные эндотермические эффекты при  $550^\circ$  и экзотермический эффект около  $1000^\circ$ . На некоторых электронно-микроскопических снимках были найдены кристаллы каолинита в форме шестигранных кристаллов. Вероятно, этот минерал в изученных нами осадках плохо окристаллизован: об этом можно судить по диффузным отражениям на рентгенограммах.

Максимальные количества минералов каолиновой группы найдены вдоль западной окраины океана от  $40^\circ$  с. ш. до  $40^\circ$  ю. ш. (фиг. 4). К центральным частям океана их содержание постепенно падает. Вследствие гидрофобности и грубой дисперсности этот минерал оседает сравнительно недалеко от берега. Районы с резким преобладанием каолинита не



Фиг. 5. Преобладающие глинистые минералы во фракции  $<0,001\text{ мм}$  осадков Тихого океана:

1 — монтмориллониты; 2 — каолиниты; 3 — хлориты; 4 — гидрослюда; 5 — вермикулиты; 6 — минералов нет; 7 — граница изученного района

обнаружены; повсюду он смешан с монтмориллонитами или гидрослюдами.

На основании относительного количества вышеперечисленных глинистых минералов была составлена карта их преобладающего содержания во фракции  $<0,001\text{ мм}$  (фиг. 5). Вдоль западной окраины Тихого океана прослеживается хлоритово-вермикулитовая ассоциация минералов, которая южнее сменяется гидрослюдисто-хлоритово-вермикулитовой, гидрослюдисто-каолинитовой, а затем монтмориллонит-каолинитовой. В центральных частях океана от  $50$  до  $20^\circ$  с. ш. преобладают хлоритово-гидрослюдистые минералы; южнее они сменяются монтмориллонитами. К югу от  $40^\circ$  с. ш., наряду с монтмориллонитом, появляется хлорит, еще южнее — гидрослюда. В северо-восточной части океана между  $60$  и  $40^\circ$  с. ш. преобладают хлориты и вермикулиты, которые южнее сменяются монтмориллонитами.

Как видно на этой карте, состав тонкой фракции в районах севернее  $20^\circ$  с. ш. и южнее  $40^\circ$  ю. ш. обычно полиминеральный. Для этих широт характерны минералы группы гидрослюды, хлоритов и вермикулитов (севернее  $20^\circ$  с. ш.). Хлориты и вермикулиты севернее  $20^\circ$  с. ш. обычно приурочены к окраинным районам океана, гидрослюды в наибольших количествах найдены в центральных частях. Вероятно, это связано с дифференциацией частиц по размерности. Хлориты и вермикулиты садятся на дно быстрее, чем гидрослюды, но не исключен и диагенез вермикулитов в гидрослюды. На процесс превращения вермикулитов в гидрослюды при замещении магния на калий при контакте с морской водой обращал внимание Баршад (Barshad, 1948). В центральных частях океана в тропической зоне преобладают минералы монтмориллонитовой и каолинитовой групп в разном количественном соотношении. У берегов островов Малайского архипелага и Австралии содержание минералов каолинитовой группы возрастает по сравнению с глубоководными центральными частями океана.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА

Вышеописанное распределение глинистых минералов связано с зональным расположением почв и кор выветривания. На состав глинистых минералов оказывают влияние пять факторов: климат, рельеф, материнская порода, растительность и время. Разные факторы в различных почвах играют неодинаковую роль. Баршад (Barshad, 1959) судил о скорости выветривания по количеству образовавшейся глины на 100 г почвы. Он считал, что температурный фактор влияет на глинообразование в почвах различных типов согласно ряду подзол < серая почва < коричневая почва < коричневые земли < чернозем < почвы прерий < красные и желтые земли < латериты. Шменк и Джексон (Scmenk, Jackson, 1957; Jackson, 1959) на основании данных многих исследователей пытались найти закономерности в распределении глинистых минералов в почвах Америки и других континентов. Они отмечали, что иллит преобладает в тундровых и других почвах холодных областей. В почвах Колорадо во фракции < 2  $\mu$  содержится до 20—36% иллита, а хлорит, каолинит, вермикулит и монтмориллонит составляют остаток. Кларк с сотр. (Clark и др., 1962) обнаружили в почвообразующих породах Британской Колумбии различные группы глинистых минералов, но монтмориллонит преобладал в породах юга провинции, а иллит — в северо-восточной части внутренней равнины. В провинции Юкон найден озерный ил, в котором хлорит был преобладающим минералом, в ряде образцов из других районов преобладал иллит.

Океанические осадки отражают состав преобладающих минералов суши. Минералы Аляскинского залива, представленные хлоритами, вермикулитами и гидрослюдами, найдены и на прилегающей суше. В осадках по побережью Калифорнии преобладают минералы монтмориллонитовой группы, а на суше состав минералов довольно разнообразен. Очевидно, здесь сказывается дифференциация минеральных компонентов в процессе переноса. Монтмориллонит, как наиболее высокодисперсный минерал переносится на большие расстояния. Возможно, что часть этого минерала образуется на дне океана в результате выветривания вулканического материала. Как раз в этом районе были отмечены повышенные количества вулканических стекол во фракции 0,1—0,05 мм (данные В. П. Петелина и И. А. Алексиной).

Состав глинистых минералов по западному побережью Тихого океана мало изучен. По сообщению Е. М. Наумова и Б. П. Градусова в

мерзлото-таежных почвах Охотского побережья обнаружены различные количественные сочетания минералов вермикулитовой, хлоритовой и монтмориллонитовой групп со значительной примесью аморфных веществ. Состав глинистых минералов осадков севернее  $20^{\circ}$  с. ш. по западной окраине океана хорошо согласуется с найденными на суше минералами.

В северных почвах Китая обнаружено преобладание иллита, в южных иллит присутствовал наряду с каолинитом (Hseung, Jackson, 1952). Почвы Японии довольно подробно изучены с точки зрения минералогии глин в работе Судо (Sudo, 1959). Состав почв Японии разнообразен, но чаще встречается каолинит.

Носсин (Nossin, 1961), изучая глины вдоль побережья Малайи в приливно-отливной зоне, нашел 30% иллита и 70% каолинита (очень низкой степени окристаллизованности).

В обобщающей работе по тропическим почвам (Mohr, Bagen, 1954) показано, что состав глинистых минералов хорошо согласуется с типом почв. На островах Малайского архипелага и Австралии каолинитовые минералы преобладают в латеритных и красноземных почвах в условиях хорошего дренажа, а монтмориллониты — в тропических черных почвах при слабом дренаже. Последние обычно развиваются на мергелистых породах или у подножия вулканических гор на туфогенных породах.

В почвах западного побережья Австралии Фергусон (Ferguson, 1954) обнаружил смесь минералов каолинитовой и монтмориллонитовой групп.

Изучение глинистых минералов в Антарктиде (Blakemore, Swindale, 1958) показало преобладание диоктаэдрических гидрослюдов.

Сравнение минералогического состава тонких фракций на суше и в осадках прилегающей части океана дает представление о том, какие минералы выносятся в океан. Во всех вышеуказанных районах суши и моря найдено хорошее согласование состава глинистых минералов.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕЧЕНИЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ

Глинистые минералы, вынесенные с суши, в дальнейшем распределяются под воздействием течений. В работе А. Д. Добровольского (1949) указывается, что поверхностные воды северной части Тихого океана вовлечены в круговую систему циркуляции по часовой стрелке (фиг. 1). К юго-востоку от Японии и к западу от США между  $20^{\circ}$  и  $30^{\circ}$  с. ш. в этой системе выделяются два крупных антициклонических вихря. По линии, связывающей их центры, проходит субтропический фронт (субтропическая линия конвергенции), разделяющий северную тропическую и субтропическую водные массы.

Граница раздела между преобладанием глинистых минералов из групп хлоритов и гидрослюда с одной стороны, и группы монтмориллонита с другой проходит близко к субтропической линии конвергенции около  $20^{\circ}$  с. ш. в западном полушарии и почти до экватора — в восточном, а в южном полушарии около  $30^{\circ}$  ю. ш.

Наиболее значительный элемент общей антициклонической циркуляции — Северное пассатное (экваториальное) течение, расположенное в широтном направлении от центральной Америки до Филиппинских островов.

Воды этого течения формируют северную тропическую водную массу, распространяющуюся на север до  $20$ — $30^{\circ}$  с. ш. В районе Филиппинских островов основной поток вод Северного пассатного течения отклоняется к северу и дает начало системе течения Куро-Сию. При своем

движении вдоль Японских островов основная ветвь Куро-Сию поворачивает к востоку и уходит в открытый океан. Продолжение этого течения известно под названием Северного тихоокеанского дрейфа, который достигает берегов США. На север от него отходит Аляскинское течение, на юг — Калифорнийское течение. Воды Куро-Сию совместно с течением Северного тихоокеанского дрейфа формируют субтропическую водную массу, которая распространяется до 36—40° с. ш.

Из Берингова и Охотского морей в Тихий океан вторгаются холодные и относительно распресненные воды, входящие в систему течений Камчатского и Ойя-Сию, распространяющихся вдоль Камчатки и Курильской гряды. Они формируют субарктическую водную массу. В зоне соприкосновения их с субтропическими водами располагается вторая линия конвергенции — полярный фронт, наиболее четко выраженный в северо-западной части Тихого океана, который проходит приблизительно по 38—40° с. ш.

В южной части Тихого океана имеется Южное экваториальное течение, проходящее от берегов Южной Америки до островов Малайского архипелага примерно по экватору.

Холодное течение западного дрейфа проходит около 48—50° с. ш. и поворачивает к северу вдоль побережья Южной Америки, образуя Перуанское течение, которое сливается с Южным экваториальным течением.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из вышеприведенного описания систем течений и распределения водных масс, глинистые минералы могут переноситься на огромные расстояния и оседать далеко от места сноса. В процессе перемещения происходят смешение твердого стока, дифференциация по механическому составу, степени набухания и гидрофильности глинистых и сопутствующих минералов. Поэтому в зависимости от направления и интенсивности течений в одних случаях обнаруживается сходство минералогического состава на суше и в осадках океана, в других отсутствует.

Таким образом, современное осадкообразование зависит от многих условий: морфологии суши, климата, речного стока, почвенного покрова, водосборного бассейна, вулканической деятельности, подводного рельефа, физико-химических свойств и динамики водных масс. Значение климатической зональности для распределения глинистых минералов в осадках Тихого океана особенно хорошо видно на картах распределения каолинита, гидрослюды, хлорита, вермикулита. Однако течения несколько смещают границы распределения минералов. В частности, граница распространения гидрослюды и хлоритов в осадках проходит южнее границы их распространения на суше. Вулканическая деятельность осложняет зональное распределение глинистых минералов: превращение продуктов вулканогенной деятельности приводит к образованию минералов монтмориллонитовой группы. Распределение фракции <0,001 мм, где преобладают глинистые минералы, тесно связано с рельефом. В глубоководной части Тихого океана содержание высокодисперсного материала и, следовательно, глинистых минералов особенно велико (до 60% осадка).

Система течений и распределение водных масс оказывают влияние на перераспределение минералов по дну водоема. Тонкодисперсные минералы, особенно набухающие, как монтмориллониты, могут переноситься на огромные расстояния от источника сноса. Каолинит (это более крупнозернистый минерал) садится ближе к берегу, но его мелкие кристаллы могут переноситься на огромные расстояния. В южной части Тихого океана, наряду с течениями, большую роль в переносе материала играют льды (Лисицын, 1961).

## ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. и др. Карта донных осадков мирового океана. В сб.: *Соврем. осадки морей и океанов*. Изд-во АН СССР, 1961.
- Бордовский О. К. Некоторые данные о глинистых минералах осадков северо-западной части Тихого океана. *Тр. Ин-та океанол. АН СССР*, т. 17, 1956.
- Добровольский А. Д. Карты поверхностных течений северной части Тихого океана. *Тр. Ин-та океанол. АН СССР*, т. 3, 1949.
- Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. В сб.: *Соврем. осадки морей и океанов*. Изд-во АН СССР, 1961.
- Невесский Е. Н. Некоторые данные о составе глинистых минералов в донных отложениях Охотского моря. *Тр. Ин-та океанол. АН СССР*, т. 22, 1957.
- Страхов Н. М. О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов. В сб.: *Соврем. осадки морей и океанов*. Изд-во АН СССР, 1961.
- Aomine S., Higashi T. Clay minerals of sediments in the Yatsushiro bay. *Soil and Plant Food*, v. 1, N 2, 1955, Japan.
- Aomine S., Higashi T., Inoho A. Clay minerals of sea muds in the Ariaka Sea. *Sci. Bull. of the Faculty of Agric. Kyushu University*, v. 14, N 3, 1954.
- Barshad J. Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions, X-ray analysis, differential thermal curves, and water content. *Amer. Mineralogist*, v. 33, 1948.
- Barshad J. Factors affecting clay formation. *Clays and clay minerals*, v. 2, 1959, L.
- Blakemore L. C., Swindale L. D. Chemistry and clay mineralogy of a soil from Antarctica. *Nature*, v. 182, N 47, 1958.
- Clark J. S., Brydon J. F., Hostie H. J. The clay minerals in some British Columbia subsoils. *Canad. J. Soil Sci.*, v. 42, N 2, 1962.
- Dietz R. S. Clay minerals in recent marine sediments. *Amer. Mineralogist*, v. 27, N 3, 1942.
- El Wardani S. A. Marine geochemistry of germanium and the origin of Pacific pelagic clay minerals. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 15, N 3, 1958.
- Ferguson J. A. Transformations of clay minerals in black earths and red loams of balsaltic origin. *Austr. agric. res.* v. 5, N 2, 1954.
- Grim R. E., Dietz R. S., Bradley W. F. Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California coast and the Gulf of California. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 60, N 11, 1949.
- Grim R. E., Johns W. D. Clay mineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico. *Clays and Clay Minerals*, 1954.
- Hseung J., Jackson M. L. Minerals composition of the clay fraction III some main soil group of China. *Soil Sci. America Proc.*, v. 16, 1952.
- Jackson M. L. Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formations. *Clays and Clay Minerals*, v. 2, 1959.
- Mohr E. C. J., Baren F. A. V. Tropical soils. *Intersciens publ.*, 1954.
- Murray H. H., Sayabb A. S. Clay mineral studies of some recent marine sediments of the North Caroline coast. *Clays and Clay Minerals*, 1955.
- Nossin J. J. Occurrence and origin of clay pebbles on the east coast of Johore, Malaya. *J. Sediment. Petrol.*, v. 31, N 3, 1961.
- Oinuma K., Kobayashi K., Sudo T. Clay mineral composition of some recent marine sediments. *J. Sediment. Petrol.*, v. 29, N 1, 1959.
- Powers M. C. Clay diagenesis in the Chesapeake Bay area. *Clays and Clay Minerals*, 1954.
- Revelle R. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the «Carnegie» on its seventh cruise. *Univ. Calif. Libr.*, 1944.
- Schmenk W. R., Jackson M. L. Mineralogical analyses of soil clay from Colorado surface soils. *Soil Sci. Soc. America Proc.* v. 21, 1957.
- Sudo T. Mineralogical study on clays of Japan. *Tokyo*, 1959.
- Weaver C. E. The effects and geologic significance of potassium «Fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite, a volcanic material. *Amer. Mineralogist*, v. 43, N 9, 1958.
- Weaver C. E. The clay petrology of sediments. *Clays and Clay Minerals*, v. 2, 1959.
- Zen E. Mineralogy and petrography of marine bottom sediment samples of the coast of Peru and Chile. *J. Sediment. Petrol.*, v. 29, N 4, 1959.

УДК 546.212+546.13

## ГИДРОСФЕРА И ХЛОР\*

*В. Ф. ДЕРПГОЛЬЦ*

Статья посвящена новому подсчету всех природных вод (в свободном и связанном состояниях), содержащихся в наружных оболочках Земли выше поверхности Мохоровичича, с дробным делением по различным признакам. Во второй части статьи для тех же геосфер дан подсчет суммарного содержания хлора с делением по ряду признаков. Приведены новые кларки хлора (общий, для океана, для литосферы континентального типа, для свободных подземных вод), средняя концентрация всего хлора во всей воде геосфер, а также материалы, характеризующие термодинамическую и химическую обстановку в нижней половине литосферы в связи с суперкритическими условиями для воды и хлора.

По мере углубления в слои стратисферы... все подземные воды... становятся рассолами. В глубинных водах царят одни рассолы, резко отличные от всего, что до сих пор наблюдается среди изученных вод. Рассолы... по существу самое характерное выявление единого водного равновесия нашей планеты.

*В. И. Вернадский\*\**

Учение В. И. Вернадского о природных водах следует подвергать ревизии по мере роста наших знаний о Земле; только тогда оно будет живым и развивающимся. Многие его положения в настоящее время должны значительно видоизмениться или расшириться, а иногда принять внешне иную форму, тая в своей идейной сердцевине первоначально заложенную перспективную мысль.

Так обстоит дело и с понятием гидросферы, под которой В. И. Вернадский, как и подавляющее число современных геологов, понимал природную воду, заключенную в океанах, морях, реках, озерах и на небольших глубинах в литосфере.

Деление наружных оболочек Земли на атмосферу, гидросферу, литосферу и биосферу не столько пространственное, сколько предметное, так как совершенно очевидно, что газовая оболочка Земли проникает в литосферу, образуя, по терминологии В. И. Вернадского, «подземные атмосферы». В то же время гидросфера, т. е. водная оболочка, непрерывно проникает как в литосферу, так и в атмосферу. Вода же не отделима от жизни, как и жизнь от воды; таким образом, биосфера<sup>1</sup> охватывает собой все три предыдущие оболочки, границы между которыми чисто условны.

Ограничительное понятие гидросферы, в понимании В. И. Вернадского составляющей около половины всей воды наружных оболочек Земли, в настоящее время нельзя признать удачным по самой своей сущности, и его следует значительно расширить — до объема всей воды,

\* Фрагмент доклада, прочитанного в Ленинграде 12 февраля 1963 г. на заседании комиссии планетологии Географического общества СССР при АН СССР.

\*\* В. И. Вернадский. Избр. соч., т. IV, кн. 2, 1960.

<sup>1</sup> Термин введен Зюссом (Suess, 1883—1909).

во всех ее фазовых разновидностях, окружающей нашу планету непрерывным поясом, не только захватывающим мировой океан, но и проникающим через всю литосферу. Тогда не только по существу, но и лингвистически становится оправданным применение понятия «сферы». Характеристика этого водного пояса в новом, расширенном понимании термина «гидросфера» и является темой настоящей статьи. Отдельных сторон этого вопроса автор неоднократно касался ранее (1949, 1957, 1960, 1962а, б).

## 1. Общая масса и объем гидросферы

Общее количество воды в гидросфере может быть подсчитано, исходя из учета воды мирового океана и целого ряда осредненных значений количественной характеристики литосферы<sup>2</sup>.

По А. Польшдверарту (1957), общее количество воды в атмосфере и на поверхности Земли вместе со льдами, взятыми в пересчете на жидкую воду по В. С. Назарову (1962), составляет по весу  $14,57 \cdot 10^{23}$  г, а по объему  $14,07 \cdot 10^{23}$  см<sup>3</sup> при солености мирового океана 35 г/л.

По отдельным видам вод эти цифры могут быть представлены следующим образом:

	Всс. $10^{23}$ г	Объем, $10^{23}$ см <sup>3</sup>
Вода атмосферы	0,00013	0,00013
Вода мирового океана	14,20	13,70
Вода рек и озер	0,05	0,05
Вода льдов	0,32	0,32
Все поверхностные воды	14,57013	14,07013
Округленно	14,6	14,1

Объем свободной гравитационной (капельно-жидкой) подземной воды, а также парообразной и подземных льдов, помимо физической и химически связанной, должен определяться пористостью пород.

Г. А. Максимович (1942) на основании нескольких тысяч определений принимал среднюю пористость пород до глубины 5—7 км для коры выветривания; равной около 50%, для стратисферы — 25%, для метаморфической оболочки — 2%, для гранито-базальтовой толщи — 1,5%. Однако необходимо учесть также физически и химически связанную воду<sup>3</sup>.

<sup>2</sup> Площадь географических континентов (суши) составляет  $1,49 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>, или 29,2% всей поверхности Земли, а площадь океанов  $3,61 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>, или 70,8% (Коссинна, 1933). Однако в нашем случае мы пользуемся не географической, а структурно-геоморфологической границей, которая проходит примерно по изобате около 2 тыс. м ниже уровня моря и делит литосферу на континентальный и океанический типы. В этом случае на первый приходится около 40%, а на второй — около 60% поверхности Земли. Средняя мощность континентального типа литосферы по М. Юинг и Ф. Пресс (1957) составляет 35 км, а океанического типа по Х. Хесс (1957) — 4,7 км. В весовых же единицах масса литосферы континентального типа составляет  $195,4 \cdot 10^{23}$  г, или 83%, а океанического  $41,2 \cdot 10^{23}$  г, или 17%, всего  $236,6 \cdot 10^{23}$  г. Последняя цифра заимствована нами у А. Польшдверарта (1957), который разделяет ее на осадочную толщу с массой в  $14,7 \cdot 10^{23}$  г, или 6% и на кристаллическую —  $221,9 \cdot 10^{23}$  г, или 94%. Если принять для осадочной толщи средний удельный вес пород равным 2,5, а для кристаллической толщи — 2,9 (Магницкий, 1953), то объем всей литосферы составит  $82,41 \cdot 10^{23}$  см<sup>3</sup>. В том числе осадочная толща будет равна  $5,8 \cdot 10^{23}$  см<sup>3</sup>, или 6% кристаллическая —  $76,6 \cdot 10^{23}$  см<sup>3</sup>, или 94%; на океанический тип литосферы придется  $14,0 \cdot 10^{23}$  см<sup>3</sup>, или 17%, на континентальный —  $68,4 \cdot 10^{23}$  см, или 83% объема.

<sup>3</sup> Принятое в гидрогеологии деление видов воды в породах на парообразную, гравитационную, капиллярную, гирроскопическую, кристаллизационную, цеолитную, конституционную и т. п. имеет значение только для коры выветривания и неглубоких частей стратисферы. Глубже, для большей части толщи литосферы, подобные разновидности воды при температурах в сотни градусов и давлениях в тысячи атмосфер не отвечают реально существующим на глубине термодинамическим условиям.

Только для наружной 5-километровой толщи литосферы Ф. А. Макаренко (1948) произвел следующий любопытный подсчет запасов содержащейся в породах воды. Средняя пористость всех пород, по его данным, составляет 7%. В порах этих пород содержится свободной и физически связанной воды  $5 \cdot 10^{22}$  см<sup>3</sup>. Кроме того, в самих породах находится химически связанная вода в количестве  $3,5 \cdot 10^{22}$  см<sup>3</sup>. Таким образом, вся подземная вода континентов по Ф. А. Макаренко<sup>4</sup>, до глубины 5 км составляет  $8,4 \cdot 10^{22}$  см<sup>3</sup>, или 84,4 млн. км<sup>3</sup>.

Для нашей характеристики гидросферы 5-километровая толща одной континентальной литосферы недостаточна: она едва составляет 10% от всего объема литосферы.

Подсчет для всей литосферы пористости, количества подземной воды и ее удельного веса — дело весьма спорное, исключительно трудное и чрезвычайно гипотетичное. Разумеется, здесь речь может идти лишь о более или менее вероятном порядке величин. Но даже и такой ориентировочный подсчет, который в будущем по мере расширения наших знаний должен безусловно неоднократно подвергаться ревизии, уже в настоящем может быть полезен для развития наших дальнейших представлений о гидросфере, ее истории и происходящих в ней современных процессах.

Общезвестно, что по мере углубления в литосферу и приближения к поверхности Мохоровичича пористость (и, в частности, трещиноватость) пород в общем случае должна затухать как в результате сжатия пустот под влиянием все возрастающего давления, так отчасти и вследствие кольматажа.

Однако имеются бесспорные факты и экспериментальные материалы о том, что на глубинах в два и более десятка километров в породах все же могут сохраняться пустоты. Так, Ф. А. Адамс (Adams, 1912) показал, что очень твердые породы, подобно граниту, на больших глубинах могут выдерживать гораздо большие давления, чем на поверхности. Позднее, П. В. Бриджмен (Bridgman, 1952) установил, что зияющая трещиноватость свойственна крепким породам даже на глубинах порядка 27 км, что отвечает давлениям около 7 тыс. атм.

Но дело здесь не только в одной трещиноватости, но и в физико-химических свойствах тех водных растворов, которые при давлениях в тысячи атмосфер и температурах в 600—1500° ведут себя вблизи поверхности Мохоровичича совершенно иначе, чем на земной поверхности.

При суперкритических условиях пар и жидкость мало различимы (Kennedy, 1950); уже при давлении в тысячу атмосфер и при температуре всего 600° плотность подобной среды составит  $0,37$  г/см<sup>3</sup> (Краускопф, 1960; лаборатория Карнеги — Вашингтон, 1957), и такая вода не только будет служить активным растворителем, но и обладать повышенными свойствами проникновения путем фильтрации и диффузии.

С повышением температуры коэффициент скорости диффузии (молекулярной, термической, химической, электрической и т. д.) для молекул, атомов и ионов, а также более крупных частиц, участвующих в броуновском движении, повышается в десятки и сотни раз. Это относится и к раствору, и к растворителю.

Так, Ю. В. Мухин (1961) справедливо утверждал, что глинистые толщи, стносительно непроницаемые в обычных для поверхности термодинамических условиях, на глубине при высоких температурах мо-

<sup>4</sup> По Ф. А. Макаренко (1948), свободных и физически связанных вод содержится  $4,1 \cdot 10^{22}$  см<sup>3</sup> в осадочной толще,  $0,9 \cdot 10^{22}$  см<sup>3</sup> в изверженных породах; химически связанных вод —  $0,6 \cdot 10^{22}$  см<sup>3</sup> в осадочной толще,  $2,8 \cdot 10^{22}$  см<sup>3</sup> в изверженных породах.

гут свободно пропускать воду. Близкие к этим идеи высказывал еще А. Н. Мятнев (1947) о «высачивании» воды вверх через водоупоры.

Если учесть эти обстоятельства, то удельное содержание воды даже в основании литосферы может оказаться не меньшим, чем указано Ф. А. Макаренко (1948) для 5-километровой наружной толщи литосферы.

По Кларку, на глубине с увеличением температуры пленочная и химически связанная вода должна переходить в свободную; ее количество он определял в 1,86% от веса пород.

Подсчеты воды, которые делали в последнее время для Земли в целом, чаще имели в виду свободную и лишь иногда физически связанную воду для наружных оболочек литосферы. Однако химически связанная вода остается таковой только в породах со сравнительно низкими температурами и становится свободной при суперкритических температурах. Отбрасывать ее при количественной характеристике гидросферы недопустимо, так как эта вода служит основным первоисточником подавляющей массы вод гидросферы. Разумеется, при таком подходе к планетарному подсчету воды общий объем ее должен возрасти по сравнению с ранее приводившимися подсчетами.

Под связанной водой (в широком смысле) мы понимаем (в отличие от общепринятого) все виды подземных вод, кроме свободной гравитационной, пара и льда, а именно: гидратационно-пленочную, гигроскопическую (адсорбционную), цеолитную, кристаллизационную и конституционную. Ф. А. Макаренко (1948) определял для наружной 5-километровой толщи объем физически и химически связанной воды в 10,1% к объему пород.

Многие минералы содержат в своем составе значительные количества связанной (кристаллизационной) воды: например, гипс — 21%, лимонит — 17, мирабилит — 56% и т. п. Эти воды при различных температурах, превышающих 100° (до 500°), освобождаются и переходят в свободные. В нижних частях литосферы в надкритических состояниях трудно себе представить возможность существования подобных вод, кроме свободной.

Следует учесть, что вблизи слоя Мохоровичича давление, под которым находится раствор различных элементов в паре и воде, на различных участках Земли испытывает резкие колебания, зависящие от сложной суммы причин. Но если попытаться осреднить возможное давление для материкового и океанического типов литосферы, то оно окажется порядка 9640 атм для материкового типа и около 1650 атм для океанического при плотности в среднем около 3,3 (Хайд, 1958).

Не менее значительной должна быть и возможная амплитуда температур на глубине слоя Мохоровичича. И. Верхуген (1958) для глубины в 100 км, т. е. для верхней мантии, дает (по различным авторам) широкий температурный предел — от 800 до 2660°.

В. А. Магницкий (1953), отправляясь от значения теплового потока и коэффициента теплопроводности горных пород, приходит к выводу, что температура на глубине 40 км для материкового типа литосферы будет в среднем равна около 830°, а на глубине 100 км — 1300°. Повторяя аналогичный расчет для пород океанического типа литосферы на глубине 100 км (верхняя мантия), он получает те же 1300°.

Л. К. Грейтон (1949) для магматического расплава приводит результаты вычислений давления и температур в зависимости от глубины (табл. 1).

Н. И. Хитаров и В. А. Пугин (1962) экспериментально установили,

что содержание воды в расплаве (гранодиорит + кварцевый диорит) при давлении в 3000 атм, отвечающем примерно 11 км и температуре 700°, равно 7,5%, а при той же температуре и давлении 7000 атм (что соответствует примерно глубине 26 км) — 3,2%.

Однако не только отождествлять, но и схематически экстраполировать условия лабораторного опыта в реальную физико-химическую обстановку близ слоя Мохоровичича следует с большой осторожностью. Нам очень трудно представить эту обстановку, в которой мы лабораторно учитываем лишь «спектры» таких переменных факторов, как температура, давление и состав, и совершенно не учитываем многих

Таблица 1

## Зависимость давлений и температур от глубины

Глубина, м	Давление, бар	Температура, °С	Глубина, м	Давление, бар	Температура, °С
0	1	843	2000	530	1132
20	6	918	5000	1320	1164
100	28	984	10 000	2650	1180
250	67	1028	20 000	5300	1191
500	134	1064	40 000	10 600	1200
1000	265	1098			

других важных факторов, например влияния замкнутого электромагнитного поля внутри Земли (Хайд, 1958), радиоактивных излучений, высвобождающейся ядерной энергии и т. д. Мы не говорим уже о чисто механических воздействиях, далеко не безразличных для нашего случая — таких, как гравитационное перераспределение вещества, регулярные радиальные приливные колебания, вызываемые близостью Луны, которые, по В. М. Эльзассеру (Elsasser, 1950), даже на границе мантия — ядро, т. е. на глубине 2900 км, составляют 6 см, и др.

Энергетика в зоне литосферы — мантия сложнее, чем мы ее можем представить. Например, давления, возникающие в результате кристаллизации в нижней литосфере, могут превосходить даже те, которые считаются вероятными в качестве источника вулканической деятельности (Goranson, 1931).

Приводимый ниже расчет содержания подземной воды литосферы исходит для свободных вод из средней величины пористости осадочной и метаморфической толщи<sup>5</sup>, равной 12,8%, при общем объеме пород  $5,89 \cdot 10^{23}$  см<sup>3</sup>, а для кристаллических пород соответственно 1,7% и  $76,52 \cdot 10^{23}$  см<sup>3</sup>. Что касается физически и химически связанной воды<sup>6</sup> (включая сюда и воды в суперкритическом состоянии для нижнего отдела литосферы, которые являются исходными для вышележащих свободных и связанных), то расчет произведен из ее среднего содержания для всей литосферы в количестве 3,56% от веса пород<sup>7</sup>, если вес лито-

<sup>5</sup> Средняя величина пористости вычислена нами на основании более 3 тыс. определений, произведенных при проходке наиболее глубоких скважин (в частности, опорных).

<sup>6</sup> По Кларку, только одни химически связанные воды составляют (в процентах к весу породы) 0,8 для известняков; 1,6 для песчаников; 5,0 для сланцев и глин; 1,2 для изверженных пород. При этом на сланцы и глины приходится 83% всех осадочных пород, а на изверженные породы 94% всех пород литосферы.

<sup>7</sup> Указанный процент получен нами как средний из 3666 прямых определений физически и химически связанных вод в кристаллах и горных породах, произведенных различными авторами: Процент всех связанных вод как для различных, так и для одних и тех же минералов и пород резко колеблется. Например, максимальная гигроскопичность кварцевого песка равна 0,2%; валунного суглинка — 3%; обычного минерала глинистых пород монтмориллонита — 32%. Не менее значительны колебания содержания связанной воды у одного и того же минерала или горной породы в зависимости от физико-химических условий среды, в частности от температуры. Еще большие колебания испытывает процент содержания воды, лежащей над слоем гигроскопической (адсорбционной). Например, кварцевый песок может содержать ее в количестве 0,8%; валунный суглинок — 12%; монтмориллонитовая глина — до 135%. Содержание

сферы принять равным  $236,66 \cdot 10^{23}$  г. Таким образом, количество подземных вод составит:

	см <sup>3</sup>	г
Свободные воды	$2,1 \cdot 10^{23}$	$2,3 \cdot 10^{23}$
Связанные воды	$8,4 \cdot 10^{23}$	$8,4 \cdot 10^{23}$
Всего	$10,5 \cdot 10^{23}$	$10,7 \cdot 10^{23}$

Принимая удельный вес пресной подземной свободной воды равным единице до глубины 150 м и среднюю минерализацию свободных вод материкового типа литосферы 100 г/л, а океанического типа 200 г/л, получаем, что вес всей подземной воды выразится величиной  $10,72 \cdot 10^{23}$  г. Вся вода литосферы (свободная и связанная, подземная и поверхностная) составит  $25,3 \cdot 10^{23}$  г, или  $24,6 \cdot 10^{23}$  см<sup>3</sup>.

Эти оценки скорее могут быть преуменьшенными, нежели преувеличенными, так как в нижней части литосферы скорее можно ожидать большего содержания воды, чем принято нами как средняя величина для литосферы в целом. Несомненно, все эти расчеты нуждаются в дальнейшем уточнении.

Безусловный интерес представляет разделение общей массы подземной воды на содержащуюся в толщах литосферы материкового и океанического типов, а также в осадочных и изверженных породах. Однако ограниченность наших познаний в данной области не дает возможности сколько-нибудь уверенно произвести такое разделение. Все же можно сделать такую попытку, если допустить, что масса подземной воды пропорциональна массам включающих воду пород.

В этом случае на литосферу океанического типа придется около  $1,8 \cdot 10^{23}$  г, или 17% всей подземной воды, а на литосферу материкового типа — порядка  $8,9 \cdot 10^{23}$  г, или 83%.

Если же разделить таким же образом одни лишь свободные (гравитационные) подземные воды, то на океанический тип литосферы придется  $0,43 \cdot 10^{23}$  г, а на материковый —  $19 \cdot 10^{23}$  г.

На том же основании количество всей подземной воды в осадочной толще всей литосферы можно представить в виде величины порядка  $1,4 \cdot 10^{23}$  г, или 13%, а в кристаллических породах — порядка  $9,3 \cdot 10^{23}$  г, или 87%.

Таким образом, литосфера материкового типа содержит ориентировочно в пять раз больше подземной воды, чем литосфера океанического типа, а кристаллические породы в общей массе — примерно в семь раз больше, чем вся толща осадочных пород.

В табл. 2 приведены количественная характеристика земной гидросферы, которую можно назвать статической в отличие от динамической, отражающей изменения гидросферы в геологическое время, а также ее современные круговороты.

Разумеется, все приводимые количественные оценки очень приближенны и могут дать лишь грубое представление о порядке величин, о тех или иных количественных тенденциях, которые, как мы полагаем, в целом справедливы.

конституционной, кристаллизационной и цеолитной воды не менее различно. Например, в мусковите конституционная вода, выделяющаяся при температуре свыше 400°, составляет 6,5%; в соде кристаллизационная вода, выделяющаяся при температуре ниже 400°, — 63%; в анальциме цеолитная вода, выделяющаяся начиная со 100°, — 4,5%; в опале — 2,3%. Однако многие минералы почти вовсе не содержат химически связанных вод. Очень незначителен процент содержания в некоторых кристаллических породах вод физически связанных. Эти примеры показывают, что подсчет среднего содержания всей суммы связанных вод в породах всей литосферы чрезвычайно сложен и в известной мере пока еще субъективен. Однако из этого никак нельзя делать вывод о бесполезности такого подсчета вообще. Порядок величин может отвечать реальности; коэффициент же, естественно, спорен и требует в дальнейшем уточнений.

Таблица 2

## Количественная характеристика гидросферы

Формы нахождения воды	10 <sup>22</sup>			
	Объем, см <sup>3</sup>	Вес		
		г	%	%
Вся гидросфера	24,6	25,3	100	—
В океанич. типе литосферы	15,0	15,5	61	—
В континент. типе литосферы	9,6	9,8	39	—
Все поверхностные воды	14,1	14,6	58	100
мировой океан	13,7	14,2*	—	97
Льды	0,3	0,3	—	2
Реки и озера	0,1	0,1*	—	1
Все подземные воды	10,5	10,7	42	100
В океанич. типе литосферы	1,8	1,8	—	17
В континент. типе литосферы	8,7	8,9	—	83
В осадочн. толще пород	1,4	1,4	—	13
В кристаллич. породах	9,1	9,3	—	87
Свободные (гравитацион.) воды	2,1	2,3	21	100
В океанич. типе литосферы	0,4	0,4	—	17
В континент. типе литосферы	1,7	1,9	—	83
В осадочн. толще пород	0,8	0,8	—	35
В кристаллич. породах	1,3	1,5	—	65
Связанные (физ. и хим.) воды	8,4	8,4	79	100
В океанич. типе литосферы	1,4	1,4	—	17
В континент. типе литосферы	7,0	7,0	—	83
В осадочн. толще пород	1,1	1,1	—	13
В кристаллич. породах	7,3	7,3	—	83

\* По А. Польдерварту (1957).

Возможные возражения можно будет считать серьезными, если взамен приведенных значений будут предложены другие, лучше аргументированные. Конечно, это в дальнейшем будет сделано, но общая картина едва ли от этого подвергнется коренной перестройке.

## 2. Содержание хлора в гидросфере

Не меньший интерес, чем количественная оценка гидросферы, представляет ее качественная характеристика.

Основное место в составе гидросферы занимает бинарное соединение водорода с кислородом; за ними следует хлор, стоящий на первом месте среди растворенных в ней веществ. Это относится не только к воде океана, но и к подавляющей массе подземных вод.

Среднее содержание хлора в океанической воде составляет 19,4 г/л, а общая его масса в мировом океане —  $3,1 \cdot 10^{22}$  г. Незначительное количество хлора содержится в воде рек и озер —  $0,000019 \cdot 10^{22}$  г. Хлор входит в состав сотни минералов, иногда в весьма значительных количествах:

Минерал	%	Минерал	%
Молизит $\text{FeCl}_3$	85	Скаккит $\text{MnCl}_2$	56
Нашатырь $\text{NH}_4\text{Cl}$	66	Сильвин $\text{KCl}$	47
Галит $\text{NaCl}$	61	Карналлит $\text{KClMgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	38
Бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	58	Нантокит $\text{CuCl}$	34
Беймлерит $\text{CaCl}_2\text{KCl}$	57	Кераргерит $\text{AgCl}$	25
Лавренсит $\text{FeCl}_2$	56	Катунит $\text{PbCl}_2$	25

Однако общее содержание хлора в кристаллических породах принимается нами равным  $1,1 \cdot 10^{22}$  г, в осадочных —  $0,2 \cdot 10^{22}$  г, всего —

$1,3 \cdot 10^{22}$  г; см. об этом у Турекианы и Ведеполя (Turekiana, Wedepohl, 1961).

Помимо нахождения в рассеянном состоянии в минералах, входящих в состав пород, хлор концентрируется в различных соляных месторождениях галита, сильвина, карналлита, бишофита и др.<sup>8</sup>. Общее количество хлора, сконцентрированного в соляных месторождениях, может быть ориентировочно оценено в  $1,2 \cdot 10^{22}$  г.

Кроме того, хлор содержится в значительных количествах в подземных соляных и рассольных водах. Количественная оценка его может быть дана лишь весьма приближенно, исходя из среднего содержания в количестве 50 г/л для континентального типа литосферы и 100 г/л для океанического типа. В этом случае общее содержание хлора в свободных (гравитационных) подземных водах составит  $1,4 \cdot 10^{22}$  г (в океаническом типе литосферы при массе подземной воды  $4 \cdot 10^{22}$  г содержание хлора равно  $0,4 \cdot 10^{22}$  г, а в материковом типе литосферы при массе подземной воды  $19 \cdot 10^{22}$  г — хлора  $1 \cdot 10^{22}$  г).

Цифры, характеризующие общее содержание хлора в двух наружных оболочках Земли, представлены в табл. 3.

Таблица 3

## Общее содержание хлора в гидросфере и литосфере

	$10^{22}$ г	%		$10^{22}$ г	%
Мировой океан	3,1	44	Соляные м-ния	1,2	17
Озера и реки	(0,000019)	—	В рассеянном состоянии в породах (минералах)	1,3	19
			Подземн. воды	1,4	20
Поверхностн. воды	3,1	44	Литосфера и подземная гидросфера	3,9	56
Всего		$7 \cdot 10^{22}$ г (100%)			

А. Польдерварт (1957) оценивал эту величину в  $3,5—4,0 \cdot 10^{22}$  г, таким образом, наш подсчет почти в два раза больше. Хлор, входящий в состав минералов литосферы, составляет 36%, а 64% его приходится на гидросферу.

На долю вод, в растворе которых хлор не занимает первого места, т. е. на воды нехлоридного класса, приходится из всех природных вод менее 5% и более 95% на хлоридные соленые и рассольные воды.

При подсчете хлора мы не учли его содержания в атмосфере, куда хлор поступает с морскими брызгами и соленой пылью, а также в самых верхних слоях атмосферы (Хргиан, 1958). Однако эти количества сравнительно столь ничтожны, что никак не могут изменить порядок величин, полученный при нашем подсчете.

Какова же средняя распространенность хлора в наружных оболочках Земли, иными словами — каков кларк хлора гидросферы и литосферы? Согласно нашим подсчетам, он для гидро- и литосферы в целом будет равен  $142,0 \cdot 10^{22}$  г +  $2366,6 \cdot 10^{22}$  г =  $2508,6 \cdot 10^{22}$  г, или 0,28%.

<sup>8</sup> В галите содержание хлора составляет 61%, в карналлите — 38% и т. д. (см. выше). В среднем для всех соляных месторождений содержание хлора можно принять равным 50%. Подсчет всей массы соли произведен путем подсчета площадей и мощностей соляных залежей выявленных мировых месторождений.

Полученный нами кларк хлора для всех наружных оболочек Земли на 47% больше вычисленного самим Кларком (0,188%) и на 40% больше кларка А. Е. Ферсмана (1939) — 0,2%.

Отдельно для океана ( $142 \cdot 10^{22}$  г) кларк хлора составит 2,2%, а для литосферы континентального типа ( $1964 \cdot 10^{22}$  г), куда включаются как подземная гидросфера, так и собственно литосфера (горные породы), — 0,2%.

Кларки хлора в главных типах пород составляют (Turekiana, Wedepohl, 1961; Виноградов, 1962а):

Каменные метеориты	$7 \cdot 10^{-3}$
Ультрасосновые породы (дуниты и др.)	$5 \cdot 10^{-3}$
Основные породы (базальты, габбро и др.)	$5 \cdot 10^{-3}$
Средние породы (диориты, андезиты и др.)	$1 \cdot 10^{-2}$
Кислые породы (граниты, гранодиориты и др.)	$2,4 \cdot 10^{-2}$
Осадочные породы (в основном глины и сланцы)	$1,6 \cdot 10^{-2}$

Кларк хлора для одних свободных (гравитационных) вод подземной гидросферы составляет 6,1%, т. е. в 2,8 раза выше, чем кларк хлора для океана. В то же время в мировом океане содержится менее половины (44%) всего хлора наружных оболочек Земли, тогда как 56% хлора принадлежит литосфере и подземной гидросфере.

Таким образом, исходя из высокого значения кларка хлора для подземной гидросферы в настоящее время, трудно согласиться, что хлор — «талассофильный» элемент, каким его считали и считают большинство геохимиков. Правильнее его в соответствии с геохимической классификацией А. Н. Заварицкого (Заварицкий, Соболев, 1961) следовало бы назвать элементом магматических эманаций или гидрогеническим элементом.

К. У. Корренс (1958) утверждает, что повышенное содержание хлора в гидросфере следует объяснить постмагматическими процессами и вулканическими эксгаляциями. Он относит хлор к продуктам летучей фазы магмы, если не считать, что первичный океан был очень богат галогенами. В. В. Руби (Rubey, 1951), а также П. К. Курода и Е. Б. Сандель (Kuroda, Sandell, 1953) считают, что значительная часть хлора морской воды привнесена за счет вулканических газов. Последние два автора очень убедительно установили, что только пять магматических источников Сев. Америки и один Японии могли дать 13,3% всего океанического хлора<sup>9</sup>.

В сублиматах вулкана Парикутин в Мексике содержание хлора достигает 63%. По Ф. В. Кларку и Х. С. Вашингтону (Clark, Washington, 1924) в магматических породах хлор содержится в количестве  $4,8 \cdot 10^{-2}\%$ , по Л. С. Селиванову (1940) —  $3,1 \cdot 10^{-2}\%$ , по В. Бене (Behne, 1953), —  $1,5 \cdot 10^{-2}\%$ . По разным авторам в различных породах содержание хлора составляет (Корренс, 1958):

	%		%
В псаммитах	0,01—0,002	В карбонатных породах	0,2—0,002
В пелитах	0,045—0,005	В кремнистых породах	0,033—0,009
В глинистых минералах	0,035—0,003	В обсидианах (стекла)	0,08—0,009

По З. В. Васильевой (1957) содержание хлора в апатитах колеблется от 0,25 до 3,5%, в среднем по 13 образцам — 1,23%.

<sup>9</sup> Это следующие источники: Килауэа, Долина 10 000 Дымов, бассейн Норрис-Гейзер (Йеллоустонский парк), Стимбот-Спрингс (Невада), Арима (префектура Хиого, Япония). Они в год в сумме дают  $1,3 \cdot 10^{12}$  г хлора.

Хлор входит главным образом в слюды и роговые обманки или может быть растворен в твердой фазе стекла и в жидких и газовых включениях в минералах. Хлор содержится в фумарольных, вулканических газовых струях. Так, Э. С. Шеперду (Schepherd, 1919), удалось по шести пробам определить содержание хлора ( $Cl_2$ ) в вулканических струях в объемных процентах при  $1200^\circ$  от 0,02 до 1,34 — в среднем 0,47%.

Хлор принадлежит к атомам-окислителям, обладая способностью присоединять к себе электроны других атомов и становиться анионом.

Учитывая обратимость миграционных геохимических процессов, в которых участвует хлор, В. И. Вернадский (1940) относил его к самой крупной группе по числу элементов (47,8%) и массе, входящей в состав литосферы (99,7%), — циклической.

Хлор — энергично выносимый элемент с высокой подвижностью и легкой растворимостью, главным образом в соединениях с кальцием, магнием и натрием.

Насколько маловероятна гипотеза происхождения в океанической воде хлора за счет выветривания его из горных пород континентов, можно легко установить из сопоставления следующих числовых значений, приводимых Г. Дитрихом (1962). Из 100% натрия в породах в океан переходит в процессе выветривания 66%, между тем как хлора — 6900%, брома — 1900%, серы — 300%, бора — 280%, йода — 29%, магния — 10,5%, калия — 2,6%, кальция — 2%, фтора — 1%. Совершенно очевидно, что хлором, бромом, бором океан обогащают не горные породы, а глубинные эксгаляции и флюиды, источником которых является мантия.

Механизм этого переноса разнообразен и подчас далеко не так прост. Но сущность его сводится к радиальным процессам, происходящим со стороны мантии в направлении наружных оболочек Земли. Эти процессы могут происходить непосредственно через дно океанической гидросферы и через подземную континентальную гидросферу. Разность энергетических потенциалов (температурного, механического и химического) служит причиной транспортировки летучих компонентов, к числу которых наряду с водой и др. принадлежит и хлор. К этой мысли склонялись еще В. И. Вернадский и В. М. Гольдшмидт (1938)<sup>10</sup>.

О. Ф. Татти (1961) экспериментально показал непрерывность перехода от магмы до остаточного концентрированного щелочного раствора, проникающего в более высокие горизонты литосферы.

Несомненный интерес представляют результаты экспериментальных исследований «зонная плавка», проводимых под общим руководством А. П. Виноградова (1962б, в), утверждающего, что летучие вещества мантии образовали главные анионы солевой массы океана, в частности хлор. А. П. Виноградов утверждает, что со дна океана из мантии через базальт до сих пор поступает ряд летучих компонентов и приводит цифровые данные о содержании воды, хлора и других летучих компонентов как в мантии, так и в наружных оболочках Земли. Хотя значения

<sup>10</sup> В. М. Гольдшмидт считал, что хлор поступает либо с газами, либо с гидротермами, и относил его к разряду «Entgasungsprodukten» литосферы. В 1940 г. Л. С. Селиванов полагал, что океан должен иметь какой-то самостоятельный источник хлора, обедненного бромом, так как в океане недостает брома (или, что то же самое, находится в избытке хлор) в количестве порядка  $n \cdot 10^{14}$  т. Г. Дитрих (1962) считает, что хлор в геологическом масштабе времени увеличивается. Л. К. Блинов (1946) полагает, что наблюдаемое общее постоянство химического состава океана не является вечным и утверждает, что разность между эквивалентами натрия и хлора составляет 70 мг/экв/л; этот избыток хлора, по его мнению, есть результат поглощения океаном газообразных продуктов вулканической деятельности — молекулярного хлора и хлористого водорода, что составляет 13,2% от всей массы хлора в океане.

для наружных оболочек не являются полными, однако соотношение между хлором и водой близко к приводимым нами выше подсчетам. По А. П. Виноградову (1962а) концентрация всего хлора<sup>11</sup> во всей воде наружных оболочек составляет около 20 г/л. Это показывает, что вода в литосфере вблизи границы Мохоровичича, как и в мантии, содержит сравнительно незначительное количество хлора.

В то же время, учитывая совершенно исключительную способность воды в суперкритических термодинамических условиях к растворению веществ, содержащихся на этих глубинах, невозможно представить себе эту воду иначе, чем предельно насыщенным раствором, главным образом за счет других компонентов, помимо хлора, содержание которого, как мы видели выше, может составлять всего около 28 г/л.

Возникает чрезвычайно любопытный вопрос: откуда же как в вакуолях минералов (остаточная жидкость после минералообразования), так и повсюду в глубинных растворах образуются значительно более высокие насыщения воды хлоридами?

Сумма полученных на всех континентах при глубоком бурении фактических данных свидетельствует о том, что на некоторой глубине в литосфере находится пояс хлоридных (натриевых, кальциевых, а иногда и калиевых) рассолов, который был назван автором в 1961 г. гидрoхлорoсферой. Нижняя граница этого пояса находится где-то вблизи зоны минерало- и рудообразования, во всяком случае много выше поверхности Мохоровичича, а верхняя граница приурочена к различным глубинам от дневной поверхности в пределах от 0 до 3—4 км. Пространственное положение гидрохлоросферы в настоящее время уточняется автором по глубочайшим скважинам всех континентов.

Объяснение генезиса этих хлоридных рассолов весьма разнообразно, и единой точки зрения по этому сложному вопросу в настоящее время не существует. Здесь мы не можем рассматривать все гипотезы происхождения глубинных хлоридных рассолов, так как это выходит за рамки поставленной в статье задачи. Кратко отметим лишь, что, по всей вероятности, все существующие гипотезы имеют право на существование и могут быть справедливы для отдельных, ограниченных временем и пространством случаев, ведущих к возникновению глубинных хлоридных рассолов. Одни (преимущественно галурги и некоторые гидрогеологи) связывают их с растворением соляных залежей и захороненной рапой лагун и озер. Другие (преимущественно петрологи, гидрогеологи-вулканологи, гидрогеологи-нефтяники), не отрицая возможности образования рассолов в результате растворения галогенных формаций, в тех случаях когда соляные залежи на огромных площадях не только отсутствуют, но и отсутствовали в геологическом прошлом, выдвигают иные гипотезы, в частности относят образование подобных рассолов за счет флюидов, идущих из глубин литосферы и верхней мантии. Механизм подобного переноса водных растворов с образованием хлоридных рассолов весьма сложен и разнообразен.

Известную роль может играть здесь опреснение передовых порций растворов, проникающих через породы, преимущественно путем диффузии.

Не меньшее значение может иметь фильтрационный эффект дифференциальной подвижности элементов (Коржинский, 1942, 1947, 1955), когда хлориды щелочей легче проникают вверх через пористые пере-

<sup>11</sup> По А. П. Виноградову в атмо- и гидросфере содержится  $1,5 \cdot 10^{23}$  г воды и  $0,3 \cdot 10^{23}$  г хлора, а концентрация хлора составляет 20 г/л. Наши подсчеты дают  $25 \cdot 10^{23}$  г воды и  $0,7 \cdot 10^{23}$  г хлора, концентрация же хлора у нас равна 28 г/л, т. е. на 40% больше.

городки горных пород, особенно при высоких температурах. При этом хлоридные растворы концентрируются на глубине в определенном зональном вертикальном интервале.

Столь же эффективной может быть и роль процесса гидратации, когда вода затрачивается на образование минералов горных пород, а остаточный раствор повышает свою минерализацию за счет хлоридов.

С. И. Набоко (1959а, б) утверждает, что гранитная магма ассимилирует воду, а базальтовая сбрасывает ее, причем начальные точки сброса избыточной воды, по ее мнению, глубже 10—12 км.

Кроме того, как отмечает М. Е. Альтовский (1962), концентрация подземных вод может увеличиваться за счет распада молекул  $H_2O$  под влиянием радиоактивного излучения. Водород выделяется в свободном виде, а кислород идет на окислительные процессы<sup>12</sup>. Естественно, что при всех этих условиях концентрация хлора, сравнительно слабо участвующего в минералообразовании, должна возрасти в среде остаточного раствора во много раз.

В большинстве теорий рудообразования хлориды вследствие их летучести рассматривают как металлоносители (Kennedy, 1950; Краускопф, 1960). Исключение составляют золото и медь (последняя обладает наибольшей летучестью в форме сульфида).

Любопытен вопрос о степени растворимости хлористого натрия. Как известно, наибольшей растворимостью из широко распространенных солей хлора обладает хлористый кальций, наименьшей — хлористый натрий. При 60° растворимость их следующая (Пиннекер, 1961):

Компонент	г/л	г/кг	Компонент	г/л	г/кг
CaCl <sub>2</sub>	884	578	KCl	382	313
MgCl <sub>2</sub>	819	379	NaCl	330	271

В Ангаро-Ленском артезианском бассейне в пос. Оса, Тыреть и Балыхта были встречены в скважинах хлориднокальциевые воды с минерализацией до 680 г/л. Аналогичные рассолы известны в силурийских солоносных отложениях США (штат Мичиган).

К. К. Келли (Kelley, 1935) показал, что количество растворенного газом хлористого натрия в 5 млн. раз больше того количества, которого следовало ожидать исходя из давления его паров. Г. В. Мори и И. М. Хессельгессер (Morey, Hesselgesser, 1951) установили, что растворимость NaCl в паре, например при 600° и 335 бар давления, составляет  $5,4 \cdot 10^{-4}$  частей. Эти данные были подтверждены А. Олендером и Х. Лиандером (Olender, Liander, 1950). Все это говорит о том, что хлористый натрий обладает очень высокой растворимостью в перегретых парах при высоких давлениях. Ф. Спильнер (Spillner, 1940) экспериментально подтвердил, что водяной пар, содержащий растворенный хлористый натрий, не обладал электропроводностью и при критической точке имел диэлектрическую постоянную, равную 2,9, что дает право считать подобную воду как бы «безводным растворителем».

В. В. Щербина (1962) отмечает более высокую устойчивость хлоридных комплексов в геохимических процессах по сравнению с дру-

<sup>12</sup> Нельзя не обратить внимание, в порядке обсуждения, на так называемый эффект Соре, открытый еще в прошлом веке, но известный пока лишь в лабораторных условиях. Геофизикам следовало бы проверить его в условиях, близких к природным. Эффект Соре сводится к тому, что жидкий раствор, находящийся между горячей и холодной стенками, претерпевает нарушение однородности: один компонент концентрируется у одной, другой — у другой стенки. В работе Л. В. Корчагина и И. Б. Наровского (1941) описывается экспериментальный результат этой термодиффузии с водными растворами хлористого натрия или калия. Концентрация соли у одной из стенок через 6 час. удваивалась при разности температур в 80°.

гими галогенидами. Наблюдениями установлено наличие возгонов хлоридов при вулканической деятельности в форме газообразных молекул ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{FeCl}_3$ ,  $\text{TiCl}_4$  и др.), комплексных анионов ( $\text{AgCl}_2^-$ ,  $\text{FeCl}_6^{3-}$  и др.) и в виде элементарных ионов хлора в водных растворах.

Чрезвычайной важной функцией хлоридов при переносе вещественного состава верхней мантии — нижней литосферы к наружным оболочкам Земли служит их влияние на повышенную растворимость ряда компонентов — кальцита, флюорита и др.

В растворах хлористых солей происходит перенос  $\text{PbS}$ ,  $\text{SiO}_2$ , причем кремнезем при температурах около  $450^\circ$  и давлениях 500—800 атм переносится в коллоидной форме (Хитарсв, Пугин, 1962).

По данным И. П. Кушнарева (1961) и Д. И. Щербакова (1962), глубины, где происходят процессы рудообразования, ограничиваются вертикальным интервалом 500—4500 м. Вне этой зоны, по их мнению, рудообразования отсутствуют. Правда, этот вывод подкреплен лишь материалами весьма ограниченного участка в юго-западном Тянь-Шане на площади всего только 17 тыс. км<sup>2</sup> и экстраполировать его на все материк Земли было бы преждевременным.

Совершенно особо следует отметить крупные скопления хлора в различных соляных месторождениях, приуроченных к осадочным толщам всех возрастов, начиная от нижнего кембрия и кончая неогеном. Самые крупные скопления хлора приурочены к соляным месторождениям Канады (девон), Вост. Сибири (кембрий), впадинам Средн. Европы и Сев. Америки, а также Прикаспийской впадине (пермь), Таджикской впадине (юра) и многим другим.

Естественно, что в верхних горизонтах литосферы (менее 3—4 км от дневной поверхности) значительная часть хлоридных вод испытывает на себе некоторое влияние вод, участвующих в водных круговоротах (до наземной атмосферы включительно). В равной мере очевидно, что вокруг соляных залежей образуются ореолы растекания рассолов, связанных с растворением галита и других солей.

Но наряду с этим мы встречаем в гранитных массивах щитов, в кристаллическом фундаменте оснований платформ соленые хлоридные воды, при отсутствии поблизости каких-либо галогенных формаций. В трещинах кристаллических пород (в частности, в гранитах Канадского щита, например, по данным Ф. Сирлса (Searls, 1956) обнаружены хлористые соли в форме жил.

Все это вместе взятое накладывает на проблему происхождения хлоридных подземных растворов характер дискуссионности, и критическая оценка различных точек зрения в этом вопросе должна послужить темой отдельной работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Альтовский М. Е. Подземное испарение и его значение в формировании химического состава подземных вод (Автореф. докл., прочит. 13.II.1962 г.). Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 4, 1962.
- Блинов Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды. Метеорология и гидрология. Информ. сб., № 4, 1946.
- Васильева З. В. Фтор, хлор и гидроксил в апатитах. Геохимия, № 8, 1957.
- Вернадский В. И. О количественном учете химического атомного состава биосферы. Пробл. биогеохимии, т. V, 1940.
- Вернадский В. И. Избр. соч., т. V. Изд-во АН СССР, 1960.
- Верхуген И. Температура в недрах Земли. В сб.: Физика и химия Земли. ИЛ, 1958.
- Виноградов А. П. Средние содержания элементов в главных типах изверженных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962а.

- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1962б.
- Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. Геохимия, № 3, 1962 в.
- Гольдшмидт В. А. Геохимия. Сб. статей по геохимии редких элементов, 1938.
- Грейтон Л. К. Природа рудообразующего флюида. ИЛ, 1949.
- Дерпгольц В. Ф. Геохимическая классификация природных вод. Бюлл. техн. ин-форм. Норильск. ком-та, № 34 (44—45), 1949.
- Дерпгольц В. Ф. О роли и значении конденсационных и сорбционных природных вод в поверхностном и подземном стоке. Тез. докл. III. Всес. гидрол. съезда, 1957.
- Дерпгольц В. Ф. О водообмене между космосом и Землей. Тез. докл. на III конф. по пробл. теории Земли. Изд-во АН СССР, 1960.
- Дерпгольц В. Ф. О водообмене между Землей и мировым пространством. Геогр. сб. АН СССР, вып. XV, 1962а.
- Дерпгольц В. Ф. Основной планетарный первоисточник природных вод Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1962б.
- Дерпгольц В. Ф. Земля — открытая физико-химическая система. В сб. тезисы докл. IV совещ. по пробл. теории Земли. АН СССР, 1962 в.
- Дерпгольц В. Ф. «Гидрохлоросфера» — планетарный первоисточник природных вод наружных оболочек Земли. В сб. тезисы докл. IV совещ. по пробл. теории Земли. АН СССР, 1962 г.
- Дерпгольц В. Ф. К гипотезе формирования природных растворов. Докл. АН СССР, т. 142, № 6, 1962 д.
- Дерпгольц В. Ф. Опыт количественной характеристики земной гидросферы и хлора. Докл. АН СССР, т. 150, № 3, 1963.
- Дерпгольц В. Ф. Принципы укрупненной естественной классификации природных вод Земли. Сов. геол., № 5, 1963.
- Дитрих Г. Общая океанография. ИЛ, 1962.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1961.
- Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 71, № 3—4, 1942.
- Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение в геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1955.
- Корренс К. У. Геохимия галогенов. В сб.: Физика и химия Земли. ИЛ, 1958.
- Корчагин Л. В., Наровский И. Б. Бюлл.-Менделеевск. об-ва, № 18, 1941.
- Краускопф К. Б. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600° С. В сб.: Пробл. эндогенных месторождений. ИЛ, 1960.
- Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений. Геология рудн. месторождений АН СССР, № 6, 1961.
- Магницкий В. А. Основы физики, 1953.
- Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 1, 1948.
- Максимович Г. А. Пористость геосфер. Докл. АН СССР, т. 37, № 7—8, 1942.
- Мухин Ю. В. О диалектическом понимании гидрогеологической роли глинистых отложений как водоупорных разделов. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 36, № 2 (134—135), 1961.
- Мягков А. Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы. Изв. АН СССР, сер. техн. наук, № 9, 1947.
- Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 16, 1959 а.
- Набоко С. И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород. В сб.: Пробл. вулканизма. Материалы I Всес. вулканол. совет. Ереван. Лабор. вулканол. АН СССР, 1959 б.
- Назаров В. С. Льды антарктических вод. Изд-во АН СССР, 1962.
- Пиннекер Е. В. Классификация подземных рассолов по степени минерализации (на примере юга Сибирской платформы). Сов. геология, № 9, 1961.
- Польдеварт А. Химия земной коры. В сб.: Земная кора. М., 1951.
- Селиванов Л. С. Хлор и бром в массивных кристаллических породах. Докл. АН СССР, т. 28, 1940.
- Татти О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной «гранитной жидкостью» (США, Пенсильв. ун-т). В сб.: Физ.-хим. пробл. формир. горн. пород и руд, 1961.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. I, 1934; т. II, 1934; т. III, 1937; т. IV, 1939.
- Хайд Р. Гидродинамика земного ядра. В сб.: Физика и химия Земли. ИЛ, 1958.
- Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. В сб.: Земная кора. М., 1957.

- Хитаров Н. И., Пугин В. А. Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления. *Геохимия*, № 4, 1962.
- Хргиан А. Х. *Физика атмосферы*, 1958.
- Щербakov Д. И. О некоторых геологических исследований в АН СССР. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 9, 1962.
- Щербина В. В. Способы выяснения форм переноса химических элементов в геохимических процессах. *Геохимия*, № 11, 1962.
- Юинг М., Пресс Ф. Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами. В сб.: *Земная кора*. М., 1957.
- Adams F. D. *J. Geol.*, т. 20, 1912.
- Behne W. Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom. *Geochim. acts*, 3, 1953.
- Bridgman P. W. *Studies in Large Plastic Flow and Fracture*. McGraw Hill Book Co. N. Y., 1952.
- Clarke F. W., Washington H. S. The Composition of the Earth's Crust. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 127, 1924.
- Elsasser W. M. *Trans. Ann. Geophys. Union*. 31, 1950.
- Goranson R. W. Solubility of Water in Granite Magmas. *Amer. J. Sci.*, 22, 1931.
- Kelley K. K. Theoretical Metallurgy, III, The Free Energies of Vaporization and Vapor Pressures of Inorganic Substances. Bureau of Mines. Bull., 383, 132, 1935.
- Kennedy G. C. Pressure-volume-temperature relation in water at Elevated Temperatures and Pressures. *Amer. J. Sci.*, 248, 1950.
- Kossinna E. Die Erdoberfläche. *Handb. Geophys.*, Bd. 2, Lfg. 3. Berlin, 1933.
- Kuroda P. K., Sandell E. B. Chlorine in Igneous Rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, 1953.
- Morey G. W., Hesselgesser J. M. The Solubility of Some Minerals in superheated Steam of High Pressures. *Econ. Geol.*, 56, 1951.
- Olender A., Liander H. The Phase Diagram of Sodium Chloride and Steam above the Critical Point. *Acta Chem. Scand.*, 4, 1950.
- Rubey W. W. Geologic History of Sea Water. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 62, 1951.
- Schepherd E. S. The Composition of the gases of Kilanea. *Bull. Hawaiian Volcano Observatory*, VII, No. 7, 1919.
- Searls F. Jr. Halite in the Andersill Sold Mine. Ontario. *Econ. Geol.*, v. 51, No. 2, 1956.
- Spillner F. High-Pressure Steam as a Solvent the Cause of Salt Carry-over in Steam from High-pressure Boiler Plants. *Chem. Fabrik*, 13, 1940.
- Suess E. *Das Antlitz der Erde*, Bd. 1—3. Wien, 1883—1909.
- Turekiana K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust. *Geol. Soc. Amer.*, 72, 175, 1961.

Географическое общество  
СССР

Дата поступления:  
10.IV.1963



(табл. 2). Так же резко отличны и кривые нагревания этих двух минералов: палыгорскит диагностируется по типичным для него эндотермическим эффектам 280 и 475—490° (последний эффект примерно на 50—100° ниже соответствующего эффекта других глинистых минералов (фиг. 1); типичный же признак сепиолита — резкий экзотермический

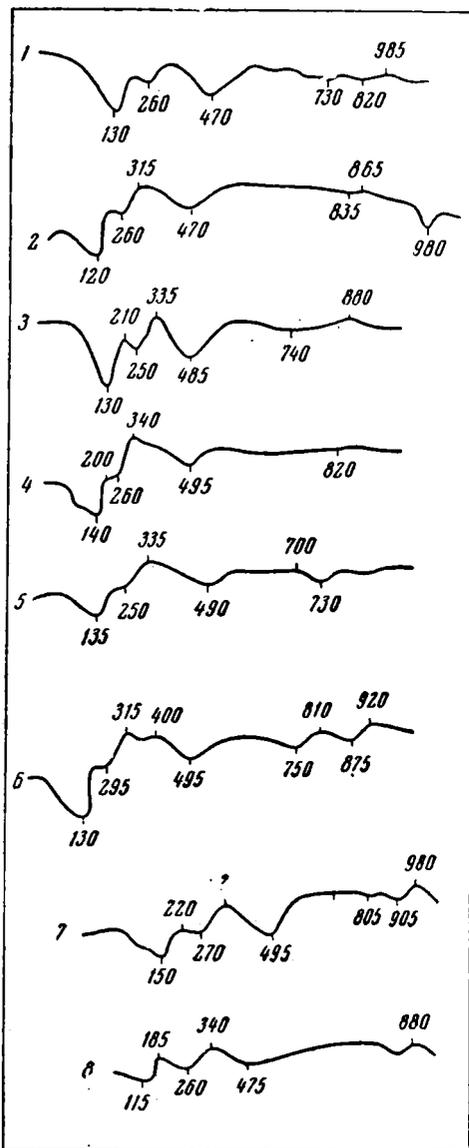
Таблица 2

Межплоскостные расстояния в  $kX$  и интенсивности рефлексов  
рентгенограмм сепиолитов и палыгорскитов карбона  
Русской платформы

Сепиолиты						Палыгорскит	
Красная Поляна, скв. Р-1						Зубова Поляна, скв. Р-1	
обр. 2469 исходный		обр. 2312, фр. < 0,001 мм		обр. 2425, фр. < 0,001 мм		обр. 398, фр. < 0,001 мм	
$d$	$I$	$d$	$I$	$d$	$I$	$d$	$I$
1	2	3	4	5	6	7	8
12,9	10	12,0	10	12,0	10 диф	—	—
11,3	10	11,3	10 шир	—	—	10,52	10 шир
7,33	6	7,21	4	—	—	—	—
6,40	4	6,42	4	—	—	6,43	8
6,03	2	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	5,37	8
4,95	6	—	—	4,93	4	—	—
—	—	4,84	6	—	—	4,87	8
4,72	6—4	—	—	—	—	—	—
4,45	8—6	4,44	10 диф	4,46	8 диф	4,43	10
4,25	10 диф	4,20	10 диф	4,18	6	—	—
4,04	2	—	—	4,04	4	4,07	8
3,86	2	3,88	2	—	—	—	—
—	—	—	—	3,77	6	—	—
3,67	10 диф	3,65	8—6 диф	—	—	—	—
—	—	—	—	3,56	4	3,56	8
3,47	6	3,47	6	3,44	2	3,41	8
3,27	10	3,26	10	3,26	8	3,27	10
3,10	8	3,12	8	3,11	4	3,06	8
2,97	8	2,97	10	2,97	10	2,90	8
2,79	6	2,77	6	2,78	2	—	—
2,64	4—6	—	—	2,69	2	2,65	4
2,55	10 диф	2,57	8	2,56	6 диф	2,55	10
—	—	2,51	10 диф	—	—	—	—
2,48	4	2,46	4	2,45	8	2,49	10
2,42	6 диф	2,41	4—6	—	—	—	—
2,36	4 диф	2,36	2	2,36	4	2,37	8
2,24	10 диф	2,24	10 диф	2,24	4	2,25	8
—	—	—	—	—	—	2,15	8
2,07	6 диф	2,09	2	2,06	4 диф	2,11	8
2,03	6 диф	2,03	4—6	—	—	2,02	2
1,97	2	—	—	—	—	1,95	2
1,94	2	—	—	—	—	—	—
1,88	8—6 диф	1,88	8—6	1,88	8	1,88	4
1,84	8	1,84	8—6	1,84	8	1,80	4
1,79	2	1,79	4	—	—	1,76	4
—	—	1,71	2	—	—	1,71	6
1,68	6	1,67	4	1,69	4	1,67	8
1,65	4	1,65	4	1,64	4	—	—
1,59	8 шир	1,61	2	1,60	4	1,59	4
1,57	8	1,58	4	1,58	6	—	—
1,53	8	1,53	2	—	—	1,54	8
1,50	8	1,50	8—6	1,50	10 шир	1,49	10
1,45	4—6	1,45	2	—	—	1,46	8
1,43	6—4	1,42	2	1,43	4	1,43	10
1,40	8 диф	1,39	2	1,40	4	—	—

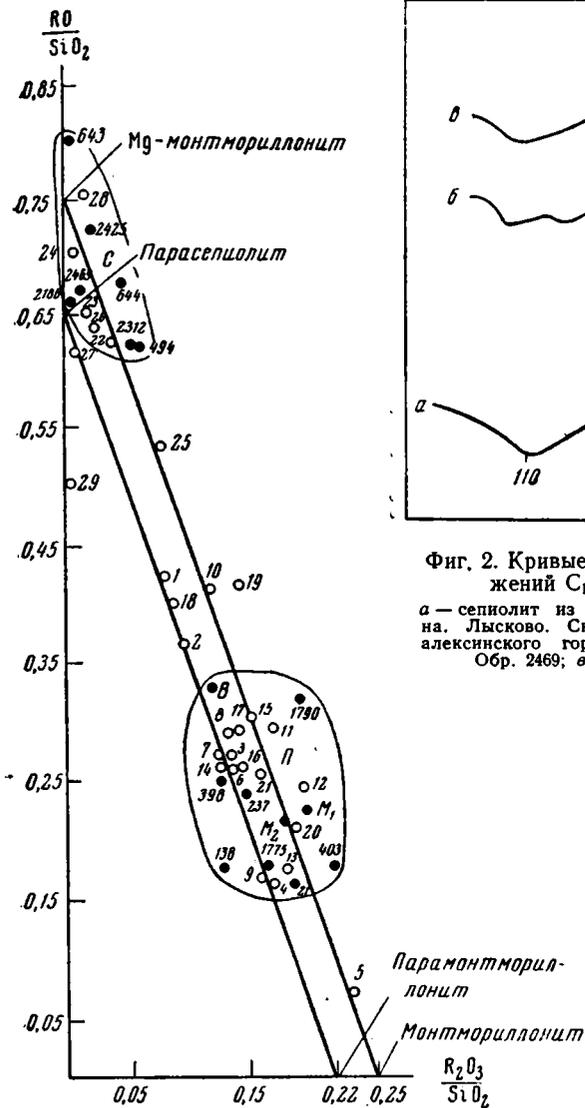
пик в интервале 820—890° (фиг. 2). Весьма различны и параметры элементарной ячейки этих двух минералов. По данным электронографии (изучение образцов проведено Б. Б. Звягиным), параметры решетки палыгорскита из Кораблино (обр. 237):  $a=5,22$ ;  $b=17,9$ ;  $c=12,5$  кХ; сепиолита из Ульяновской скважины (обр. 618):  $a=5,24$ ;  $b=26,95$ ;  $c=13,3$  кХ.

В пределах имеющегося у нас материала мы не находим пока между осадочными пластовыми сепиолитами и палыгорскитами переходных членов или изоморфных замещений. Так, расположение фигуративных точек химического состава палыгорскитов и сепиолитов на диаграмме Д. П. Сердюченко с параметрами  $RO : SiO_2$  и  $R_2O_3 : SiO_2$  (фиг. 3) показало очень резкое обособление этих минералов осадочного генезиса друг от друга; видно, что все наши каширские и стешевские палыгорскиты (Зхус, 1956) располагаются в зоне П-ограниченной  $RO : SiO_2=0,15-0,35$  и  $R_2O_3 : SiO_2=0,12-0,22$ ; сепиолиты имеют совершенно иные параметры ( $RO : SiO_2=0,60-0,80$  и  $R_2O_3 : SiO_2=0,01-0,6$ ) и почти целиком укладываются в зону С; переходы между этими двумя минералами отсутствуют. Нельзя не учитывать также и результатов структурных исследований Неги и Брэдли (Nagy, Bradley, 1955), а также Браунера и Прейзингера (Brauner, Preisinger, 1956), показавших существенные отличия структуры сепиолита от палыгорскита. Отсутствие доказательств в пользу существования непрерывных переходов в виде твердого раствора между двумя этими минералами отмечено также Мумпетом и Роем. Тот же контраст наблюдается не только в структурно-минералогических свойствах данных минералов, но и в их литологическом облике, в тяготении к определенным петрографическим типам пород, в составе сопутствующих карбонатов, условиях залегания и, наконец, в самом генезисе.

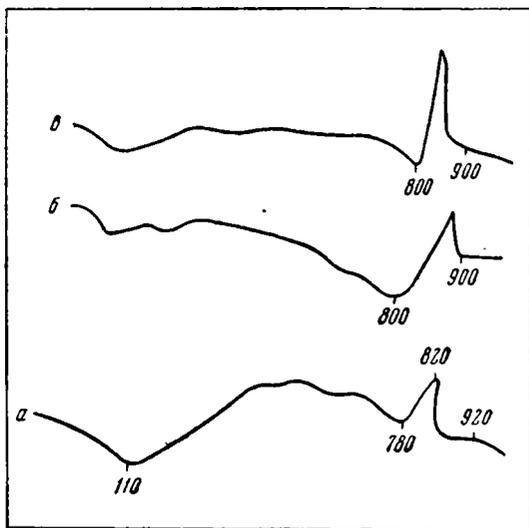


Фиг. 1. Кривые нагревания палыгорскитов из карбонатных пород каширского горизонта Русской платформы:

1—Зубова Поляна. Скв. Р-1. Обр. 396. Фр.  $<0,001$  мм; 2—Зубова Поляна. Скв. Р-1. Обр. 398. Фр.  $<0,001$  мм; 3—Кораблино. Скв. 33 668. Обр. 237. Фр.  $<0,001$  мм; 4—Кораблино. Скв. 33 668. Обр. 243; 5—Ульяновская. Скв. Р-1. Обр. 622. Фр.  $<0,001$  мм; 6—Кораблино. Скв. 33 668. Обр. 247. Исх. порода; 7—Средняя Азия, палыгорскит по Н. И. Горбунову; 8—Воротынский. Обр. 1779. Фр.  $<0,001$  мм (по И. Д. Зхусу)



Фиг. 3. Диаграмма химического состава магнезиальных силикатов, построенная по способу Д. П. Сердюченко  
 ○ — образцы Д. П. Сердюченко; ● — образцы М. А. Рагеева; ● — 403, 1790, 1775 образцы И. Д. Зхуса; ● — В, М<sub>1</sub>, М<sub>2</sub> — образцы М. С. Швецова и Л. М. Бириной

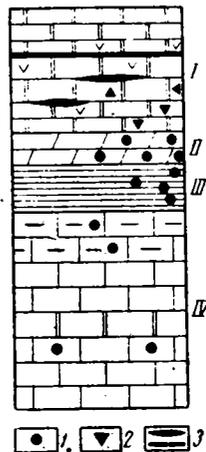


Фиг. 2. Кривые нагревания сепиолитов из отложений С<sub>1</sub> и С<sub>3</sub> Русской платформы  
 а — сепиолит из гжельского яруса верхнего карбона. Лысково. Скв. 47. Обр. 2186; б — сепиолит из алексинского горизонта Краснополянской скв. Р-1. Обр. 2469; в — сепиолит Beto County, США



## УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И СВЯЗЬ С ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМИ ТИПАМИ ПОРОД

Изучение приуроченности палыгорскитов и сепиолитов к петрографическим типам пород довольно отчетливо показало (фиг. 4), что первые тяготеют главным образом к терригенно-карбонатным отложениям, известковистым и реже доломитовым глинам и мергелям, нередко с заметной примесью терригенных или глинистых минералов (особенно монтмориллонита). Палыгорскиты редко слагают целиком всю породу, являясь обычно лишь примесью в глинистой фракции, сильно варьирующей в количественном отношении. Сепиолиты связаны почти исключительно с доломитами (часто седиментационными и загипсованными), реже с доломитизированными известняками, обычно малоглинистыми или даже лишенными глинистых и терригенных минералов в составе нерастворимого остатка. Сепиолиты чаще всего встречаются в виде скорлуповатых выделений среди первичных седиментационных доломитовых пород или в виде маломощных пропластков восковидных глин сепиолитового состава, заключенных в тех же доло-



Фиг. 5. Геологические условия залегания палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях  $C_{2-3}$  Русской платформы:

I — палыгорскиты, слагающие в мергелях и глинах целиком фракцию  $<0,001$  мм, или с другими глинистыми минералами; 2 — стяжения и лепешки сепиолита; 3 — линзы и прослои глин чисто сепиолитового состава. I — доломиты, реже доломитизированные известняки, редко глинистые, с гипсом или ангидритом; II — палыгорскитовые мергели; III — глины известковистые и доломитовые с палыгорскитом; IV — известняки и доломитизированные известняки с небольшими прослоями доломитов, иногда глинистые с палыгорскитом во фракции  $<0,001$  мм

митам, редко с заметным количеством обломочного материала, или целиком слагают глинистую фракцию карбонатных пород и почти не встречаются в мергелях.

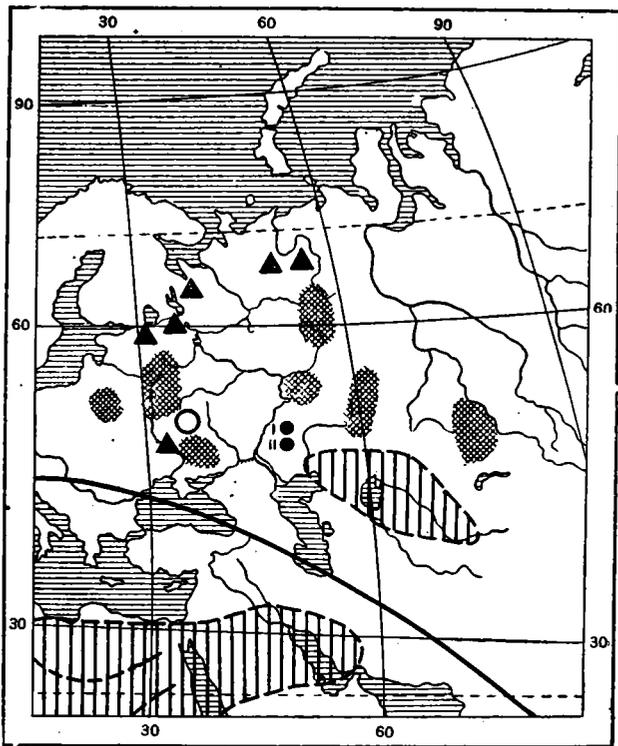
Таблица 3

## Состав карбонатных минералов в палыгорскитовых и сепиолитовых мергелях и глинах каширского горизонта Русской платформы

Наименование скважины	№ обр.	Стратиграфический индекс	Состав карбонатов и их показатель светопреломления
<b>Палыгорскиты</b>			
Зубова Поляна	398	$C_2^K$	Кальцит (1,658). Единично слабозелезистый кальцит, ед. гипс
»	400	$C_2^K$	Кальцит (1,658). Слабозелезистый кальцит (1,672), ед. доломит (1,681). Карбонатов очень мало
»	393	$C_2^K$	Ед. карбонаты с 1,688; от HCl не вскипает
Ржев, скв. 39	138	$C_2^K$	Встречены ед. карбонаты. Доломит (1,681) и кальцит (1,658)
Кораблино	247	$C_2^K$	Кальцит (1,658) и гипс (1,522)
»	247a	$C_2^K$	Кальцит (1,658)
<b>Сепиолиты</b>			
Ульяновск	618	$C_2^K$	Карбонатов мало. Кальцит (1,658), ед. слабозелезистый кальцит или слабомагнезиальный доломит (1,677)
Шарья	494	$C_2^K$	Кальцит (1,658), ед. железистый кальцит или слабокальциевый доломит (1,670)

Случаи, когда Mg-силикат присутствует в форме сепиолита, но в породе его мало, редки. Характерно, что сепиолиты не дают постепенных переходов к глинам обычного типа, совершенно не содержат  $TiO_2$  и обладают хорошей кристаллическостью. Пальгорскиты и сепиолиты чаще всего приурочены к контакту известковых и известково-глинистых пород с доломитами, однако положение, которое они занимают в вертикальном разрезе, несколько различное (фиг. 5).

Пальгорскиты, как правило, располагаются ниже границы известняков с доломитами, нередко слагают тонкопелитовую фракцию карбонатных по-



Фиг. 6. Палеоклиматическая карта нижнего карбона европейской части СССР и Зап. Сибири (по Н. М. Страхову):

гумидная зона: # — угли, ▲ — бокситы; ○ — Fe-руды; |||| — аридная зона: I — положение Краснополянской опорной скважины, II — Бузулукская скважина

род и обнаруживают ясную приуроченность к более глинистым известнякам, известковистым глинам и известковистым мергелям; они чаще связаны с кальцитом, чем с доломитом, и редко встречаются в парагенезе с гипсом. Особенно четко это подтверждает проведенный нами термический анализ наиболее карбонатных разностей пальгорскитовых пород в разрезах скважин в Кораблино, Ржеве, Воротынске, Зубовой Поляне, Порецком, Ульяновске, Мелекесе, Шарье и других пунктах. Из карбонатных минералов по определениям П. П. Кузнецовой и Э. В. Тимофеевой (табл. 3) мы можем встретить в породах, вмещающих пальгорскит, чаще всего кальцит ( $N_{cp} = 1,658$ ), реже железистый кальцит ( $N_{cp} = 1,671$ ), нормальный доломит ( $N_{cp} = 1,681$ ) и слабомагнезиальный доломит ( $N_{cp} = 1,677$ ). Сепиолиты располагаются обыкновенно выше границы известняков и залегают чаще всего в самой толще доломитов, часто загипсованных или содержащих стя-

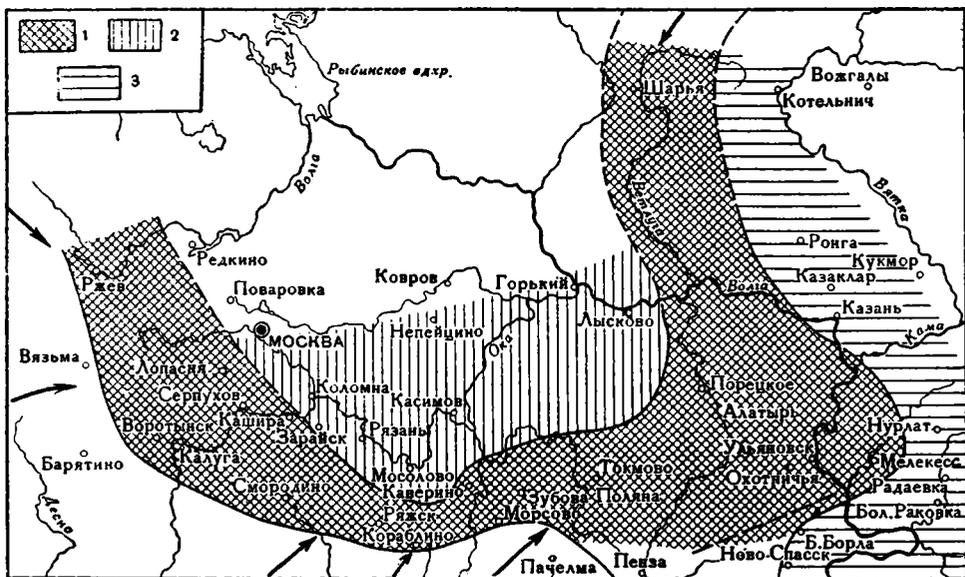
жения и прослой вторичного кремня. Стяжения, прослой и линзы сепиолита довольно чисты и лишь в исключительных случаях обнаруживают примесь иных глинистых и терригенных минералов.

Климатическая принадлежность магнезиальных силикатов выглядит следующим образом. Максимальное количество находок палыгорскита (более 75 образцов) приурочено к отложениям аридной зоны среднего и верхнего карбона Русской платформы. При этом особенно большое число (67 образцов) падает на каширский и меньше — на подольский горизонт (5 образцов). В единичных случаях наличие палыгорскита отмечается в породах мячковского и верейского горизонтов ( $C_2$ ), а также в верхнем карбоне (зона *Triticites stuckenbergi*). Сепиолиты имеют более ограниченное распространение; наиболее широко они представлены в морских карбонатных осадках аридной зоны в касимовском и гжельском ярусах верхнего карбона и частью в каширском горизонте среднего карбона. Кроме того, сепиолиты были впервые обнаружены нами и среди морских карбонатных толщ гумидной зоны (алексинский и тарусский горизонты ( $C_1$ ) Красной Поляны и серпуховская свита Бузулука), т. е. в пунктах, граничивших в нижнем карбоне на востоке и юго-востоке с типичной аридной зоной (фиг. 6).

Перечисленные факты, а также редкость достоверных случаев совместного нахождения палыгорскита и сепиолита свидетельствуют о несколько различных обстановках образования этих минералов.

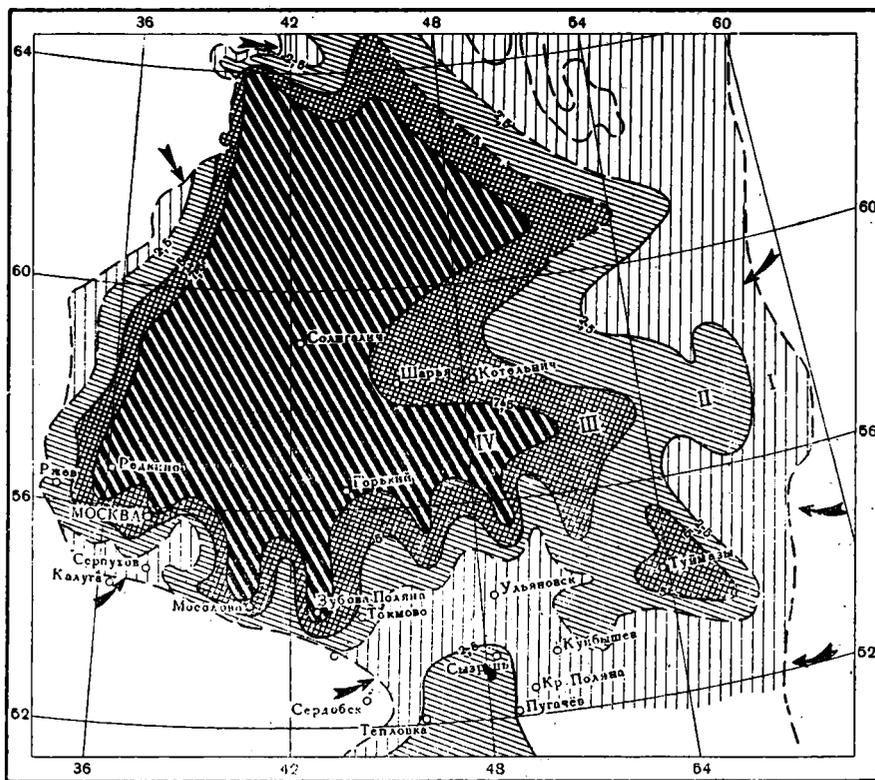
#### ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИОЛИТА В КАРБОНЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

При выяснении генезиса палыгорскитов мы имеем возможность учесть их распределение по площади каширского бассейна. Так, тяготение палыгорскитов к глинисто-карбонатным породам и, наоборот, их «безразличное» отношение к составу карбонатных минералов (в частности, к доломиту) довольно ясно иллюстрируется схемой распределения палыгорскитов в осадках  $C_2^k$  (фиг. 7). Сопоставление этой схемы с фациальной картой  $C_2^k$  Л. М. Елиной показывает, что максимальные количества магнезиальных силикатов палыгорскитового типа (по данным электронной микроскопии) обнаруживаются в полосе мелководных прибрежно-морских осадков, протягивающейся от Ржева до Токмово, вдоль границы с областью размыва, и представленных по А. Б. Ронову карбонатными породами переходного состава между известняками и доломитами (фиг. 8). Далее, к северо-востоку, полоса максимальных концентраций палыгорскита протягивается от Токмово через Ульяновск, Мелекесс и Порецкое до Шарьи, тоже не выходя за пределы зоны переходных пород между известняками и доломитами, а иногда располагаясь в зоне известняков (Ульяновск, Мелекесс). В центральной зоне максимума доломитов, судя по образцам из  $C_2^k$  Мосолова и Лысково, наблюдается малое содержание Mg-силикатов. Породы  $C_2^k$  восточной окраины платформы от Покровки, Раковки, Боровки и Белебея до Котельнича совершенно лишены магнезиальных силикатов. Нетрудно видеть, что полоса максимальных количеств палыгорскита не имеет привязанности к какой-либо определенной фациальной обстановке (фиг. 9). Она проходит в основном по I и III фациальным зонам, но частично захватывает также II и IV зоны. Конфигурация этой полосы скорее говорит о связи палыгорскита с выносом рек, особенно многочисленных в юго-западной части Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба, а также с осадками меридиональной, наиболее прогнутой зоны, протягивающейся с юга на север от Ульяновска и Мелекесса через Порецкое до Шарьи. В эту зону тончайшие частицы магнезиального силиката палыгорскитового типа



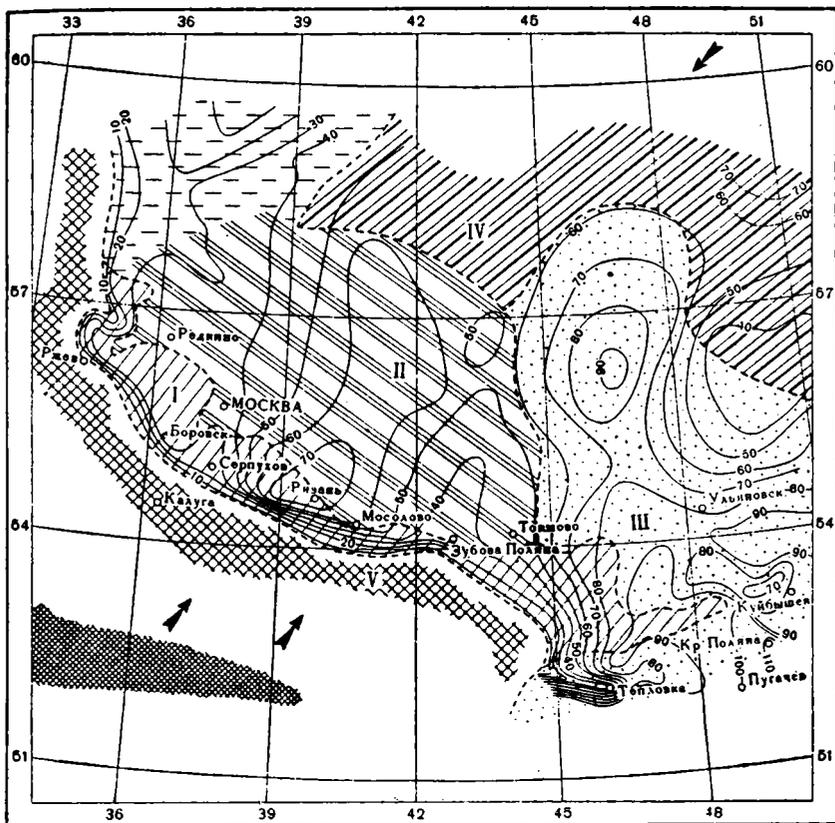
Фиг. 7. Схема распространения пalyгoрскита в отложениях каширского горизонта Русской платформы:

1 — значительное содержание пalyгoрскита; 2 — малое содержание; 3 — Mg-силикаты отсутствуют



Фиг. 8. Карта распределения MgO в карбонатных породах среднего карбона Русской платформы (по А. Б. Ронову) без  $C_2^K$ . Содержание MgO (%):

I — <2,5; II — 2,5—5; III — 5—7,5; IV — >7,5



Фиг. 9. Фациальная карта каширского горизонта Русской платформы (по Л. М. Елиной):

*I* — зона прибрежно-морских осадков; *II* — зона чередования осадков нормально-морской фации с осадками засоленного бассейна; *III* — зона преобладания морских, преимущественно карбонатных, осадков с нормальной соленостью; *IV* — зона преобладания глинистых осадков, чередующихся с алевролитами, доломитами и известняками; *V* — область размыва

могли заноситься течениями, имевшими в каширское время преимущественно меридиональное направление (Елина, 1959). Такая связь палыгорскита с течениями и занос его в халистазы была показана нами ранее для современных водоемов аридной зоны на примере Аральского моря.

Аллотигенность некоторой части палыгорскита в морских осадках аридной зоны подтверждается также наличием его в глинистой фракции речных взвесей р. Сыр-Дарья, Аму-Дарья, Кура (образцы М. А. Ратеева) и такыровых почвах Кызыл-Кума (образцы О. И. Зеленовой). Кроме того, характерность Mg-силикатов для водосборных площадей аридной зоны видна из многочисленных находок этих минералов в древних солончаках юго-восточного Кара-кума и в неогеновых континентальных отложениях Южно-Таджикской депрессии. Эти факты заставляют нас признать аллотигенный генезис некоторой части палыгорскитов среднего карбона Русской платформы.

Обломочное происхождение палыгорскита в водоемах аридной зоны представляется весьма вероятным, если учесть установленный Н. М. Страховым факт, что до 25% даже такого легкорастворимого минерала, как кальцит, поступает в аридные водоемы в виде взвеси.

Однако данный способ образования палыгорскитов, по-видимому, нельзя распространять на все случаи нахождения этих минералов в осадочных породах. Следует иметь в виду, что при аллотигенной природе палыгорскитов они должны были бы иметь прямую количественную зависимость с процентом фракции  $< 0,001$  мм, концентрируясь в этой фракции. В то же время имеются случаи корреляции их не с процентом фракции тонкого пелита, а с общей карбонатностью пород (Рг Ферганы), что указывает на аутигенное происхождение минерала. Имеются также случаи нахождения палыгорскитов в морских осадках гумидной зоны, например стешевский горизонт по И. Д. Зхусу (1956), где принос с водосборных площадей или близость к аридной зоне, по-видимому, исключены. Эти факты заставляют признать возможность частично хемогенного образования палыгорскитов в зоне диагенеза в обстановке морского осадконакопления.

Хотя палыгорскиты, как указано выше, образовывались в морском бассейне каширского возраста при менее значительной солености, чем сепиолиты, но все же мелкий наплатформенный водоем  $S_2^k$  характеризовался, видимо, достаточной концентрацией магния в воде и, несомненно, повышенным содержанием растворимого, реакционно-способного кремнезема, что отмечается Н. М. Страховым (1960) для морей палеозоя. Однако для образования палыгорскита, помимо растворенного магния и кремнезема, необходим еще и реакционно-способный алюминий; установление источника подвижного алюминия в условиях морского осадконакопления — наиболее трудная проблема в генезисе палыгорскита. В данном случае нельзя рассчитывать на поступление в каширский водоем свободного растворенного глинозема в составе речных вод с водосборного бассейна аридной зоны по причине нерастворимости его при рН от 7 до 9, что характерно для рек засушливых областей (Страхов, 1960), следовательно, нужно искать этот источник в осадках бассейна.

Для палыгорскита установлены довольно постоянное совместное нахождение с монтмориллонитом, а также случаи перехода монтмориллонита в палыгорскит в зоне выветривания; эти факты заставляют допускать и для зоны морского осадконакопления возможность возникновения палыгорскита в диагенезе в результате химического взаимодействия  $Mg^{2+}$  иловых вод с тонкодисперсными коллоидными частицами монтмориллонита при участии аутигенной  $SiO_2$ . При значительных концентрациях  $Mg^{2+}$  в морской воде могла происходить частично межслоевая адсорбция  $Mg^{2+}$  тонкодисперсными частицами монтмориллонита с замещением  $Al^{3+}$  на  $Mg^{2+}$  в октаэдрических слоях или, как полагают Ю. Уайтхаус и Р. Мак-Картер (Whitehouse, McCarter, 1958), для случая частичного превращения монтмориллонита в хлорит катионы  $Mg^{2+}$  могли надстраивать волокна или чешуйки монтмориллонита со стороны их внешних пакетов кристаллической решетки. По данным названных авторов,  $Mg^{2+}$  более склонен к поверхностной адсорбции, тогда как  $K^+$  более охотно занимает межслоевые позиции, но уступает по силе адсорбции органическому веществу. Поэтому обилие последнего в осадках может затормозить или прервать процесс сорбции магния, а скудость и неактивность органического вещества может благоприятствовать ему, как это, видимо, имеет место в изученных осадках аридной зоны.

Диагенетическая переработка монтмориллонита с образованием Mg-силикатов типа палыгорскита, а не триоктаэдрических магнезиально-железистых хлоритов обусловлена, вероятно, недостаточным содержанием закиси железа, высоким рН  $> 10$  и подвижностью аутигенного

$\text{SiO}_2$ , доходящего в этих условиях до точки насыщения  $\text{MgSiO}_3$ . При особенно благоприятных условиях, например в тонких мергелях с малым количеством монтмориллонита, весь наиболее дисперсный монтмориллонит переходит, по-видимому, в пальгорскит, и промежуточная стадия не фиксируется. Но при обилии монтмориллонита, особенно в монтмориллонитовых глинах, может улавливаться и промежуточная стадия, представленная  $\text{Mg}$ -монтмориллонитом, как это и имеет место в зоне *Triticites stuckenbergi* верхнего карбона Красной Поляны и в палеогене Ферганы.

Принципиальная возможность изменения монтмориллонита в пальгорскит подкрепляется и фактами непосредственного наличия таких переходных фаз в корах выветривания. Так, Х. Хьюстин и Э. Шмидт (Hcysten, Schmidt, 1953), исследуя кору выветривания базальтов серии Stromborg в долине Спрингбок (Springbok) в Трансваале, пришли к заключению, что при прогрессивном выветривании базальтов вначале образуется монтмориллонит, а затем аттапульгит (пальгорскит). При этом количество аттапульгита в определенных зонах выветривания базальтов строго коррелируется с количеством присутствующего карбоната.

Аутигенное образование пальгорскитов за счет изменения частиц монтмориллонита, возможно, в какой-то степени облегчается некоторой структурной близостью этих двух минералов. Видимо, неслучайно некоторые авторы — Г. Нагельшмидт (Nagelschmidt, 1938), В. С. Соболев (1949), Д. П. Сердюченко (1955), В. И. Михеев (1957), С. Г. Дромашко (1949) — до сих пор оспаривают ленточную структуру пальгорскитов, считая, что они, подобно другим глинистым минералам, имеют слоистую структуру и по своему химизму близки к монтмориллонитам.

Характерно, что в рентгенографическом определителе В. И. Михеева пальгорскит помещен в тот же отдел слоистых силикатов трехвалентных металлов с переменным содержанием воды, куда входят монтмориллонит и  $\text{Mg}$ -монтмориллонит, тогда как сепиолит вошел в другую группу слоистых силикатов с добавочными слоями  $(\text{OH})^{-1}$ . Д. П. Сердюченко (1955) указывает, что «некоторые пальгорскиты химически точно соответствуют собственно монтмориллонитовому ряду ( $\text{Si}_{\text{IV}}=4$ ), другие немного уклоняются от него в сторону бейделлитов ( $\text{Si}_{\text{IV}}=3,9$ ), третьи точно соответствуют ряду сепиолит—парамонтмориллонит ( $\text{Si}_{\text{IV}}=4,13-4,15$ ), четвертые занимают промежуточное положение между составом монтмориллонитов и парамонтмориллонитов ( $\text{Si}_{\text{IV}}=4,06-4,09$ )».

Весьма характерно, что по отношению к органическим красителям, в частности к метиленовому голубому (МГ), пальгорскит, по нашим наблюдениям, ведет себя совершенно так же, как и монтмориллонит, и характеризуется идентичной спектральной кривой поглощения МГ с резким сдвигом максимума адсорбции в сторону длинных волн (656—670 мкм) и сменой после добавки  $\text{KCl}$  фиолетовой окраски на зеленую. Основываясь на поведении пальгорскитов при обезвоживании и изменении величины светопреломления в разных температурных интервалах, а также на данных порошковых рентгенограмм, С. Г. Дромашко (1953) пришла к выводу, что «пальгорскиты можно считать промежуточными минералами между тальками и пиррофилитами — через коллоидные разновидности последних». В связи с этим она считает, что состав пальгорскита удобнее всего выразить, принимая для него формулу монтмориллонита, богатого магнием  $(\text{Mg}, \text{Al})_2[\text{OH}]_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$  с наличием двух типов пальгорскитов, являющихся как бы крайними членами изоморфного ряда  $\{\text{Al}_2(\text{OH})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})\} [\text{Mg}_3(\text{OH})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})]$ . За-

мена магния на алюминий в типичных палыгорскитах, по мнению Дромашко, может быть выражена следующими молекулярными отношениями:  $Mg : Al = 2 : 1$ ;  $Mg : Al = 1 : 1$ ;  $Mg : Al = 1 : 2$  с пределами замещения  $Mg^{2+}$  на  $Al^3$  до 75% в сторону одного и другого компонента.

Для большинства палыгорскитов каширского горизонта, по нашим данным, по анализам Л. М. Бириной и М. С. Швецова, а также для сте-

Таблица 4  
Величины молекулярных отношений  $Mg : Al$   
в палыгорскитах

Местонахождение палыгорскитов	№ образца	Стратиграфический индекс	Молекулярное отношение $Mg : Al$
Кораблино	237	$C_2^k$	2:1
Ржев	138	$C_2^k$	2:1
Зубова Поляна	398	$C_2^k$	2:1
Ржев	21	$C_2^k$	1:1
Москва, Ордынская скв.	$M_1$	—	1:1
Москва, Ордынская скв.	$M_2$	—	2:1
Ржев	403	$C_2^{st}$	1:1
Воротынский	1775	$C_2^{st}$	2:1
Воротынский	1790	$C_2^{st}$	2:1

шевских палыгорскитов, описанных Л. Д. Зхусом, молекулярное отношение  $Mg : Al$  равно 2:1 (табл. 4). Для двух образцов каширского горизонта и для одного стешевского палыгорскита отмечено отношение  $Mg : Al = 1 : 1$ . Отношение  $Mg : Al = 1 : 2$ , указанное для палыгорскитов С. Г. Дромашко (1953), не наблюдалось ни в одном из проанализированных образцов палыгорскитов осадочных пород.

Таким образом, палыгорскиты в морских нормальных осадочных породах аридной зоны могут иметь аллотигенное происхождение, связанное со смывом

их с водосбора; в таком случае они обычно имеют количественную корреляцию с гонкелитовой фракцией. Если же они представляют собой аутигенное диагенетическое образование, то для них характерны отсутствие корреляции с фракцией  $< 0,001$  мм и прямая зависимость с общей карбонатностью пород, имеющие место в отложениях палеогена Ферганы.

Иной генезис имеют сепиолиты нормальных осадочных пород.

Все изученные нами сепиолиты карбона Русской платформы как аридной ( $C_{2-3}$ ), так и гумидной зон на границе с аридной ( $C_1$ ) отличаются значительной чистотой. Химические анализы сепиолитов (после исключения при расчете карбонатов) в большинстве случаев довольно точно отвечают типичному для них составу. В тех же более редких случаях, когда отклонения химического состава сепиолитов от нормы все же наблюдаются, в первую очередь бросается в глаза связь этих отклонений с примесью других глинистых минералов—таких, как монтмориллонит, гидрослюда и т. д. На чистоту мощного пласта сепиолита из осадочных отложений Вальекаса (Испания) указывает Г. П. Чамберс (Chambers, 1959).

В верхнем карбоне Лысковской и Порецкой скважин и во многих других разрезах устанавливается интересная приуроченность сепиолитов к смене нормально морских условий седиментации, при которых отлагались органогенно-детритовые и фузулиновые известняки, более засоленным режимом бассейна, который при дальнейшем ходе осадкообразования сопровождался последовательно образованием доломитизированных известняков, сепиолитовых доломитов, глин чисто сепиолитового состава и, наконец, загипсованными доломитами. Как известно, доломитообразование происходит в условиях некоторого осолоне-

ния водоемов. Н. М. Страховым показано, что независимо от того, возникали ли доломиты в озерах или лагунах, в краевых обособленных частях древних морских бассейнов или центральных частях платформенных морей области их образования неизменно характеризовались несколько повышенной соленостью сравнительно с участками, где доломитообразования не было. Это обстоятельство с достоверностью указывает на то, что массовое накопление доломитов в озерах и морях прошлого было приурочено не к любым, а к совершенно определенным климатическим зонам. Начиная уже с нижнего палеозоя, массовое доломитообразование является характерным процессом для аридной зоны, аридного литогенеза. И это не случайно, а обусловлено бессточностью водоемов аридной зоны, поступлением в них значительного количества магния, мобилизуемого на водосборных площадях аридных областей, и малоактивным тектоническим режимом, запрещающим интенсивную подачу в водоемы обломочного материала.

В палеозойских морях аридной зоны Русской платформы не ощущалось недостатка кремнезема как в иловых водах, так, вероятно, и в воде самих водоемов. Таким образом, обстановка аридного морского осадконакопления, которую так ярко обрисовал Н. М. Страхов (1962), с ее высокой соленостью, обилием магния и свободного кремнезема, с высокощелочной средой ( $\text{pH} > 8$ ), перекрещиванием геохимических циклов магния и кремнезема, достижением порой точки насыщения силикатного соединения  $\text{MgSiO}_3$ , была весьма благоприятной для аутигенного образования сепиолитов. Доломитообразование и хемогенная садка гипса могли в одних случаях предшествовать, а в других завершать седиментационное образование сепиолитов. При наличии некоторого количества растворенного кремнезема в морской воде гидросиликат магния сепиолитового состава  $4\text{MgO} \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  мог частично непосредственно осаждаться хемогенным путем в стадию седиментогенеза или, возможно, первоначально осаждалась основная соль магния  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ , которая в зоне диагенеза при нехватке  $\text{CO}_2$  могла непосредственно реагировать с аутигенной  $\text{SiO}_2$  иловых растворов, давая сепиолитовое вещество, которое в диагенезе перераспределялось, стягиваясь в желваки, скорлуповатые стяжения и отдельные лепешковидные образования. Процесс химической садки сепиолита или  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ , вероятно, мог иметь место только после того, как весь резерв  $\text{CO}_2$  расходовался на генерацию карбонатов. Принципиальная возможность хемогенной садки магниезильных силикатов в условиях высоких соленостей и сильнощелочных pH была показана Н. М. Страховым (1954) для современных водоемов — содовых озер Кулундинской степи. Таким образом, чисто сепиолитовые линзы и маломощные пласты сепиолита являлись целиком хемогенными седиментационными образованиями, но в случаях желваковых скоплений сепиолитового вещества сепиолит является типичным седиментационно-диагенетическим образованием. Процессы эпигенеза не могли играть здесь существенной роли, поскольку сепиолиты не образуют секущих прожилков и не ассоциируют с выделениями вторичного кремнезема. Поэтому изученные нами пластовые осадочные сепиолиты не могли возникать ни при раздоломичивании, ни в результате реакции замещения доломитов кремнеземом в том виде, как это указывается для коры выветривания М. П. Жуйковой (1953).

Итак, если палыгорскиты имеют частично аллотигенное, а отчасти диагенетическое происхождение, то сепиолиты целиком являются хемогенными седиментационными или седиментационно-диагенетическими образованиями. Однако, несмотря на некоторые различия в генези-

се этих двух минералов, оба они весьма характерные члены аридного литогенеза. Они могут быть развиты здесь как на водосборном бассейне аридных областей (пальгорскит), так и в самих морских бассейнах аридной зоны (пальгорскит и сепиолит), но их нахождение весьма необычно в осадках гумидных областей. В пределах гумидной зоны в норме они не могут возникать ни на водосборном бассейне, ни в области морского осадконакопления, поскольку в рамках тетрады  $\text{SiO}_2$ , P,  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , по Н. М. Страхову (1960), возможно лишь биогенное извлечение магния из морской воды, что подтверждается ограничением здесь доломитообразования рифообразующими фациями. Поэтому нахождение магнезиальных силикатов в осадках гумидной зоны может быть связано почти исключительно с близостью аридной зоны и выносом из нее магния, что и подтверждается для сепиолитов нижнего карбона Красной Поляны и Бузулука, так как аридная зона (Страхов, 1960) располагалась в это время на территории Приаралья Актюбинской обл. и Южн. Зауралья, т. е. в непосредственной близости от данных пунктов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дромашко С. Г. Сравнительная характеристика пальгорскита, талька и пиррофилита. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 7, 1953.
- Елина Л. М. Литология и фации среднекаменноугольных отложений центральной части Русской платформы и прилегающих районов Волго-Уральской области. Автореф. дисс. Изд-во ВНИГНИ, 1959.
- Жуйкова М. П. Сепиолиты коры выветривания серпентинитов. Минерал. сб., № 2, 1953.
- Зхус И. Д. Пальгорскит из стешевского горизонта Подмосковного бассейна. Докл. АН СССР, т. 107, № 5, 1956.
- Михеев В. И. Рентгенографический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Сердюченко Д. П. О сепиолитах, пальгорскитах и аттапульгитах. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, 1955.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Там же, т. 3. Изд-во АН СССР, 1962.
- Франк-Каменецкий В. А. О пальгорскитах и их кристаллическом строении. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 9, 1955.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород, изд. 3-е. Госгеолтехиздат, 1958.
- Brauner K., Preisinger A. Struktur und Entstehung des Sepiolits. Tschermarks mineral. und petrogr. Mitt., v. 6, 1956.
- Chambers G. P. Some industrial applications of the clay minerals Sepiolite. Silicates industr., v. 24, No. 4, 1959.
- Heysten H., Schmidt E. The mineralogy of Attapulgit. Montmorillonite Deposit in the Springbok Feats. Transvaal. Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, v. 56, 1953.
- Mumpton F. A. a. Roy R. New data Sepiolite and Attapulgit. Clays and Clay Minerals, 1958.
- Nagelschmidt G. Rod-Shaped clay Particles. Nature, v. 142, 1958.
- Nagy B., Bradley W. The structural chemie of Sepiolite. Amer. Mineralogist, v. 40, 1955.
- Preisinger A. X-ray study of the structure of Sepiolite. VI Nat. Conf. on clays and clay minerals, 1959.
- Whitehouse U. G., McCarter R. S. Diagenetic modification of clay mineral in artificial Sea Water. V Nat. Conf. on clays and clay minerals, 1958.

Геологический институт  
АН СССР

Дата поступления  
15.IV.1963

УДК 550.40 : 552.55 (471.503)

## **ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ФТАНИТОВ И ЯШМ ЮЖНОГО УРАЛА**

***И. В. ХВОРОВА, Э. С. ЗАЛМАНЗОН***

В статье рассмотрены геохимические особенности двух кремнистых комплексов — фтанитового и яшмового, развитых на Южн. Урале. Каждый из этих комплексов принадлежит к самостоятельной вулканогенно-кремнистой формации. Породы фтанитового комплекса характеризуются несколько повышенным содержанием фосфора, углерода, ванадия и молибдена, причем фосфор местами образует многочисленные диагенетические стяжения. Породы яшмового комплекса обогащены железом, марганцем и барием. Железо и марганец на некоторых участках образуют рудные концентрации. Отличия в составе фтанитов и яшм не случайны и, по-видимому, определяются разным составом подводных fumarol.

За последнее время проведено большое количество исследований, касающихся геохимии современных и ископаемых осадков. В результате этих исследований выявлены многие закономерности распределения как основных, так и второстепенных химических элементов в различных осадочных толщах. Однако не все группы пород изучены в этом отношении одинаково. Сравнительно мало известно о геохимических особенностях кремнистых пород, в частности тех, которые развиты среди вулканических. Имея в виду это обстоятельство, мы выбрали для геохимического изучения две внешне отличные кремнистые толщи, развитые на Южн. Урале — сакмарскую свиту силура (западный склон) и бугулыгырскую толщу среднего девона (восточный склон). Нам представляется, что полученные результаты интересны с точки зрения расширения знаний о геохимических особенностях осадочных пород разного состава и генезиса.

Работу проводили по тому же плану, что и геохимические исследования других осадочных толщ, методика изучения которых была выработана и неоднократно применена Н. М. Страховым. В отличие от других работ этого типа, мы не могли подобрать образцы по всему фациальному профилю, так как прибрежные осадки здесь не сохранились. Однако, несмотря на такую неполноту материала, были получены интересные данные как о рассеянных, так и о высоких содержаниях некоторых элементов.

### **1. Сакмарская свита**

Сакмарская свита широко развита на западном склоне Южн. Урала, в пределах Сакмарского поднятия (фиг. 1). Образована она преимущественно темными кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами, во многих местах содержащими остатки граптолитов. Стратиграфический объем свиты не везде вполне одинаков. В северной половине Сакмарского поднятия — на Сакмаро-Куруильском водоразделе и в

районе Кувандыка разрез свиты наиболее полный: она включает все ярусы силура. Мощность ее здесь, по данным В. Н. Павлинова (1936, 1937), достигает 270—300 м. Южнее сакмарская свита имеет менее широкое распространение, так как в ряде мест замещается синхронными вулканическими образованиями, которые в районе к югу от р. Урал получили название сугралинской свиты. К сакмарской свите на юге относят толщу пород от среднего лландовери до уэнлока включительно (Леоненко, 1955). Породы нижнего лландовери на юге отсутствуют из-за перерыва, а лудлоуские отложения выделены в особую карабутакскую свиту, имеющую иной состав, чем сакмарская, и залегающую на ней несогласно (Леоненко, 1955).

В данной работе мы рассматриваем только отложения собственно сакмарской свиты, т. е. кремнистые породы силура, преимущественно лландоверийско-уэнлоцкие, которые в ряде районов фациально замещаются вулканическими образованиями. Последние представлены в основном эффузивными породами, среди которых преобладают диабазы. Распространение сакмарских отложений и синхронных им вулканических пород показано на геологической схеме (фиг. 1). Здесь видно, что сакмарские отложения (осадочная фация) покрывают большие площади между Сакмарой и Куруилом, на Сакмаро-Уральском водоразделе, в Кос-Истекском р-не и южнее, по р. Жаксы-Каргала. Главные поля вулканических образований сосредоточены в Медногорском р-не, на лево- и правобережье Урала, в верховьях рек Кара-Бутак и Жаксы-Каргала и, наконец, в Новороссийском р-не (верховья левых притоков р. Орь). Среди вулканических образований встречаются кремнистые пласты и пачки, иногда с граптолитами, сходные с сакмарскими. Эти кремнистые породы, развитые внутри вулканических толщ, тоже анализировали химически.

Для сакмарской свиты характерны три типа пород: 1) черные твердые силициты с незначительным содержанием пелитоморфной обломочной приме-

си ( $Al_2O_3 < 5\%$ ), которые по внешнему виду и составу следует отнести к фтанитам; 2) черные менее твердые породы, с более высоким содержанием указанной примеси ( $Al_2O_3 - 5-10\%$ ), называемые нами глинистыми фтанитами; 3) кремнистые песчаники.



Фиг. 1. Схематическая карта, показывающая распределение силура на западном склоне Южн. Урала:

- 1 — осадочно-эффузивные комплексы;  
2 — осадочные комплексы

Фтаниты — черные, очень крепкие, тонко-, средне- или толстослоистые, трещиноватые, с раковистым изломом. На поверхности выветривания местами хорошо видна тонкая горизонтальная слоистость.

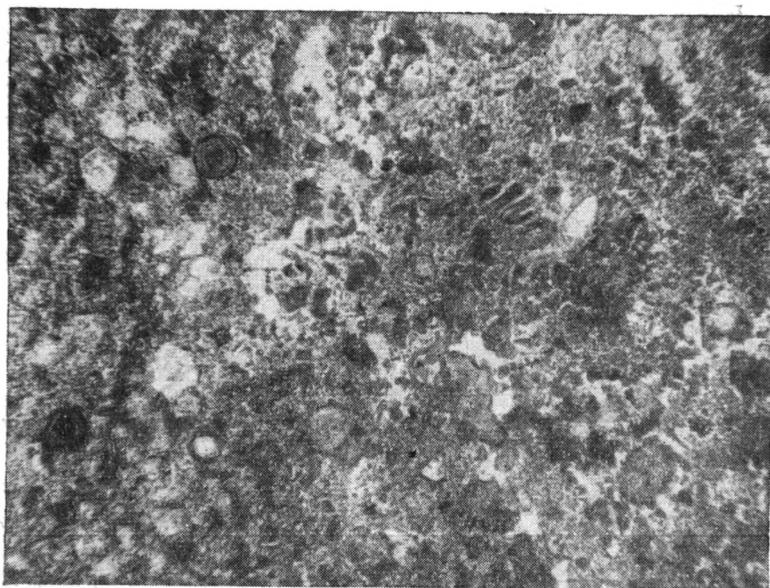
Состоят породы из микро- и тонкозернистого кварца и халцедона, в массе которых рассеяны мельчайшие чешуйки слюды и хлорита. В породе всегда отмечается присутствие органического вещества и нередко тонкая пиритовая пыль. Характерно обилие остатков радиолярий в некоторых прослоях, являющихся основным породообразующим компонентом; реже встречаются спикулы губок и еще реже остатки граптолитов.

Иногда на выветрелой поверхности слоев заметны очень мелкие светлые линзочки и линзовидные прослои (фиг. 2), которые на свежем расколе не видны. Эти светлые участки представляют собой скопления мельчайших (от 0,03 до 0,5 мм) неправильных и овальных стяжений фосфата, промежутки между которыми выполнены тонкозернистым халцедоном (фиг. 3, 4). Такие фосфатизованные линзочки и прослойки развиты не повсеместно по всей толще кремнистых пород: они приурочены к отдельным пластам и пачкам.

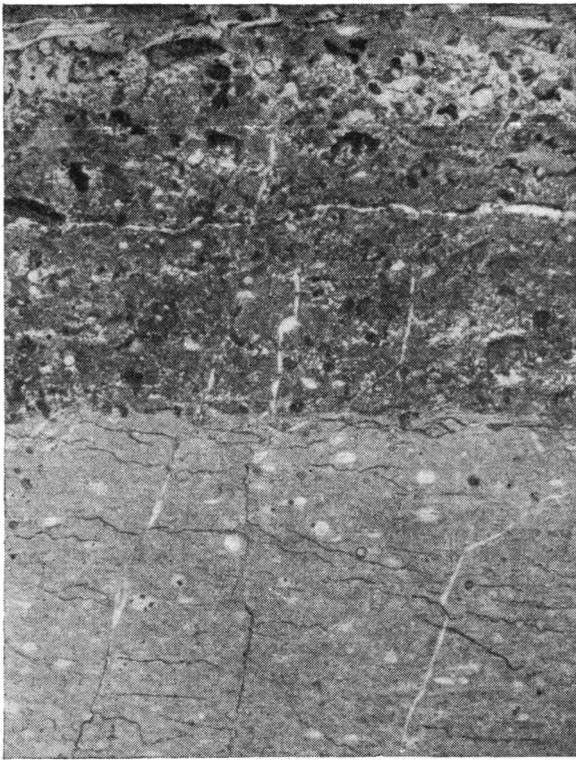
Глинистые фтаниты — черные, твердые, тонкоплитчатые, оскольчатые или сланцеватые. Состоят они из крипто- и микрокристаллического кремнезема с примесью мельчайших чешуек слюды и хлорита.



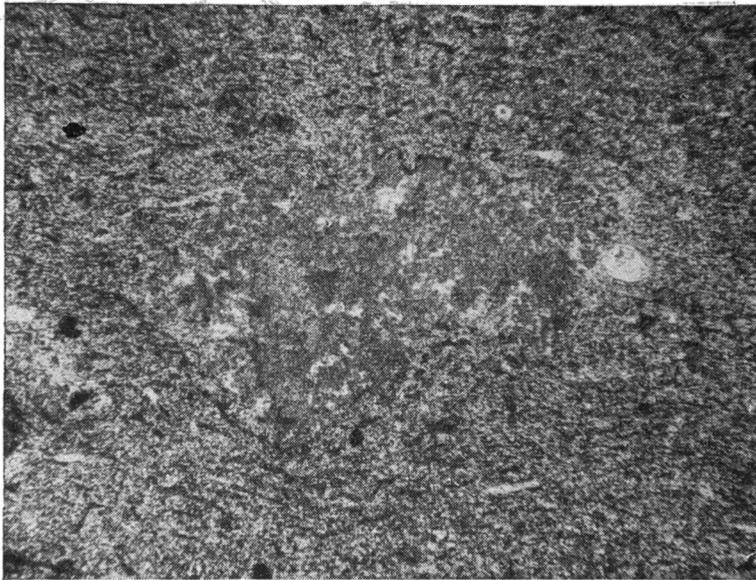
Фиг. 2. Фосфоритовые линзочки (светлые) во фтаните. Natural size



Фиг. 3. Сгустковый фосфорит из фтанита. Промежутки между сгустками (светлое) — халцедон. Шлиф. Николь один;  $\times 45$



Фиг. 4. Граница фосфоритовой линзочки и фтаниита.  
Шлиф. Николь один;  $\times 45$



Фиг. 5. Стяжение фосфата в глинистом фтаниите. Шлиф. Николь один;  $\times 60$

Порода всегда окрашена органическим веществом, то равномерно проникающим породу, то пятнисто пигментирующим ее или образующим микроскопические сгустки и линзочки. Часто присутствует равномерно рассеянный пирит. В некоторых слоях много микроскопических (0,2—2 мм) стяжений фосфата (фиг. 5), причем сами эти стяжения состоят из еще более мелких неправильных сгустков. Остатками фауны породы в общем бедны. На плоскостях напластования попадают граптолиты, обычно в виде рассеянных экземплярков, редко образующие значительные скопления. В более кремнистых разностях присутствуют остатки радиолярий и спикулы губок.

Песчаники — буроватые, различной зернистости, иногда грубые, с примесью гравия. Состоят они преимущественно (а иногда почти исключительно) из обломков фтанитов и глинистых фтанитов, похожих на рассмотренные выше. В некоторых прослоях, кроме того, много причудливых обломков (по-видимому, витрокластов), замещенных хлоритом; попадают обломки аргиллитов, основных эффузивных пород и в незначительном количестве зерна плагиоклаза и кварца. Цементирующая масса практически отсутствует: обломки плотно соприкасаются, вследствие чего широкое развитие приобретают инкорпорационные структуры и структуры взаимного приспособления форм (Жопелиович, 1958). Обломки угловатые или слабоокатанные, причем вследствие пластических деформаций и внедрения зерна в зерно первичная форма их часто изменена. Сортировка материала довольно хорошая.

Рассмотренные породы имеют неодинаковое развитие в сакмарской свите, которая представлена в основном однообразным чередованием чистых и глинистых фтанитов, образующих неравномерно наслоенные пачки и толщи. Некоторые из них состоят почти из одних фтанитов, в других много также глинистых разностей. Среди таких однообразных пород в некоторых разрезах, главным образом в верху свиты, появляются небольшие прослои мелкообломочных кремнистых брекчий и песчаников. Количество и мощность последних возрастают там, где свита переходит в вулканическую фацию. Здесь состав песчаников становится более полимиктовым, и в мощных пластах иногда довольно отчетливо выражено уменьшение размера зерен от подошвы к кровле.

Представление об общем химическом составе пород дает табл. 1.

Мы видим, что всюду преобладает кремнезем, который является самостоятельным соединением (кварц, халцедон), а также входит в состав алюмосиликатов. Во фтанитах весь свободный кремнезем, как показывают микроскопические исследования, аутигенно-седиментационный (органогенно-хемогенный); обломочный кварц здесь практически отсутствует. В песчаниках свободный кремнезем составляет главную часть обломков кремнистых пород и присутствует в виде зерен кварца. О количестве  $\text{SiO}_2$ , связанной в алюмосиликаты, можно судить по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Оно в целом невысокое, но в песчаниках (6—15,5%) и глинистых фтанитах (5—9,5%) много выше, чем в чистых разностях последних (1,5—4,5%). В песчаниках алюмосиликаты представлены различными минералами, во фтанитах же это слюда и в меньшем количестве хлорит, возникшие от изменения глинистой и, может быть, также тонкой пепловой примеси. Характерно полное отсутствие карбонатов. Кроме основных породообразующих компонентов — кремнезема и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , в заметном количестве присутствуют железо, титан, марганец, фосфор и углерод. Посмотрим, какова зависимость между их содержанием и содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , отражающим количество аллотигенного седиментационного материала (терригенного и, может быть, пеплового).

Таблица 1

Содержание основных компонентов в породах сакмарской свиты,  
% на натуральную породу

Порода	№ образца	Содержание, %						
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +Fe <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	C
Фтаниты	3520	93,81	0,13	1,69	0,56	0,007	0,02	1,03
»	3522	94,40	0,12	1,70	0,43	Her	0,02	0,58
»	3523	93,60	0,13	1,47	0,39	»	0,02	1,36
»	3529	92,46	0,12	1,36	0,52	»	0,08	1,83
»	3453**	88,69	0,23	2,62	0,82	0,007	0,04	1,79
»	3537	89,90	0,20	2,74	0,48	Her	0,09	1,91
»	3521	88,35	0,25	4,31	0,99	0,007	0,04	1,96
»	2799	85,90	0,19	2,07	1,10	Сл.	0,56	5,08
»	2903*	87,48	0,23	3,78	1,58	»	0,93	1,06
»	2946*	92,55	0,10	1,83	1,23	»	0,42	1,36
»	2944**	88,57	Сл.	4,06	1,64	0,01	0,96	0,23
»	2781	89,18	»	3,11	0,87	Her	0,91	2,08
»	2720	92,07	»	1,54	1,66	»	1,10	0,83
»	2838*	90,30	»	2,73	1,05	»	0,68	1,28
Среднее		90,52	0,12	2,50	0,95	0,002	0,42	1,44
Предел колебания		85,90— 94,40	Сл.— 0,25	1,36— 4,31	0,39— 1,66	0— 0,01	0,02— 1,10	0,23—5,08
Глинистые фтаниты	2697*	73,94	0,43	7,55	5,23	0,08	0,77	0,42
То же	3317**	74,31	0,49	9,65	2,32	0,01	1,06	1,03
» »	2301*	56,48	0,27	6,05	1,58	Сл.	11,38	4,48
» »	2899*	70,90	0,43	9,28	4,40	0,01	0,97	2,47
» »	2724	81,65	0,25	5,34	3,32	0,08	0,67	2,65
» »	2727	80,01	0,43	8,33	2,53	Сл.	0,77	0,20
» »	3076*	79,12	0,43	7,91	2,30	0,007	0,32	0,77
» »	3444*	84,85	0,30	5,00	0,78	Her	0,09	1,20
Среднее		75,18	0,38	7,39	2,81	0,023	2,00 (0,66)***	1,62
Предел колебания		56,48— 84,85	0,25— 0,49	5,00— 9,65	0,78— 5,23	Сл.— 0,08	0,09— 11,38	0,20—1,48
Кремнистые песчаники	3078*	69,35	0,40	6,60	4,85	0,12	0,46	0,54
То же	3077*	71,22	0,35	6,28	4,55	0,12	0,24	1,10
» »	3446*	77,67	0,33	6,60	3,73	0,03	0,46	0,74
» »	3287*	65,73	0,63	10,38	6,39	0,13	0,67	0,73
» »	3286*	78,23	0,38	6,79	4,05	0,06	0,77	0,84
» »	3015*	54,33	1,09	15,47	9,94	0,14	0,38	0,40
Среднее		69,42	0,53	8,67	5,59	0,10	0,50	0,73
Предел колебания		54,33— 78,23	0,38— 1,09	6,28— 15,47	3,73— 9,94	0,03— 0,14	0,24— 0,77	0,40—1,10

\* Образцы из районов развития осадочно-эффузивных фаций.

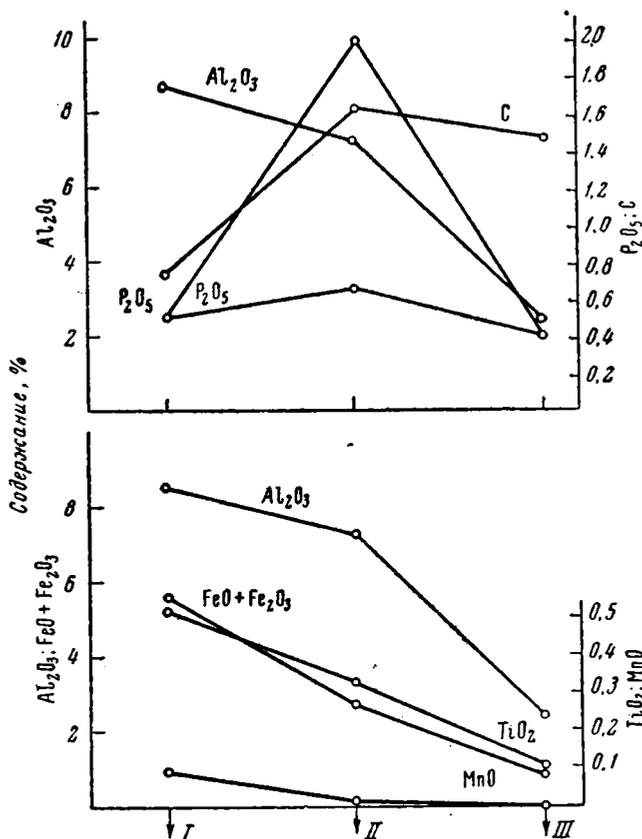
\*\* Образцы, взятые вблизи эффузивных пород.

\*\*\* Среднее без учета обр. 2901.

Железо всегда присутствует в меньшем количестве, чем Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, причем иногда цифры их процентного содержания мало разнятся, а иногда резко расходятся. Небольшая часть железа входит в состав аллотигенных алюмосиликатов, но главная его масса принадлежит минералам

седиментационно-диагенетическим. Распределение железа в разных типах пород сходно с распределением  $Al_2O_3$ , что хорошо иллюстрирует соответствующий график (фиг. 6). Самое высокое содержание железа (в среднем) наблюдается в песчаниках, самое низкое — во фтанитах.

Известно, что в обычных осадочных толщах процентное содержание железа резко уменьшается вместе с увеличением карбонатности. Как



Фиг. 6. График распределения некоторых химических элементов в различных типах сакмарских кремнистых пород: I — кремнистые песчаники; II — глинистые фтаниты; III — фтаниты

показал Н. М. Отрахов (1955, 1957), это объясняется разбавляющим действием  $CaCO_3$ , и при пересчете на бескарбонатную часть породы процентное содержание железа в тонкозернистых известняках не падает, а растет. В связи с этим интересно выяснить, каков в рассматриваемых породах разбавляющий эффект свободного (органогенно-хемогенного) кремнезема. Процентное содержание его можно приблизительно оценить, исключив  $SiO_2$ , связанную в алюмосиликаты, которые представлены слюдой мусковитового типа и в меньшем количестве хлоритом. Если связать всю  $Al_2O_3$  со слюдой, то на одну часть  $Al_2O_3$  пойдет 1,2 части  $SiO_2$ . Имея в виду, что в хлоритах отношение  $SiO_2$  к  $Al_2O_3$  выше (~1,8), возьмем для расчета алюмосиликатной кремнекислоты коэффициент 1,5. Тогда в глинистых фтанитах среднее содержание связанной  $SiO_2$  составит 11, а свободной — 64%; в собственно фтанитах соответствующие значения будут 3,75 и 86,75%. Среднее процентное

содержание железа, рассчитанное на бескремнистую часть породы, для глинистых фтанитов составит 11,7, а для чистых — 10,3%. Картина здесь существенно иная, чем в терригенно-карбонатных толщах, где содержание железа резко возрастает от мергеля к тонкозернистому известняку (в пересчете на бескарбонатность). В чем же причина этого различия?

Известно, что рост процентного содержания железа в глинистой фракции известняков объясняется приуроченностью их к центральным частям бассейнов, куда оно поступало в повышенных количествах вместе с самой тонкой фракцией терригенного материала (Страхов и др., 1955). Источник железа и терригенного материала был здесь один — прилегающая суша. Принимая во внимание активный подводный вулканизм в Сакмарском бассейне, в частности обилие фумарол, поставивших огромное количество  $\text{SiO}_2$ , естественно прежде всего выяснить, не связаны ли здесь особенности распределения железа с иным — не терригенным, а вулканическим его источником. Если бы это было так, то, вероятно, железо должно было бы распределяться не так, как  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а подобно  $\text{SiO}_2$ . Чтобы убедиться в этом, рассчитаем среднее содержание железа на бестерригенную часть породы. В чистых фтанитах глинистая составляющая ( $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ ) будет равна приблизительно 6,25%, а в глинистых фтанитах — 18,39%; содержание железа, рассчитанное на безглинистую часть, будет в первом случае равно 1,01%, а во втором — 3,62%. В обеих породах отношение железа и глинистой составляющей практически одинаково (1 : 6). Иначе говоря, железо здесь очень тесно связано с терригенной составляющей и, очевидно, имеет в данном случае тот же источник. Отсутствие роста процентного содержания железа во фтанитах при пересчете на бескремнистую часть породы скорее всего объясняется тем, что чистые фтаниты не являлись пелагической фацией глинистых фтанитов и возникли в результате неравномерного поступления  $\text{SiO}_2$ , разбавлявшей глинистый осадок с тем или иным содержанием железа.

Титан присутствует в незначительном количестве, и микроскопически его минеральная форма не улавливается. Обычно содержание  $\text{TiO}_2$  менее 0,5 и лишь в одном случае выше 1%. Распределение титана по типам пород имеет тот же характер, что и распределение железа (фиг. 6). Количество  $\text{TiO}_2$ , наиболее высокое там, где больше  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , т. е. в песчаниках и сланцах; во фтанитах часто аналитически улавливаются лишь следы титана. В среднем количество  $\text{TiO}_2$  в глинистых фтанитах равно 0,38% или в пересчете на бескремнистую часть породы 1,05%, во фтанитах соответствующие значения будут 0,12% и 0,9%. Опять мы не наблюдаем роста содержания элемента при снятии разбавляющего эффекта основного седиментационного компонента. Следует отметить отсутствие сколько-нибудь отчетливо выраженной зависимости между содержанием этого элемента и расстоянием от вулканических центров. В районах развития силурийских эффузивов кремнистые породы имеют в этом отношении ту же характеристику, что и в районах развития собственно осадочной фации.

Содержание марганца во всех типах кремнистых пород исключительно низкое. Характер распределения его тот же, что у титана и железа (фиг. 6). Наибольшее количество марганца отмечается в песчаниках, хотя и здесь оно очень небольшое ( $\text{MnO} = 0,03 - 0,14\%$ ), во фтанитах же этот элемент практически отсутствует (табл. 1).

Распределение фосфора сложнее. Во-первых, наблюдаются большие пределы колебаний содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$  в пелитоморфных породах — глинистых фтанитах (от 0,09 до 11,38%) и фтанитах (от 0,02 до 1,1%).

Во-вторых, распределение фосфора по различным типам пород и, следовательно, зависимость между содержанием  $P_2O_5$  и  $Al_2O_3$  не подчиняются той закономерности, которая отчетливо наметилась для распределения железа, титана и марганца. Если исключить из рассмотрения высокие концентрации (обр. 2901, табл. 1), то среднее содержание  $P_2O_5$  во всех типах пород будет близким: для песчаников — 0,50%, для глинистых фтанитов — 0,66, для фтанитов — 0,42%. График распределения фосфора соответственно будет иным, чем для рассмотренных выше соединений (фиг. 6).

Резкие колебания в содержании фосфора и высокие локальные его концентрации связаны с диагенетическим перераспределением. Выше, при характеристике кремнистых пород, мы указывали, что в них наблюдаются линзочки и микроскопические стяжения фосфата, иногда весьма обильные. Таким образом, данные химических анализов хорошо согласуются с петрографией.

При пересчете процентного содержания  $P_2O_5$  на бескремнистую часть породы мы получим для глинистых фтанитов цифру 1,9%, а для фтанитов 3,1%. Таким образом, на содержании фосфора эффект разбавления седиментационным кремнеземом заметно сказывается. Однако, как выяснилось, чистые фтаниты не являются пелагической фацией глинистых фтанитов, а связаны с увеличением поступления кремнезема. Поэтому можно предположить, что рост содержания фосфора во фтанитах (при пересчете на бескремнистый осадок) объясняется тем, что  $P_2O_5$  и  $SiO_2$  поступали из одного источника (вулканического), но в разных количествах. Чтобы убедиться в справедливости такого предположения, рассмотрим содержание фосфора во фтанитах, возникших вблизи и вдали от вулканических очагов. Оказывается, что среднее процентное содержание  $P_2O_5$  в первом случае равно 0,60, а во втором — 0,31; если же его пересчитать на бескремнистое вещество, то соответствующие значения составят 4 и 2,5. Иначе говоря, в районах вулканической деятельности фтаниты несколько обогащены фосфором. Бросается в глаза также, что почти все образцы с очень малым количеством  $P_2O_5$  (0,02%) относятся именно к районам, удаленным от центров вулканизма.

Отметим, что среди эффузивных диабазов и спилитов, синхронных сакмарской свите, встречаются небольшие коагматичные интрузивные тела, буквально переполненные кристаллами апатита. Может быть, это тоже следует принимать во внимание при выяснении источника фосфора в сакмарских кремнистых породах.

Сакмарские отложения несколько обогащены углеродом, содержание которого, однако, изменяется в больших пределах — от 0,2 до 5%. В среднем оно самое высокое в глинистых фтанитах (1,62%) и несколько ниже в чистых (1,44%), хотя наибольшие значения  $C_{орг}$  (5,03%) известны в последних. При пересчете на бескремнистую часть породы среднее содержание углерода в глинистых разностях будет 4,5%, а в чистых — 10,8%. В этом отношении поведение углерода и фосфора сходно, хотя прямой и отчетливой связи между ними нет: образцы, обогащенные углеродом, могут быть почти лишены фосфора или содержать его в больших количествах, так же как в породах с низким содержанием углерода количество фосфора бывает повышенным (см. табл. 1).

Представление о распределении рассеянных элементов дает табл. 2. Кроме единичных необычно высоких концентраций отдельных элементов в песчаниках (например, хрома), что связано с составом обломков, содержание рассеянных элементов заметно ниже среднего их содержания в глинах. Исключения представляют только ванадий и молибден.

Таблица 2

Содержание рассеянных элементов,  $10^{-3}\%$  на натуральную породу, по данным полуколичественного спектрального анализа

Порода	Кол-во, анализ-зав	Sr	Ba	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Zn	Ga	Y	Sc	Cu	Pb
Фтаниты	16	20 (0-60)	17 (0-60)	1 (Сл.-3)	Сл.	17 (1-60)	2 (0-3)	1 (0-6)	2 (0-6)	Нет	0,5 (0-3)	0,6 (0-1)	Нет	2 (Сл.-6)	Нет
Глинистые фтаниты	10	22 (10-60)	28 (0-100)	2 (Сл.-6)	Сл.	12 (6-30)	3,6 (3-6)	0,7 (0-4)	3 (0-6)	1 (0-20)	1 (0-3)	1,7 (0-3)	Сл.	3 (Сл.-6)	Сл.
Кремнистые песчанки	5	6 (0-10)	26 (0-60)	4 (Сл.-10)	Сл. (0-1)	9 (6-10)	81 (3-300)	6 (0-30)	1 (0-3)	2 (0-6)	1	1	2 (0-6)	2 (1-3)	*
Диабазы и спилиты	9	17 (0-60)	45 (0-200)	1 (0-3)	Сл. (Сл.-1)	8 (6-10)	1 (0-6)	0,6 (0-3)	4 (0-10)	1 (0-10)	2 (0-6)	1 (0-3)	2 (0-6)	1 (Сл.-3)	Нет
Глины и сланцы (по Виноградову)		45	80	9,5	2,3	13	16	0,2	20	8	4		1,1	5,7	2

Примечание. В скобках даны пределы изменения содержания.

Кларк первого в глинах (По Виноградову)  $13 \cdot 10^{-3}$ , а второго —  $0,2 \cdot 10^{-3}$ ; среднее же содержание этих элементов в сакмарских фтанитах соответственно равно  $17 \cdot 10^{-3}$  и  $1 \cdot 10^{-3}$ .

В глинистых фтанитах большинство элементов присутствует в больших количествах, чем в чистых, но ванадий и молибден несколько обогащают чистые фтаниты.

Сравнение средних содержаний рассеянных элементов во фтанитах и синхронных основных вулканических породах показывает, что в первых заметно больше ванадия, хрома, меди, а во вторых — титана, бария, циркония, галлия, скандия; содержание некоторых элементов в осадочных и эффузивных породах довольно близко (Sr, Ni, Co).

Приведенные выше цифры показывают, что распределение химических элементов в сакмарских породах несколько отлично от классического фашиально-геохимического профиля, установленного Н. М. Страховым для морских тригенно-карбонатных толщ, на формирование которых не влияли вулканические процессы. Посмотрим, согласуются ли данные о геохимии сакмарских отложений и современных осадков областей активного вулканизма. Исследования дальневосточных морей показали, что распределение некоторых химических элементов в их осадках не вполне подчиняется обычным законо-

мерностям. Главные различия сводятся к следующему. Содержание железа не всегда возрастает с уменьшением размера частиц; наоборот, на участках, прилежащих к вулканической суше, наблюдается обратное соотношение между содержанием этого элемента и гранулометрией осадков; объясняется это обилием в крупной фракции железосодержащих минералов. Так же распределяются здесь титан, ванадий и вольфрам. Это дало повод В. П. Петелину и Э. А. Остроумову (1961) выделять особый тип морских бассейнов — с максимальными кларковыми концентрациями железа, титана, ванадия и вольфрама в прибрежной зоне. Отмеченная особенность в распределении элементов, как указывают вышеупомянутые авторы, свойственна до некоторой степени марганцу и фосфору. В целом же геохимическая характеристика осадков в рассмотренных бассейнах сложнее, чем в бассейнах обычных.

Если сравнить отложения сакмарской свиты с осадками морей Дальнего Востока, то мы увидим, что распределение кларковых содержаний основных химических элементов в них будет не совсем сходным. Железо, титан и марганец действительно обогащают песчаные осадки, причем это тоже объясняется обилием определенных минералов обломочного происхождения; здесь же концентрируется, как мы видели, хром. Однако ванадий и фосфор (а также стронций) тяготеют к пелитоморфным осадкам.

Отмеченные различия не случайны. В дальневосточных морях вулканическая деятельность происходит главным образом на прилежащей с востока суше, что обуславливает специфику питающей провинции. В сакмарское время излияния были в основном подводными и, очевидно, сопровождалась подводными же эксгаляциями. Последние поставляли в зону аккумуляции большие массы кремнезема, а также фосфор и, может быть, ванадий и молибден<sup>1</sup>.

## 2. Бугулыгирская толща

На восточном склоне Южн. Урала широко распространены породы спилитово-кератофирово-яшмовой формации, выделяемой обычно в особую свиту, получившую название карамалыташской. Она образована преимущественно эффузивными породами, среди которых преобладают спилиты, иногда с подушечной отдельностью. Локально развиты кератофиры, кварцевые кератофиры и их туфы, сосредоточенные обычно вверху формации. В спилитах местами много красных кварцевых прожилков, а между подушками иногда наблюдается микрозернистая кремнистая порода, окрашенная гематитом. Осадочные члены формации — яшмы. Они образуют пласты среди спилитов и слагают выдержанную толщу (бугулыгирскую) в кровле свиты. Возраст толщи эйфельский. Мощность ее меняется от 30—40 до 400 м.

Бугулыгирская толща состоит либо из одних яшм, либо последние образуют пачки, разделенные зеленоватыми тонкозернистыми кремнистыми туффитами. К толще приурочены многочисленные небольшие марганцевые месторождения. Руда здесь обычно залегает в виде линз и представляет собой оруденелую яшму или туффит. Так как мы поставили задачу выяснить геохимические особенности кремнистых пород, развитых среди вулканических, остановимся только на характеристике бугулыгирских яшм.

<sup>1</sup> Полуколичественное определение ванадия и молибдена не позволяет точно судить об их содержании.

Яшмы — красные и полосчатые, красно-зеленые, слоистые, плитчатые, на плоскостях отдельности и кливажа часто с налетами гидроокислов марганца. Состоят яшмы из крипто-микросталлического кремнезема, нередко перекристаллизованного в более крупнозернистые агрегаты. В некоторых прослоях порода содержит небольшую примесь хлорита и мельчайших чешуек слюды, а иногда и угловатых зерен кварца и альбита алевритовой размерности. Яшмы богаты остатками радиолярий, которые в одних прослоях редко рассеяны или даже отсутствуют, в других почти нацело слагают породу.

Оруденелые яшмы имеют темный, коричневый оттенок. Местами рудное вещество довольно равномерно рассеяно в породе, а местами сосредоточено в тонких прослоях и линзочках.

К сожалению, кремнистые осадочные породы карамалыташской свиты петрографически весьма однообразны и здесь нельзя провести сравнения химического состава пород по фациальному профилю, хотя бы сокращенному. Поэтому мы вынуждены ограничиться характеристикой только одного типа пород — яшм.

Представление об общем химическом составе яшм дает табл. 3. Основной порообразующий компонент их — свободный кремнезем; содержание  $Al_2O_3$ , отражающее количество хлоритово-сланцевой при-

Таблица 3

Содержание основных компонентов в бугульгирских яшмах, % на натуральную породу

Порода	№ образца	Содержание, %						
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +FeO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	C
Яшма красная	1572	93,64	0,08	2,22	2,83	0,14	0,073	Нет
» »	1573	93,78	0,12	3,04	1,56	0,038	0,012	»
» »	1576	85,91	0,19	5,86	4,62	0,079	0,068	»
» »	1309	88,69	0,08	2,60	9,04	0,25	0,008	»
» »	1312	Не определяли			3,16	0,09	0,068	0,06
» »	1319	87,04	0,19	3,45	7,39	0,038	0,084	Нет
» »	1757	Не определяли			4,59	0,19	0,096	0,26
» зеленая	1574	94,79	0,12	2,50	1,07	0,038	0,0027	0,01
Среднее		90,64	0,13	3,28	4,28	0,108	0,054	0,04
Пределы колебания		87,04— 94,79	0,08— 0,19	2,22— 5,86	1,07— 9,04	0,0638— 0,25	0,0027— 0,096	0—0,2
Яшма оруденелая	1578	85,91	0,15	2,54	1,77	7,61	0,016	0,08
То же	1579	68,19	0,15	3,44	1,98	19,65	0,0032	0,26
» »	2432	89,71	0,15	2,58	1,77	4,66	0,093	0,08
» »	2432а	55,94	0,15	3,47	2,12	30,76	0,0048	0,22
Среднее		74,94	0,15	3,00	1,91	15,67	0,029	0,16

меси небольшое — от 2,22 до 5,86%, причем одинаковое и для обычных, и для оруденелых яшм. TiO<sub>2</sub> составляет от 0,08 до 0,19% (в среднем 0,13—0,15%). Карбонаты отсутствуют.

Содержание железа в яшмах довольно высокое, составляя в среднем 4,28% (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO) и изменяясь от 1,07 до 9,04%; в марганцевых яшмах оно ниже (1,91%). Марганец и фосфор присутствуют в очень небольших количествах, углерод практически отсутствует, лишь

в единичных случаях достигая 0,29%. Марганец, как правило, находится на уровне кларка, но местами образует рудные скопления.

Содержание рассеянных элементов в обычных яшмах очень низкое (табл. 4), ниже кларкового содержания в осадочных породах; в оруденелых яшмах наблюдается резкое повышение количества бария и немного больше — меди и свинца.

Таблица 4

Содержание рассеянных элементов,  $10^{-3}$  на натуральную породу\*

Порода	№ образца	Sr	Ba	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Zn	Ga	Y	Sc	Cu	Pb
Яшма красная	1572	Нет	Нет	1	Нет	1	Нет	Нет	Нет	6	1	3	Нет	Сл.	Нет
То же	1573	»	10	1	»	3	»	»	»	Нет	1	»	»	1	»
» »	1576	»	100	Сл.	»	1	»	»	3	»	3	Сл.	Сл.	3	»
» »	1309	10	10	1	Сл.	Нет	»	Сл.	3	6	1	Нет	Нет	1	»
» »	1319	10	10	3	Нет	6	»	Нет	3	6	1	»	»	1	»
» зеленая	1574	Нет	Нет	1	»	1	»	»	Нет	Нет	1	»	»	1	3
Среднее		3,3	21,6	1,01	Нет	2	Нет	Нет	1,5	3	1,03	0,05	Нет	1	0,05
Пределы колебания		0—10	0—100	Сл.—3		0—6			0—3	0—6	1—3	0—3		0—3	0—3
Яшма оруденелая	1578	Нет	30	1	Нет	3	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Сл.	Нет	6	1
То же	1579	»	300	1	»	3	»	»	»	»	»	»	»	3	1
» »	2432	»	60	1	»	3	»	»	»	»	»	»	»	1	1
» »	2432a	»	60	1	»	3	»	»	»	»	»	»	»	3	3
Среднее		Нет	112,5	1	Нет	3	—	—	—	—	—	Сл.	—	3,2	1,5

\* По данным полуколичественного спектрального анализа.

Марганцевое оруденение в бугульгырских яшмах, как и других яшмовых толщах, ассоциирующих со спилитами, издавна относится к категории вулканогенно-осадочных. Источник железа и марганца здесь, бесспорно, вулканогенный, а аккумуляция вещества — седиментационная. Как и в других отложениях, здесь наблюдается дифференциация железа и марганца, вызванная их разной геохимической подвижностью. Однако в отличие от обычных осадочных толщ разделение этих элементов не привело к их концентрации в петрографически и фациально различных осадках; это объясняется тем, что рассматриваемые вещества поступали не с суши, а из источников, располагавшихся внутри самой области седиментации.

Что касается содержания рассеянных элементов в бугульгырских породах, то, к сожалению, мы имеем недостаточное количество анализов, чтобы уверенно характеризовать породы в этом отношении. Наиболее отчетливо здесь выступает обогащение барием, особенно оруденелых яшм. Содержание Ba в них в среднем равно  $112,5 \cdot 10^{-3}$ , достигая иногда  $300 \cdot 10^{-3}$ , тогда как в глинистых сланцах оно составляет в среднем  $80 \cdot 10^{-3}$  (Виноградов). В яшмах, обогащенных железом, тоже отмечается повышение количества этого элемента. Напомним, что осадки современных и молодых горячих источников часто содержат большое количество Mn и Ba, что подтверждает связь бугульгырского рудообразования с гидротермальной деятельностью, сопровождавшей поздний этап спилитового вулканизма.

### 3. Об особенностях состава фтанитов и яшм

В химическом составе рассмотренных кремнистых пород много общего: в них преобладает свободный кремнезем и в различных, но всегда подчиненных количествах присутствует  $Al_2O_3$  (хлорит и слюда). Характерно отсутствие карбонатов. Вместе с тем наблюдаются и различия. Среднее содержание железа ( $Fe_2O_3 + FeO$ ) в яшмах 4,28%, а во фтанитах только 0,95%, т. е. яшмы значительно более железисты. Еще резче различие в содержании марганца: в яшмах  $MnO$  составляет в среднем 0,108%, изменяясь от 0,038 до 0,25%, а во фтанитах — 0,002%, часто вообще отсутствуя. Напомним, что итальянские геологи, определяя понятие «яшма», считают железистость и часто более или менее повышенное содержание марганца признаком этого типа кремнистых пород (Conti, 1958). Если железа и марганца больше в яшмах, чем во фтанитах, то фосфор и углерод, наоборот, несколько обогащают последние по сравнению с яшмами. Среднее содержание  $P_2O_5$  в яшмах 0,054%, а во фтанитах — 0,42%. Органический углерод в яшмах обычно отсутствует, во фтанитах же его содержание меняется от 0,23 до 5,03% (среднее 1,44%).

Отмеченные различия не случайны, характерны и определяют не только внешний облик обоих типов пород, но и связанную с ними повышенную минерализацию.

В сакмарских фтанитах, как мы видим, наблюдаются высокие содержания фосфора, образуемого в некоторых слоях и пачках многочисленные мелкие диагенетические стяжения. Такие стяжения возникали в отложениях с низким общим содержанием фосфора, т. е. на «кларковом фоне», однако при сравнении этого «кларкового фона» с таковым в другом типе кремнистых пород — яшмах оказывается, что в первом случае он более высокий, чем во втором. Очевидно, фосфор поступал в сакмарские кремнистые осадки в значительно больших количествах, чем в бугулыгирские. Заметим, что поступление его и здесь не было равномерным, так как фосфоритовые стяжения обогащают не всю толщу сакмарских отложений, а приурочены лишь к некоторым ее пачкам. Диагенетические процессы, хотя и определяют появление повышенных концентраций фосфора, но они сказываются там, где имело место общее, хотя и небольшое, увеличение его содержания.

В бугулыгирской толще известны многочисленные марганцевые месторождения. Они здесь вполне закономерны, так как вообще характерны для сплитово-яшмовых формаций. Опять-таки, хотя концентрация марганца имела место в отложениях с низким, почти кларковым содержанием этого элемента, но это содержание было выше, чем в других толщах близкого состава.

### ВЫВОДЫ

1. Среди кремнистых толщ, развитых в вулканических геосинклиналях Южн. Урала, четко выделяются по внешнему виду и геохимическим особенностям два характерных комплекса — фтанитовый и яшмовый.

2. Породы первого комплекса приурочены к краевому (приплатформенному) геосинклинальному прогибу, в котором локально проявились обильные эффузии основного состава.

3. Породы второго комплекса связаны с внутренним прогибом, и главная их масса возникла непосредственно после завершения эффузивной деятельности, знаменуя, очевидно, поствулканический, фумарольный этап.

4. Геохимические особенности фтанитов выражаются несколько повышенным содержанием фосфора, углерода, ванадия и молибдена. Характерно, что распределение именно этих элементов отлично от распределения  $Al_2O_3$ , отражающего содержание глинистого материала. Не лишено вероятия предположение, что указанные элементы поступали в бассейн с вулканическими эксгаляциями.

5. Для яшм характерно обогащение железом, марганцем и барием, появление которых обусловлено подводной гидротермальной деятельностью.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Копелиович А. В. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. Докл АН СССР, т. 119, № 2, 1958.
- Леоненко Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары). Тр. Лабор. Геол. угля, вып. 13, 1955.
- Павлинов В. Н. К стратиграфии и тектонике Сакмаро-Кураганского района на Южном Урале. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, т. 1, 1936.
- Павлинов В. Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, т. 9, 1937.
- Петелин В. П., Остроумов Э. А. Геохимия донных осадков Охотского моря. В сб.: Современ. осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, 1961.
- Страхов Н. М. и др. К геохимии нефтеносных отложений (нижефранские породы Второго Баку). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., № 66, 1955.
- Страхов Н. М. О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон. Зап. Всес. Минералог. об-ва, № 2, 1957.
- Уайт Д. Термальные источники и эпитеральные рудные месторождения. В сб.: Пробл. рудн. месторождений. ИЛ, 1958.
- Conti S. Diaspri, ftaniti e radiolariti. Publ. 1st geol. Univ. Genova, N 11. 1958.

Геологический институт  
АН СССР

Дата поступления  
20.IV.1963

УДК 553.315 : 553.061.16 + 551.305.1 + 550.42

**ФАЦИАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ СИДЕРИТОВЫХ РУД**  
(на примере верхнеааленских отложений Дагестана)

**З. В. ТИМОФЕЕВА**

В статье рассматриваются фациальные условия возникновения конкреционных диагенетических сидеритовых руд. Выявляются факторы, способствующие концентрированию  $\text{FeCO}_3$  в диагенезе, и оцениваются исходные количества железа в осадках при интенсивном сидеритообразовании.

Один из наиболее интересных и практически важных процессов минералообразования, происходящих в диагенезе,— формирование сидеритов. Процесс диагенетического сидеритообразования в наиболее полном выражении, начиная от незначительных проявлений сидеритоносности и кончая рудными концентрациями сидеритов, можно рассмотреть на примере отложений ааленского яруса Дагестана. Среди последних наибольший интерес представляют отложения верхнего аалена, которые отличаются наиболее высокой сидеритоносностью и могут быть прослежены во всех фациальных зонах ааленского бассейна. Расчленение ааленских отложений Дагестана, их корреляцию и литологическое исследование проводил в последние годы В. Т. Фролов (1959), стратиграфическая схема которого и использована нами в настоящей работе<sup>1</sup>. Литологическое изучение угленосных ааленских отложений выполнял также Г. М. Бровков, а сидеритоносных — Ч. М. Халифа-заде.

В течение 1959—1961 гг. автор проводил полевые литолого-геохимические исследования ааленских отложений в Южн. Дагестане по рекам Уллучай, Чирахчай, Рычалсу, Курахчай и Самур и частично в Центр. Дагестане (р. Каракойсу). Целью проведенных исследований было: 1) выяснение фациальных условий накопления сидеритоносных отложений; 2) изучение геохимических особенностей перераспределения железа в диагенезе в случае возникновения рудных концентраций сидеритов; 3) изучение поведения ряда редких и рассеянных элементов при образовании диагенетических сидеритовых руд.

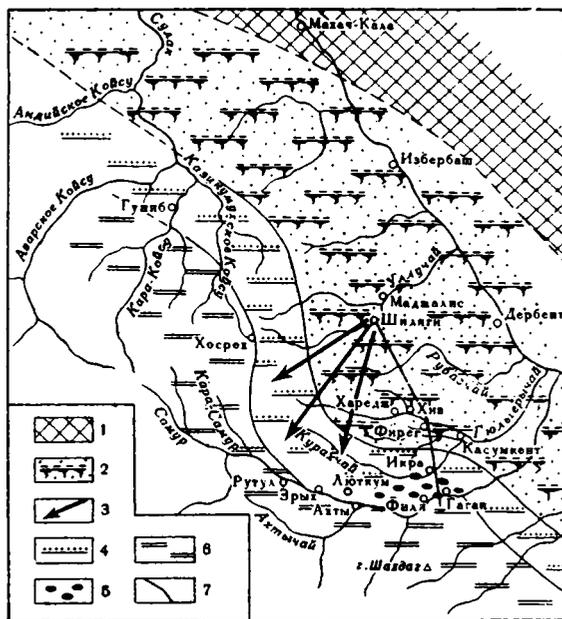
Кроме использования обычной методики литолого-фациального анализа отложений, определяли количественное содержание конкреций, в том числе сидеритов. В разрезах в поле отбирали пробы вмещающих пород методом точечного пластового опробования, а для Присамурского м-ния сидеритов были также взяты 8 бороздовых проб. В камеральных условиях, помимо минералого-петрографического изучения пород и конкреционных образований, определяли содержание в породах  $\text{Fe}_{\text{вал}}$ ,  $\text{Mn}_{\text{вал}}$ ,  $\text{P}_{\text{вал}}$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  в количестве 301 образца, формы железа в 8 образцах, в 120 образцах выясняли содержание редких и рассеянных элементов спектральным количественным и полуколичественным методом и производили анализ карбонатной

<sup>1</sup> Пользуемся случаем выразить В. Т. Фролову глубокую благодарность за предоставление материалов и ценные консультации по вопросам геологии ааленских отложений.

вытяжки в 96 образцах. В ходе выполненных исследований, основные результаты которых излагаются в данной статье, мы пришли к ряду выводов об условиях сидеритообразования, несколько отличных от представлений Ч. М. Халифа-заде (1959, 1965 а, б).

### 1. Фациальные условия накопления верхнеааленских сидеритоносных отложений

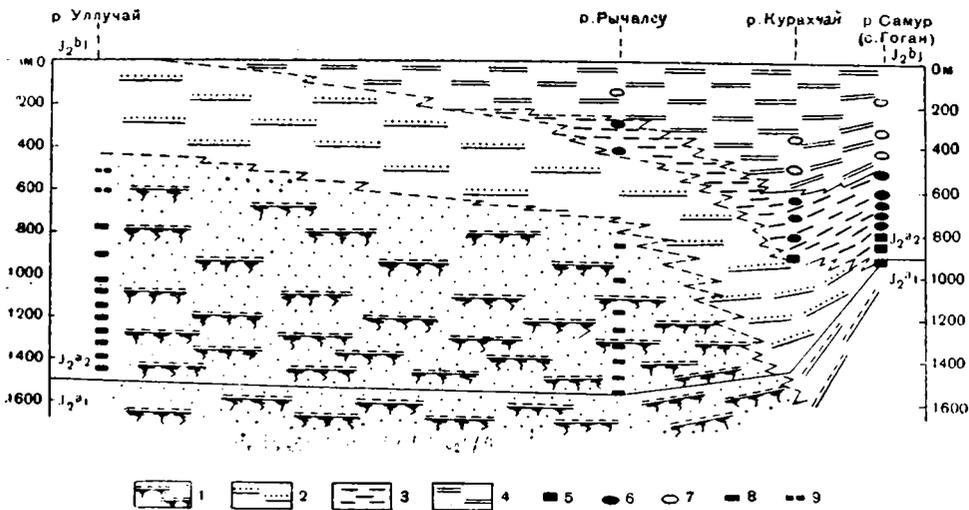
Накопление верхнеааленских отложений происходило в условиях интенсивно прогибавшейся северной зоны Кавказской геосинклинали. Областью питания была интенсивно размываемая Предкавказско-Среднекаспийская суша, сложенная преимущественно осадочными метаморфизованными палеозойскими породами. Последнее обстоятельство обусловило кварцево-полевошпатовый состав алевроито-песчаных осадков и устойчивый гидрослюдистый состав глинистых. Питание прогиба осуществлялось системой рек, впадавших в ааленский бассейн с северо-востока и образывавших несколько крупных дельт. Наиболее обширная и относительно устойчивая дельтовая область, по данным В. Т. Фро-



Фиг. 1. Палеогеографическая схема нижних горизонтов верхнего аалена:

1 — суша; 2 — глинисто-алеврито-песчаные отложения лагунно-болотно-дельтового генезиса; 3 — основные направления приноса терригенного материала; 4 — песчано-глинисто-алевритовые флишеподобные отложения аванделты; 5 — наибольшие скопления сидеритов; 6 — алеврито-глинистые собственно морские отложения; 7 — направление профиля (фиг. 2)

лова (1958), была приурочена к юго-восточному участку прогиба, испытывавшему более интенсивное прогибание, менее устойчивая (существовавшая на территории Центр. Дагестана только в нижнем аалене) — к северо-западному его участку. Характерная особенность фациального плана начала верхнеааленского времени на территории Южн. Дагестана — господство дельтовой обстановки (фиг. 1). В течение верхнего аалена и байоса происходили постепенное отеснение



Фиг. 2. Схематический фациальный профиль ааленских отложений Юж. Дагестана: 1 — глинисто-алеврито-песчаные отложения лагунно-болотно-дельтового генезиса; 2 — песчано-глинисто-алевритовые флишеподобные отложения авандельты; 3 — алеврито-глинистые сидеритоносные морские придельтовые отложения; 4 — алеврито-глинистые слабозвестковитые собственно морские отложения; 5 — сидериты пластовые и уплоленно-линзовидные; 6 — то же, сферондальные и желваковые разности; 7 — известковые конкреции; 8 — пласти углей; 9 — углистые аргиллиты

дельт и миграция береговой линии в северо-восточном направлении, сопровождавшиеся соответствующим разрастанием обстановки морского осадконакопления. Миграция дельтовой обстановки осложнялась постоянными осцилляциями береговой линии, обусловившими циклическое строение разрезов и их большую фациальную изменчивость.

В течение верхнеааленского времени на площади Дагестана накопилась мощная (около 1,5 км) толща терригенных отложений, представленных песчаниками, аргиллитами и флишеподобным переслаиванием алевритов и аргиллитов с резко подчиненной ролью карбонатных пород.

Фациально породы аалена весьма разнообразны. Среди них присутствуют глинисто-алеврито-песчаные отложения лагунно-болотно-дельтового генезиса, флишеподобные песчано-глинисто-алевритовые отложения авандельты и, наконец, алеврито-глинистые собственно морские отложения, накапливавшиеся в относительной удаленности от берега.

Не вдаваясь в детали строения и фациального состава этих генетических групп, рассмотрим место и роль, которые принадлежат среди них сидеритоносным породам.

Отложения лагунно-болотно-дельтового комплекса развиты лишь в северо-восточных разрезах Дагестана, а в более южных они полностью отсутствуют (фиг. 2). В разрезах верхнего аалена они образуют толщу мощностью до 1 км. Характерная особенность этих отложений — господство песчаных пород (60—80%) и присутствие многочисленных прослоев угольных пластов и их почв. Песчаные отложения, образующие нередко мощные 30—50-метровые пачки, несут все признаки накопления в мелководных, приближенных к берегу участках дельты. Они включают обильные растительные остатки, в том числе крупных стволов, горизонты конгломератов и т. п. Это либо крупнокосослойные, мелко- и среднеризистые песчаники дельтовых потоков, либо мелкозернистые неслоистые или косоволнисто-слоистые отложения лагунно-заливно-дельтового мелководья. Пачки песчаников ритмично чередуются в разрезе со сравнительно маломощными пачками алеври-

то-глинистых пород лагунно-озерного происхождения нередко с подчиненными им болотными образованиями (угольные пласты, обычно сопровождающиеся горизонтами почв и подпочв). Как правило, эти пачки значительно обогащены сидеритовыми конкрециями. Особенно много их в почве и кровле угольных пластов. Это желваковые сильно минерализованные разности сидеритов; содержание их в пластах в среднем составляет 8—10%, т. е. является довольно высоким. Но поскольку относительная роль алеврито-глинистых пород в разрезах лагунно-болотно-дельтовых отложений невелика, общая сидеритозность последних невысока (~1%). Правда, иногда отмечается обогащенность сидеритами отдельных прослоев песчаных отложений дельтово-барового и прибрежно-морского происхождения. Это так называемые тигровые песчаники, наиболее развитые в отложениях нижнего аалена (по р. Каракойсу). Однако роль сидеритоносных песчаных отложений в общем разрезе также невелика.

В толщу лагунно-болотно-дельтовых отложений с юга нередко вклиниваются пачки переслаивания песчано-глинисто-алевритовых слабосидеритоносных пород, которые являются относительно «более морскими» членами дельтового комплекса, характерными для авандельты. Флишеподобные отложения авандельты фациально замещают отложения лагунно-болотно-дельтового комплекса в южном и юго-восточном направлениях (реки Курахчай, Самур) и постепенно сменяют их вверх по разрезу верхнего аалена. Сидеритозность их невелика (в среднем около 1%). Характерная особенность этого алеврито-глинистого флишеподобного комплекса — присутствие в нем подчиненных пластов мелкозернистых песчаников — крупнозернистых алевролитов прибрежно-морского и морского генезиса мощностью до 10—15 м. Вверх по разрезу эти песчаные пласты становятся более редкими и маломощными и соответственно возрастает роль более тонких, алеврито-глинистых пород. Характер переслаивания внутри пачек также становится более тонким, и параллельно с этим несколько увеличивается известковистость пород.

В юго-западном направлении вдоль оси дельты нарастание этих признаков морских условий происходит медленно (разрезы селений Зрых, Хрюк и др.). Сидеритообразование при этом не только не возрастает, несмотря на более тонкий состав пород, а почти сходит на нет, сменяясь к юго-западу кальцитомобразованием. По-другому выглядят фациальные переходы в направлении, поперечном к оси дельты, в частности при движении к юго-востоку. В этом случае наблюдается довольно быстрая смена флишеподобных отложений авандельты более тонкозернистыми типично морскими отложениями. Этот переход сопровождается появлением зоны морских придельтовых отложений со значительно повышенной сидеритозностью вплоть до возникновения рудных скоплений сидеритов. Как видно из фиг. 1, эти наиболее богатые сидеритами разрезы расположены не перед фронтальной, осевой, наиболее выдвинутой частью дельты, а на ее юго-восточном фланге, представлявшем, по всей вероятности, крупный морской залив. Вверх по разрезу морские сидеритоносные отложения сменяются собственно-морскими несидеритоносными осадками верхов верхнего аалена — нижнего байоса (фиг. 2). Подобно сидеритоносным, они представлены чередованием более или менее однородных глинистых слоев с пачками тонкого и мелкого флишеподобного чередования алеврито-глинистых отложений. Характерное их отличие от подстилающих сидеритоносных пород — некоторое повышение известковистости, выраженное главным образом в обогащении их кальцитовыми конкрециями, и присутствие остатков более богатой и разнообразной морской фауны.

Примером наиболее обогащенных сидеритами морских мелководных придельтовых отложений могут служить отложения нижней части верхнего аалена, прекрасно обнажающиеся по р. Самур в районе селений Гоган, Кама-Кучун, Ходжекент и известные в литературе как Присамурское м-ние сидеритов (Дробышев, 1932; Халифа-заде, 1959). Мощность пород, сильно обогащенных сидеритами (у сел. Гоган), составляет 450—500 м. Запасы сидеритов исчисляются здесь миллионами тонн. Нижняя часть сидеритоносных отложений этого месторождения (мощностью около 250 м) представлена неправильно флишеподобным чередованием аргиллита (преобладающего в разрезе) с алевритистым аргиллитом (реже мелкозернистым алевролитом); присутствуют также редкие прослои крупнозернистого алевролита мощностью 10—15 см, иногда до 0,5—1 м. К прослоям глинисто-алевритового материала приурочены уплощенно-линзовидные и пластовые конкреционные тела сидеритов. Насыщенность сидеритами разреза нижних горизонтов Присамурского м-ния составляет в среднем около 20%, однако на отдельных участках разреза она резко колеблется (от нескольких процентов до 50—60%). Выше, в средней части разреза, роль флишеподобных пластовых сидеритоносных отложений сокращается и появляются пачки однородных неслоистых или тонколинзовидно-слоистых аргиллитов со сферосидеритами или желваковыми сидеритами. Содержание конкреций сидеритов в пачках этого типа (8—10%) падает по сравнению с пластовыми сидеритами, но количество железа, заключенного в конкрециях, не уменьшается, а, наоборот, возрастает из-за значительно более высокой минерализации этих конкреций. Наконец, в верхней части разреза наряду со сферосидеритовыми пачками присутствуют прослои слабоизвестковистых пород. Последние либо лишены конкреций, либо включают кальцитовые стяжения типа мелких «шариковых» конкреций или линзовидных тел, в том числе так называемых тутенштейнов (крупные линзы со структурой *cone in cone* в периферической части). Постепенно эти кальцитоносные породы вытесняют вверх по разрезу сидеритоносные.

Таким образом, строение разреза Присамурского м-ния свидетельствует о том, что сидеритоносные породы занимают переходное положение между флишеподобными песчано-алеврито-глинистыми отложениями авандельты и алеврито-глинистыми морскими отложениями верхов верхнего аалена-байоса.

Интересно рассмотреть распространение сидеритоносных пород в разных разрезах Дагестана в связи с изменением во времени общего фациального плана верхнеааленского бассейна. Роль и место сидеритоносных пород в разрезах показаны на профиле фиг. 2. Этот профиль составлен вдоль линии, пересекающей дельтовую область по диагонали через ее наземную часть и авандельтовую зону в сторону ее бокового выклинивания. Из рассмотрения этого профиля вытекает следующее. Во-первых, при движении с юга — юго-востока на север — северо-запад максимум сидеритообразования передвигается в более высокие стратиграфические горизонты. Если в разрезах Самура наиболее сидеритоносные отложения падают на нижние горизонты верхнего аалена (и на самые верхи нижнеааленских отложений), то в разрезах р. Курахчай (сел. Икра) максимум сидеритообразования соответствует средним горизонтам верхнего аалена, а в разрезе р. Рычалсу — его верхней части. Параллельно уменьшается и интенсивность сидеритообразования. В еще более северных разрезах — в районе р. Сулак (сел. Чирката) Ч. М. Халифа-заде (1962) описал скопление сидеритов в самых верхних горизонтах аалена — низах байоса. Таким образом, максимум сидеритообразования во времени следует за миграцией дельт в северо-

восточном направлении. Стратиграфический уровень сидеритоносных отложений, как отметили ранее Д. В. Дробышев (1932) и Ч. М. Халифазаде (1962а), повышается к северу от границы нижнего и верхнего аалена до верхнего аалена — байоса. Весьма интересно то, что нигде сидеритообразование не было так устойчиво во времени и столь интенсивно, как в юго-восточном Дагестане. Это, нам кажется, можно поставить в связь с двумя основными факторами: 1) с благоприятными палеогеографическими условиями (заливы, примыкающие к боковой части дельты), длительно сохранявшимися на данной территории, и 2) с максимально интенсивным углеобразованием, имевшим место в верхах нижнего — низах верхнего аалена на близлежащих участках дельтовой области (фиг. 2). Углеобразование, происходившее в более поздние моменты верхнего аалена на более северных территориях, по мнению В. Т. Фролова, не достигало такой интенсивности, как на рубеже нижнего и верхнего аалена.

Обобщая сказанное о фациальной приуроченности ааленских сидеритоносных пород, можно отметить, что сидериты в основном тяготеют к двум фациальным типам отложений — лагунно-болотным алевритоглинистым и мелководно-морским придельтовым алевритоглинистым. Значительно реже они встречаются в песчаных дельтовых и прибрежно-морских отложениях.

Наибольшие концентрации диагенетических сидеритов, как уже отмечалось ранее (Фролов, 1958; Тимофеева, 1961), заключаются в морских придельтовых алевритоглинистых отложениях, в которых процесс сидеритообразования иногда становится рудным. Полный фациальный аналог морских придельтовых алевритоглинистых отложений верхнего аалена Дагестана нижневизейская ( $C_1^h$ ) толща Кожим-Нортнич-Йольского сидеритового м-ния на западном склоне Приполярного Урала (Чумаков, Мясников, 1944). Скопления сидеритов подобного же генезиса известны в угленосных толщах Донецкого, Воркутинского и других бассейнов. Таким образом, можно сказать, что указанные фациальные области, по-видимому, вообще являлись частями районами рудного сидеритообразования. Алевритоглинистые осадки лагунно-озерно-болотного происхождения, судя по высокому коэффициенту сидеритоносности, весьма благоприятны для сидеритообразования, но общая роль сидеритоносных отложений этого типа среди ааленских отложений Дагестана, как и в других паралических бассейнах, невелика. В целом же ряде лимнических толщ, при накоплении которых озерно-болотно-дельтовая обстановка была значительно более устойчивой, на эти фации приходится максимум сидеритообразования.

## 2. Состав и строение сидеритов

Сидериты ааленских отложений обладают всеми чертами, свойственными диагенетическим карбонатно-железистым конкрециям: 1) они характеризуются сложным магнио-сидеритовым составом с широко развитым изоморфизмом Mg, Ca и Fe (в небольшом количестве Mn) в решетке карбонатных минералов; 2) морфология и размеры сидеритовых конкреционных образований в основном определяются седиментационными структурой и текстурой вмещающих пород.

В сравнительно однородных глинистых породах независимо от их фациальной принадлежности обычно присутствуют желваковые или сферондальные сидеритовые конкреции, наиболее чистые от терригенной примеси (м. н. о. 0,5—20%). В аргиллитах с прослоями алевритового материала образуются значительно слабее минерализованные уплощенные конкреционные тела линзовидного или так называемого плас-

того типа. При этом даже относительно небольшое погружение материала, например наличие в глинистой породе тонких послонных линзовидных выделений алевро-пелитового состава, влияет на морфологию конкреционных тел, вызывая образование уплощенных разностей их. Конкреции чаще всего приурочиваются к самим прослоям более грубого материала, но иногда возникают на границе слоев, отличающихся по гранулометрическому составу. Характерно, что к более редким и мощным (15—25 см) прослоям еще более грубого материала (алевролита крупнозернистого — песчаника тонкозернистого) сидериты обычно не приурочиваются в отличие от кальцита, тяготеющего к наиболее грубым слоям. Располагаясь своими длинными осями в плоскости конкреционных горизонтов, уплощенные разности сидеритовых конкреций иногда срастаются в своеобразную бугристую плиту.

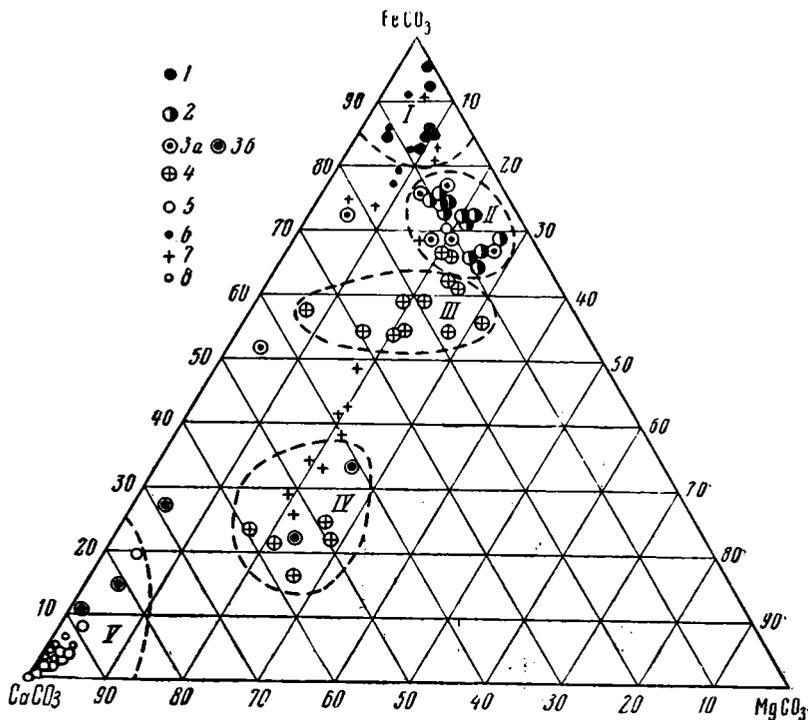
В составе сидеритов различается аутигенная часть, составляющая от 30 до 95% и в основном представленная карбонатами (с примесью пирита и небольшими количествами лептохлоритов, каолинита и фосфата кальция), а также остаточное терригенное вещество. Количество терригенного вещества весьма непостоянно и колеблется в пределах 5—70%. Терригенная часть сидеритов представлена в основном кварцем (обычно сильно корродированным), обрывками окисленного органического вещества, в меньшей степени — сильно разложенными полевыми шпатами и глинисто-слюдистыми минералами (мусковит, гидрослюды, каолинит). Относительное обеднение терригенной части конкреций полевыми шпатами, слюдистыми минералами и более сильная коррозия кварца по сравнению с вмещающими породами наряду с развитием кремнистого цемента в последних свидетельствуют о частичном растворении и выносе терригенного вещества при формировании конкреций. Карбонатная составляющая сидеритов представлена в основном кальциевыми сидероплезитами разной степени магнестости, в меньшей степени — пистомезитом, анкеритом и кальцитом. Следовательно, термин «сидерит» к описываемым конкреционным образованиям может быть применен лишь в условном и расширенном смысле, для обозначения минеральных образований сложного состава, главенствующая роль (более 50%) в карбонатной части которых принадлежит  $\text{FeCO}_3$ . Химический состав «сидеритов» приведен на табл. 1. По составу главных минералов конкрецтеобразователя среди «сидеритовых» конкреций и конкреционных прослоев (так называемых «пластовых» разностей), присутствующих в алеврито-глинистых и песчаных породах, выделяются следующие основные минералогические поля: 1) слабомагнезиальные сидероплезиты; 2) сидероплезиты; 3) сидероплезиты в сочетании с анкеритом и кальцитом; 4) анкериты и сидероплезиты с кальцитом (фиг. 3, I, II, III и IV). Минералого-петрографические особенности этих типов будут рассмотрены автором в отдельной работе.

Говоря в целом о «сидеритах» из алеврито-глинистых отложений, следует подчеркнуть существенные различия в составе карбонатной составляющей сидеритов из лагунно-озерно-болотных отложений и морских придельтовых. Первые мономинеральны и наиболее железисты (сидероплезит с No 1,780—1,810) ( $\text{Fe}_{\text{конкр}}$  до 32%). Количество Mg и Ca (изоморфно замещающих Fe в сидерите) в них в сумме не превышает 2—4%. Вторые же более сложны по составу и содержат, наряду с сидероплезитами (более кальциевыми и более магнестыми, чем первые) нередко существенную примесь кальцита и слабожелезистого анкерита. Суммарное количество Ca и Mg в сидеритах морского генезиса увеличивается до 7—10% при содержании Fe в 10—20%.

Диagenетическая последовательность выделения карбонатов в «мор-

ских сидеритах» сложного состава представляется в следующем виде: кальцит → сидероплезиты → анкерит → кальцит. Кальцит первой раннедиагенетической генерации довольно редок, он обнаруживается в центральных частях желваковых разностей.

Анкерит и кальцит второй (более поздней) генерации наиболее характерны для пластовых разностей сидеритов<sup>2</sup>. Это обстоятельство, а



Фиг. 3. Диаграмма химического состава карбонатных конкреции:

Конкреции из алевроито-глинистых пород: 1—желваковые конкреции из лагунно-болотных отложений; 2—сферондальные и желваковые конкреции из морских сидеритоносных придельтовых отложений; 3—то же зонального строения: а—периферическая часть, б—центральная часть; 4—пластовые и уплощенно-линзовидные конкреционные образования из морских сидеритоносных придельтовых отложений; 5—линзовидные и шаровидные конкреции из собственно морских отложений. Конкреции из песчаных пород: 6—желваковые каравеевидные конкреции барово-дельтовых отложений; 7—уплощенно-линзовидные из прибрежно-морских отложений; 8—шаровидные из морских отложений; I—слабомагнезиальные сидероплезиты, II—сидероплезиты, III—сидероплезиты в сочетании с анкеритом и кальцитом, IV—анкериты и сидероплезиты с кальцитом; V—известковые конкреции

также повышенная роль терригенной примеси делают конкреционные образования пластового типа, несмотря на высокую насыщенность ими разрезов, малопродуктивными.

Характерная особенность описанных конкреционных образований из морских придельтовых отложений—присутствие небольших количеств пирита, образующего микроконкреционные выделения в виде линзовидных пятнистых скоплений глобулярного строения; часто наблюдается приуроченность выделений пирита к сохранившимся в конкрециях окисленным растительным остаткам.

Сидериты из песчаных отложений по составу мало отличаются от вышеописанных сидеритов из алевроито-глинистых отложений. Среди них

<sup>2</sup> В желваковых разностях сидеритов постсидеритовые анкерит и кальцит присутствуют иногда в септариевых трещинах.

Таблица 1

## Средний химический состав разных типов «сидеритов»

Вмещающие породы		«Сидеритовые» конкреционные образования													
гранулометрические группы	Фациальная принадлежность отложений	морфологические особенности	минеральный состав	средний химический состав, %											
				минеральный нерастворимый остаток	карбонаты от 100%					Fe <sub>мет.</sub> вал	Mg <sub>вал</sub>	P <sub>вал</sub>	Ca	Mg	
					CO <sub>2</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>						(из карбоната. состав.)
Алевритоглинистые породы	Лагунно-болотно-дельтовые	Желваковые конкреции	Сидероплезиты слабомагнезиальные	20,49	29,36	85,90	7,36	5,61	1,13	34,88	0,49	0,28	2,08	1,55	
	Морские придельтовые	Желваковые и сферондальные конкреции	Сидероплезиты	28,27	27,62	69,90	20,04	8,90	1,16	22,36	0,39	0,26	2,92	4,11	
		Желваковые конкреции зонального строения	Центральная часть	Кальцит с сидероплезитом и пистомезитом	26,60	28,94	25,42	11,67	61,47	1,44	9,44	0,34	0,35	16,25	2,56
			Периферическая часть	Сидероплезит	27,83	25,59	69,26	17,51	11,70	1,53	22,29	0,32	0,10	3,05	3,37
		Пластовые и уплощенно-линзовидные		Сидероплезиты с анкеритом и кальцитом	44,18	21,75	45,10	21,41	32,40	1,09	10,62	0,25	0,21	6,95	3,40
	Анкериты с сидероплезитом и кальцитом			36,94	28,28	21,64	23,60	53,87	0,89	6,25	0,31	0,26	13,65	4,55	
Барово-дельтовые	Желваковые караваевидные	Сидериты слабомагнезиальные	29,86	24,54	83,48	5,47	9,73	1,32	19,60	0,27	0,31	2,80	1,04		
Песчаники	Прибрежно-морские	Уплощенно-линзовидные	Сидероплезиты с кальцитом и анкеритом	44,07	22,75	51,03	15,81	32,14	1,00	14,76	0,25	0,26	6,26	2,20	

выделяются сидероплезитовые разности, относительно бедные Mg и Ca, и разности, в которых сидероплезиты сочетаются с кальцитом и анкеритом (табл. 1). Первые приурочены в основном к песчаникам барово-дельтового генезиса, включающим значительное количество растительных остатков; морфологически они представлены довольно крупными караваевидными разностями, нередко являют собой псевдоморфозы по остаткам стволов. Вторые отмечены в песчаниках прибрежно-морского генезиса в виде уплощенно-линзовидных, часто лентовидных (в разрезе) тел, иногда сильно насыщающих породу (тигровые песчаники); количество анкерита и кальцита в них нередко достигает 30—50%. По составу минералов и последовательности выделения этих минералов конкреции из песчаников прибрежно-морского генезиса обнаруживают общие признаки с пластовыми разностями сидеритов типа 3 из алеврито-глинистых пород.

### 3. Содержание железа в исходных породах при рудном сидеритообразовании

Исключительное обилие сидеритов в сидеритоносных толщах, в отдельных интервалах разреза нередко достигающее 10—30% от массы пород, наводило исследователей на мысль о повышенных общих количествах железа, содержащегося в породах. Некоторые из них до настоящего времени считают, что обильное сидеритообразование в породах происходит на фоне усиленного выноса в бассейн железа (Халифа-заде, 1962). Однако геохимические исследования, проведенные по ряду таких сидеритоносных толщ, как карбон Донбасса, аален Дагестана (Тимофеева, 1959, 1961), приокских сидеритов Русской платформы (Виталь, 1959), показали, что подобные предположения не отвечают действительности. Остановимся более подробно на рассмотрении этого вопроса.

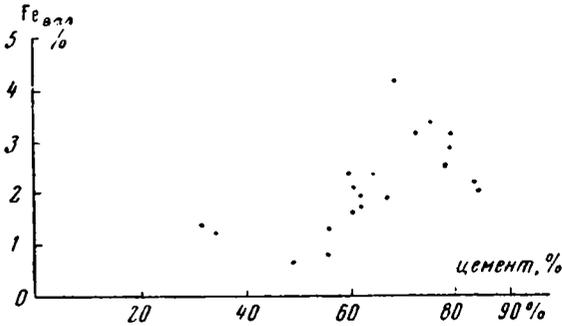
Общее содержание железа, заключенного в том или ином интервале разреза ( $Fe_{\text{общ}}$ ), складывается из железа, стянутого в конкреции ( $Fe_{\text{конкр. общ}}$ ), и железа, оставшегося после процесса конкрециеобразования во вмещающих породах ( $Fe_{\text{ост}}$ ). Это  $Fe_{\text{общ}}$ , очевидно, соответствует количеству железа, первоначально содержавшегося в осадках до стягивания части железа в конкреции ( $Fe_{\text{перв}}$ ).

Содержание  $Fe_{\text{ост}}$  в породах верхнего аалена Дагестана подвержено существенным колебаниям, прежде всего в зависимости от гранулометрического типа пород. В аргиллитах содержание  $Fe_{\text{ост}}$  максимально и составляет в среднем 3,6%; в алевrolитах оно понижается до 2,5%; в мелкозернистых песчаниках — до 1—1,5%. Одним из свидетельств того, что именно пелитовая фракция является носителем повышенных количеств железа, служит факт относительного увеличения содержания железа в плохо сортированных обогащенных глинистым материалом разностях алеврито-песчаных пород по сравнению с хорошо отсортированными алеврито-песчаными породами (фиг. 4). По сравнению с кларком железа для глинистых пород (4—5%) содержание  $Fe_{\text{ост}}$  в верхнеааленских аргиллитах Дагестана в общем несколько понижено, составляя в среднем 3,6%, и подвержено весьма резким колебаниям. Сравнение содержания  $Fe_{\text{ост}}$  в глинистых породах разного фациального состава и пород, в разной степени насыщенных сидеритовыми конкрециями, показывает, что эти колебания целиком связаны с последним фактором: содержание  $Fe_{\text{ост}}$  находится в обратной зависимости от сидеритоносности пород. Результаты 120 анализов  $Fe_{\text{ост}}$ <sup>3</sup> аргиллитов показаны на диаграмме фиг. 5. Анализы сгруппированы в трех секторах, включающих

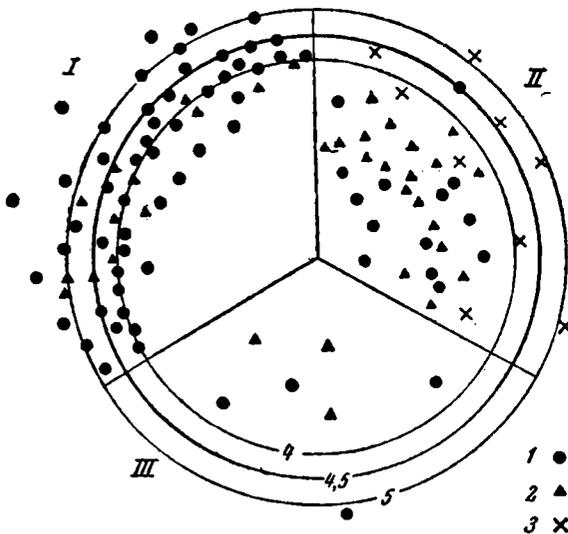
<sup>3</sup>  $Fe_{\text{ост}}$  определяли из средней послойной пробы.

аргиллиты собственно морских отложений (I), аргиллиты морских придельтовых сидеритоносных (II) и озерно-лагунно-болотных сидеритоносных (III) (внутри секторов данные отдельных анализов для наглядности размещены равномерно по различным радиусам).

Из рассмотрения этой диаграммы следует, что только единичные образцы по содержанию  $Fe_{ост}$  выходят за пределы кларка. Подавляющая же масса анализов ложится внутри поля кларка. При этом несидеритоносные аргиллиты первой группы отличаются относительной обогащенностью железом с содержаниями, очень близкими к кларковому. Аргиллитам же второй и третьей групп, т. е. сидеритоносным аргиллитам из морских придельтовых и лагунно-озерно-болотных отложений, свойственны одинаково резкие колебания в содержании  $Fe_{ост}$ . Значительное количество образцов аргиллитов из этих групп показывает количества железа в три-четыре раза ниже кларковых. Причины этих колебаний в содержании  $Fe_{ост}$ , свойственных сидеритоносным породам морского и лагунно-болотного генезиса, связаны с переходом части железа из этих пород в железисто-карбонатные конкреции. Как видно из табл. 2, чем богаче породы сидеритами, тем меньше они содержат  $Fe_{ост}$ . На этой же таблице для сравнения показано наличие  $Fe_{ост}$  в несидеритоносных аргиллитах из собственно морских отложений, вовсе не содержащих конкреций



Фиг. 4. Содержание  $Fe_{ост}$  в алеврито-песчаных породах в зависимости от количества цемента



Фиг. 5. Содержание  $Fe_{ост}$  в аргиллитах

1 — анализы образцов; 2 — анализы средних пластовых проб; 3 — анализы средних бороздовых проб. Фацисы: I — собственно морские слабоизвестковистые; II — морские придельтовые алевритистые, III — лагунно-болотные

или включающих кальцитовые конкреции. Среднее содержание сидеритов в сидеритоносных породах в разных частях разреза колеблется от 2,6 до 22%, а среднее содержание  $Fe_{ост}$  соответственно меняется от 3,84 до 2,27%, т. е. в полтора раза. Очень наглядно проявляется тенденция к уменьшению  $Fe_{ост}$  в аргиллитах при возрастании сидеритоносности в Присамурском м-нии (фиг. 6, табл. 3). Для разных пачек сидеритоносных пород, характеризующихся разной насыщенностью сидеритами, в поле подсчитана конкрециенность, взяты средние пластовые про-

бы из конкреций и вмещающих пород. Как видно из приведенных цифр, минимальной сидеритности (4%) соответствует максимальное содержание  $Fe_{ост}$  (4,02—4,80) во вмещающих породах и, наоборот, максимальным значениям сидеритности (30—47%) свойственны пониженные количества  $Fe_{ост}$  (2,3—2,5). Для высокожелезистых сидеритов (точка 181, табл. 3) сильно пониженные значения  $Fe_{ост}$  достигаются при значениях сидеритности в 10—16%.

Зная содержание карбонатных конкреций в разрезе и среднее содержание железа в конкрециях ( $Fe_{конкр}$ ), можно подсчитать количество железа, первоначально содержащегося в породах ( $Fe_{общ}$ ) по формуле

$$Fe_{общ} = \frac{Fe_{ост}(100 - K)}{100} + \frac{Fe_{конкр}K}{100},$$

где  $Fe_{ост}$  — железо валовое, определяемое аналитически в породе;  $Fe_{конкр}$  — среднее содержание железа в конкрециях;  $K$  — содержание сидеритов в породе (в %).

Подобные расчеты были сделаны нами как для Присамурского м-ния (табл. 3), так в среднем и для разных типов пород (табл. 2). Как видно из табл. 2, даже в максимально насыщенных сидеритами интервалах разреза Присамурского м-ния при коэффициенте стяги-

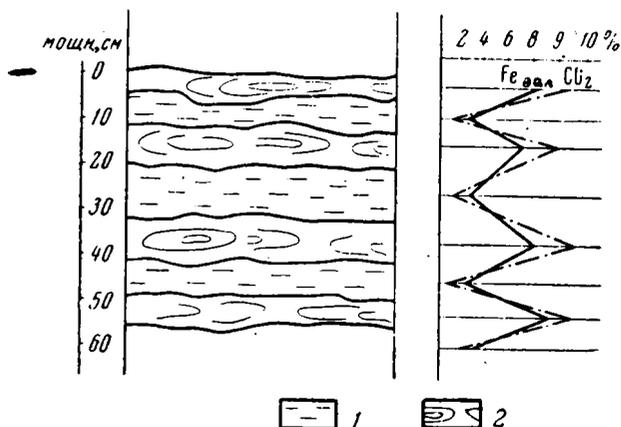
Таблица 2  
Средние содержания  $Fe_{вал}$ ,  $C_{орг}$  и  $CO_2$  в алевроито-глинистых породах

Фашиальный тип; характер конкреций	Конкре- дность сидеритов	$Fe_{ост}$ , ср. пределы колебаний	$Fe_{общ}$ , перв	$C_{орг}$ , ост	$C_{орг}$ , перв	$CO_2$	Кол-ч. анализов
I. Отложения собственно морского генезиса	I. Конкреции отсутствуют	4,49 4-5	4,29	1,17	1,17	0,92	29
	(Кальцитовые конкреции)	4,49 4-5	4,49	1,27 1,37	1,27 1,37	0,53 0,15	29
Сидеритносные отложения морского придельтового и лагунно-болотно-дельтового происхождения	II. Желваковые и сферидальные сидериты	3,84 3,5-4,5	4,34	1,09	1,18	0,28	12
	III. То же	2,91 2,2-3,8	4,54	1,54	2,30	0,60	11
IV. Пластовые и уплощенно-линзовидные сидериты	разности сидеритов	2,27 1,8-3,0	4,47	1,11	2,35	0,53	23
		22,0					

Примечание. Среднее содержание  $Fe_{вал}$  в сферосидеритах и желваковых сидеритах—12,4%.

ваемости железа<sup>4</sup>, достигающем 70%, содержание  $Fe_{\text{общ}}$  не превышает кларка.

Цифры  $Fe_{\text{общ}}$ , полученные для разных сидеритоносных пачек месторождения, находятся в интервале 4,66—5,36, т. е. близки между собой. Для



Фиг. 6. Распределение железа в разрезе сидеритоносных пород (Гоган, Присамурское м-ние. Деталь обнажения):

1 — аргиллит; 2 — пластовые разности анкерито-сидеритов

контроля в тех же интервалах разреза были проведены борзодовые пробы. Определение  $Fe_{\text{общ}}$  по средним борзодовым пробам дало, как видно из табл. 3, близкие цифры к рассчитанным вышеописанным способом.

Как следует из рассмотрения табл. 2, во всех приведенных типах пород независимо от их сидеритоносности содержание  $Fe_{\text{общ}}$  колеблется в небольших пределах и составляет в среднем 4,4%, т. е. очень близко к результатам определений  $Fe_{\text{общ}}$ , полученным для конкретных разрезов Присамурского м-ния (табл. 3). И е-

ли в некоторых интервалах сидеритоносных толщ наблюдаются слегка повышенные содержания  $Fe_{\text{общ}}$  (незначительно превышающие 5), то это следует объяснить, по-видимому, не первичным повышением количества железа в этих пачках пород, а его дополнительным подтоком из

Таблица 3

Степень концентрации железа в аргиллитах Присамурского м-ния сидеритов

Местонахождение, № обнажения	Содержание сидеритов в разрезе, %	Среднее содержание $Fe_{\text{конкр}}$	Среднее содержание $Fe_{\text{ост}}$ во вмещающих породах	Количество железа, стянутого в конкреции, % от $Fe_{\text{общ}}$	$Fe_{\text{общ}}$ , рассчитанное по сумме $Fe_{\text{ост}} + Fe_{\text{конкр. общ.}}$	$Fe_{\text{общ}}$ по борзодовой пробе	Тип сидеритов
Гоган. 176	47	8,59	2,50	78	5,36	4,09	Линзовидно-пластовые
Гоган. 177	30	10,09	2,49	69	4,77	4,89	То же
Гоган. 180	30	13,21	2,31	68	4,66	4,55	» »
Кама-Кучун. 181	16	21	1,95	70	5,00	3,11	Сферосидерит
Гоган. 184в	10	13,19	4,02	28	4,94	4,39	Линзовидно-пластовые
Гоган. 184а	4	14,25	4,80	11	5,18	5,06	То же

смежных участков разреза. Свидетельством в пользу этого служит весьма неоднородное распределение конкреций в разрезах сидеритоносных отложений. Обнаруживаются, кроме того, признаки неоднородного распределения в разрезе и  $Fe_{\text{ост}}$  во вмещающих породах. Нами было проведено опробование нескольких сравнительно однородных пачек аргил-

<sup>4</sup> Коэффициент стягиваемости железа — это отношение железа, стянутого в конкреции от  $Fe_{\text{общ}}$ , выраженное в процентах.

литов, содержащих линзовидные и сферсидеритовые конкреции; при этом отбирались пробы двух типов: 1) по конкрециеносному горизонту в промежутке между конкрециями (на продолжении их длинных осей) и 2) из участка между конкрециеносными горизонтами. Результаты анализов подобным образом отобранных проб приведены в табл. 4. Как видно из этой таблицы, содержание  $Fe_{ост}$  колеблется в довольно широких пределах — от 0,7 до 3,79. При этом характерно, что наиболее обеднены железом участки разреза, заключенные между конкреционными прослоями, а повышенные значения  $Fe_{ост}$ , наоборот, отмечены в промежутках между отдельными конкрециями вдоль конкреционного горизонта.

Объяснение подобному явлению следует искать в условиях формирования конкреций. Как известно, образование большинства конкреций приурочено к определенным горизонтам, представляющим собой, по-видимому, плоскости наиболее активного движения иловых (в данном случае карбонатно-железистых) растворов в момент конкрециеобразования. Несколько повышенные содержания железа вдоль этих конкрециеносных горизонтов и зафиксированы в нашем случае на участках между конкрециями.

Наглядный пример активного перераспределения железа и частичного ухода его из одних слоев породы в другие — слабо сидеритоносные пачки мелкого флишеподобного переслаивания аргиллитов и алевролитов. Как видно из фиг. 7, а, содержание железа в прослоях алевролитового материала в полтора-два раза повышено по сравнению со слоями аргиллита. По-другому обстоит дело в морских несидеритоносных слабоизвестковистых флишеподобных отложениях (фиг. 7, б). В них содержание железа отвечает его первичному седиментационному распределению с заметным понижением его количества в более грубых алевролитовых слоях. В последних нередко в небольших количествах концентрируется  $CaCO_3$ .

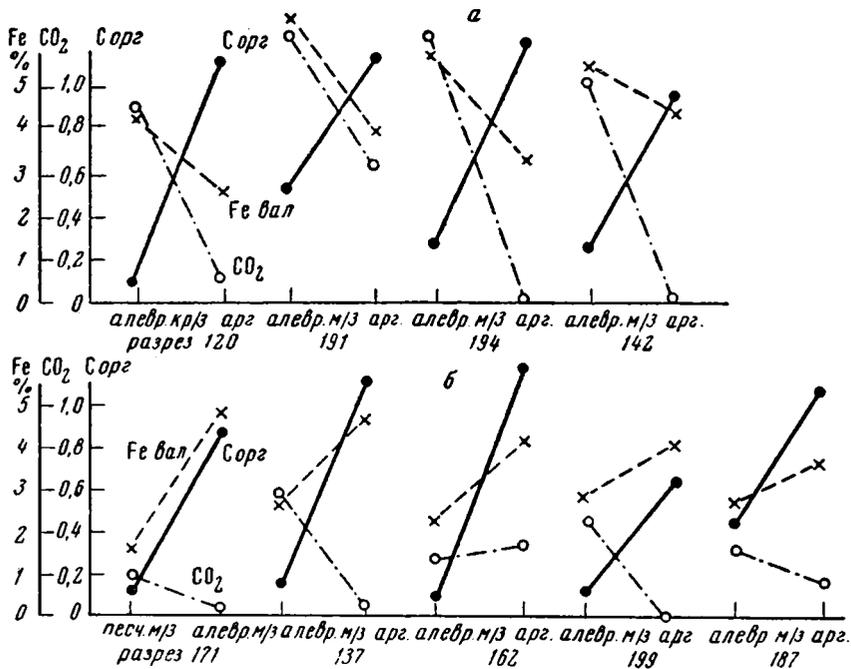
Суммируя все сказанное о распределении железа в осадках, необходимо отметить, что для обильного, в том числе рудного сидеритообразования, не требуется повышенных количеств исходного железа. Образование рудных концентраций сидеритов происходит на фоне обычных кларковых содержаний исходного железа в осадках, сопровождаясь резкой убылью железа во вмещающих породах (в полтора-два раза). Следовательно, первичный осадок будущих сидеритоносных отложений не обогащен железом сколько-нибудь существенно по сравнению с кларком. Рудные скопления сидеритов возникают при этом только за счет перераспределения железа в диагенезе без седиментационного обогащения осадков рудным компонентом. Это обстоятельство отличает диагенетические сидеритовые руды от седиментационных оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд. Подобная генетическая трактовка сидеритовых руд впервые была предложена Н. М. Страховым (1948, 1953, 1960), хотя основывалась на общих качественных сопоставлениях. Приведенные выше данные по геохимическому балансу железа в сидеритоносных толщах подводят под эту трактовку количественную базу.

Так как сидериты образовывались на базе кларковых концентраций, логично предположить, что железо в подавляющей массе вносилось в бас-

Таблица 4

Содержание  $Fe_{ост}$  во вмещающих породах

№ обозначения	Место взятия пробы	
	вдоль конкрециеносного горизонта	в промежутке между двумя смежными конкрециеносными горизонтами
179	3,76	3,32
	3,79	3,10
180	2,20	1,70
181	2,20	1,70
195	3,16	1,77



Фиг. 7. Содержание  $Fe_{\text{ост}}$ ,  $C_{\text{орг}}$  и  $CO_2$  в алеврито-аргиллитовых породах мелкого флишеподобного переслаивания:

а — сидеритоносные отложения; б — морские слабоизвестковистые отложения

сейн в виде взвесей гидроксида железа. И только в диагенезе в восстановительной среде глинисто-алевритовых илов железо редуцировалось до  $Fe^{2+}$  и перераспределилось, образуя рудные концентрации сидеритов.

#### 4. О факторах, контролирующих интенсивность перераспределения железа в ааленских отложениях Дагестана

Усиленная генерация  $FeCO_3$  в осадках и активное перемещение железа в диагенезе в основном определяются двумя факторами: первичной обогащенностью осадков органическим веществом и их низкой известковистостью. В табл. 5 показано среднее содержание  $C_{\text{орг}}$  в породах различного состава и генезиса. Из нее следует, что количество  $C_{\text{орг}}$  в породах верхнего аалена находится на кларковом уровне, повышаясь от 0,13 в песчаниках до 1,27—1,32 в аргиллитах.  $C_{\text{орг, ост}}$  присутствует в породах в виде скоплений окисленного детрита и послонных скоплений коллоидальной (также окисленной) органики; в сидеритоносных породах отмечались включения гелефицированной органики. Сравнение содержания  $C_{\text{орг, ост}}$  из морских извест-

Таблица 5

Среднее содержание в породах  $C_{\text{орг}}$

Гранулометрические типы пород	Аргиллиты	Алевриты	Песчаники
Генетические группы			
морские (прибрежно-морские) придельтовые сидеритоносные	1,27	0,46	0,18
собственно морские слабоизвестковистые	1,32	0,44	0,09

ковистых несидеритоносных и морских придельтовых сидеритоносных глинистых отложений показало, что они довольно близки между собой (табл. 2). Первые содержат в среднем  $C_{\text{орг. ост}}$  1,27 (от 0,70 до 2,5, иногда до 6%); среднее количество  $C_{\text{орг. ост}}$  колеблется от 0,2 до 3,12; при этом обнаруживаются в среднем довольно близкие цифры для пород, в разной степени сидеритоносных: 1,04; 1,11; 1,54%.

По-другому обстоит дело с содержанием  $C_{\text{орг. перв}}$ , представляющего сумму  $C_{\text{орг. ост}}$  и  $C_{\text{орг}}$ , пошедшего на образование карбонатов железа (редукция Fe и образование  $\text{CO}_2$ ). В сильносидеритоносных породах цифры  $C_{\text{орг. перв}}$ , как следует из табл. 2, оказываются в полтора раза выше собственно морских несидеритоносных пород. При этом расчеты содержания  $C_{\text{орг. перв}}$  несколько занижены против истинных, так как из-за отсутствия массовых определений  $\text{Fe}_{\text{пир}}$  мы не смогли при расчетах  $C_{\text{орг. перв}}$  учесть количество органического вещества, пошедшего на образование пирита. Таким образом, сидеритоносные породы морского придельтового и лагунно-болотного происхождения представляют собой продукты диагенеза осадков, отличавшихся содержанием  $C_{\text{орг. перв}}$ , в полтора-два раза превышавшим средние содержания в собственно морских несидеритоносных отложениях.

Карбонатность алеврито-глинистых пород, аналитически определяемая через содержание  $\text{CO}_2$ , в общем невелика. Содержание  $\text{CO}_2$  минимально в сидеритоносных породах (0,3—0,6%) и слегка возрастает в морских несидеритоносных породах (до 0,9—1,1%). К сожалению, при такой низкой общей карбонатности породы определить природу карбонатов очень трудно как химическим, так и оптическим путем. Это могли быть и  $\text{CaCO}_3$ , и  $\text{FeCO}_3$  с примесью ничтожных количеств  $\text{MgCO}_3$ .

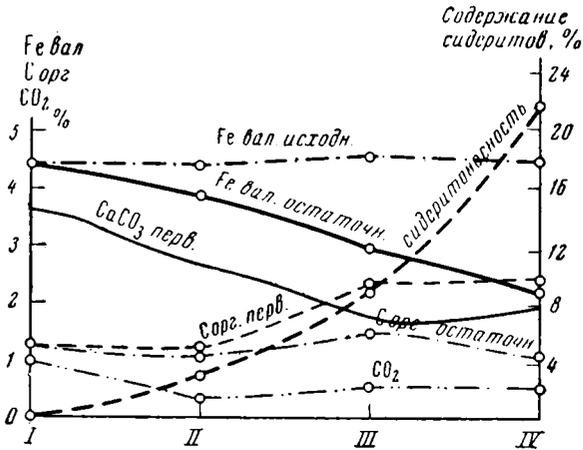
Более достоверные оценки известковистости, конечно с некоторым занижением, можно получить другим путем. Зная конкрециенность разреза и содержание в конкрециях  $\text{CaCO}_3$ , можно пересчетом «обратно распределить» этот  $\text{CaCO}_3$  в породах и получить с известным приближением известковистость исходного осадка. Так, для глинистых сидеритоносных морских пород при средней конкрециенности сидеритов 16%, когда среднее содержание  $\text{CaCO}_3$  в составе морских сидеритов составляло 7—12%, общая первичная известковистость осадков должна быть порядка 1,1—2. Иначе обстоит дело в морских породах, содержащих не сидеритовые, а кальцитовые конкреции. При конкрециенности около 5—6% и среднем содержании  $\text{CaCO}_3$  в кальцитовых конкрециях 50% общее среднее количество  $\text{CaCO}_3$ , стянутого в конкреции, должно составлять около 2,5—3%, но в целом ряде случаев известковистость их повышалась до 7—12%. Следовательно, заведомая первичная известковистость несидеритоносных отложений в полтора и более раз превышала первичную известковистость сидеритоносных отложений<sup>5</sup>.

Таким образом, повышенные содержания свежего реакционно способного органического вещества и невысокое содержание  $\text{CaCO}_3$  в сидеритоносных осадках приводили к возникновению в илах больших количеств  $\text{FeCO}_3$ . При этом, как нам кажется, весьма благоприятными факторами для перераспределения  $\text{FeCO}_3$  и стягивания его в конкреции служила геохимическая неоднородность илов, а именно возникновение в последних участков с разными значениями pH. Эта неоднородность могла вызываться либо локальными скоплениями органического вещества, приводящего к образованию участков более кислой среды, либо скоплениями кальцитизированных остатков фауны, образующими в осадке в результате растворения мелкие очаги с повышенной щелочностью, либо тон-

<sup>5</sup> Остаточная известковистость в кальцитоносных породах понижается еще и вследствие частичного ухода  $\text{CaCO}_3$  в песчано-алевритовые прослои, что количественно очень трудно учесть.

кими линзочками и пропластками алевритового материала, создающими своеобразные «отдушины» для ухода из осадка  $\text{CO}_2$  и вследствие этого для повышения рН.

Сравнительно невысокая (в среднем 2—3%) неравномерно распределенная в осадке первичная известковость не препятствует активной генерации и перераспределению  $\text{FeCO}_3$ , но отражается на увеличении роли  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  в составе сидеритов. В этом случае формированию сидеритов может предшествовать локальное образование кальци-



Фиг. 8. Соотношение Fe,  $\text{C}_{\text{орг}}$ ,  $\text{CO}_2$  и сидеритности алеврито-глинистых пород аалена Дагестана I, II, III, IV (см. табл. 2)

товых стяжений в раннем диагенезе, а само сидеритообразование сопровождается выделением в позднем диагенезе минералов, богатых  $\text{CaCO}_3$  — кальцита и анкерита и, кроме того, несколько увеличивает роль изоморфных  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  в сидерите.

При переходе от богатых  $\text{C}_{\text{орг}}$  слабоизвестковистых осадков к осадкам с меньшим количеством реакционно способной органики и более обогащенным рассеянным  $\text{CaCO}_3$  (со средой более щелочной) генерация  $\text{FeCO}_3$  ослабевала, усиливалось образование лептохлоритов;

рудные сидеритонесные фации переходили в слабосидеритонесные, а потом сменялись отложениями с кальцитовыми конкрециями.

Рассмотренные выше геохимические условия сидеритообразования графически суммированы на фиг. 8.

### 5. Геохимическая подвижность Fe, Mn, P и Mg при сидеритообразовании

В образовании сидеритовых конкреций, как упоминалось выше, кроме Fe, Mg и Ca принимают участие Mn и P.

Содержание этих элементов для разных типов сидеритов показано на табл. 1; как видно из нее, Mn и P присутствуют в небольших, но довольно постоянных количествах (0,25—0,49% Mn и 0,1—0,28% P). Количество же Ca и Mg, в среднем в 30—50 раз превышающее содержание P и Mn, подвержено существенным колебаниям.

Средние содержания названных элементов во вмещающих породах и конкрециях сидеритов<sup>6</sup> приведены на табл. 6. Приняв в среднем насыщенность сидеритами разрезов рудных горизонтов за 16% (среднее по многочисленным линейным замерам сидеритности) и зная среднее содержание каждого элемента в сидеритах (эл. конкр.), можно рассчитать по формуле, приведенной на стр. 99, суммарное содержание элемента, стянутого в конкрециях (эл. конкр. общ.), и затем перейти к первичному содержанию элемента в породе (эл. общ.). Отношение количества элемента, стянутого в конкреции (эл. конкр. общ.), к величине

<sup>6</sup> Среднее количество Mg в сидеритонесных аргиллитах вычислено по 70 анализам, приведенным в отчете В. П. Комарова (1960, фонды Сев.-Кавк. геол. упр.).

Таблица 6

## Средние содержания и степень концентрации Mn, P, Mg и Ca в сидеритоносных отложениях Дагестана

Элемент	Остаточное содержание во вмещающей породе. %	Среднее содержание в конкрециях. %	Среднее суммарное содержание элемента, стянутого в конкрециях (эл. конкр. общ)	Коэффициент стягиваемости (кларк абсолютной концентрации), %	Кларк относительной концентрации
Fe	2,47	19	3,04	60	7,6
Mn	0,040 (0,094)	0,30 (0,33)	0,05	53	6,6
P	0,08 (0,090)	0,22 (0,127)	0,04	42	2,7
Mg	2,94	3,29	0,5	13	1,1

первичного (до конкрециеобразования) содержания его в породе (эл. общ.), которое выражено в процентах, дает коэффициент стягиваемости (кларк абсолютной концентрации) элемента (табл. 6, графа 5), показывающий, какой процент составляет количество элемента, стянутого в конкреции, от общего первичного его содержания в породе. В табл. 6 приведены также кларки относительной концентрации, показывающие, во сколько раз содержание того или иного элемента в конкреции больше, чем во вмещающей породе. Анализ величин коэффициента стягиваемости и кларка относительной концентрации дает возможность оценить меру геохимической подвижности элемента. При этом, как нам кажется, величина коэффициента стягиваемости более наглядно отражает количественную сторону интенсивности перераспределения элемента при образовании конкреций. Относительно наиболее активным при образовании сидеритов оказалось Fe, на 60% стянутое в конкреции; затем следуют Mn и P; наименее подвижным оказался Mg, только на 13% перемещенный в конкреции.

Отсутствие определений  $Ca_{\text{общ}}$  во вмещающих породах не позволило, к сожалению, рассчитать степень концентрации этого элемента в конкрециях. Однако сравнение содержания Ca в «сидеритах» из лагуно-болотных и морских сидеритоносных отложений (табл. 1) показало, что в последних его роль при конкрециеобразовании более значительна. Аналогично ведет себя Mg. Последний, как и Ca, в отличие от Mn, помимо изоморфного замещения Fe в решетке сидерита, участвует вместе с железом в образовании кальцита и анкерита. Количество Mn увеличивается в более высокоминерализованных лагуно-болотных отложениях, параллельно с увеличением содержания железа, что наводит на мысль об изоморфной природе Mn в сидеритовых конкрециях. Сравнение относительного содержания Mn и P в кальцитовых конкрециях и породах, их вмещающих, с одной стороны (цифры, заключенные в скобки в табл. 6), и в сидеритовых конкрециях и сидеритоносных породах — с другой, обнаруживает более слабую подвижность этих элементов при образовании кальцитовых конкреций в собственно морских несидеритоносных отложениях.

Минералогическую форму фосфора из-за его очень малых количеств установить трудно.

### 6. Участие редких и рассеянных элементов в образовании сидеритов

Как следует из табл. 7, содержание 18 редких и рассеянных элементов в подавляющем большинстве случаев, за исключением Nb (?), обнаруживает уменьшение в сидеритовых конкрециях по сравнению с вмещающими аргиллитами. Сравнение сидеритов желваковых с пластами, отличающимися повышенным содержанием терригенной примеси.

Таблица 7

Среднее содержание редких и рассеянных элементов во вмещающих аргиллитах и сидеритах верхнеааленских отложений Дагестана, 1<sup>-3</sup>

Элемент	Аргиллиты	Сидериты		Элемент	Аргиллиты	Сидериты	
		слабомагнетические сидероплезиты лагунно-болотного генезиса	сидероплезиты с кальцитом и анкеритом морского генезиса			слабомагнетические сидероплезиты лагунно-болотного генезиса	сидероплезиты с кальцитом и анкеритом морского генезиса
Ti	620	50	107	Y	1,0	0,01	0,85
Sr	13	1,9	6,4	Yb	+	—	+
Mo	Сл.	Сл.	—	Sc	<1	—	Сл.
Zr	7	5,6	5,1	Pb	<1	Сл.	Сл.
Nb	—	0,07	0,13	V*	9,0	3,70	5,27
Zn	7	6,6	6,4	Ni*	6,4	3,08	3,80
Sn	Сл.	—	—	Cu*	5,2	0,48	0,93
Ga	6,0	1,0	1,3	Cr**	10,3	1,27	3,82
Be	Сл.	Сл.	Сл.	Co*	1,6	—	—

\* Результаты анализов, проведенных количественным методом.

\*\* Результаты химических анализов. Остальные данные получены методом полуквантитативного спектрального анализа.

также подчеркивает сопутствие названных элементов терригенному материалу (за некоторыми исключениями). Следовательно, рассмотренные редкие и рассеянные элементы не участвуют в диагенетическом перераспределении параллельно с железом.

\* \* \*

Рассмотренные выше геохимические условия, необходимые для интенсивного диагенетического сидеритообразования в алеврито-глинистых породах — повышенное содержание органического вещества в осадках, их пониженная первичная известковистость — осуществлялись в двух различных фациальных зонах ааленского бассейна, связанных с дельтовой областью. Во-первых, благоприятными для диагенетического стягивания карбонатного железа были безызвестковые алеврито-глинистые или лагунно-болотно-дельтового происхождения, весьма обогащенные органическим веществом. Они продуцировали наиболее минерализованные и высокожелезистые разности сидеритовых конкреций. Хотя интенсивность стягивания Fe в конкреции в отдельных прослоях отложений этого типа была весьма велика, в них, однако, не могли возникнуть сколько-нибудь значительные скопления сидеритов вследствие неустойчивости во времени лагунно-болотной обстановки в условиях ааленского бассейна. Второй фациальной обстановкой, наиболее благоприятной для образования рудных скоплений сидеритов, являлась обстановка относительно неглубоких придельтовых участков морского бассейна (типа заливов), примыкавших к флангам авандельты. Эта фациальная обстановка, устойчиво сохранявшаяся в верхах нижнего — низах верхнего аалена на отдельных участках Южн. Дагестана (водораздел рек Самур и Курахчай), привела здесь к формированию крупных сидеритовых залежей типа Присамурского м-ния.

На примере этого месторождения сидеритов установлено, что интенсивное сидеритообразование в процессе диагенеза алеврито-глинистых осадков протекает при первичной известковистости их, не превышающей 2—3%, и при содержании исходного органического вещества около 2%. Первичное содержание железа при этом составляло 4—5%, т. е. отвечало кларку Fe для глинистых пород. Интенсивное сидерито-

образование всегда сопровождается резкой убылью железа во вмещающих породах до уровня, в полтора-два раза уступающего кларковому. Специфическая черта геохимии морских сидеритоносных отложений типа Присамурского м-ния сидеритов, отличающая их от озерно-болотно-лагунных сидеритоносных отложений,— возрастание подвижности Са и отчасти Mg в диагенезе, что выражается в широком развитии изоморфизма Са и Mg в «сидеритах» и присутствии в «сидеритовых» конкрециях небольших количеств анкерита и кальцита.

Так как переработке (из  $Fe^{+3}$  в  $Fe^{+2}$ ) и перераспределению в ходе диагенеза подвергается обычное для алеврито-глинистых пород (т. е. кларковое) первичное содержание железа и седиментационное обогащение осадков железом не имеет места, то количества реакционно способного железа при диагенезе оказываются ограниченными и в результате возникают относительно бедные концентрации желваковых руд.

Как упоминалось выше, близкими фациальными аналогами ааленских руд Дагестана являются нижекаменноугольные сидеритовые руды Кожим-Нортнича на Сев. Урале, сидеритоносные отложения в угленосных паралических формациях карбона Донбасса, перми Воркуты и т. д. Во всех случаях, где интенсивное сидеритообразование, как и в Дагестане, тесно связано с заболоченными дельтами, содержание первичного железа во вмещающих сидериты породах также не повышено против кларка. Первичная известковистость их очень невелика (до 1—2%) и обусловлена преимущественно биогенным кальцитом. Относительно большая скорость накопления осадков упомянутых толщ, ограничивающая поступление иона  $SO_4$  в осадок из наддонной воды, служит причиной незначительного пиритообразования в них. Нам представляется поэтому, что изучение фациально-геохимических условий формирования ааленских сидеритов Дагестана позволяет выяснить достаточно общие закономерности диагенетического рудного сидеритообразования, свойственные, по крайней мере, паралическим угленосным формациям предгорных прогибов и межгорных впадин.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Виталь Д. А. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. В сб.: К познанию диагенеза осадков. Изд-во АН СССР, 1959.
- Дробышев Д. В. О глинистых сидеритах и сферосидеритах в юрских отложениях Дагестана. В сб.: Сев. Кавказ — мощная сырьевая база СССР, 1932.
- Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II, 1960.
- Тимофеева З. В. Конкрециеобразование в карбоне Донецкого бассейна. В сб.: К познанию диагенеза осадков. Изд-во АН СССР, 1959.
- Тимофеева З. В. К вопросу об условиях формирования рудных скоплений железа в диагенезе. Докл. АН СССР, т. 140, № 5, 1961.
- Фролов В. Т. Фациальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана. Докл. АН СССР, т. 122, № 6, 1958.
- Фролов В. Т. Стратиграфическое положение и возраст угленосных отложений Дагестана. Сов. геология, № 9, 1959.
- Халифа-заде Ч. М. О генезисе Присамурского месторождения сидеритов Южного Дагестана. Докл. АН СССР, т. 126, № 2, 1959.
- Халифа-заде Ч. М. Минералогическая и геохимическая зональность сидеритовых залежей Дагестана. Изв. высших учебн. заведений, Геология и разведка, № 3, 1962 а.
- Халифа-заде Ч. М. О стадиях рудообразования в сидеритовых залежах Дагестана. Зап. Всес. минерал. о-ва, ч. 91, вып. 1, 1962 б.
- Чумаков А. А., Мясников И. Н. К генезису сидеритовых месторождений области Коми. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1944.

УДК 551.735-21 : 551.305.1 (574.3)

## **ФАЦИИ ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ СВИТЫ**

**И. П. ДРУЖИНИН**

Фациально-циклическое изучение пестроцветных отложений джезказганской свиты на площади центрального рудного поля Джезказгана позволило выделить в разрезе 17 фаций. Они определили собой три группы отложений: континентальную, лагунно-дельтовую и морскую. Для всех фаций и литогенетических типов установлено вполне определенное положение в регрессивных или трансгрессивных рядах циклов. Выделены, в частности, субфации регрессивного и трансгрессивного рядов.

Изучение распределения основного медного оруденения в породах разреза показало, что практически оно полностью связано только с песчаниками и конгломератами дельтовых выносов. Формирование оруденения в породах свиты осуществлялось главным образом в периоды седиментогенеза и диагенеза пород.

Метод фациально-циклического анализа, детально разработанный группой сотрудников Геологического института АН СССР под общим руководством Ю. А. Жемчужникова, получает в последние годы все большее и большее распространение. Настоящая статья посвящена фациальной характеристике меденосных отложений Джезказгана, изученных методом фациально-циклического анализа.

Исследования джезказганской свиты центрального рудного поля были начаты нами в 1960 г. под руководством Л. Н. Ботвинкиной. Цель этих исследований заключалась в выяснении фациальной природы меденосных отложений и установлении наличия или отсутствия фациального контроля в распределении основных проявлений медного оруденения. Объектами изучения были скв. 3920, 3921, 3963, несколько штреков поля шахты 41, а также все разрабатываемые или уже выработанные карьеры Джезказгана. При описании слоистости пород мы руководствовались морфологической классификацией, предложенной Л. Н. Ботвинкиной (1959).

Для правильного понимания характеристик выделенных типов пород, фаций и их классификации необходимо остановиться на ряде основных понятий метода.

Литогенетический тип — естественная группа пород, обладающая определенным сочетанием характерных первичных генетических признаков, указывающих на общность условий их образования (Давыдова, Гольдштейн, 1947).

Фация — естественный парагенез пород (осадков), обладающих вполне определенным комплексом первичных генетических признаков, сформированных в конкретных физико-географических условиях на некотором участке земной коры при определенном характере тектонических движений.

Цикл (виток спирали) — комплекс генетически связанных между собой отложений различных фаций, сменяющих друг друга во времени в закономерной последовательности. Этот комплекс достаточно отчет-

ливо отделяется от соседних (лежащих выше и ниже) и имеет более или менее широкое развитие на площади (Ботвинкина, 1953).

В разрезах циклов выделены два самостоятельных фациальных ряда: регрессивный и трансгрессивный, аналогичные по своему значению соответствующим рядам фаций угленосных толщ (Ботвинкина, 1956).

В результате исследований в разрезе джезказганской свиты было выделено 17 фаций, представляющих три группы отложений: континентальную, лагунно-дельтовую и морскую. При классификации фаций учитывали не только литологические особенности пород и их пространственное размещение, но и положение каждой фации и ее литогенетических типов в фациальных рядах циклов. Последнее позволило выделить для каждой фации более мелкие подразделения, в частности субфации регрессивного и трансгрессивного рядов.

Понятие «фашия» двойственно: оно определяет, с одной стороны, совокупность физико-географических условий образования осадков, с другой — их вещественный состав. Поэтому названия фаций должны обязательно отражать обе эти особенности. Для удобства пользования введена буквенная и цифровая система обозначений, которая по причи-

Таблица 1

Схема распределения литогенетических типов по фашиям и субфашиям паралической толщи Джезказгана

Фашии	Литогенетические типы	
	субфашия регрессивного ряда	субфашия трансгрессивного ряда
<b>Континентальная группа фаций</b>		
1. Глинисто-алеврито-песчаных осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием — РП	РП-1, РП-2	
2. Песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры — ПЗ	ПЗ-1, ПЗ-2, ПЗ-3	ПЗ-1, ПЗ-4
3. Неотсортированных осадков силевых выносов — СВ	СВ-1	
4. Горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья — ГВ	ГВ-1	
<b>Лагунно-дельтовая группа фаций</b>		
1. Песчаных осадков подводной части дельты — ПР	ПР-1, ПР-2	
2. Песчаных осадков кос и пересыпей — ПП	ПП-1, ПП-2	
3. Песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря — ПВ	ПВ-1, ПВ-2, ПВ-3, ПВ-4, ПВ-5, ПВ-6	ПВ-7
4. Песчано-алевритовых осадков лагун — ПЛ	ПЛ-1	
5. Алеврито-песчаных осадков приморских озер — АО	АО-1	АО-1 (?), АО-2
6. Глинистых осадков лагун и заливов — ПГт		ПГт-1, ПГт-2
<b>Морская группа фаций</b>		
1. Песчаных осадков морских пляжей — МПП	МПП-1, МПП-2	
2. Чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря — МВ	МВ-1, МВ-2	МВ-3
3. Песчаных осадков зоны морских течений — МП	МП-1, МП-2, МП-3	
4. Песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега — МПИ	МПИ-1	
5. Алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря — МАКт		МАКт-1, МАКт-2, МАКт-3
6. Карбонатных осадков материкового моря — МИКт.		МИКт-1
7. Глинистых осадков материкового моря — МГт		МГт-1, МГт-2

не сходства многих фаций и даже отдельных литогенетических типов заимствована из аналогичной работы по Донбассу (Ботвинкина и др., 1956). Для фаций и литогенетических типов, встреченных в обоих рядах или только в регрессивных, установлено общее сокращенное буквенное наименование. Порядковый номер литогенетического типа указан отдельно (ПР-1; ПР-2; ПП-1 и т. п.). Для фаций только трансгрессивного ряда к краткому наименованию добавлен индекс «т» (трансгрессия): например, МАКт — фация алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря. Все литогенетические типы этой фации расположены только в трансгрессивных рядах и имеют следующее обозначение: МАКт-1 и т. п. Они объединены соответственно в субфацию трансгрессивного ряда — МАКт. В табл. 1 приведена схема распределения фаций и литогенетических типов по группам отложений.

### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В разрезах джезказганской свиты континентальные отложения представлены главным образом специфическими аридными образованиями: глинисто-алеврито-песчаными осадками прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием — РП<sup>1</sup>, песчано-алевритовыми осадками заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры — ПЗ. Резко подчиненное значение в разрезах имеют неотсортированные осадки силевых выносов — СВ и хемогенные осадки горько-соленых водоемов — ГВ.

#### 1. Фация глинисто-алеврито-песчаных осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием, — РП

Породы фации представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками с различной крупностью зерен. Цвет песчаных пород преимущественно серый, алевритовых и аргиллитовых — ярко-красный или коричневый. Обломочный материал пород неотсортирован. В алевролитах и аргиллитах имеются неопределенные по форме включения более крупных зерен. Текстура пород комковатая, наиболее резко выраженная у красноцветных образований. Последние нередко приобретают пятнистый характер, что обусловлено исключительно вторичными изменениями. Слоистость в породах, как правило, отсутствует. В них наблюдаются многочисленные белые кальцитовые желвакообразные конкреции, имеющие причудливый ветвистый рисунок и представляющие собой, очевидно, псевдоморфозы по органическим остаткам корневых систем. Конкреции ориентированы большей частью перпендикулярно к плоскостям напластований.

Отмеченные особенности вместе с многочисленными трещинами усыхания, главным образом в алеврито-глинистых породах, достаточно выразительно напоминают по облику почвенные и подпочвенные образования, описанные в разрезах угленосных отложений среднего карбона Донбасса. В отличие от последних породы аридной зоны Джезказгана почти не содержат даже самых скудных остатков растительного происхождения. Почвенные образования (аналоги донбасских «кучерявчиков») резко выделяются в разрезах своим ярко-красным или коричневым цветом. Среди пород этой фации выделены два литогенетических типа: почва (РП-1) и подпочва (РП-2). В разрезах циклов оба типа образуют ритмы пестрой окраски и встречены только в верхних частях регрессивных рядов фаций. Мощность ритмов меняется от 1 до 3—3,5 м.

<sup>1</sup> Почвенные и подпочвенные образования были выделены Л. Н. Ботвинкиной в полевой сезон 1960 г.

## **2. Фашия песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры, — ПЗ**

Породы этой фашии, подобно почвенным и подпочвенным образованиям, выделяются в разрезах пестрой окраской. Они имеют ритмичное строение, при котором для каждого ритма могут быть выделены три элемента: нижний — песчаный, средний — переходный и верхний — глинисто-алевритовый. Характерная особенность пород ритмов — структурные изменения, соответствующие постепенному уменьшению — «затуханию» динамики среды отложения от подошвы к кровле. Последнее отчетливо прослеживается при переходе серого мелкозернистого песчаника подошвы в коричневый или бурый алевролит и далее в глинистую породу, нарушенную процессами зоны выветривания. Главным критерием выделения четырех литогенетических типов такыров служило различие типа слоистости песчаников первого элемента ритмов. Их генетическая природа подробно рассматривается в отдельной статье (Дружинин, 1963).

## **3. Фашия неотсортированных осадков силевых выносов — СВ**

Литогенетический тип СВ-1. Породы этого типа встречены только в карьере Петро-холм в верхней части отложений джезказганской свиты (горизонт 7). Они залегают в виде крупных линзообразных тел мощностью до 1,5 м и шириной около 15—20 м. В их подошве наблюдались размыты, ориентированные в направлениях, близких к субширотным. Породы представлены дресвой и щебнем известняков и подстилающих красноцветных образований, а также глыбами тех же красноцветов. Цемент алеврито-песчаный. В разрезе цикла породы приурочены к верхней части регрессивного ряда фашии.

## **4. Фашия горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья — ГВ**

Литогенетический тип ГВ-1. Розовые гипсы различных оттенков мощностью до 2 м. Эти седиментационные выделения гипса встречены в скв. 3963 (горизонт нижний раймунд) ниже такырных образований трансгрессивного ряда фашии. Они рассматриваются в качестве своеобразной фашии горько-соленых водоемов типа шора.

### **ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**

Отложения этой группы — переходные от континентальных к морским. Они формировались в широкой прибрежной полосе морского бассейна. Ниже приводится описание фашии этой группы.

## **1. Фашия песчаных осадков подводной части дельты — ПР**

Литогенетический тип ПР-1 (фиг. 1—2) является основным для этой фашии. Представлен он серыми, различных оттенков зеленого или бурого крупно- и среднезернистыми песчаниками или конгломератами с косой слоистостью. Сортировка обломочного материала средняя. Мощность серий крупная. Слоистость перекрестная, реже слабо срезанная, разнонаправленная и прямолинейная. Встречены песчаники с подстилающими слойками в сериях (пучкообразная слоистость). Каких-либо закономерных изменений обломочного материала по гранулометрическому составу в слое не установлено. При описании разрезов нередко

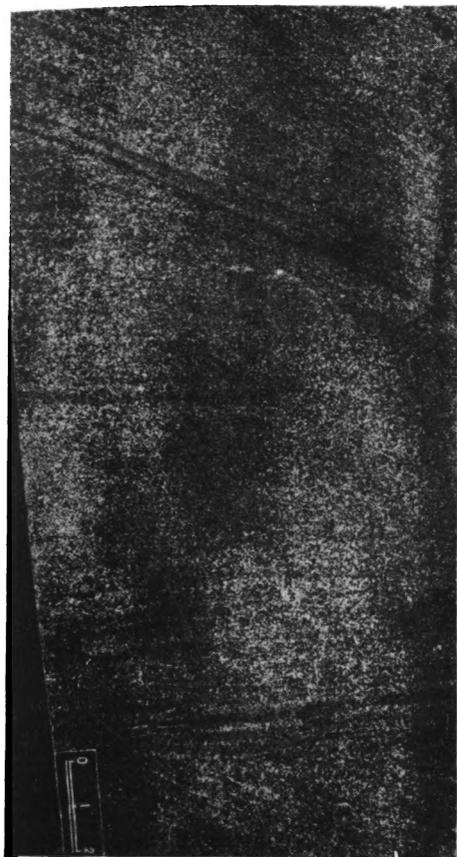
создается ложное представление об однонаправленности слоев в ряде смежных серий, что связано с веерообразным характером падения слоев в смежных сериях (в плане в пределах  $180^\circ$ ).

Слоистость, обусловленная гранулометрической сортировкой обломочного материала, подчеркивается некоторым различием в цвете зерен, ориентировкой гравия и гальки, а также незначительной примесью более тонкого глинистого материала. Дополнительно может подчеркиваться рудным веществом (борнит, в меньшей степени халькозин), распределенным также по слоям. Халькопирит, за редким исключением, никогда не образует в породах линейно вытянутых слоев. Большой частью халькопирит и халькозин образуют так называемый вкрапленный тип оруденения. Слойки в сериях непрерывные, границы их обычно недостаточно четкие, хотя могут быть резкими. Характер нижних границ серий выражен отчетливо или даже резко с признаками размыва подстилающих пород. В ряде случаев в подошве слоя встречается несколько ритмичных размывов с галькой подстилающих красноцветов или раймундовского комплекса. В верхней части слоя наблюдался постепенный переход косой слоистости в крупную пологоволнистую параллельную с амплитудой приблизительно 5 м и длиной волны  $l \approx 1$  м ( $l : h = 20$ ), затем в волнистую слабо срезанную с сериями

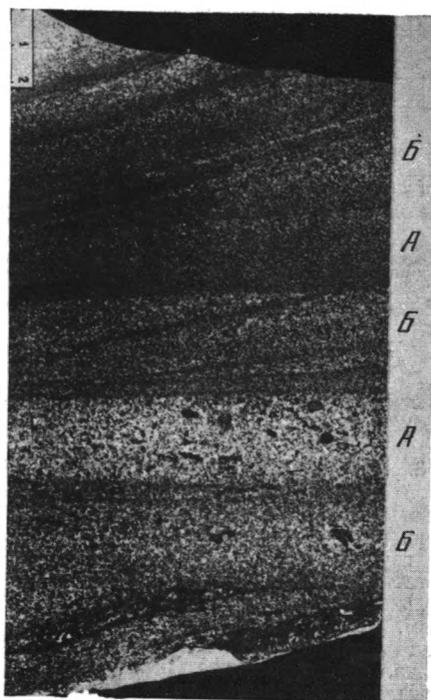
Таблица 2

**Сравнительная характеристика литогенетических типов ПР-1 и ПР-2 (фация песчаных осадков подводной части дельты), сформированных в паралических бассейнах гумидной и аридной зон**

Зоны	Гумидная (Донбасс)		Аридная (Джезказган)	
	ПР-1	ПР-1	ПР-2	ПР-2
Литогенетич. типы	ПР-1	ПР-1	ПР-2	ПР-2
Признаки:				
Структура	Песчаники мелко- и среднезернистые. Содержат редкие более или менее окатанные включения алеврито-глинистого материала и гальку	Песчаники крупно- и среднезернистые. Содержат гальку и гравий карбонатных, кремнистых и алевритоглинистых пород	Песчаники средне- и мелкозернистые. Содержат редкие мелкие алеврито-глинистые включения неправильной формы	Песчаники мелкозернистые, редко среднезернистые
Сортировка обломочного материала средняя				
Текстура	Крупная косая разнонаправленная клиновидная (перекрестная), реже мелкая косая того же характера. Иногда косые слойки и серийные швы слегка изогнуты (выпуклостью вниз). Слоистость обычно неотчетливая		Мелкая прерывистая косая и горизонтальная слоистость. Отдельные участки слоеваты.	
Растительные остатки	Довольно много различной крупности, но обычно плохой сохранности (мелкий детрит). В слое распределен неравномерно		Не характерны; редко мелкий детрит	
Фауна	Отсутствует			
Мощность слоя	Преимущественно 10—15 м, редко 20 м		Преимущественно 5—10 м	



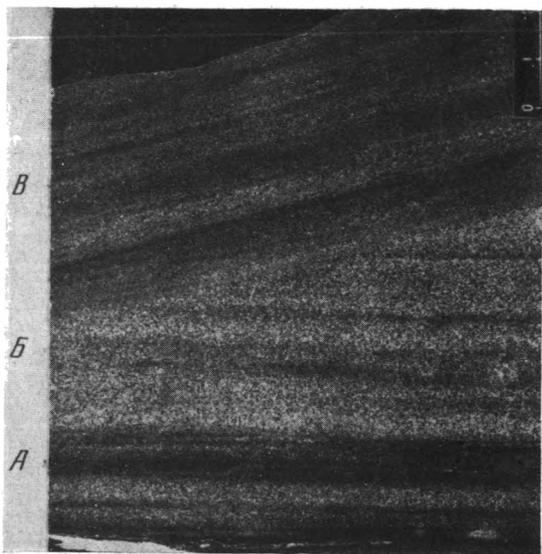
Фиг. 1. Песчаник среднезернистый с крупной крестной прямолинейной разнонаправленной слоистостью, которая дополнительно подчеркнута по слойкам борнитом (черные слойки). Халькопирит распределен светлыми пятнами. Скв. 3963, горизонт верхний раймунд, гл. 208,6 м



Фиг. 2. Песчаник крупнозернистый безрудный с гравием. Слоистость косая, мелкая, слабо срезанная, прямолинейная и также разнонаправленная. На снимке заметно как бы ритмичное чередование мелких слоеватых серий (А) и однонаправленных косых (Б). Для верхней крестной серии гранулометрическая сортировка обломочного материала в слойках выражена наиболее резко. В двух слоеватых сериях отдельные прерывистые слойки заметны слабо. Ориентировка слойков подчеркнута уплощенными зернами гравия, расположение которых почти параллельно серийным швам. Последнее указывает на то, что плоскость раскола зерна проходит приблизительно параллельно простиранию слойков в этих двух сериях. Скв. 3963, горизонт покро-5, гл. 104,4 м



Фиг. 3. Песчаник мелкозернистый с крупной волнистой слабо срезанной вогнутовыпуклой симметричной слоистостью. В верхней части образца видна группа слоев другой серии. Слоистость дополнительно подчеркнута халькозином, распределенным по слоям. Резко выделяются белые участки повышенного содержания кальцита, где оруденение исчезает. Заметны незначительные позднедиагенетические нарушения слоистости. Скв. 3963, горизонт верхний раймунд, гл. 217 м



Фиг. 5. Литогенетический тип АО-1. Мелкозернистые песчаники и алевролиты с горизонтальной равномерной правильной простой или ритмической слоистостью. Она обусловлена чередованием песчаных слоев с алевритовыми (слюдистыми) слоями. В верхней части слоя слоистость дополнительно подчеркивается тонкими слоями гипса (А). Верхняя часть образца (В) — подошва единичной крупной косослойчатой серии, которая определяет начальный этап трансгрессии (Литогенетический тип АО — 2). Средняя часть (Б) — переходная. Скв. 3963, гор. кресто-9, гл. 136,2 м



Фиг. 4. Алевролит безрудный с мелкими (до 3 см) сериями волнистой слабо срезанной вогнуто-выпуклой симметричной слоистости, которая обусловлена различием в характере зернистости обломочного материала — чередованием песчаных и алевролитовых слоев. Карьер Златоуст — Беловский, горизонт таскудук

мощностью до 20—30 см. Последнее указывает на усиление динамики потока, очевидно в связи с некоторым обмелением бассейна.

Литогенетический тип ПР-2 представлен такими же песчаниками, но только слоеватыми или с отдельными фрагментами косої слоистости. Кроме того, в песчаниках этого типа встречены линзовидные прослои алевритов и аргиллитов мощностью 50—60 см и более. В разрезах песчаники отличаются меньшей мощностью слоя (единицы метров).

Оба литогенетических типа в разрезах циклов тяготеют к основаниям регрессивных рядов фаций, где Л. Ф. Наркелюном (1961) установлены, главным образом в разрезе верхней подсвиты, эрозионные размывы руслового типа.

В табл. 2 приведены данные сравнительно-литологического сопоставления литогенетических типов ПР-1 и ПР-2 дельты джезказганской свиты с соответствующими типами дельты угленосной формации Донбасса (Ботвинкина и др., 1956). Сравнение целого ряда первичных генетических признаков пород указывает на достаточно полное их сходство. Последнее позволяет сделать вывод, что формирование подводных дельт в среднекарбовое время в разных климатических зонах подчинялось единым законам гидродинамики.

Результаты первых детальных палеогеографических построений по Джезказгану (Шутов, Дружинин, 1963) определили ширину зоны дельтовых выносов в 10 км, что также вполне сопоставимо с аналогичными построениями по Донбассу.

## 2. Фация песчаных осадков кос и пересыпей — ПП

Литогенетический тип ПП-1. Песчаники серые, бурые мелко- и среднезернистые, редко конгломераты. Сортировка обломочного материала средняя. Для пород характерно значительное многообразие разновидностей слоистости. Так, крупные серии косої параллельной прямолинейной однонаправленной, реже разнонаправленной слоистости сменяются мелкими сериями косої или почти горизонтальной, волнистой и косоволнистой слоистости. На подстилающих породах песчаники залегают большей частью с размывом. Замечено некоторое поглубение обломочного материала, которое обычно приурочено к средней части слоя. Слойки в сериях прямолинейные. Серии с подстилающими слоями встречались редко. Наблюдалось, как в верхних частях многих серий слойки выволаживались почти до горизонтальных или эти части серий были слоеватыми. На участках такого строения встречены единичные линзовидные слойки гипса мощностью от единиц миллиметров до 1—1,5 см. Расположение их строго подчинено общей ориентировке слоев.

При разнонаправленной косої слоистости без признаков гранулометрической сортировки слоев наблюдалось резкое срезание одной серии другой. Песчаники или конгломераты подстилающей серии срезались по неровной волнистой поверхности серией с обратной ориентировкой правильных параллельных и прямолинейных слоев. Серии такого характера встречены только в зонах контакта с песчаниками подводной части дельты. Они определяют собой латеральный переход фаций (скв. 3963 и восточная часть штрека 3 шахты 41). По данным палеогеографических построений описанные породы образуют как бы внешний пояс обрамления дельты.

Слоистость пород обусловлена незначительным различием цвета кластических зерен при неравномерном распределении алевритовой фракции и гидроокислов железа. Отмечается плохая окатанность и

даже угловатость гравия и галек карбонатных, кремнистых и подстилающих красноцветных пород. Слойки в сериях правильные, однородные, прерывные и непрерывные, границы их недостаточно четкие. Углы наклона слоев меняются от почти горизонтального до 30—35°. Мощность их определяется единицами миллиметров, обычно не превышая 1,5—2 см. Серийные швы прямолинейные, правильные и непрерывные, с углами наклона 15—20°, но большей частью они распылчатые и недостаточно четкие. Мощность слоя не превышает 4—6 м.

Литогенетический тип ПП-2. Породы этого типа по структуре, цвету и ряду других признаков подобны вышеописанным; однако степень выраженности у них косой или горизонтальной слоистости неотчетлива и проявляется в виде единичных редких серий. Породы характерны в разрезах слоеватыми или неслоистыми участками со своеобразными бурами «караваеями» тех же песчаников. Стяжения эти конкреционного типа. Они выполнены железистым карбонатом. Размер их не превышает в диаметре 10—30 см. Характерно, что слои не прерываются на границе «караваея», а переходя внутрь его, только изменяют окраску на бурую. Вблизи «караваев» наблюдались отдельные прерывистые косые несколько вогнутые слои, как бы «безразлично» ориентированные друг к другу. В породах встречены единичные трещины усыхания, зоны повышенной карбонатности, щебень подстилающих красноцветов и прослойки красных алевролитов мощностью до 60 см. Мощность слоя не превышает 4 м.

В разрезах циклов породы этой фации приурочены только к регрессивным рядам. Указанные выше особенности пород, а также их непосредственная фациальная связь в разрезах и на площади с песчаниками дельтовых выносов позволяют считать условия формирования их достаточно специфическими. Так, возможное побурение песчаников, слои гипса, единичные трещины усыхания, неопределенно ориентированные отдельные слои на участке с «караваеями» и ряд других признаков указывают, что формирование этих пород в аридной зоне осуществлялось при субаквальном и даже субаэральном режимах. Во всех изученных разрезах породы фации нигде не обнаружили признаков медного оруденения.

### **3. Фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря — ПВ**

Различные типы пород этой фации отражают индивидуальные особенности гидродинамического режима различных участков заливно-лагунного побережья. Выделены семь литогенетических типов пород, которые отличаются друг от друга главным образом текстурными особенностями. Первые шесть типов встречены только в регрессивных рядах циклов и составляют субфацию регрессивного ряда. Литогенетический тип ПВ-7 определяет собой субфацию трансгрессивного ряда.

Литогенетический тип ПВ-1. Ритмичное чередование серых мелкозернистых песчаников и коричневых алевролитов. Мощность ритмов не превышает 30—40 см. Нижняя песчаная часть ритмов залегает обычно на подстилающих породах с размывом. У контакта отмечается скопление гравия подстилающих красноцветов. Слоистость неправильно горизонтальная, прерывистая, мелкая косая однонаправленная или мелкая волнистая со смещенными сериями. Она обусловлена слоями более тонкого алевролитового материала. Верхняя часть ритмов — горизонтально-слоистые бурые алевролиты. В них установлены обугленные растительные остатки плохой сохранности, трещины усыхания и цепочки

мелких конкреционных карбонатных стяжений. Мощность слоя 2—3,5 м, редко 5 м.

Диагностические признаки пород этого типа указывают, что образование осадков проходило в мелеющем по временам заливно-лагунном побережье, отдельные участки которого могли выходить на поверхность. Однако эти породы не являются типичными почвенными или такырными образованиями. От почв они отличаются отсутствием комковатых текстур и псевдоморфоз кальцита по остаткам корневых систем, а от береговых такыров — резко выраженной горизонтальной слоистостью алевролитов, наличием остатков растительного происхождения и отсутствием слоев гипса.

Литогенетический тип ПВ-2. Серые мелкозернистые песчаники, реже красные алевролиты с крупной (мелкой) волнистой слабо срезанной вогнуто-выпуклой симметричной слоистостью. Последняя обусловлена различием в характере зернистости обломочного материала. В алевролитах на отдельных участках наблюдалась слоистость, обусловленная гранулометрической сортировкой материала — ритмичным чередованием красных алевролитовых и серых мелкозернистых песчаных слоев. Редко встречались единичные мелкие косые серии с углами наклона слоев в них 20—25°, единичные стяжения конкреционного типа диаметром до 3—4 мм и ритмичное строение слоя. Мощность ритмов 20—50 см. Их основание сложено описанным выше песчаником; для верхней части характерны песчаные породы с горизонтально-слойчатой или слоевой текстурой. Слойки в сериях однородные, мощностью от долей миллиметра до 2 мм.

Мелкозернистые песчаники описанного типа представляют собой одно из наиболее «глубоководных» образований среди пород фашии в целом. Для них характерна парагенетическая связь с песчаными осадками фашии дельтовых выносов как в латеральных направлениях, так и в вертикальных разрезах. Более того, мелкая волнистая слоистость песчаников дополнительно подчеркивалась в ряде случаев послойным распределением халькозина, тогда как другие литогенетические типы этой фашии являются практически «стерильными» к признакам медного оруденения (фиг. 3—4). Мощность слоя не превышает 2 м.

Для нескольких образцов этого типа определялся индекс ряби (отношение длины волны —  $l$  к ее высоте —  $h$ ). Так, для безрудных образцов, представленных красными алевролитами, среднее соотношение  $l:h=10$  ( $l \approx 10$  см,  $h=1$  см); для серых мелкозернистых песчаников с халькозином  $l:h=8,8$  ( $l \approx 22$  см,  $h=2,5$  см).

Литогенетический тип ПВ-3. Серые мелкозернистые песчаники с мелкой (до 5 см) волнистой перекрестной мульдобразной симметричной слоистостью. Последняя обусловлена тонким алевролитовым материалом с мощностью слоев от долей миллиметра до 1—1,5 мм. Мощность слоя менее 1 м.

Литогенетический тип ПВ-4. Ритмичное чередование буро-серых мелкозернистых песчаников и красных алевролитов. Песчаные прослои залегают крупными линзообразными телами мощностью в несколько метров и шириной до 30—60 м. В разрезах горизонта покро-8 (карьер Златоуст — Беловский) эти рукавообразные размыты ориентированы в направлениях, близких к субширотным. В подошвах этих плоско-выпуклых линзообразных тел наблюдалось некоторое поглубине обломочного материала. Слоистость в песчаниках мелкая, косоволнистая типа ряби течения, обусловленная тонкими слоями алевролита и некоторым количеством гидроокислов железа. Границы слоев недостаточно четкие, мощность их в сериях меняется от долей миллиметра до 1—2 мм.

Пологоволнистая и горизонтальная слоистость в верхней алевритовой части ритма есть следствие еще более тонкого различия в гранулометрическом составе слоек и резко повышенного содержания гидроокисного железа. Слойки правильные, прерывистые и непрерывные, границы их не всегда отчетливые, мощность различна — от долей миллиметра до 2—3 мм. Замечено, что ритмичное строение слоя более характерно для разреза нижней подсветы. Мощность слоя до 15—20 м.

Литогенетический тип ПВ-5. Красные алевролиты, реже аргиллиты с характерным ритмичным строением. Мощность ритмов составляет в среднем 60—110 см. Каждый ритм начинается слоеватым алевролитом, который только в верхней части, мощностью около 15 см, приобретает сложный характер чередования мелких серий горизонтальной и косой или горизонтальной и пологоволнистой слоистости. Средняя мощность серий около 3 см. Горизонтальная слоистость обусловлена незначительным изменением цвета кластических зерен, но главным образом проявляется за счет обогащения слоек гидроокислами железа; косая и пологоволнистая — наличием слоек зеленовато-серого мелкозернистого песчаника. Мощность слоек во всех случаях меняется от долей миллиметра до 1—1,5 мм. Границы серий параллельные, но недостаточно четкие. Мощность слоя 2,5—3 м.

Литогенетический тип ПВ-6. Тонкое чередование мелкозернистого песчаника и алевролита. Цвет пород красно-бурый, слоистость самая различная. Выражена она отдельными мелкими сериями параллельной пологоволнистой, косоволнистой слоистостью типа ряби течения, однонаправленной косой слоистостью или только группами отдельных слоек. Переходные участки между ними слоеваты или с элементами прерывистой горизонтальной слоистости. Она обусловлена незначительным различием гранулометрического состава слоек и обогащением их гидроокислами железа. В породах наблюдались раннедиагенетические кальцитовые стяжения конкреционного типа, более поздние конкреции обычного кремнистого состава. Размеры конкреций не превышают 1,5—2,5 см. Мощность слоя 2 м.

Литогенетический тип ПВ-7 представлен темно-серыми мелкозернистыми песчаниками, реже алевролитами с ритмичным чередованием мелких серий горизонтальной и волнистой перекрестной мультислойной симметричной слоистости. Слойки в сериях однородные, выражены отчетливо и обусловлены послойным распределением алевритового материала. Мощность их до 1—3 мм. Встречены единичные мелкие стяжения конкреционного типа. Мощность слоя не превышает 1 м.

#### 4. Фация песчано-алевритовых осадков лагун — ПЛ

Литогенетический тип ПЛ-1. Характерное чередование зеленовато-серых мелкозернистых неслоистых (слоеватых) песчаников и коричневых крепких алевролитов или аргиллитов с раковистым изломом. Верхняя часть слоя обычно более песчаная. Здесь встречены лишь отдельные линзовидные тонкие прослои алевролита и слои гипса мощностью до 2—2,5 см. В подошве слоя чередование становится настолько тонким, что мощность отдельных прослоев-слоек уменьшается до 2—5 мм. В этой части слоя замечено пачечное строение, причем мощность пачек закономерно уменьшается вверх. В алевролитах встречены мелкие единичные карбонатные стяжения конкреционного типа. Мощность слоя не превышает 5—7 м. Породы этого типа залегают в регрессивных рядах фаций, большей частью на песчаных осадках фаций дельтовых выносов или пересыпей и кос.

## 5. Фашия алеврито-песчаных осадков приморских озер — АО

Литогенетический тип АО-1 (фиг. 5) представлен серыми, темно-серыми до серо-бурых мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Сортировка обломочного материала средняя. Слоистость горизонтальная, равномерная, правильная, простая или ритмическая. Слойки однородные, прерывистые и непрерывные, границы их достаточно резкие. Мощность слоев от долей миллиметра до 1,5—2 см. Слоистость обусловлена различием в цвете кластических зерен, присутствием мелких листочков слюды и минералов тяжелой фракции, распределенных по плоскостям наслоения, а также некоторым количеством более тонкого глинистого материала. Ритмичное чередование зелено-серых или темно-серых песчаных слоев с красно-бурыми слюдястыми алевролитовыми обычно дополнительно подчеркивается в верхних частях слоя тонкими слоями типса. Мощность пачек не превышает 2,5—3 см, мощность слоя от десятков сантиметров до 1,2—2 м. Такие слои залегают на подстилающих породах без размыва; они обычно приурочены к верхним частям регрессивных рядов и сравнительно редко к трансгрессивным рядам. Некоторая неопределенность положения пород этого типа в трансгрессивных рядах должна контролироваться в каждом отдельном случае индивидуальными особенностями осадконакопления.

Литогенетический тип АО-2 (фиг. 5) представлен породами, очень близкими к вышеописанным. Различие усматривается в характере слоистости, которая выражена в породах этого типа только единичной крупной или очень крупной косослойчатой серией. Наблюдался тот же пачечный тип строения, но без слоев гипса в кровлях пачек. Верхняя часть образца (В) — подошва единичной крупной косослойчатой серии, которая определяет начальный этап трансгрессии. Средняя часть (Б) — переходная. Скв. 3963, горизонт кресто-9, гл. 136,2 м. Угол падения слоев в косослойчатых сериях пологий, меньше 20°. В разрезах породы этого типа залегают на осадках первого литогенетического типа, определяя этап начинающейся трансгрессии (субфашия трансгрессивного ряда).

## 6. Фашия глинистых осадков лагуны и заливов — ПГт

Литогенетический тип ПГт-1. Коричневые однородные алевролиты или аргилиты. Породы неслоисты или слоеваты, реже горизонтально-слоисты с характерным раковистым изломом. В них встречены скопления тонкого детрита и единичные обугленные растительные остатки плохой сохранности.

Литогенетический тип ПГт-2. Породы этого типа очень близки к вышеописанным. Они обнаруживают скрыто-горизонтальную слоистость, которая проявляется в плитчатом расколе или подчеркивается цепочечными лепешкообразными мелкими кальцитовыми стяжениями, ориентированными по напластованию. Расстояния между конкреционными рядами от 1—2 до 10—15 см. Мощность слоев этих литогенетических типов не превышает 2—3,5 м. В разрезах циклов они залегают только в трансгрессивных рядах.

## МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Группа морских отложений представлена различными морскими осадочными образованиями, как терригенными, так и хемогенными. Однако последние в разрезах имеют явно подчиненное значение. Более

того, фация карбонатных осадков материкового моря, единственная в этой группе, рассматривается в качестве латерального аналога морских алевритовых и алеврито-кремнистых осадков. Ниже приведено описание фаций морской группы в порядке относительно все большей удаленности их от континента.

### 1. Фация песчаных осадков морских пляжей — МПП

Литогенетический тип МПП-1. Песчаники серые средне-, реже мелкозернистые. Сортировка обломочного материала средняя. Слоистость горизонтальная и пологокосая, крупная и очень крупная, слабо срезанная, прямолинейная и однонаправленная (?). Встречены также песчаники с чередованием пологокосой и горизонтальной слоистости. Выражена слоистость недостаточно отчетливо и проявляется благодаря слабому различию зернистости обломочного материала, наличию слоев, обогащенных черным шлихом, красно-бурым алевритом и в подчиненном количестве гравием и галькой подстилающих аргиллитов. В нижней подсвите (карьер Златоуст — Беловский) в толще песчаных осадков этой фации наблюдались отдельные карманы глубиной до 10—15 см и протяженностью до 1,5—2 м, заполненные обугленным витреноподобным веществом. К основанию слоя обычно приурочено некоторое погрубение обломочного материала до крупнозернистого песчаника. Последнее редко проявляется также в средней части слоя. Слойки прерывистые, с недостаточно четкими и правильными границами, мощностью от долей миллиметра до 1,5—2 см. Угол наклона их пологий и не превышает 5—7°. Средняя мощность серий составляет 0,4—0,8 м, но в отдельных случаях может достигать 4 м и более. Мощность слоя до 20 м.

Литогенетический тип МПП-2 представлен зеленовато-серыми и серо-зелеными мелкозернистыми неслоистыми песчаниками также со средней степенью сортировки обломочного материала. В верхней части слоя наблюдались единичные карбонатные стяжения конкреционного типа диаметром до 2,5—3 см. Мощность слоя не превышает 6 м. В разрезах слои этого типа парагенетически связаны с породами типа МПП-1.

Характерно, что в породах фации, правда сравнительно редко, встречаются отдельные мелкие зерна халькопирита. В разрезах циклов такие слои залегают только в регрессивных рядах фаций, сменяясь выше осадками лагунно-дельтовой группы или осадками трансгрессивных рядов, например фации глинистых осадков материкового моря — МГт.

### 2. Фация чередования песчано-алеувитовых осадков зоны волнений прибрежной части моря — МВ

От отложений фаций ПВ (зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья) описываемые породы отличаются более четко выраженным чередованием пород, более резкими границами выделенных элементов слоистости и постепенными переходами в типично морские образования. При этом хорошая отсортированность обломочного материала указывает на многократное его переотложение. В разрезах циклов породы двух первых литогенетических типов залегают в регрессивных рядах фаций; породы литогенетического типа МВ-3 — только в верхних частях трансгрессивных рядов фаций и рассматриваются как переходные образования завершающего этапа трансгрессии.

Литогенетический тип МВ-1. Чередование мелкозернистых песчаников и алевритов. Цвет пород серый различных оттенков до серо-бурого. Слоистость прерывистая, горизонтальная, пологоволнистая и косая.

Мощность серий мелкая, реже крупная. Слоистость обусловлена незначительным различием в гранулометрическом составе обломочного материала. Мощность слоек не превышает 0,8—1 см. В верхней части слоя наблюдались отдельные карбонатные стяжения конкреционного типа диаметром до 0,5 см, редко до 10 см. Мощность слоя составляет 1—2 м, но может достигать 4—6 м.

Литогенетический тип МВ-2. Песчаники бурые и буро-серые мелкозернистые с ритмичным строением разреза. Мощность ритмов обычно не более 30 см. В основании ритмов залегает песчаник с незначительным размывом подстилающих пород и с гравием аргиллитов. Глубина песчаных карманов, очень редко с углистым витреноподобным веществом не превышает 10 см. На этих участках слоя установлены единичные трещины усыхания и нарушения слоистости в виде отдельных узких вертикальных провалов слоек. Последние, очевидно, были обусловлены выходом газовых пузырей в период диагенеза осадков. Нижняя часть ритма обычно слоевата или с редкими мелкими сериями однонаправленной косой слоистости. Верхняя часть — горизонтально-слоистая с единичными карбонатными стяжениями конкреционного типа диаметром до 8 см. Мощность слоек от долей миллиметра до 2—3 см. Мощность слоя 2—2,5 м, но может достигать 8 м.

Литогенетический тип МВ-3. Чередование мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Для верхней части слоя характерно преобладание по мощности прослоев аргиллитового материала; для нижней — наоборот, песчаного. Мощность прослоев составляет в среднем 20—30 см. Встречено более тонкое чередование с мощностью слоек от единиц миллиметров до 1,5—2 см. В этом случае мощность слоя резко сокращается с 20—25 м до 1—1,5 м. В верхней части слоя в аргиллитах установлены карбонатные стяжения конкреционного типа разных размеров. Песчаные и аргиллитовые прослои слоеваты или с мелкими сериями горизонтальной слоистости в аргиллитах и пологокосой в песчаниках. Цвет песчаных слоек и прослоев голубовато-серый и серый, аргиллитовых — голубовато-серый и красно-бурый.

### 3. Фашия песчаных осадков зоны морских течений — МП

Породы фашии представлены тремя литогенетическими типами, которые в разрезах циклов залегают в разных частях регрессивных рядов.

Литогенетический тип МП-1 представлен серыми, бурыми мелко-, реже среднезернистыми песчаниками или алевролитами. Сортировка обломочного материала хорошая. Породы слоеватые с отдельными элементами неотчетливой горизонтальной или пологокосой разнонаправленной слоистости. При повышенной мощности слоя они содержат прослойки алевролитов. Мощность слоя не превышает 5 м.

Литогенетический тип МП-2. Песчаники серые мелко-, реже среднезернистые с хорошей сортировкой обломочного материала. Слоистость косая, крупная, клиновидная, прямолинейная и разнонаправленная, обусловленная тонким чередованием песчаных и алевритовых слоек. Мощность слоек от долей миллиметра до 1,5—2 см. Мощность слоя не превышает 6 м. Эти слои в разрезах парагенетически связаны с породами типа МП-1.

Литогенетический тип МП-3. Конгломераты темно-серые почти черные с неправильной горизонтальной слоистостью (участками пологокосой), обусловленной исключительно ориентировкой уплощенных зерен гравия и гальки черных аргиллитов. Цемент в породах известково-песчаный. Мощность слоя не превышает 4,5 м.

#### 4. Фация песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега — МПИ

Литогенетический тип МПИ-1. Песчаники бледно-зеленые, мелко-зернистые, слоеватые, с мелкими кристалликами пирита и линейно ориентированными мелкими карбонатными стяжениями конкреционного типа. Сортировка обломочного материала хорошая. Отдельными участками в песчаниках наблюдались пятнистые текстуры. Мощность слоя до 0,8—1 м. Такие слои залегают в нижних частях регрессивных рядов фаций.

#### 5. Фация алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря — МАКт

Породы фации представлены тремя литогенетическими типами, которые в разрезах циклов приурочены только к трансгрессивным рядам.

Литогенетический тип МАКт-1. Бурые и коричневые однородные слоеватые алевролиты со средней степенью сортировки обломочного материала. Слоистость пологокосая или горизонтальная, но недостаточно ясная, обусловленная некоторым различием зернистости материала, но главным образом гидроокислами железа, которые подчеркивают слойки. Границы слойков расплывчатые, мощность их обычно не превышает 1,5—2 мм. Мощность слоя достигает 10—20 м.

Литогенетический тип МАКт-2. Породы аналогичны описанному выше типу МАКт-1, но с прослоями кремней, которые встречаются в виде сплошных прослоев или отдельных линейно вытянутых по напластованию желвакообразных стяжений кремнезема. Последние образуют как редкие неправильные пологоволнистые слойки, так и более крупные линейно вытянутые стяжения диаметром до 20—30 см. Более мелкие стяжения обычно залегают прерывисто, тогда как крупные залегают прерывисто и кулисообразно. Кремнистые образования локализуются на участке разреза слоя мощностью до 1,8—2,5 м и образуют как бы два самостоятельных прослоя или один общий суммарной мощности. Цвет кремнистых стяжений самый различный — розовый, серый, но главным образом черный; на выветрелой поверхности буро-серых алевролитов он обычно охристый.

Этот хорошо выдержанный на площади слой является региональным стратиграфическим репером горизонта златоуст. Он хорошо прослеживается на всей площади собственно Джекказганской впадины. Д. Г. Сапожниковым (1938) в разрезе пород слоя была найдена морская микрофауна. Ее возраст, по мнению Д. М. Раузер-Черноусовой, определяется как верхнее визе, может быть ямюр.

Литогенетический тип МАКт-3. Бурые и серые различных оттенков зеленого и голубого однородные алевролиты с хорошей степенью сортировки обломочного материала. Слоистость пород горизонтальная, типа ленточных глин, с отдельными слоеватыми участками, обусловленная некоторым различием зернистости и цвета кластических зерен, в отдельных случаях тонкими прерывистыми слойками с мелкой углистой крошкой. Мощность слойков от долей до первых единиц миллиметра. Мощность пачек не превышает 5—8 см при мощности слоя до 6 м.

#### 6. Фация карбонатных осадков материкового моря — МИКт

Литогенетический тип МИКт-1. Неслоистые, однородные, местами кремнистые известняки с характерным раковистым изломом. Терригенная примесь присутствует в количестве 2—3% в виде тонкого глини-

стого материала и обугленного растительного шлама. В разрезе отложенный джезказганской свиты эти породы синхронны слою с кремнями (литогенетический тип МАКт-2, горизонт златоуст). Мощность слоя до 2 м. Залегает он только в трансгрессивных рядах фаций.

В черных органогенных известняках из подстилающих джезказганскую свиту слоев наблюдались отдельные мелкие, до 1 см в диаметре, халькопиритовые стяжения конкреционного типа.

### 7. Фашия глинистых осадков материкового моря — МГт

Породы фашии представлены двумя литогенетическими типами, которые в разрезах циклов приурочены только к трансгрессивным рядам.

Литогенетический тип МГт-1. Серо-голубые, темно-серые аргиллиты, реже алевролиты с весьма хорошей сортировкой обломочного материала. Породы горизонтально-слоистые или неслоистые. Скрытая слоистость улавливается только по характеру раскола на плитки. Растительные остатки в породах отсутствуют, а если встречаются, то в небольшом количестве и только в виде тонкого шлама по плоскостям напластований. Мощность слоев от долей до 1,2—2 мм. Мощность слоя до 10 м.

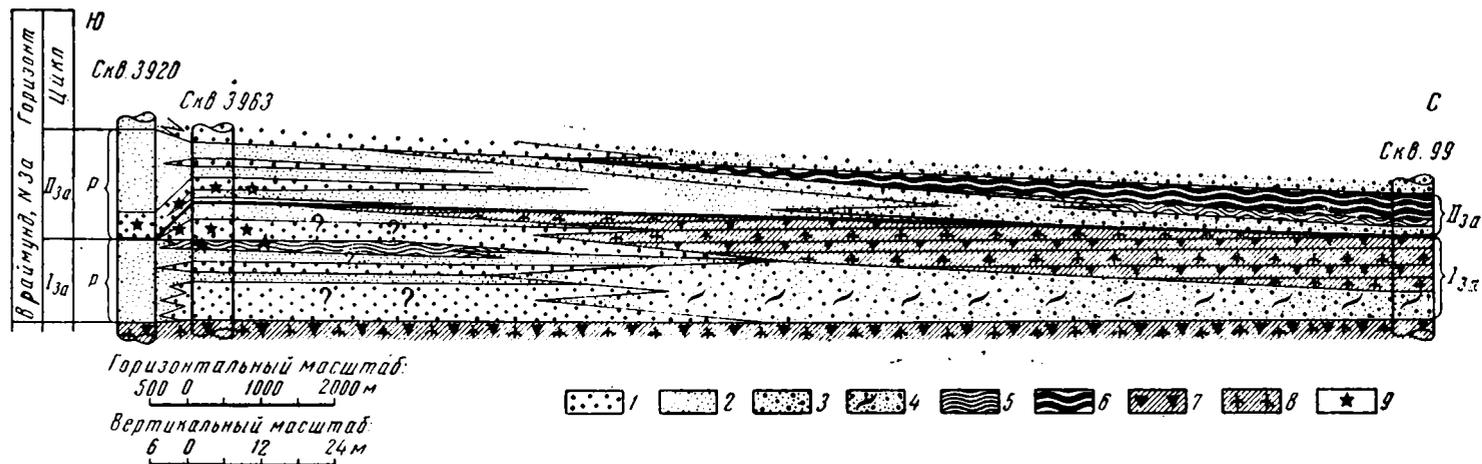
Литогенетический тип МГт-2. Породы аналогичны вышеописанным, но с мелкими кальцитовыми стяжениями конкреционного типа.

На площади породы этой фашии отличаются достаточно хорошей выдержанностью. В прибрежных частях заливно-лагунного побережья их аналогами являются обычно глинистые осадки фашии ПГт.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили установить сложный фашиальный состав пестроцветных меденосных отложений джезказганской свиты. В ее разрезе выделены три группы отложений: континентальные, лагунно-дельтовые и морские. При этом вся свита может рассматриваться как типичная паралическая.

Установлено, что многие фашии разреза обладают общими генетическими признаками с соответствующими фашиями угленосной паралической толщи среднего карбона Донбасса. К ним относятся главным образом фашии морской и лагунно-дельтовой групп. Их сходство обусловлено исключительно гидродинамическими особенностями среды в зоне мелкого моря и прилегающей полосе заливно-лагунного побережья. Для песчаных осадков подводной части дельты это сходство было рассмотрено выше. Различие усматривается в климатических особенностях регионов, что и определило своеобразие литогенетических типов ряда общих фаций. Примером могут служить песчаные осадки кос и пересыпей. Однако первый литогенетический тип этой фашии в отличие от соответствующего гумидного имеет две разновидности. Одна из них определяет собственно косы и пересыпи, другая — латеральные переходы в песчаные осадки подводной части дельты, причем последняя разновидность отличается несколько иным сочетанием первичных генетических признаков, свойственных именно этой переходной зоне. С другой стороны, ряд генетических признаков фашии позволяет отличить аридные аккумулятивные формы Джезказгана от соответствующих гумидных. Так, для вышеуказанного аридного литогенетического типа ПП-1 к ним следует отнести наличие в верхних частях многих косо-слоистых серий некоторого выполаживания слоев до горизонтальных или даже отдельных слоеватых участков, где встречены линзовидные единичные слои седиментационного гипса мощностью от единиц миллиметров до 1—1,5 см. Дополнительным признаком служит также



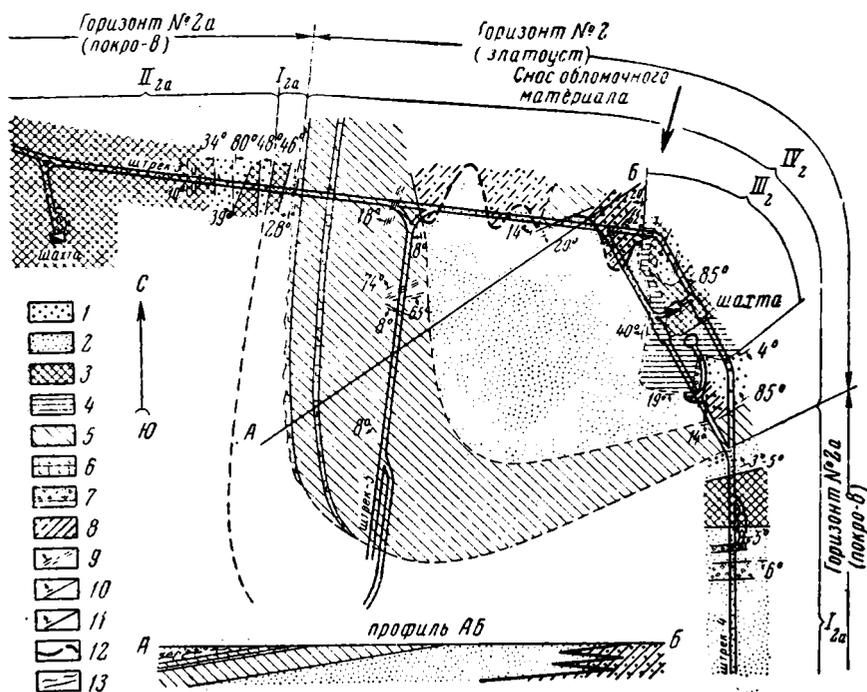
Фиг. 6. Литогенетический профиль Джекказганской впадины, показывающий степень устойчивости в разрезах фаций континентальной и лагунно-дельтовой групп:

Фации: 1—2 — песчаных осадков подводной части дельты (1-й и 2-й литогенетические типы); 3—4 — песчаных осадков кос и пересыпей (1-й и 2-й литогенетические типы); 5 — песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря (2-й литогенетический тип); 6 — песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры (3-й литогенетический тип); 7—8 — глинисто-алеврито-песчаных осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием (1-й и 2-й литогенетические типы); 9 — медное оруденение. Р — регрессивный ряд фаций

бурый цвет пород. Подобный или более резкий характер климатического различия пород, главным образом для сравнительно мелководных фаций вплоть до полной индивидуальности ряда литогенетических типов, позволяет говорить об общих чертах сходства фаций рассматриваемых регионов. Наряду с донбасскими аналогами в Джезказгане выделено несколько специфических фаций: фация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры; фация неотсортированных осадков силевых выносов; фация горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья; фация песчано-алевритовых осадков лагун; фация песчаных осадков морских пляжей и фация песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега. Все эти фации определили значительное своеобразие приморского ландшафта Джезказгана.

Существование аридного климата на территории Джезказгана в среднекарбовое время (условный возраст джезказганской свиты), наряду с общим пестроцветным характером разреза свиты, подтверждается наличием типичных аридных континентальных фаций: различного типа почвенных образований и хемогенных осадков горько-соленых водоемов.

Для многих фаций свиты установлена ритмичность осадконакопления, которая в аридных условиях более резко выражена у пород кон-



Фиг. 7. Структурно-фашиальная карта одного из участков центрального рудного поля Джезказгана (геологическая основа по материалам Джезказганского шахтостроительного управления)

Фаши: 1 — песчаных осадков подводной части дельты; 2 — песчаных осадков кос и пересыпей; 3 — песчано-алевритовых осадков лагун; 4 — глинистых осадков лагун и заливов; 5 — алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря; 6 — карбонатных осадков материкового моря. Литология: 7 — конгломерат из галек подстилающих пород; 8 — медное (борнит-халькозинное) оруденение песчаных осадков подводной части дельты; устойчивое (сплошные линии) и выклинивание его на флангах (пунктир); 9 — элементы трещиноватости пород; 10 — элементы залегания пород; 11 — тектонические нарушения и элементы их залегания; 12 — латеральные границы фаций; 13 — границы слоя с размывом (волнистый пунктир) и без размыва (сплошная линия).

тинентальной и лагунно-дельтовой групп. Различается ритмичность разных порядков, в том числе простой тип, выраженный чередованием пород различной гранулометрической характеристики. Этот тип ритмичности обусловлен ландшафтно-климатическими особенностями региона (такырные ритмы, литогенетические типы ПВ-1, ПВ-4 и др.). Ритмичность высшего порядка обусловлена ландшафтно-тектоническими факторами и выражается в устойчивом повторении простых ритмов, наряду с их направленным и последовательным изменением во времени. Последнее приводило к формированию отдельных частей или всего регрессивного (трансгрессивного) ряда фаций в целом.

Установление фациальной природы отложений и изучение характера сочетаний литогенетических типов в рядах позволило выделить для каждой фации более мелкие подразделения, в частности субфации регрессивного и трансгрессивного рядов. Последовательная и закономерная смена фаций в разрезе и на площади выразилась в формировании элементов циклического типа. Одновременно с этим выяснялась устойчивость литогенетических типов в разрезах, что позволило проследить их не только на центральном рудном поле Джезказгана, но и в собственно Джезказганской впадине (фиг. 6). В этом разрезе устанавливается парагенез песчаных осадков дельтовых выносов с песчаными осадками зоны волновой ряби (литогенетический тип ПВ-2). Он дополняется медным оруденением халькозинового типа.

Изучение локализации основного медного оруденения в породах свиты показало, что существует строго избирательная способность в его распределении: на площади центрального рудного поля Джезказгана оруденение практически полностью связано с песчаниками и конгломератами подводной части дельты. Эти слои залегают только в регрессивных рядах фаций.

Примером фациального контроля в распределении основного медного оруденения может служить структурно-фациальная карта отдельного участка центрального рудного поля Джезказгана (фиг. 7). Здесь на участке пологого залегания пород рудоносные песчаные осадки подводной части дельты с борнит-халькозиновым оруденением латерально переходят в безрудные песчаные осадки кос и пересыпей.

Распределение медного оруденения в отложениях свиты осуществлялось в периоды седиментогенеза и диагенеза пород, т. е. в литогенетическую стадию их образования.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 139, угольн. сер., № 4, 1953.
- Ботвинкина Л. Н. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
- Ботвинкина Л. Н. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1959.
- Ботвинкина Л. Н. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1956.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Выделение генетических типов отложений как основа литогенетических исследований угленосных толщ. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольн. сер., № 2, 1947.
- Дружинин И. П. Ископаемые береговые такыры в пестроцветном разрезе джезказганской серии. Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963.
- Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение рудного района Покро Джезказганского месторождения. Автореф. канд. дисс., М., 1961.
- Сапожников Д. Г. К вопросу о возрасте джезказганской свиты. Докл. АН СССР, т. XX, № 5, 1938.
- Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациальном составе и некоторых вопросах эпигенетического преобразования пород Джезказгана. В сб.: Дельтовые и мелководные морские отложения. Изд-во АН СССР, 1963.

## **КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 546.221 (262.5)

### **РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕРОВОДОРОДА ПО ВЕРТИКАЛИ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ**

**И. И. ВОЛКОВ**

Изучение распределения  $H_2S$  в поверхностном слое отложений Черного моря, проведенное нами ранее (Волков, 1960, 1961), позволило обосновать существующее мнение о донном его происхождении в Черном море. Было также показано, что  $H_2S$  образуется главным образом за счет микробиологических сульфатредуцирующих процессов.

Сероводород, дающий начало целому ряду восстановленных соединений серы в морских осадках,—промежуточное (и наиболее подвижное) соединение. В связи с этим содержание свободного  $H_2S$  в осадках зависит от условий течения двух противоположно направленных процессов. С одной стороны, интенсивность образования  $H_2S$  определяется количеством органического вещества в форме, легкоусваиваемой сульфатредуцирующими бактериями. С другой стороны, содержание  $H_2S$  в донных отложениях регулируется процессами превращения его в свободную серу и сернистое железо. Таким образом, концентрация свободного  $H_2S$  в донных отложениях зависит от соотношения скоростей его образования и связывания.

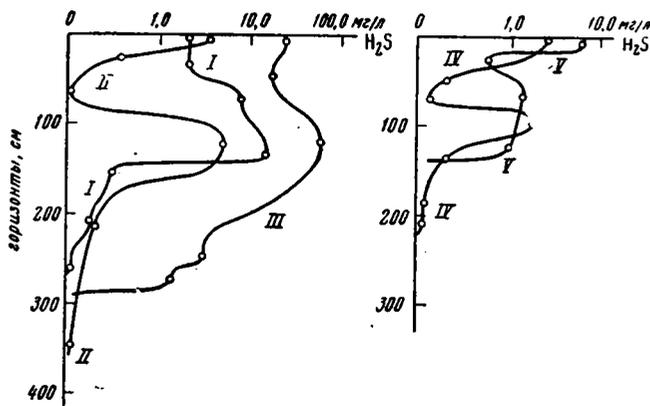
В настоящее время мы располагаем материалами о распределении  $H_2S$  в толще осадков Черного моря. Исследование распределения свободного  $H_2S$  по вертикали черноморских отложений имеет большое значение для решения вопроса происхождения  $H_2S$  в бассейне, а также позволит яснее представить условия протекания процессов аутигенного минералообразования в толще донных отложений.

В таблице приведены данные содержания  $H_2S$  по вертикали пяти колонок донных отложений, полученных из различных частей восточной половины Черного моря и с разных глубин. Определение  $H_2S$  проводили по методу, описанному ранее (Волков, 1959). На основании данных таблицы построены кривые распределения  $H_2S$  по вертикали осадков, представленные на фигуре; здесь содержание  $H_2S$  отложено по оси абсцисс в логарифмической шкале, а глубина залегания осадков — по оси ординат в линейной шкале.

Колонки отложений со станций 420 и 4745 взяты в области материкового склона Кавказского побережья. Как было установлено ранее (Волков, 1961), поверхностные слои осадков материкового склона в этом районе моря содержат пониженные количества  $H_2S$ . Наибольшие содержания  $H_2S$  относятся в этих колонках к поверхностным горизонтам осадков.  $H_2S$  присутствует до горизонта  $\sim 150$ — $200$  см, в нижележащих

осадках свободный  $H_2S$  отсутствует, хотя они имеют восстановленный характер.

Колонка грунта со станции 421 взята у подножия материкового склона в области максимальных содержаний  $H_2S$  в поверхностном слое осадков. Несмотря на высокое содержание  $H_2S$  в поверхностном слое (23 мг/л), максимальное содержание свободного  $H_2S$  здесь приурочено



Распределение свободного  $H_2S$  по вертикали осадков Черного моря:

I — станция 4751, II — станция 4740, III — станция 421, IV — станция 4745, V — станция 420

к горизонту 115—120 см и составляет ~61 мг/л. Ниже по колонке количество  $H_2S$  довольно резко падает, а на горизонте 275—280 см свободный  $H_2S$  исчезает.

Колонки осадков со станций 4751 и 4740 взяты в центральной части моря в области глубоководного ложа моря. Здесь максимальные содержания  $H_2S$  также располагаются в толще отложений примерно на горизонтах 120—140 см. В обеих колонках резкое падение содержания  $H_2S$  привязывается к горизонтам древнечерноморских осадков, резко обогащенных органическим веществом (сапропелевые илы).  $H_2S$  в осадках совершенно исчезает на горизонте 350—400 см.

Приведенные данные показывают, что свободный  $H_2S$  присутствует не только в поверхностном слое донных осадков. Толща современных и древнечерноморских отложений целиком содержит свободный  $H_2S$ . Больше того, наличие  $H_2S$  обнаруживается практически во всех колонках в верхней части отложений новейшинского периода; в некоторых случаях здесь могут присутствовать относительно высокие количества  $H_2S$  (до 5 мг/л).

В осадках материкового склона наибольшие содержания  $H_2S$  обнаруживаются в поверхностном слое отложений, особенно если склон очень крутой, как это имеет место в районе Кавказского побережья. С углублением в толщу отложений содержание свободного  $H_2S$  относительно быстро уменьшается. Видимо, такая же картина наблюдается у южных берегов Крыма и в районе Анатолийского побережья.

В глубоководных отложениях распределение  $H_2S$  по вертикали имеет другой характер. Здесь, как правило, с переходом от современных к древнечерноморским отложениям содержание свободного  $H_2S$  довольно резко возрастает, достигая максимума. С переходом в новейшинские отложения количество  $H_2S$  в осадках быстро уменьшается до полного исчезновения. Исключение из такой схемы составляют сапропелевые

Содержание свободного H<sub>2</sub>S по вертикали донных отложений

Горизонт, см	Краткая характеристика пробы осадка	Влажность, %	H <sub>2</sub> S, мг/л	S сульфатн., %	C органич., %
Станция 420. Глубина 1441 м (44°23',6 с. ш., 37°53',2 в. д.)					
0—5	Ил глинисто-известковый, серого цвета, полужидкий (А)	60,89	6,77	0,066	1,15
20—29	Ил глинистый, плотный, однородный, серого цвета с голубоватым оттенком (С)	39,28	0,62	0,070	0,75
60—70	Ил глинистый, очень плотный вязкий, черного цвета (С)	40,33	1,44	—	0,49
120—130	Ил глинистый, очень плотный, серого цвета, с примазками гидротроилита (С)	38,65	1,19	0,058	0,56
134—140	Ил глинистый, очень плотный, серого цвета с зеленоватым оттенком (С)	39,72	0,00	—	0,52
Станция 421. Глубина 1943 м (44°06',7 с. ш., 37°48',6 в. д.)					
0—5	Ил глинистый, полужидкий, однородный, серого цвета (А)	59,93	23,23	0,063	2,21
40—50	Ил глинистый, более плотный, однородный, серого цвета (А)	52,57	16,63	0,045	1,16
115—120	Ил глинистый, однородный, серого цвета (В)	46,68	61,47	—	0,92
240—247	То же	43,05	2,94	0,018	1,07
265—270	Ил глинистый, серого цвета с голубоватым оттенком (С)	42,80	1,29	0,016	1,50
274—280	То же	42,34	0,00	—	1,43
Станция 4740. Глубина 2042 м (43°55',7 с. ш., 33°36',3 в. д.)					
0—5	Ил глинистый, однородный, серого цвета (А)	71,72	3,48	0,049	3,96
5—10	Ил глинисто-известковый, слоистый, серого цвета (А)	71,54	2,12	—	—
25—28	Ил глинисто-известковый, слоистый, серого цвета с буроватым оттенком (А)	68,16	0,37	0,041	2,11
60—68	Ил сапропелевый, плотный, упругий, тонкослоистый, бурого цвета (В)	71,63	<0,10	0,027	9,02
118—124	Ил глинистый, однородный, светло-серого цвета с голубоватым оттенком (С)	50,86	5,11	0,016	1,00
211—218	Ил глинистый, плотный, вязкий, черного цвета (С)	36,17	<0,10	—	0,46
345—350	Ил глинистый, плотный, голубовато-серого цвета (С)	45,10	0,00	0,003	0,82
Станция 4745. Глубина 1738 м (41°45',0 с. ш., 40°30',1 в. д.)					
1—4	Ил глинистый, полужидкий, серого цвета, однородный (А)	62,39	2,69	0,054	—
40—47	Ил глинисто-известковый, серого цвета, слоистый (А)	65,10	0,30	0,044	—
69—74	Ил сапропелевый, плотный, упругий, слоистый (В)	70,74	0,20	0,033	—
91—98	Ил глинистый, однородный, серого цвета (В)	45,79	1,76	0,035	—
134—142	То же	42,26	0,30	0,022	—
180—190	Ил глинистый, серого цвета с прослоями более темного цвета (С)	38,66	0,10	—	—
205—215	Ил глинистый, серого цвета, с голубоватым оттенком (С)	38,24	0,00	0,004	—

## Продолжение таблицы

Горизонт, см	Краткая характеристика пробы осадка	Влажность, %	H <sub>2</sub> S, мг/л	S сульфатн., %	C органич., %
Станция 4751. Глубина 2222 м (43°12',6 с. ш., 33°50',6 в. д.)					
0—4	Ил глинистый, однородный, серого цвета с голубоватым оттенком (А)	66,50	2,11	0,048	1,83
20—25	То же	64,09	2,16	—	1,77
70—77	Ил глинистый, серого цвета (В)	55,35	8,19	0,030	1,47
130—137	То же	55,52	14,25	0,018	—
156—163	Ил сапропелевый, плотный, упругий, тонкослойный, бурого цвета (В)	70,41	0,30	0,011	12,20
208—212	Ил глинистый, темно-серого цвета, с пятнами серого ила (С)	56,92	0,20	0,005	2,04
238—241	Ил глинистый, черного цвета, комковатой структуры (С)	58,91	<0,10	—	0,54
405—410	Ил глинистый, серого цвета, с неясной слоистостью (С)	45,92	0,00	0,003	0,55

Примечание. А — современные отложения; В — древнечерноморские отложения; С — новоевксинские отложения.

илы, располагающиеся в древнечерноморских отложениях и имеющие высокое содержание органического углерода. Содержание свободного H<sub>2</sub>S в сапропелевых илах ничтожно мало (0,1—0,3 мг/л); объяснение этого факта кроется, видимо, не в малой интенсивности процесса образования H<sub>2</sub>S, а в большей скорости преобразования свободного H<sub>2</sub>S в его производные. По нашим данным и данным Э. А. Остроумова (1953), в сапропелевых прослоях наблюдаются повышенные концентрации пирита и органических производных серы. Вероятно, в результате распада органического вещества, присутствующего в данном случае в повышенных количествах, происходит переход подвижных форм железа в более активную форму; в результате железо связывается H<sub>2</sub>S с образованием сульфида и затем пирита, а содержание свободного H<sub>2</sub>S в силу этого понижается.

Хотя несомненно, что в конечном итоге H<sub>2</sub>S обязан своим происхождением органическому веществу отложений, данные таблицы показывают, что видимая связь между распределением H<sub>2</sub>S и органического вещества отсутствует. Это является следствием влияния качественного состава органического вещества на интенсивность микробиологического образования H<sub>2</sub>S и, кроме того, может быть объяснено различной скоростью превращений H<sub>2</sub>S на разных горизонтах отложений, примером чего служат вышеописанные сапропелевые илы.

Распределение H<sub>2</sub>S по вертикали отложений указывает на то, что процессы образования его не заканчиваются в поверхностном слое. Несомненно, в некоторых случаях H<sub>2</sub>S может частично попадать в глубь отложений вследствие диффузии из поверхностных слоев, причем диффузионный процесс в какой-то мере должен сглаживать существующую неоднородность в распределении свободного H<sub>2</sub>S. Наблюдаемый же нами характер распределения H<sub>2</sub>S по вертикали осадков указывает, что на миграцию в данном случае накладывается более интенсивно идущий в толще отложений процесс образования H<sub>2</sub>S.

Как видно из таблицы, с углублением в толщу осадков содержание сульфатов довольно быстро убывает. Таким образом, поведение SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> подтверждает, что образование H<sub>2</sub>S продолжается также в глубине осадков и происходит за счет восстановления сульфатов, как и в поверх-

ностном слое. Об этом свидетельствует и изменение  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  — коэффициента в иловых водах по вертикали отложений (Шишкина, 1959).

Однако наши данные и результаты других геохимических работ противоречат выводам микробиологических исследований. Известно, 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 (Кузнецов, 1949; Крисс, 1949, 1952; Калининко, 1953). Исследования Ю. И. Сорокина (1962), проведенные на осадках Черного моря одновременно с нашими и частично на одном и том же материале (станции 4740, 4745, 4751), были посвящены изучению микробиологического восстановления сульфатов при помощи радиоизотопного метода. Они показали, что наиболее интенсивная редукция сульфатов происходит в самом верхнем слое отложений и ограничивается слоем ила мощностью 5 см. В толще илов, по данным Ю. И. Сорокина, восстановительные процессы не идут и наличия сульфатредуцирующих бактерий не обнаружено.

Следовательно, согласно данным микробиологических исследований, образование  $\text{H}_2\text{S}$  за счет восстановления сульфатов может активно осуществляться только в поверхностном слое отложений; в толще осадков сульфатредуцирующие процессы не имеют места, а часто не обнаруживаются даже присутствие десульфурierenden микроорганизмов.

В то же время наличие процесса восстановления сульфатов с образованием  $\text{H}_2\text{S}$  обнаружено не только в толще отложений Черного моря, но и в других водоемах. В Охотском море и Тихом океане в глубине осадков так же активно осуществляется процесс редукции сульфатов до  $\text{H}_2\text{S}$ . Причем очень часто, по данным Э. А. Остроумова (1956, 1957, 1960а, 1960б), сульфатредуцирующий процесс только начинается под более чем метровой толщей окисленных отложений, т. е. там, где по мнению микробиологов, бактериальные процессы заведомо протекать не могут. При этом уменьшение содержания сульфатов с появлением в осадках  $\text{H}_2\text{S}$  или его производных с несомненностью указывает на то, что  $\text{H}_2\text{S}$  обязан своим происхождением именно сульфатам донных отложений. Возможно, что восстановление сульфатов происходит ферментативно посредством водорода, выделяющегося в результате разложения органического вещества и активированного энзимом гидрогеназы (Stephenson, Stickland, 1931; Мессинева, Горбунова, 1946; Бунеев, Харитоновна, 1947). Кроме того, при развитом восстановительном процессе не исключены и другие, второстепенные пути образования некоторого количества  $\text{H}_2\text{S}$ , подробно разобранные нами ранее (Волков, 1961).

Таким образом, установлено, что присутствие свободного  $\text{H}_2\text{S}$  не ограничивается поверхностным слоем осадков Черного моря. Свободный  $\text{H}_2\text{S}$  содержится во всей толще современных и древнечерноморских осадков, а также в самой верхней части отложений новоевксинского периода. Характер распределения свободного  $\text{H}_2\text{S}$  и сульфатов по вертикали осадков показывает, что как в поверхностном слое, так и в толще иловых отложений образование  $\text{H}_2\text{S}$  происходит за счет восстановления сульфатов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бунеев А. Н., Харитоновна Л. П. О восстановлении сульфатов в воде Крайних источников в атмосфере водорода. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 1, 1947.
- Волков И. И. Определение различных форм соединений серы в морских осадках. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 33, 1959.

- Волков И. И. О распределении свободного сероводорода в осадках Черного моря. Докл. АН СССР, т. 134, № 3, 1960.
- Волков И. И. О свободном сероводороде и некоторых продуктах его превращений в осадках Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 50, 1961.
- Калиненко В. О. О методах подсчета бактерий. Почвоведение, № 5, 1953.
- Крисс А. Е., Рукина Е. А. О происхождении сероводорода в Черном море. Микробиология, т. 18, вып. 4, 1949.
- Крисс А. Е., 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. об-ва, т. 1, 1949.
- Мессиньева М. А., Горбунова А. И. Процесс разложения макрофитов пресных озер и участие их остатков в формировании озерных иловых отложений. Изв. АН СССР, отд. биол. наук, вып. 5, 1946.
- Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 7, 1953.
- Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. О формах соединений серы в донных отложениях Тихого океана района Новой Зеландии. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 42, 1960 а.
- Остроумов Э. А., Фомина Л. С. О формах соединений серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960 б.
- Остроумов Э. А., 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, вып. 3, 1962.
- Шишкина О. В. Сульфаты в иловых водах Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 33, 1959.
- Stephenson N., Stickland L. H. The reduction of sulphate to sulphide by molecular hydrogen. Biochem. J., v. 25, N 1, 1931.

Институт океанологии  
АН СССР

Дата поступления  
14.IV.1963

УДК 551.72(471.1+471.34)

## КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

*Е. Г. ЖУРАВЛЕВ*

Автором исследована кора выветривания закрытой части кристаллического фундамента восточного склона Русской платформы по данным 172 скважин, расположенных в основном в пределах Камской вершины Татарского свода. Мощностъ коры была определена по геофизическому и керновому материалу скважин; минералогический состав исследован в шлифах при помощи иммерсии, окрашивания, электроноскопии и кри-вых нагревания.

В течение длительного времени, от архея — протерозоя до конца девона, кристаллический фундамент, сложенный породами архейского и протерозойского возраста (Лапинская, 1962; Журавлев, 1962), подвергался неоднократно воздействию гипергенных процессов, сформировавших его древнюю кору выветривания. В соответствии с возрастом покрывающих кору осадочных пород она подразделяется на добавлинскую, доэйфельскую, доживетскую и докыновскую (фиг. 1).

Приподнятые части вершин и большинства развитых на них структур второго порядка — валов имеют мощностъ коры выветривания, в два-три раза меньшую, чем их склоны (Журавлев, 1962).

Это, вероятно, связано с тем, что размыв коры наиболее интенсивно протекал в сводовых частях поднятий, где до размыва мощность ее очевидно, была наибольшей (Разумова, Херасков, 1963).

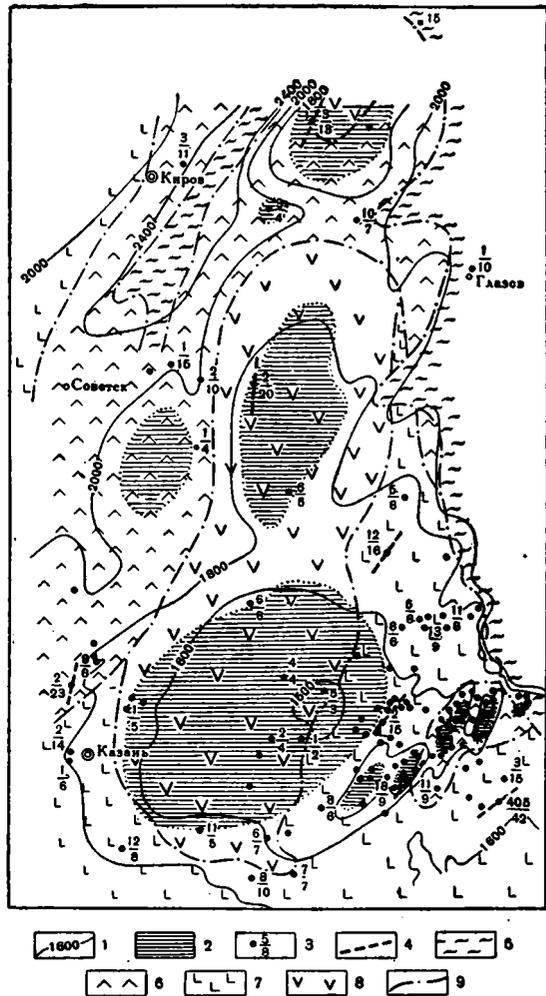
Такая особенность геологического залегания коры выветривания свидетельствует о возникновении и существовании положительных структур фундамента, имеющих минимальные мощности коры на приподнятых участках, до отложения покрывающих их осадочных пород. Преимущественная тенденция к поднятию у этих структур сохранялась и в дальнейшем, вплоть до настоящего времени (Горелов, Клубов, 1963).

На региональном фоне площадного залегания коры выветривания наблюдаются локальные, линейно вытянутые зоны увеличенных ее мощностей, обусловленные тектонической нарушенностью фундамента в этих зонах, проявившейся еще до отложения пород осадочного чехла (фиг. 1).

Разломы фундамента, установленные по увеличенным мощностям коры выветривания, в большинстве случаев (14 из 19) подтверждаются катаклизмом невыветрелых кристаллических пород и данными геофизических съемок.

Выявленная закономерность в залегании коры выветривания может оказать помощь в обнаружении разломов и локальных поднятий фундамента при геолого-поисковых буровых работах на нефть: небольшая мощность вскрытой скважиной коры (от 2—3 м) будет указывать на расположение скважины в сводовой части локального поднятия фундамента.

Разнообразные типы выветривавшихся кристаллических пород обусловили пестрый, многокомпонентный состав нижних зон профилей выветривания (таблица). Вверх по разрезу наблюдается значительное упрощение их минерального состава. Темно-зеленая, зеленая, розовато-серая, серая, часто полосчатая окраска кристаллических пород при вы-



Фиг. 1. Схематическая карта развития древней коры выветривания кристаллического фундамента северной части Волго-Уральской области:

1 — изогипсы рельефа фундамента (по данным А. И. Клецева и З. И. Бороздиной, 1962); 2 — области с мощностями коры выветривания, меньшими 5 м; 3 — скважины (в числителе — № скважины, в знаменателе — мощность коры выветривания, м); 4 — линии дизъюнктивных нарушений; отложения, покрывающие кору выветривания; 5 — доваблинские; 6 — эйфельские; 7 — живетские; 8 — кыновские; 9 — границы разновозрастных осадочных толщ (по данным М. Ф. Филипповой и З. И. Бороздиной)

Минеральный состав кор выветривания

Зоны профилей выветривания	Структура кристаллических пород	Биотитово-плагиоклазовые, биотитово-гранатые гнейсы и плагиограниты			Роговообманковые, пироксеновые гнейсы, диориты, габбро, диабазы			Гидротермальные минералы	Инфильтрационные минералы
		типы кор (по пороодообразующим минералам)	второстепенные минералы	реликтовые минералы	типы кор (по пороодообразующим минералам)	второстепенные минералы	реликтовые минералы		
Конечных продуктов разложения	Не сохраняется	Размыта (?)	Нет	Нет	Размыта (?)	Нет	Нет	Нет	Нет
Разложения, 0—6 м		Гидрослюдисто-каолининовая (реже каолининовая)	Вермикулит, галлуазит, бурые окислы железа, лейкоксен	Кварц, рудные, акцессорные	Гидрослюдисто-каолининовая, каолининовая	Галлуазит, бурые окислы железа, кремнезем, лейкоксен	Кварц, рудные, акцессорные	Нет	Сидерит, пирит, гидроокислы железа, кальцит
Выщелачивания, 0—8 м			Каолининово-гидрослюдистая	Гидробиотит, гидрохлорит, бурые окислы железа, лейкоксен, кальцит		Кварц, полевые шпаты, биотит, рудные, гранат, силлиманит, акцессорные	Каолининово-гидрослюдистая, реже гидрохлоритовая и монтмориллонитовая	Гидрохлорит, гидробиотит, халцедон, опал, кальцит, бурые окислы железа, нонтронит, монтмориллонит, галлуазит, лейкоксен	Полевые шпаты, роговые обманки, пироксены, рудные, акцессорные, кварц
Начального выщелачивания, 0,5—2,5 м	Сохраняется	Слабовветрелые кристаллические породы		Гидробиотит, гидрослюды, кальцит	—	Слабовветрелые кристаллические породы		Гидрохлорит, гидробиотит, кальцит	—

ветривании блекнет, становится зеленовато-серой, серой, белой, а при значительном содержании гидроокислов железа — бурой. В верхних зонах коры выветривания теряют структуру кристаллических пород.

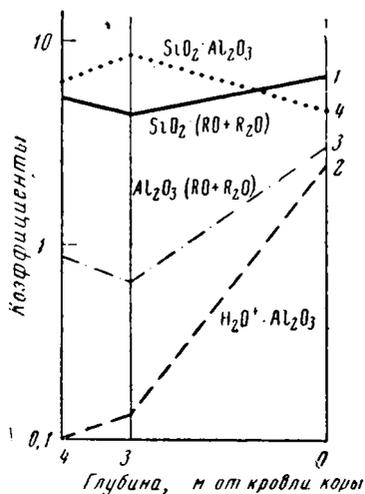
На описываемой территории развиты два типа профилей коры выветривания: 1) преимущественно каолинитово-гидрослюдистого (добавлинская и доэйфельская коры) и 2) гидрослюдисто-каолинитового состава (доживетская и докыновская коры). Лишь спорадически на основных породах появляются монтмориллонитовый и гидрохлоритовый профили.

Добавлинская и доэйфельская коры выветривания характеризуются развитой зоной выщелачивания, где гидрослюды служат основным минералом. Гидрослюды, образованные по биотиту, отличаются от мелкочешуйчатых гидрослюд, развитых по серицитизированным плагиоклазам, слабо выраженным биотитовым плеохроизмом и долго сохраняющейся пластинчатой формой биотита. Оптические свойства вновь образованных гидрослюд ( $N'_g = 1,592$ ;  $N'_p = 1,563$ ;  $N'_g - N'_p = 0,029$ ) вверх по разрезу изменяются в сторону значительного уменьшения величин двупреломления и светопреломления ( $N'_g = 1,569$ ;  $N'_p = 1,560$ ;  $N'_g - N'_p = 0,009$ ). При разрушении темноцветных минералов железо окисляется до трехвалентного. Высвободившиеся бурые окиси железа в основном ассоциируют с гидробиотитом и гидрохлоритом. Вверх по разрезу гидрослюды постепенно переходят в каолинит.

Доживетская и докыновская коры выветривания характеризуются слабо выраженной зоной выщелачивания. Часто она отсутствует. Особенность гипергенеза в данном случае заключалась в образовании чешуйчатого, веерообразного каолинита непосредственно по затронутым гидротермальными процессами плагиоклазам. Оптические и термические свойства каолинита следующие:  $N_g = 1,566$ ;  $N_p = 1,561$ ;  $N_g - N_p = 0,005$ ; эндозффект при  $590^\circ$ , экзозффект при  $1010^\circ$ . Присутствующие в некоторых количествах гидрослюды и гидрохлориты образовывались в результате выщелачивания темноцветных минералов.

Подобный гипергенный процесс мог быть обусловлен теплым, влажным, тропическим климатом, на существование которого здесь указывалось Н. М. Страховым (1962) и Л. Б. Рухиным (1962). Гипергенной каолинизации предшествовало гидротермальное раскисление плагиоклазов, переход их в альбит (?) ( $N'_p = 1,526$ ; двупреломление 0,010) с выделением  $\text{CaCO}_3$ . В зоне разложения происходили вынос кремнезема и накопление полторных окислов (фиг. 2). Бурые окислы железа в доживетских и докыновских корках в противоположность добавлинским и доэйфельским в шлифах почти не наблюдаются.

Рельеф, приближающийся к равнинному, и теплый (несколько более прохладный для добавлинских и доэйфельских кор, имеющих развитую зону выщелачивания), влажный климат, существовавшие во время формирования кор, говорят о том, что при такой физико-географи-



Фиг. 2. Динамика коэффициентов выветривания в профиле коры выветривания гранитогеяса из скв. 18 Грохановской площади: 1 — коэффициент выщелачивания  $\text{SiO}_2 \cdot (\text{RO} + \text{R}_2\text{O})$ ; 2 — коэффициент гидратации  $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ ; 3 — коэффициент выветривания  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{RO} + \text{R}_2\text{O})$ ; 4 — коэффициент сиалитизации  $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ .

ческой обстановке должна была образоваться аллитная кора в профилях выветривания. Отсутствие ее на описываемой территории объясняется размывом верхних зон кор. Сохранились только зоны разложения и выщелачивания.

В корях происходило накопление многих микроэлементов. По данным 20 полуколичественных спектральных анализов содержание Ni, V, Li и Sr здесь часто в пять-десять раз больше кларковых значений.

Среди осадочных пород и покрывающих коры делювиальных и элювиальных отложений, в формировании которых принимали участие продукты размыва кор, особенный интерес представляют мощные толщи пестроцветных пород бавлинской свиты, где могли скапливаться переотложенные конечные продукты выветривания и разнообразные микроэлементы.

Инфильтрационные процессы, неоднократно воздействовавшие на коры, привели к сидеритизации и пиритизации в основном доживетских и докыновских кор и к ожелезнению главным образом добавлинских и доэйфельских кор.

### ВЫВОДЫ

1. Кора выветривания имеет различные мощности в пределах положительных структур, что, вероятно, является результатом размывов. Размывы подтверждаются также отсутствием верхних ее зон.

2. Анализ мощностей коры позволяет обнаруживать и выделять поднятия и разломы, существовавшие уже до отложения осадочных пород.

3. Минералогический состав коры свидетельствует о том, что климат изменялся во время ее формирования, но был достаточно теплым, тропическим или близким к нему.

4. В результате процессов выветривания и переотложения происходило накопление некоторых микроэлементов.

5. Разновозрастные коры выветривания имеют свои особенности, по которым в случае отсутствия других данных можно по аналогии определять возраст покрывающих их осадочных пород.

### ЛИТЕРАТУРА

- Горелов С. К., Клубов В. А. О соотношении новейшей тектонической структуры и рельефа кристаллического фундамента в центральных и южных районах Волго-Уральской области. Докл. АН СССР, т. 148, № 6, 1963.
- Журавлев Е. Г. Петрография и структурные особенности кристаллического фундамента Елабуго-Бондюжской группы поднятий. Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. Губкина, вып. 38, 1962.
- Лапинская Т. А. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтеносной области и их распространенность. Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти им. Губкина, вып. 38, 1962.
- Разумова В. Н., Херасков Н. П. Геологические типы кор выветривания, Докл. АН СССР, т. 148, № 6, 1963.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1962.

Московский институт нефтехимической  
и газовой промышленности  
им. И. М. Губкина

Дата поступления  
30.IV.1963

УДК 552.14

**К ВОПРОСУ О ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД****О. А. ЧЕРНИКОВ**

Вторичные изменения осадочных пород происходят с момента формирования самой породы и действуют на протяжении всего времени ее существования. Интенсивность таких процессов то усиливается, то ослабевает в зависимости от интенсивности факторов, обуславливающих эти преобразования.

В результате исследования вторичных изменений осадочных пород, особенно за последние годы, установлена стадийность в этом сложном процессе, а также выявлены основные факторы, которые определяют степень измененности пород: давление, температура, гидрохимические и гидрогеологические условия, вещественный состав пород и, наконец, продолжительность действия названных факторов на породы, т. е. возраст пород.

В настоящем сообщении остановимся на некоторых особых случаях вторичного изменения осадочных пород и факторах, их обуславливающих.

**Д а в л е н и е.** Специфическая особенность осадочных пород в отличие от метаморфических и изверженных — участие в их строении поровых пространств, заполненных, как правило, флюидами. Вследствие пористой структуры осадочных пород давление, испытываемое ими на глубине, распределяется неравномерно. Основную нагрузку испытывают участки контактов зерен, в то время как в поровых пространствах господствует гидростатическое давление.

Процесс уравнивания напряжений, возникающих в породе в результате давления, путем растворения минерального материала на контактах зерен и перетолжения его на стенках пор, т. е. заполнения последних, является, по-видимому, одним из основных процессов преобразования осадочной породы.

Таким образом, напряжение, вызываемое давлением, играет главенствующую роль во вторичном изменении осадочных пород, на что неоднократно указывалось ранее (Копелиович и др., 1961), причем под давлением понимают нагрузку вышележащих отложений, т. е. горное давление, а также давление, создаваемое действием тектонических сил (стресс).

Однако из механики грунтов известно, что горное давление равно сумме «эффективного», или истинного, напряжения, претерпеваемого твердым остовом породы, и пластового давления флюида

$$P = \sigma + p.$$

В то же время горное давление определяется формулой

$$P = \frac{\gamma \cdot H}{10},$$

где  $\gamma$  — средний удельный вес пород,  $H$  — глубина залегания пород. Согласно принципу несжимаемости жидкости давление ее в пласте не будет оказывать влияния на вторичные изменения пород. Следовательно, вторичные преобразования пород будут вызываться «эффективным» напряжением, определяемым по формуле:

$$\sigma = \frac{\gamma \cdot H}{10} - p$$

Величина пластового давления не всегда пропорциональна глубине залегания пласта, а часто значительно выше, как в случаях артезиан-

ских пластов или аномальных пластовых давлений, встречаемых в нефтяных залежах. Следовательно, в подобных случаях «эффективное» напряжение не будет соответствовать глубине залегания данного пласта. Этим, по-видимому, объясняется наличие рыхлых или слабосцементированных, высокопористых песчаников на большой глубине.

**Сопоставление глубины залегания пород и пластового давления**

Район и отложения	Интервал глубины, м	Начальное пластовое давление, атм
Муханово Нижний карбон (бобриковский гор-т)	2077	240
	2164	244
	2183	244
	2200	244
Байтуган Нижний карбон турне	1180	103
	1190	81
Елшанка Девон	1951	215
	2175	272
	2193	268
Соколова гора Девон	1887	196
	1900	213

Примечание. Отложения представлены кварцевыми песками и высокопористыми слабосцементированными песчаниками.

Различие в степени измененности осадочных пород определяется также интенсивностью действия тектонических сил, испытываемых породой. Это различие наблюдается не только между платформенными и геосинклинальными, но и среди геосинклинальных образований.

На примере нижнекаменноугольных отложений угленосной толщи восточного склона Урала, расположенных в одной геосинклинальной области в единой структурной зоне, можно четко наблюдать влияние интенсивности тектонических процессов на изменение осадочных пород. Вещественный состав песчаников и алевролитов разрезов района г. Бреды (в южной части) и г. Сухой Лог (север области), по нашим данным (1961), одинаков, а степень измененности этих же образований резко

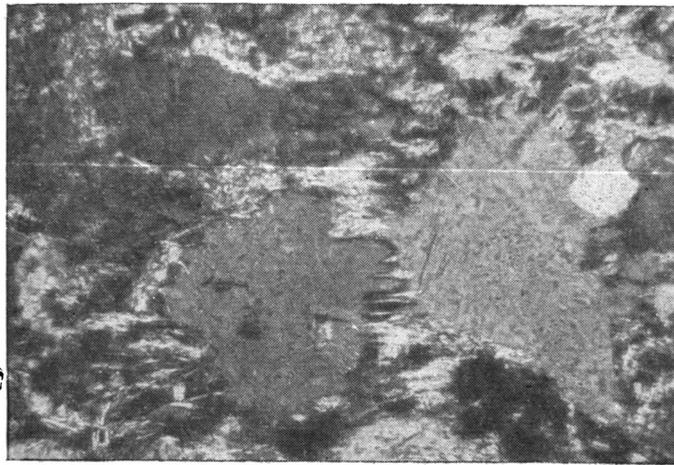
различна. Породы угленосной толщи района г. Бреды интенсивно смяты в складки с многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Вследствие этого в песчаниках и алевролитах этого района развиты шиповидная структура вращаения, серицитовый цемент и т. д. (фиг. 1).

Отложения угленосной толщи района г. Сухой Лог дислоцированы слабее, отчего и степень измененности песчано-алевритовых пород значительно ниже, чем в первом разрезе. В песчаниках здесь встречаются лишь единичные случаи конформных структур, цементом служит хлорит (фиг. 2). Значения полной пористости, которые указывают на степень уплотненности пород, для районов Сухого Лога (9,3%) почти вдвое превосходят полную пористость пород разреза г. Бреды (5%).

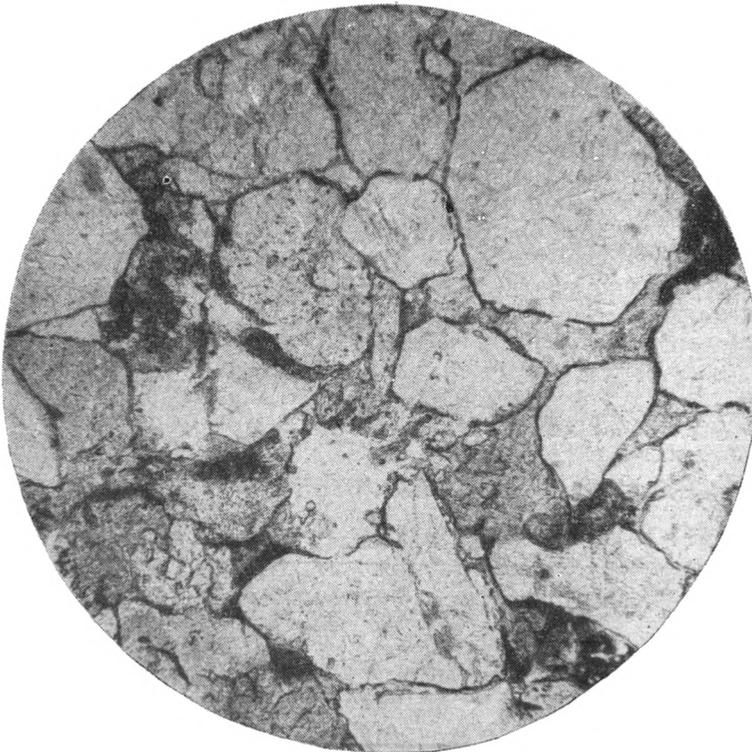
На различную степень измененности пород характеризуемых разрезов указывает и различная степень метаморфизации углей, встречаемых в названных разрезах. Угли района г. Бреды относятся к антрацитовым, а района г. Сухой Лог — к типу тощих углей.

Влияние вещественного состава на вторичные преобразования осадочных пород можно проиллюстрировать на примере отложений угленосной толщи восточного склона Урала.

В обломочных породах разреза Б. Боландино на р. Миасс (этот разрез территориально занимает промежуточное положение между двумя вышеупомянутыми разрезами) нами были встречены и ранее описаны эпигенетические новообразования эпидота (1958). Они связываются с разрушением зерен полевых шпатов, составляющих до 45% кластической части песчаников и алевролитов этого разреза. Отсутствие же новообразований минералов группы эпидота в породах разрезов г. Бреды и г. Сухой Лог объясняется незначительным содержанием полевых шпатов в обломочной части песчаников и алевролитов (до 6%).



Фиг. 1. Существеннокварцевый песчаник угленосной толщи. Район г. Бреды. Обр. 1674. Николи +;  $\times 65$  (четко видна шиповидная структура вставания зерен)



Фиг. 2. Существеннокварцевый песчаник угленосной толщи. Район г. Сухой Лог. Обр. 23-е. Николи без анализатора;  $\times 30$  (видны участки конформной структуры)

Возраст пород. При прочих равных условиях различие в степени вторичного изменения осадочных пород определяется продолжительностью действия этих процессов, т. е. возрастом пород. Так, по данным А. В. Копелиовича и др. (1961), граница зоны неизмененного глинистого цемента, определяющая степень измененности осадочных толщ, в отложениях мезозоя Русской платформы проходит на глубине 2500 м. Для палеозойских же отложений Русской платформы эта граница располагается лишь на глубине 1300—1500 м.

Помимо продолжительности действия процессов вторичного изменения (возраста пород), большую роль играют время преобразования их и глубина изменения. Песчано-алевритовые породы нижнекаменноугольного возраста, выполняющие наложенные мульды северо-западного обрамления Казахстанского массива, имеют одинаковый вещественный состав и структурную характеристику. Несмотря на различие в глубине залегания этих отложений (в Ашанинской и Ново-Михайловской мульдах они выходят на дневную поверхность, отложения Петропавловской мульды находятся на глубине 1800 м), степень измененности этих пород одинакова. Она определяется по идентичности структурной характеристики, равным значениям полной пористости (9,5 и 10%), а также одним и тем же комплексом вторичных минеральных новообразований (кальцит, кварц, полевые шпаты (альбит), хлорит, эпидот и др.). Иными словами, нагрузка 1800 м толщи мезокайнозойских образований не оказала заметного влияния на степень измененности песчано-алевритовых отложений нижнего карбона Петропавловской мульды по сравнению с одновозрастными породами Ашанинской и Ново-Михайловской мульды. Повидимому, характеризуемые отложения претерпели преобразование еще в доюрское время, причем изменение оказалось настолько глубоким, что нагрузка в 1800 м вышележащих пород за время почти всего мезокайнозоя не увеличила интенсивности вторичных изменений пород нижнего карбона Петропавловской мульды.

Х а р а к т е р ф л ю и д а, выполняющего поровые пространства пород, при прочих равных условиях, оказывает значительное влияние на интенсивность проявления вторичных изменений осадочных пород. Как было показано К. Р. Чепиковым и др. (1958) и Фюхтбауэром (Füchtbauer, 1961), степень измененности пород в водоносной части пород-коллекторов выше, чем в нефтеносной в некоторых нефтяных залежах. Это говорит о задержке процессов вторичного минералообразования в присутствии нефти.

Приведенные выше данные о некоторых случаях вторичных изменений осадочных пород и факторах, их вызывающих, не исключают общей направленности и характера стадийного изменения осадочных пород, а лишь позволяют объяснить и, возможно, несколько дополняют некоторые отклонения, встречаемые в природе.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Копелиович А. В. и др. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.
- Чепиков К. Р. и др. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллектора. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1958.
- Черников О. А. Об эпигенетических новообразованиях эпидота и цонзита в нижнекаменноугольных отложениях восточного склона Урала. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1958.
- Черников О. А. Литология нижнекаменноугольных отложений юго-западного обрамления Западно-Сибирской низменности. Изд-во АН СССР, 1961.
- Füchtbauer H. Zur Quarzeneubildung in Erdöllagerstätten. Erdöl. u. Kohll., № 3, 1961.

УДК 552.144 : 551.735.22 (477.60)

**РАННЕДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО КАРБОНА ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА****П. В. ЗАРИЦКИЙ**

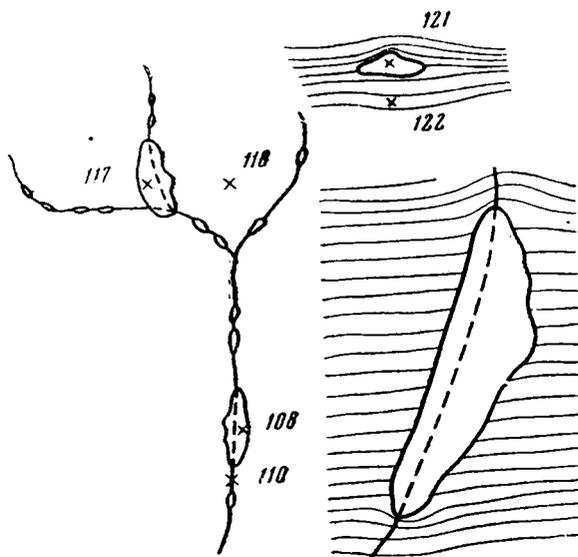
Керн большого диаметра (более 3 м), поднимаемый при проходке шахтных стволов бурением при помощи установки УКБ — 3,6 м, представляет собой замечательный объект для литологических наблюдений. В нем удачно сочетается свежесть материала с большой площадью видимости и возможностью вести наблюдения в трех измерениях. Все это имеется, но только порознь, в естественных обнажениях и керне обычного диаметра. При изучении керна большого диаметра можно получить неповторимые фотографии и зарисовки структурно-текстурных особенностей пород, характера переходов и контактов слоев, распределения и условий залегания органических остатков, конкреций и других включений и т. п. В связи с этим хочется привлечь внимание исследователей к добытым со значительной глубины уникальным «обнажениям».

При описании такого керна, полученного при проходке шахтного ствола на поле шахты 4-21 (Петровский р-н, у г. Донецка), наше внимание привлекли своеобразные по условиям залегания карбонатные конкреции. В отличие от обычных конкреций бассейновых отложений, располагающихся согласно со слоистостью вмещающих пород (Зарицкий, 1959), описываемые конкреционные образования залегают с резким несогласием со слабо выраженной слоистостью вмещающего их зеленовато-серого алевроитового аргиллита. Наблюдения показывают, что серии таких конкреций различных размеров уплощенной или неправильной формы приурочены к трещинам, секущим слой породы в направлении, обычно близком к вертикальному. На отдельных участках эти трещины принимают наклонное или даже горизонтальное по отношению к слоистости породы положение, иногда разветвляясь. Непродолжительное (около 2 лет) выветривание отпрепарировало трещины и они отчетливо видны на боковой стенке керна. К тому же направление и положение трещин в породе хорошо намечается развитыми в них многочисленными конкрециями. Мощностю таких уплощенных конкреций обычно мало превышает мощность трещин, но иногда конкреции захватывают боковую породу, образуя раздувы и принимая неправильную форму. Таким образом, осевая часть их не всегда совпадает с плоскостью трещин. На крупных экземплярах все же достаточно отчетливо можно заметить, что сверху и снизу конкреции, секущие в общем слоистость, огибаются слоями аргиллита (фиг. 1, фрагмент). Мощностю слоя с трещинами 1,5 м. Кверху трещиноватость исчезает, намечаются заметное даже простым глазом постепенное погрубение материала и более ясная горизонтальная слоистость. Здесь же развиты единичные крупные неправильной формы конкреции, залегающие согласно со слоистостью (фиг. 1, обр. 121).

Для решения вопроса о времени образования карбонатных конкреций по трещинам, а тем самым и о времени заложения трещин, необходимо было, наряду с анализом условий залегания этих конкреций, изучить их химико-минералогический состав, установить сходство или различие их в отношении состава с залегающими рядом согласно со слоистостью конкрециями. То обстоятельство, что конкреции в трещинах все же огибаются слоями вмещающей породы, давало основание уже в поле рассматривать их как образования диагенетические и предполагать раннедиагенетическое заложение трещин в осадке.

Результаты изучения химического состава конкреций (обр. 108, 117 и 121) и анализы солянокислой вытяжки из вмещающих их пород (обр. 110, 118 и 122) представлены в табл. 1.

Очень большое сходство химического состава конкреций из трещин (обр. 108 и 117) с конкрецией с нормальным залеганием (обр. 121) особенно хорошо видно, если исключить влияние нерастворимого остатка и карбонатные компоненты пересчитать на процентное содержание, приняв их сумму за 100%, т. е. если вскрыть соотношение карбонатных компонентов в составе конкрециеобразующего минерала (табл. 2).



Фиг. 1. Схема расположения образцов конкреций и вмещающих их пород. Расстояние между обр. 110 и 121 равняется 1,2 м.

Справа внизу фрагмент — огибание слоями породы конкреции (обр. 108), развитой в трещине

Можно также говорить о тождестве минералогического состава тех и других конкреций, что подтверждено термическим изучением (фиг. 2). Кривые нагревания обоих образцов очень сходны между собой и в целом типичны для железистого карбоната (Цветков, 1949). Небольшая площадь эндотермического перегиба дифференциальной кривой у обр. 121 объясняется высоким содержанием некарбонатного (терригенного)

материала (табл. 1). Конкрециеобразующим минералом служит сильно-железистый член ряда сидерит — магнезит типа сидероплезита с небольшой изоморфной примесью Са и Мп.

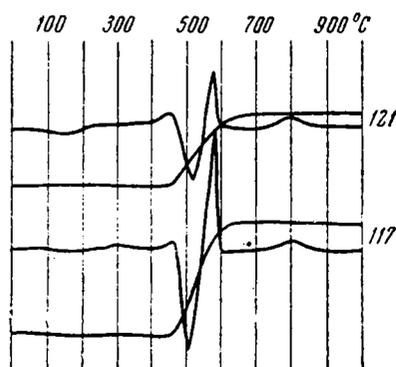
Сравнительное изучение растворимых в соляной кислоте частей конкреций и вмещающих их пород, проведенное по предложенной

Таблица 1

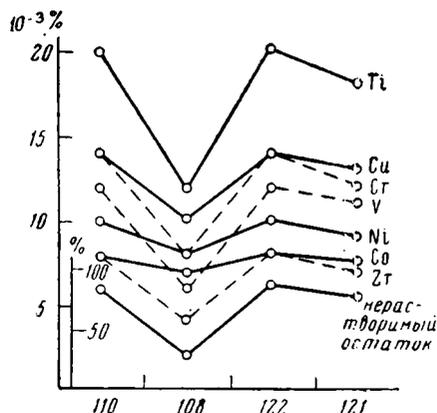
Хим. соединение	№ образца					
	110	108	117	118	121	122
CaO	1,44	3,18	3,32	0,80	0,94	0,57
FeO	5,04	30,02	36,53	2,73	9,41	2,73
MgO	0,73	2,39	2,51	1,42	1,30	1,52
MnO	0,09	0,57	0,64	0,06	0,14	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,43	0,39	0,03	0,08	0,04
CO <sub>2</sub> (вычисленная)	5,07	24,02	27,30	3,89	7,97	3,79
Нераствор. остаток	86,56	36,70	28,10	88,32	77,28	88,10
Сумма	98,90	97,31	98,79	97,25	97,12	97,69

Н. М. Страховым методике, позволяет установить геохимическую подвижность слагающих конкреций элементов и выразить ее в виде коэффициентов относительной концентрации (табл. 3).

Как видно из табл. 3, наибольшей миграционной способностью в ходе конкрециеобразования обладало железо, которому принадлежит в силу этого конкрециеобразующее значение. Между тем обращает на себя внимание существенное различие величин коэффициентов относительной концентрации как Fe, так и Ca, Mg, Mn, P для конкреций из трещин, с одной стороны, и для конкреций с нормальным залеганием — с



Фиг. 2. Термограммы карбонатных конкреций из трещин (обр. 117) и с нормальным залеганием (обр. 121)



Фиг. 3. Распределение малых элементов в конкрециях и вмещающих их породах

другой. Это различие объясняется неодинаковым содержанием нерастворимого остатка в тех и других конкрециях (табл. 1). Зато последовательность элементов в рядах геохимической подвижности совершенно одинакова для обоих случаев. Согласно данным табл. 3, по возрастанию геохимической подвижности в ходе конкрециеобразования элементы образуют следующие ряды: Mg→Ca→P→Mn→Fe (для конкреций, развитых по трещинам); Mg→Ca→P→Mn→Fe (для конкреций с нормальным залеганием).

Спектроскопическое изучение устанавливает обычные (Зарицкий, 1957, 1959) и сходные тенденции в распределении ряда малых элементов (Ti, Cr, V, Ni, Co, Cu, Ba, Sr, Zr) как в конкрециях из трещин, так и в конкрециях, залегающих согласно со слоистостью вмещающей по-

Таблица 2

Хим. соединение	№ образца		
	108	117	121
CaCO <sub>3</sub>	9,54	8,56	8,43
FeCO <sub>3</sub>	80,61	82,59	76,60
MgCO <sub>3</sub>	8,14	7,36	13,79
MnCO <sub>3</sub>	1,53	1,31	1,16

Таблица 3

Хим. элемент	№ образца	
	108, 117 *	121
Ca	4,0	1,7
Fe	12,4	3,4
Mg	1,7	0,8
Mn	9,8	2,2
P	9,0	2,0

\* Среднее значение.

роды (фиг. 3). Поскольку и те и другие конкреции существенно железисто-карбонатные, в них не концентрируются такие элементы, как Ba и Sr. Относительное содержание (оценка интенсивности аналитических линий элементов дана в условных единицах, равных числу ступ-

пеней 9-ступенчатого платинового ослабителя) остальных элементов: Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zr — в конкрециях целиком определяется количеством нерастворимого остатка в них, что хорошо видно на фиг. 3.

Нет сомнения, что залегающие согласно со слоистостью вмещающей породы железисто-карбонатные конкреции (обр. 121) — образования диагенетические. Поразительное сходство с ними по химико-минералогическому составу конкреций, приуроченных к трещинам в породе, а также некоторые особенности залегания последних (фиг. 1, фрагмент) позволяют сделать вывод, что формирование тех и других конкреций происходило одновременно в ходе перераспределения вещества в осадке в стадии диагенеза. Уместно напомнить, что среди позднедиагенетических минеральных новообразований в конкрециях-септариях, как и среди минеральных образований по трещинам, секущим конкреции и вмещающие их породы, ни железистые, ни магнезиально-железистые карбонаты (Зарицкий, 1957 а, б, 1959; Македонов, 1954) не были отмечены.

Все это вместе взятое приводит к выводу о заложении описываемых трещин еще в осадке на ранних этапах диагенеза. Такое заключение о раннедиагенетическом образовании трещин в древних осадках не противоречит наблюдению над более молодыми отложениями и современными осадками, а также результатам проведенных в последние годы экспериментальных работ. Так, Н. М. Страхов (1960) на примере новейших отложений Черного моря указывает, что в очень тонкозернистых слегка уплотненных осадках трещины могут возникать очень рано, еще под водой. В работе В. А. Приклонского и др. (1956) убедительно показано, что образование трещинной зоны в хвалыинских шоколадных глинах Заволжья связано с процессами диагенеза, а не с тектоническими процессами. На основании проведенных опытов авторы сделали важный вывод о том, что образование трещин происходит как в процессе сушки глин на воздухе, так и в процессе синерезиса находящихся под водой глин. Подобные соображения, основанные на экспериментальных данных, высказывались и другими исследователями (Думанский и др., 1934; Jungst, 1934).

Нам представляется, что заложившиеся в раннем диагенезе трещины служили отводящими каналами для генерируемых в осадке газов, прежде всего углекислоты. Здесь-то по путям вентиляции или в непосредственной близости от них и происходило выпадение карбонатного вещества, тождественного по составу с конкрециями, формировавшимися в этот период непосредственно в осадке в верхней части слоя, лишенной трещин, вероятно в силу погрубения материала. Некоторые конкреции только зарождались в трещинах и в ходе роста захватывали на ту или иную глубину участки осадка в стенках трещин, приобретая неправильную, асимметричную по отношению к трещинам форму.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Думанский А. В. и др. Изв. Гос. н.-и. ин-та коллоидн. химии, вып. 2, 1934.  
 Зарицкий П. В. Докл. АН СССР, т. 115, № 5, 1957а.  
 Зарицкий П. В. Докл. АН СССР, т. 116, № 1, 1957б.  
 Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьк. ун-та, 1959.  
 Македонов А. В. Автореф. дисс. М., 1954.  
 Приклонский В. А. и др. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 13, М., 1956.  
 Страхов Н. М. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.  
 Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.  
 Цветков А. И. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 106, 1949.  
 Jungst H. Geol. Rundschau, Bd. 25, N 5, 1934.

## **ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ**

УДК 549.903.1 : 553.621 : 552.517

### **УДЕЛЬНЫЙ ВЕС ОБЛОМОЧНЫХ ЗЕРЕН КВАРЦА И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В КАЧЕСТВЕ КОРРЕЛЯЦИОННОГО ПРИЗНАКА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД**

**М. Я. КАЦ, В. Д. ШУТОВ**

В работе изложена новая методика изучения кварцевых песков, основанная на прецизионном и массовом измерении удельных весов зерен кварца. Метод предназначен для выявления корреляционных особенностей отдельных пород с целью расчленения разрезов и проведения палеогеографических реконструкций.

#### **I. ВВЕДЕНИЕ**

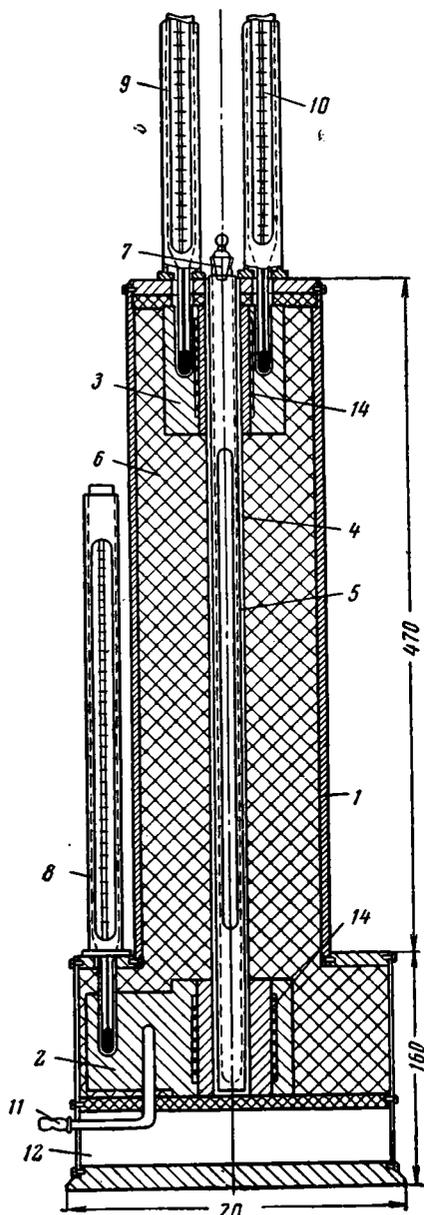
Изучение обломочного кварца, слагающего существенно кварцевые терригенные породы, проводили многие исследователи — петрографы и минералоги с целью выяснения коррелятивных особенностей кварцевых зерен в песчаниках и познания материнских источников, давших начало кварцевым накоплениям. Предлагалось много классификационных схем, в основу которых были положены как чисто морфологические, так и генетические особенности зерен этого минерала. Одновременно были разработаны и соответствующие методы, позволяющие производить количественные оценки в отношении типов кварца различной генетической или минералогической природы. Не вдаваясь в анализ достоинств и недостатков той или иной классификации кварцевых зерен и соответствующих методов исследования, отметим, что подавляющее большинство классификационных схем страдает большой неопределенностью в разграничении отдельных типов кварца, отчего методика его количественного изучения приобретает черты неизбежного субъективизма (Коссовская, 1962; Лемлейн, Князев, 1961; Сауеих 1929; Kroupine, 1940; Mackie, 1896; Potter, Siever, 1956). Для устранения одного из главных недостатков — субъективизма в изучении обломочного кварца авторы сделали попытку разработать метод объективного количественного исследования ассоциаций обломочных кварцев. Для этого были исследованы кривые распределения зерен кварцевых песков по удельному весу с последующей обработкой их статическим методом (Кац, 1962а, б).

Из минералогической литературы известно, что удельный вес кварцев различного происхождения меняется в пределах сотых (Бетехтин, 1956; Трегер, 1958). Поэтому для решения вышеуказанной задачи удельный вес отдельных зерен следовало измерять с погрешностью не более  $\pm 0,001$  и проанализировать в каждом образце по крайней мере 50—100 зерен, что возможно лишь при массовом методе измерения. Как известно, старыми методами измерения удельного веса минералов такие исследования провести затруднительно; при помощи же нового прибора, разработанного одним из авторов, — градиентной трубки, такая задача решается сравнительно просто.

Статистическая обработка кривых распределения зерен по удельному весу дает возможность характеризовать удельный вес обломочного кварца не одной константой — средним значением удельного веса, как это делали ранее, а несколькими не зависящими друг от друга константами — статистическими характеристиками распределения. Такой статистический метод анализа удельного веса применим в принципе к любым минералам в зернах. Однако метод массового измерения распределения зерен по удельному весу разработан пока лишь для минералов, удельный вес которых менее 4 (Кац, 1962а, б).

#### **II. АППАРАТУРА И ТЕХНИКА ИЗМЕРЕНИЯ**

Массовое измерение кривых распределения зерен кварца по удельному весу осуществляли, как указывалось, на градиентной трубке. Принцип работы прибора заключается в следующем. Если верхний конец медной трубки поддерживать при температуре  $t_0$ , нижний конец — при меньшей температуре  $t_1$ , боковую поверхность теплоизо-



Фиг. 1. Схематический разрез градиентной трубки без ультрагермостатов:

1 — кожух; 2 — нижний блок из красной меди; 3 — верхний блок из красной меди; 4 — трубка из красной меди, к которой припаяны оба блока; 5 — внутренняя трубка из красной меди, при помощи которой закрывают или открывают сквозную щель в приборе; 6 — теплоизоляция (пенопласт); 7 — стеклянная трубка с тяжелой жидкостью и исследуемым минералом; 8 — нормальный термометр нижнего блока (цена деления  $0,1^\circ$ ); 9 — нормальный термометр верхнего блока (контактный термометр нижнего блока не виден); 10 — контрольный термометр; 11 — водяное охлаждение нижнего блока; 12 — место для контактных реле; 13 — полароидные пленки; 14 — нихромовые печи

лизовать, а внутри поместить стеклянную трубку с тяжелой жидкостью, то после достижения стационарного теплового режима вдоль вертикальной трубки устанавливаются постоянные градиенты температуры и удельного веса жидкости, который от значения  $D_0$  при  $t_0$  изменяется до  $D_1$  при  $t_1$ . Введенное в жидкость зерно минерала с удельным весом  $D'$ , значение которого лежит в пределах  $D_0 < D' < D_1$ , будет двигаться вверх или вниз до тех пор, пока не достигнет равновесного уровня, где удельный вес жидкости равен удельному весу зерна. Если в жидкость внести не одно, а много зерен, то каждое зерно остановится на том уровне трубки, где удельный вес зерна равен удельному весу жидкости. Зерна с удельным весом более  $D_1$  упадут на дно, а менее  $D_0$  — всплывут на поверхность. На фиг. 1 приведен схематический разрез градиентной трубки. Подробное описание задач, которые можно решать на приборе, а также детали техники эксперимента, в частности градуировки прибора, приведены в работе Каца (1962). В принципе аналогичные приборы за последние два года широко используют в исследованиях по физике твердого тела (Mozet, 1961, Peetsmaekers, Amelinskx, 1961).

Кварцевые пески исследовали в смеси бромформа со спиртом при температурах  $65$  и  $25^\circ$  на верху и внизу трубки соответственно. При этом в рабочей части градиентной трубки с линейной шкалой удельного веса вдоль трубки разность температур составляла около  $25^\circ$ , что давало возможность анализировать все образцы с распределением зерен по удельному весу не более  $\sim 0,06$  (термический коэффициент объемного расширения рабочей смеси  $\sim 96 \cdot 10^{-5}$ ). Во всех измерениях использовали один и тот же репер — большое ( $\sim 3$  мм) зерно оптического кварца с удельным весом  $2,640$  (калибруется заранее). Термическое равновесие в градиентной трубке устанавливается за  $\sim 20$  мин. Для исключения влияния на результаты измерения адсорбированных пленок окиси железа на поверхности зерен все образцы кварца до измерений кипятили в течение 2 час. в  $10\%$ -ном растворе  $HCl$ . Имея в виду, что при внутреннем диаметре стеклянной трубки  $\sim 10$  мм сосчитать более  $20$ — $30$  зерен на одном сантиметре ее длины затруднительно и учитывая наблюдаемые распределения зерен кварцевых песков по удельным весам в наших условиях градиента температуры в трубке, для каждого эксперимента отсчитывали под бинокляром  $70$  зерен кварца из данного образца. Затем вместе с репером их кипятили в спирте  $\sim 10$  мин. Остаток спирта выливали и в стакан с зернами вливали рабочую смесь (бромформ+спирт). Удельный вес рабочей смеси подгоняли так, чтобы все зерна с репером были в поле зрения градиентной трубки. В этих условия при комнатной температуре зерна всплывают в рабочей смеси и их легко влить в трубку. Вви-

ду потерь зерен на стекле, на котором их отсчитывают под бинокляром, в стакане, где их кипятят в спирте, и на поверхности верхней части не просматриваемой стеклянной трубки действительное число зерен, распределяющихся по удельному весу в поле зрения градиентной трубки, в среднем бывает около 55—60. Контрольные опыты показали, что исследованные фракции зерен достигают своих равновесных уровней через ~30—40 мин. Поэтому первое измерение проводили через 45 мин. после постановки стеклянной трубки в прибор (с учетом ~20 мин. на установление термического равновесия), второе — через 65 мин., третье — через 85 минут. Измеряли число зерен на каждый сантиметр длины трубки и положение репера с точностью до  $\pm 1$  мм. Как правило, в пределах погрешности все три измерения давали одинаковые распределения. В противном случае первое измерение выбрасывали и проводили четвертое измерение через ~100 мин. Среднее из трех измеренных распределений статистически обрабатывали, рассчитывая при этом следующие константы распределения: 1) среднее значение удельного веса  $D_{\text{ср}}$ ; 2) мода распределения  $M_0$ , т. е. то значение удельного веса, при котором наблюдается максимальное число зерен; 3) среднее квадратичное отклонение  $\sigma$ , характеризующее ширину кривой распределения; 4) коэффициент асимметрии распределения  $A$ ; для нормального (симметричного) распределения  $A=0$ , а для асимметричного распределения  $A < 0$  или  $A > 0$  в случаях, когда кривая вытянута соответственно в сторону малых или больших значений удельного веса; 5) коэффициент эксцесса распределения  $K$ ; для нормального распределения  $K=0$ , а для распределений, отличных от нормального,  $K > 0$  или  $K < 0$  в зависимости от того соответственно, вытянута ли экспериментальная кривая выше или приплюснута ниже нормальной кривой с теми же значениями  $D_{\text{ср}}$  и  $\sigma$ . С методом расчета статистических характеристик и более подробной их физической интерпретацией можно ознакомиться в других работах (Длин, 1958 и др.).

### III. СТАТИСТИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗЕРЕН КВАРЦА ПО ИХ УДЕЛЬНОМУ ВЕСУ

В качестве объектов исследования были выбраны образцы кварцевых песков и песчаников из различных стратиграфических горизонтов, главным образом Русской платформы. Примерно половина отобранных образцов относилась к одному горизонту — тортонскому ярусу (10 обр.) юго-западной части Русской платформы и прилегающего участка Предкарпатского прогиба<sup>1</sup>. Такой подбор материала связан с выяснением возможностей применения предлагаемого метода к решению задач корреляции и палеогеографических реконструкций по терригенному кварцу.

Однако прежде чем перейти к изложению результатов исследования образцов кварца, необходимо убедиться в достоверности метода, связанной с воспроизводимостью результатов статистического распределения зерен кварца при повторных исследованиях как одного образца, так и разных образцов из одного и того же горизонта.

В табл. 1 приведены результаты контрольных измерений статистических характеристик распределения зерен по удельному весу для образца кварца 2НК/50. Отклонения средних значений каждой константы от значений в каждом измерении обусловлены как погрешностью измерения удельного веса, так и особенно погрешностью, которая получается за счет случайного отбора для измерения ограниченного числа зерен ~60. Фиг. 2, А иллюстрирует графики статистического распределения зерен по удельному весу для каждого измерения и для трех проведенных измерений в среднем. Из табл. 1 видна абсолютная или относительная погрешность измерения каждой константы:  $D_{\text{ср}} = \pm 0,001$ ;  $\Delta M_0 = \pm 0,001$ ;  $\Delta \sigma / \sigma = \pm (10-15) \%$ ;  $\Delta A / A \leq \pm (20-30) \%$ , причем  $\Delta A > 0,3$ ;  $\Delta K / K \leq \pm (30-40) \%$ , причем  $\Delta K > 0,6$ . Эти цифры соответствуют теоретической оценке погрешности этих констант, исходя из значения  $\sigma$  (Длин, 1958).

В табл. 2 и соответствующем графике (фиг. 2, Б) показано, что статистические распределения зерен кварца, отобранных из разных песчаных пород одного и того же стра-

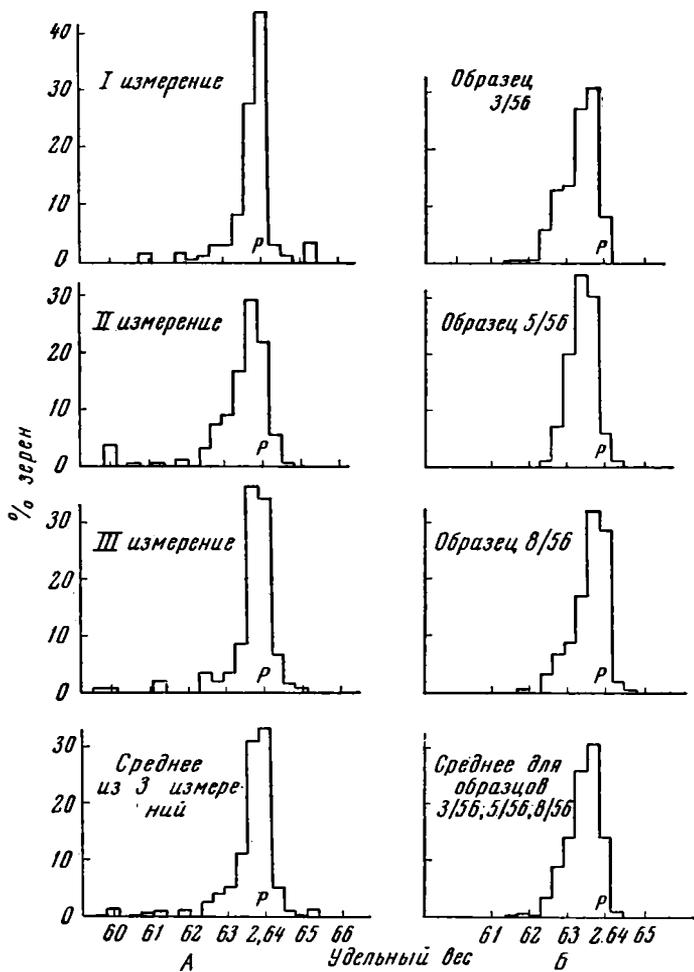
Таблица 1

№ п/п	Образец	$D_{\text{ср}}$	$M_0$	$\sigma$	$A$	$K$
1	2НК/50	2,636	2,638	0,0062	-2,6	10,0
2	2НК/50	2,637	2,639	0,0066	-1,7	6,1
3	2НК/50	2,635	2,637	0,0087	-2,4	6,8
Среднее		2,636	2,638	0,0072	-2,2	7,6

Таблица 2

№ п/п	Образец	$D_{\text{ср}}$	$M_0$	$\sigma$	$A$	$K$
1	3/56	2,633	2,636	0,0046	-0,9	0,8
2	5/56	2,634	2,635	0,0035	-0,2	0
3	8/56	2,636	2,638	0,0045	-1,0	1,0
Среднее		2,634	2,636	0,0042	-0,7	0,6

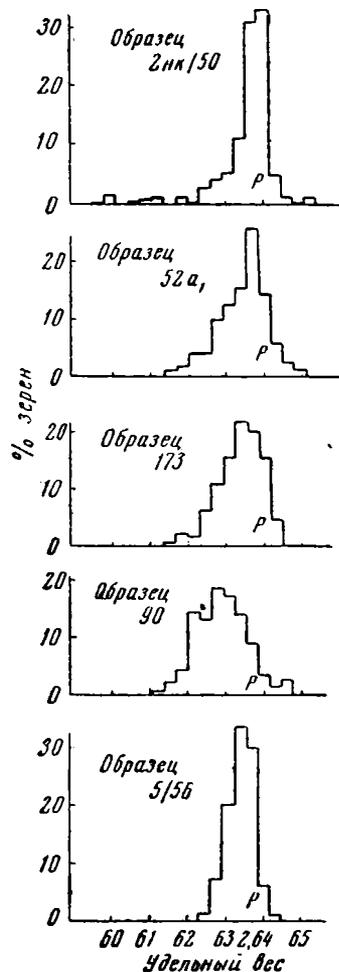
<sup>1</sup> Образцы из тортонского яруса любезно представлены В. А. Гроссгеймом, за что авторы выражают ему благодарность.



Фиг. 2.

Фиг. 2. Статистическое распределение зерен кварца по удельным весам

А — результаты 3-кратного измерения одного и того же образца 2НК/50 (фр. 0,2—0,25); Б — результаты измерения трех образцов, отобранных из одного стратиграфического горизонта (Сердобский комплекс Пачелмского прогиба, скв. Р-1, интервал глубины 2150—2190 м)



Фиг. 3

Фиг. 3. Статистическое распределение зерен кварца из песков и песчанников разных стратиграфических горизонтов (фр. 0,2—0,25):

обр. 2НК/50 — кварцевый песок Апшеронского п-ова (плиоцен); обр. 52а, — кварцевый песок района Львова (торгонский ярус); обр. 173 — кварцевый песчанник из угленосной свиты нижнего карбона (Пачелмский прогиб, скв. Р-1); обр. 90 — кварцевый песчанник из живетского яруса нижнего девона (Пачелмский прогиб, скв. Р-1); обр. 5/56 — кварцевый песчанник из Сердобского комплекса (Пачелмский прогиб, скв. Р-1)

тиграфического горизонта мощностью 140 м, сохраняются постоянными в пределах ошибок, получаемых при повторных измерениях одного и того же образца, как это указано выше. Таким образом, вопрос о достоверности метода как с точки зрения техники исследования, так и с точки зрения представительности единичных образцов для характеристики однородного стратиграфического горизонта в определенном районе решается положительно.

1. Распределение зерен кварца из пород различных горизонтов. Изучению подвергнуты кварцевые породы из следующих стратиграфических горизонтов: плейстоцена Апшеронского полуострова (обр. 2НК/50), тортона юго-западной части Русской платформы (район Львова, обр. 52а), нижнего карбона Пачелмского прогиба (обр. 173), нижнего девона Пачелмского прогиба (обр. 90) и рифея того же района (обр. 5/56). Данные распределения зерен кварца из указанных горизонтов приведены на фиг. 3. Статистические константы каждого из этих распределений приведены в табл. 3. Из этих экспериментальных данных видно, что изученные кварцы разных стратиграфических горизонтов имеют одинаковый средний удельный вес в пределах менее 0,01, т. е. действительно, обычными методами исследования только среднего удельного веса обнаружить какие-либо характерные особенности их в принципе невозможно. Однако из кривых распределения с точ-

Таблица 3

№ п/п	Образец	$D_{cp}$	$M_0$	$\sigma$	A	K
1	2НК/50	2,636	2,638	0,0072	-2,2	7,6
2	52a <sub>1</sub>	2,635	2,636	0,0067	-0,5	0,3
3	173	2,633	2,635	0,0057	-0,8	0,1
4	90	2,629	2,629	0,0069	-0,3	0
5	5/56	2,634	2,635	0,0035	-0,2	0

Таблица 4

Характер минеральных зерен	2НК/50	52a <sub>1</sub>	173	90	5/56
Кварц прозрачный без включений	47	55	37	49	3
Кварц полупрозрачный с мелкими включениями	42	38	61	44	—
Кварц непрозрачный в силу обилия включений	5	5	2	7	4
Кварц в сростках с ортоклазом	2	—	—	—	—
Кварц с крупными включениями тяжелых минералов (циркон, турмалин)	Ед. зерна	2	—	—	Ед. зерна
Обломки кварцитовых агрегатов	3	—	—	—	—
Кварц регенерированный с тонкими каемками	—	—	—	—	93

Таблица 5

№ п/п	Образец	$D_{cp}$	$M_0$	$\sigma$	A	K
1	191a <sub>1</sub>	2,635	2,638	0,0064	-1,8	3,3
2	8a <sub>1</sub>	2,636	2,639	0,0063	-1,8	3,4
3	8a <sub>2</sub>	2,636	2,637	0,0040	-1,0	1,0
4	51a <sub>1</sub>	2,636	2,639	0,0057	-1,6	2,4
5	51a <sub>2</sub>	2,635	2,638	0,0056	-1,1	1,2
6	52a <sub>1</sub>	2,635	2,636	0,0067	-0,5	0,3
7	167a <sub>2</sub>	2,636	2,639	0,0050	-1,3	1,8
8	(0,2—0,25) 165a <sub>1</sub>	2,635	2,638	0,0063	-1,2	1,4
	Среднее	2,6355	2,638	0,0057	-1,3	1,8
1	61a <sub>2</sub>	2,628	2,630	0,0072	-0,5	0,6
2	61a <sub>1</sub>	2,633	2,638	0,0072	-0,9	0,6
	Среднее	2,6305	2,634	0,0072	-0,7	0,6

ностью до  $\pm 0,001$  (фиг. 3) и их статистических констант (табл. 3) видно, что различные зерна каждого данного образца «мономинерального» кварца имеют неодинаковый удельный вес и что ассоциации обломочного кварца различных горизонтов имеют свои характерные особенности в распределении зерен по удельному весу, причем со стороны более «тяжелых» зерен кривые распределения для кварца всех горизонтов начинаются

примерно в одном и том же месте — вблизи положения репера из оптического кварца. Различия в кривых распределения обусловлены в основном более «легкими» зернами кварца. С этим связано наличие у всех образцов отрицательной асимметрии ( $A < 0$ ). Обр. 2НК/50 характеризуется наибольшим отступлением от нормального распределения (наибольшие значения коэффициентов асимметрии  $A$  и эксцесса  $K$ ) и наибольшим значением среднего квадратичного отклонения. Остальные образцы имеют распределения, близкие к нормальным (малые значения коэффициентов  $A$  и  $K$ ). Однако образец 5/56 обладает наименьшим значением среднего квадратичного отклонения (0,0035). Такой же вывод следует и при анализе других образцов того же горизонта (табл. 3). Обр. 90 характеризуется наименьшим значением среднего удельного веса (2,629). Обр. 173 также характеризуется пониженным значением среднего удельного веса (2,633). Образец 52а<sub>1</sub> характеризуется большими значениями как среднего удельного веса (2,635), так и среднего квадратичного отклонения (0,0067).



Фиг. 4. Обзорная карта распределения образцов кварцевого песка из тортонского яруса:

▲ — пункты взятия образцов (обр. 61а<sub>1</sub>, 61а<sub>2</sub> из участков краевого прогиба у г. Косов, остальные с Русской платформы); → — направления поступления терригенного материала на платформу и прогибе

шение зерен различной степени прозрачности, определяет характер статистического распределения зерен кварца по удельному весу.

Для одного образца кварцевого песка (обр. 2НК/50, продуктивная толща Апшеронского полуострова) были выделены зерна из различных интервалов градиентной трубки, характеризующиеся разными значениями удельного веса. В отличие от экспериментов по выяснению статистического распределения зерен кварца выделение фракций по удельному весу проводили из исходной пробы, состоящей не из 70, а примерно из 10 000 зерен, что соответствовало ее исходному весу ~400 мг. Выделенные фракции изучены в иммерсии. Это позволило наглядно убедиться в неоднородном характере зерен кварца и в определенном количественном соотношении его различных типов. Так, наиболее легким оказывается кварц, изобилующий углистыми включениями, делающими отдельные зерна минерала почти непрозрачными; в качестве единичных зерен присутствуют обломки кремнистых пород и сростки кварца с ортоклазом. В следующей по удельному весу фракции, наряду с непрозрачным кварцем присутствуют и полупрозрачные зерна с многочисленными включениями жидкой и газообразной фаз. Третья фракция сложена наиболее прозрачным кварцем с редкими точечными включениями углистой органики и признаков жидкости и газа. И, наконец, четвертая фракция, составляющая в количественном отношении ничтожную часть от общего объема образца, сложена, наряду с кварцем с точечными включениями, свежими зернами основного плагиоклаза (основного андезина). Такое своеобразное сочетание кварца и основного плагиоклаза объясняется присутствием среди плиоценовых отложений Апшерона постоной примеси пирокластического материала (Шутов, 1952).

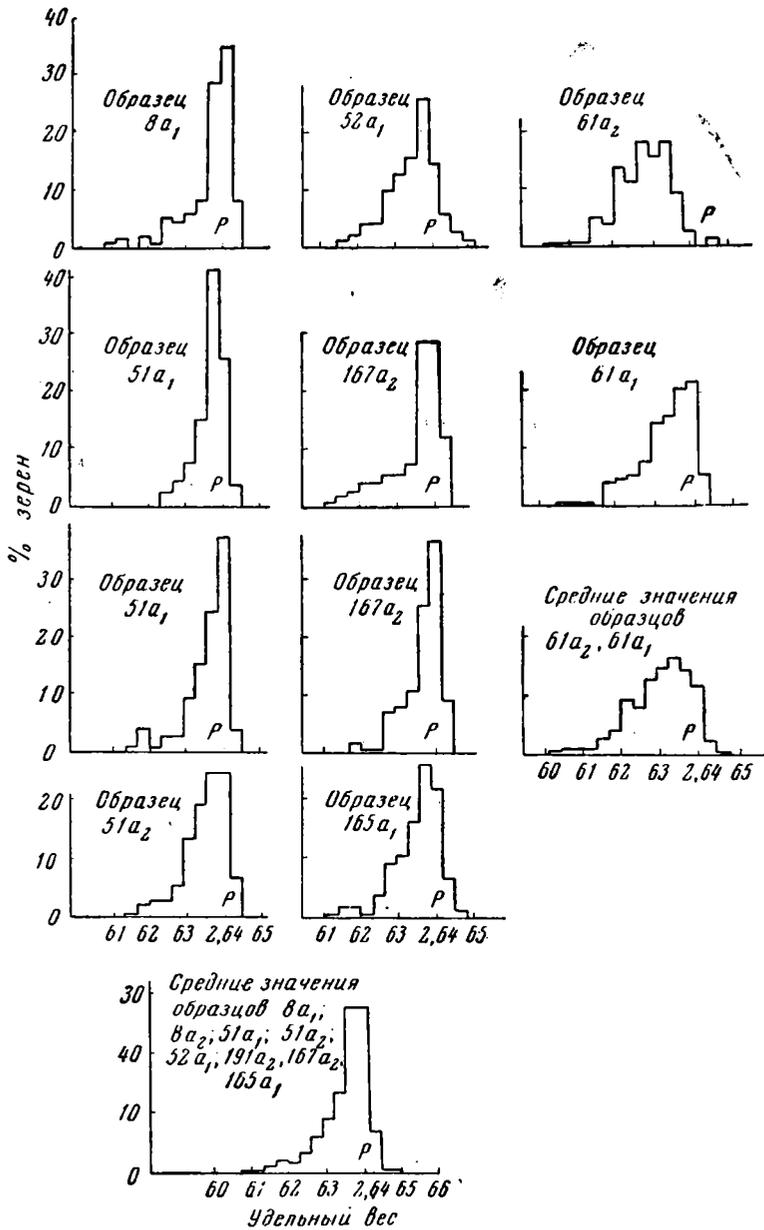
2. Распределение зерен кварца из пород одного стратиграфического горизонта. Изучению подвергнуты кварцевые пески тортонского яруса, образцы которых были отобраны по площади юго-западной окраины Русской платформы и примыкающего к ней участка Предкарпатского прогиба. (Фиг. 4 и 5). Статистические константы соответствующих кривых распределения приведены в табл. 5. Из карты и графиков видно, что синхронный горизонт в кварцевых песках представлен двумя типами ассоциаций обломочного кварца. Первый тип ассоциации, характеризующийся более «сортированным» набором обломочного кварца, соответствует платформенному участку. Из табл. 5 видно, что образцы этого типа характеризуются повышенным значением удельного веса (2,635) и пониженным значением среднего квадратичного отклонения (0,0057). Второй тип ассоциации кварца, обладающий несколько более «растянутыми» диаграммами распределения, характерен для участка передового прогиба (обр. 61а<sub>2</sub>, 61а<sub>1</sub>). Его статистические характеристики (табл. 5) заметно отли-

Чем определяются такие различия?

Изучение кварцевых зерен исследованных образцов под микроскопом в иммерсии позволяет установить их различный характер, связанный главным образом с наличием или отсутствием тончайших включений, определяющих степень прозрачности кварцевых зерен. Кроме того, фиксируются зерна с регенерационными оболочками кварца, — со сростками ортоклаза и с крупными включениями тяжелых минералов — циркона и турмалина (табл. 4). Их количественное соотношение, в первую очередь соотно-

шение зерен различной степени прозрачности, определяет характер статистического распределения зерен кварца по удельному весу.

Изучение кварцевых зерен исследованных образцов под микроскопом в иммерсии позволяет установить их различный характер, связанный главным образом с наличием или отсутствием тончайших включений, определяющих степень прозрачности кварцевых зерен. Кроме того, фиксируются зерна с регенерационными оболочками кварца, — со сростками ортоклаза и с крупными включениями тяжелых минералов — циркона и турмалина (табл. 4). Их количественное соотношение, в первую очередь соотно-



Фиг. 5. Статистическое распределение зерен кварца (фр. 0,2--0,25 мм) из песков тортонского яруса:

Обр. 191a<sub>1</sub>, 8a<sub>1</sub>, 8a<sub>2</sub>, 51a<sub>1</sub>, 51a<sub>2</sub>, 52a<sub>1</sub>, 167a<sub>2</sub>, 165a<sub>1</sub> — платформенный участок; обр. 61a<sub>2</sub>, 62a<sub>1</sub> — участок краевого прогиба

чаются от характеристик платформенных ассоциаций; характерно пониженное значение среднего удельного веса (2,631) и повышенное среднего квадратичного отклонения (0,0072).

Аналогичные различия обнаруживаются и при иммерсионном изучении зерен кварца (табл. 6). Образцы платформенного кварца характеризуются преобладанием зерен прозрачного кварца; для кварца из участка краевого прогиба более характерно присутствие полупрозрачных зерен, а также наличие сростков кварца с ортоклазом.

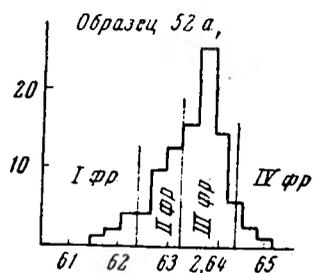
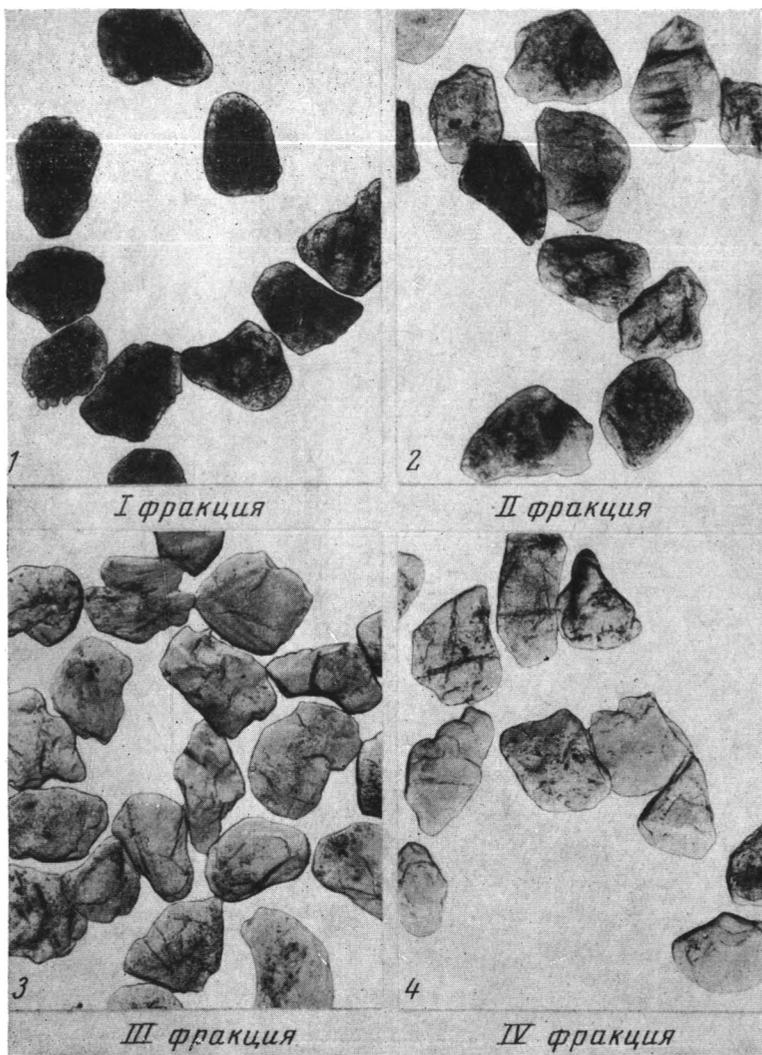
Для более детального исследования ассоциаций кварца из платформы и из краевого прогиба соответствующие образцы (52a<sub>1</sub> и 61a<sub>1</sub>) были разделены в градиентной

Таблица 6

Характер минеральных зерен	191a <sub>1</sub>	8a <sub>1</sub>	8a <sub>2</sub>	51a <sub>1</sub>	51a <sub>2</sub>	52a <sub>1</sub>	<sup>167</sup> Az (0,2—0,25)	165a <sub>1</sub>	61a <sub>2</sub>	61a <sub>1</sub>
Кварц прозрачный без включений	48	61	63	64	68	55	54	64	30	33
Кварц полупрозрачный с мелкими включениями	48	37	36	34	29	38	45	33	56	56
Кварц непрозрачный в силу обилия крупных включений	4	1	< 1	2	3	5	1	3	7	3
Кварц в сростках с ортоклазом	—	1	< 1	—	—	—	—	—	7	8
Кварц с крупными включениями тяжелых минералов (циркон, турмалин и др.)	—	Ед. зерна	—	—	—	2	—	—	—	—
Обломки кварцитовидных агрегатов	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

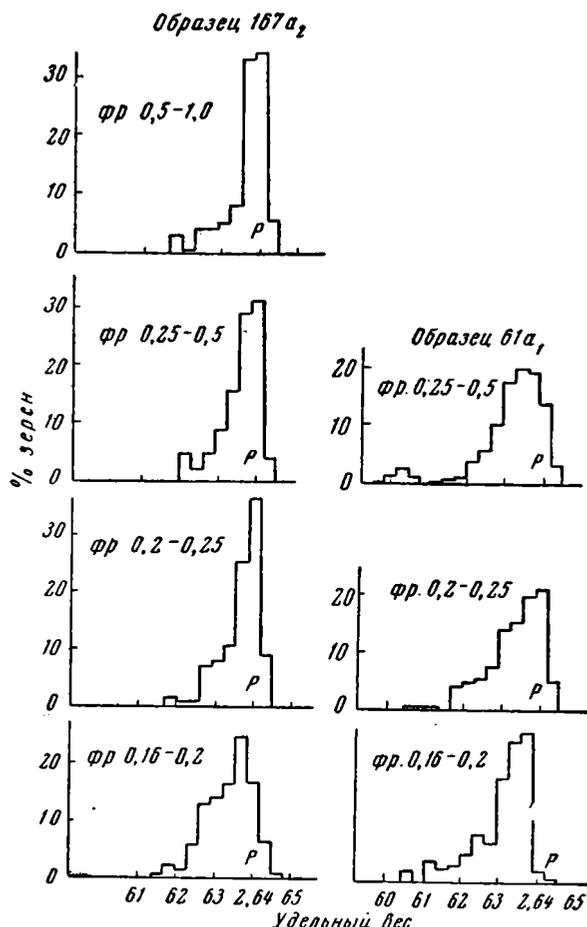
Таблица 7

Фракции по уд. весу	Ассоциация обломочного кварца из краевого прогиба (обр. 61a <sub>1</sub> )	Ассоциация обломочного кварца с платформы (обр. 52a <sub>1</sub> )	Фракции по уд. весу
I (<2,605)	Кварц непрозр. — 25% Ортоклаз — 48% Кислый олигоклаз — 3% Альбит — 1% Обл. кремн. сланца — 23%	Фракция отсутствует	—
II (2,605—2,615)	Кварц непрозр. — 99% Сростки кварца с кремн. агрегатом — ед. зерна Разруш. кисл. олигок — ед. зерна Разруш. альбит — ед. зерна	» »	—
III (2,615—2,624)	Кварц непрозр. и полупрозр. — 100% Свежий кисл. олигоклаз — ед. зерна	Кварц непрозр. и полупрозр. — 100%	I (<2,623)
IV (2,624—2,633)	Полупрозр. кварц — 100% Есть прозр. зерна с крупн. включ. пузырьков жидкости и газа и точечно-струйчатыми включ. углистой органики	Полупрозр. кварц — 100% Есть зерна с крупн. включ. пузырьков газа и жидкости	II (2,623—2,632)
V (2,633—2,642)	Фракция «основного пика» Кварц прозр. с единичными точечными включ. — 100%	Фракция «основного пика» Кварц прозр. с единичными точечными включ. — 100%	III (2,632—2,642)
VI (2,642—2,652)	Кварц с крупн. включ. тяжелых минералов (рутил, гранат, циркон) — 50% Кварц прозр. — 10% Кварцитовидн. агрегат с рассеянными включ. — 30% Кремн. ожелезн. сланцы — 10%	Кварц с крупн. включ. тяжелых минералов (гранат, циркон, турмалин) — 80% Кварц прозр. — 20%	IV (>2,642)
VII (2,652—2,661)	Кварц с очень крупн. включ. циркона и рудн. минерала — 40% Ожелезн. порода — 30% Мусковит — 10% Тяж. минерал (?) — 20% (В этой фракции оказалось всего 10 зерен)	Фракция отсутствует	—



Фиг. 6. Фракции обломочного кварца в узких интервалах удельного веса, выделенные на градиентной трубке из песка тортонского яруса (обр. 52а<sub>1</sub>)

трубке на различные фракции по удельному весу. Фотография фракций обр. 52a<sub>1</sub> приведена на фиг. 6. В табл. 7 дана минералогическая характеристика каждой фракции. Из анализа соответствующего материала следуют два важных вывода: 1) образцы из платформы и краевого прогиба отличаются друг от друга присутствием различных фракций, в частности песок из краевого прогиба характеризуется более широким набором фракций по удельному весу; 2) минералогический состав общих фракций, присутствующих в обоих образцах в заданном интервале удельного веса, тождествен и разница между образцами состоит в этой части спектра удельных весов не в качественном отличии минеральных типов кварца, а в их количественном соотношении.



Фиг. 7. Статистическое распределение зерен кварца различных гранулометрических фракций песков тортонского яруса:

Обр. 167a<sub>2</sub> — платформенный участок, обр. 61a<sub>1</sub> — участок краевого прогиба

Для большей уверенности в наличии двух типов обломочных ассоциаций кварца были изучены гранулометрические спектры в платформенном образце (обр. 167a<sub>2</sub>) и в образце из участка краевого прогиба (обр. 61a<sub>1</sub>). Соответствующие графики (фиг. 7) и табл. 8 показывают, что различия в статистическом распределении зерен кварца выдерживаются по всем размерным фракциям платформенного образца ( $D_{\text{ср}} = 2,635$ ;  $\sigma_{\text{ср}} = 0,0054$ ) и образца из прогиба ( $D_{\text{ср}} = 2,632$ ;  $\sigma_{\text{ср}} = 0,0076$ ). Таким образом, независимо от крупности зерен отчетливо фиксируются две качественно различные ассоциации обломочного кварца. Пространственное размещение этих ассоциаций обломочного кварца не оставляет сомнения в том, что первый тип более «тяжелого» кварца характеризует пески платформенной зоны; второй, более «легкий», тяготеет к крайнему прогибу и, очевидно, обязан поступлением обломочного материала со стороны Карпат.

Таблица 8

№ п/п	Образец	$D_{ср}$	$M_0$	$\sigma$	$A$	$K$
1	167a <sub>2</sub> фр. (0,16—0,2)	2,634	2,637	0,0059	—0,6	0
2	167a <sub>2</sub> фр. (0,2—0,25)	2,636	2,639	0,0050	—1,3	1,8
3	167a <sub>2</sub> фр. (0,25—0,5)	2,635	2,639	0,0051	—1,2	1,1
4	167a <sub>2</sub> фр. (0,5—1,0)	2,636	2,639	0,0055	—1,6	2,2
Среднее		2,635	2,638	0,0054	—1,2	1,4
1	61a <sub>1</sub> фр. (0,16—0,2)	2,631	2,635	0,0072	—1,4	1,6
2	61a <sub>1</sub> фр. (0,2—0,25)	2,633	2,639	0,0072	—0,9	0,6
3	61a <sub>1</sub> фр. (0,25—0,5)	2,632	2,635	0,0084	—1,9	4,3
Среднее		2,632	2,636	0,0076	—1,4	2,2

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистическое распределение зерен кварца по удельному весу может быть использовано в качестве объективной характеристики типов обломочного кварца, слагающего ту или иную породу существенно кварцевого состава. Сделанная попытка использовать эту характеристику в качестве корреляционного признака кварцевого песка или песчаника должна быть признана удачной. В работе показано, что ряд горизонтов кварцевых песков и песчаников различного возраста характеризуется индивидуальными диаграммами и соответствующими константами статистического распределения зерен кварца по удельному весу. Приведенный пример исследования статистических характеристик удельного веса кварца по площади одного стратиграфического горизонта, сложенного обломочным материалом различных источников сноса (прогиб и платформа), показывает перспективность использования данного метода при палеогеографических построениях по терригенным компонентам.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Госгеолтехиздат, 1956.  
 Длин А. М. Математическая статистика в технике. Изд-во Сов. наука, 1958.  
 Кац М. Я. Измерение плотности твердых тел с помощью градиентной трубки. Приборы и техника эксперимента, № 1, 1962а.  
 Кац М. Я. Новые методы исследования минералов по их удельным весам. Физ. методы исслед. осадочн. пород и минералов, Изд-во АН СССР, 1962б.  
 Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.  
 Лемлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1951.  
 Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.  
 Шутов В. Д. Обломочные полевые шпаты продуктивной толщи Азербайджана и их палеогеографическое значение. Автореф. дисс., М., Геол. ин-т АН СССР, 1952.  
 Сауеих L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris, 1929.  
 Krynin P. D. Petrology and genesis of the Third Bradford sand. Bull. Pennsylvania Geol. Surv., v. 29, 1940.  
 Mackie W. The sands and sandstones of Eastern Morray. Trans. Edinburgh. Geol. Soc., v. 7, 1896.  
 Mozet H. Density Gradient Column. Rev. Scient. Instrum., v. 32, N 10, 1961.  
 Peesmaekers J., Amelinckx S. Simple Apparatus for Comparative Density Measurements. Rev. Scient. Instrum., v. 32, N 7, 1961.  
 Potter P., Siever R. Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior basin. Some methodological implications. J. Geol. 64, N 4, 5, 1956.

УДК 552.525 : 552.57

## **УДАЛЕНИЕ ПРИМЕСИ ОБУГЛИВШЕЙСЯ ОРГАНИКИ ИЗ ГЛИН И ВЫДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ УГЛЕЙ\***

*Л. С. АЛЕКСЕЕВ*

Предложены три новых способа удаления примеси обуглившегося органического вещества из глин (глинистых фракций), которые имеют ряд преимуществ перед применяемой для этой цели обработкой проб перекисью водорода и гипобромидом натрия. Этими же способами можно выделять глинистые минералы из углей.

Результаты экспериментов обоснованы теоретически.

Удаление примеси обуглившегося органического вещества из глин и глинистых пород и выделение из углей дисперсно рассеянных в них глинистых минералов — две стороны одного вопроса. В первых преобладают неорганические, во вторых — органические компоненты, в остальном же в рассматриваемом нами аспекте принципиальных различий между ними нет.

В глинах и глинистых породах гумидных зон примесь обуглившегося органического вещества обычна. Вредное влияние ее на результаты термографического, спектрального, химического и других анализов очевидно.

Чтобы изъять органическое вещество, применяют обработку проб перекисью водорода и гипобромидом натрия (Методическое руководство, 1957). Но эти реактивы вызывают некоторые изменения в химическом составе глинистых минералов (Горбунов, Шурыгина, 1949; Логвиненко, Шуменко, 1961), что лишает возможности точно анализировать их состав (это особенно важно при определении редких и рассеянных элементов) и изучать поглощенный комплекс.

Н. В. Логвиненко и С. И. Шуменко проделали большую работу по термографии каолинитов и глинистых минералов, целью которой было получение эталонов, позволяющих снимать искажения на дифференциальной кривой, вызванные присутствием органического вещества, и тем самым исключить из процесса подготовки глин для термического анализа воздействие на них химических реактивов. Результаты исследований показали, что примесь органики изменяет дифференциальные кривые нагревания глинистых минералов в участках как сравнительно низких, так и высоких температур, в зависимости от состава анализируемых проб и технических условий выполнения анализов. Учитывать эти искажения можно лишь ориентировочно и не всегда. Даже незначительная примесь органики (до 2%) искажает дифференциальную кривую, большие же ее содержания делают невозможной расшифровку последней.

Мы предлагаем три способа удаления примеси обуглившегося органического вещества из глин (глинистых фракций), применение которых позволяет отказаться от вредно действующих химических реактивов, экономит время и дает хорошие результаты. Этими же способами можно выделять из углей глинистое вещество, которое до сих пор остается почти неизученным (Алексеев, 1959).

Для экспериментов были взяты каменные угли из Минусинского, Тунгусского<sup>1</sup> и Бурейнского бассейнов разной зольности (от 8 до 39%) — гелитолиты, фузенолиты и микстофузенолиты (в том числе липоидные), сапропелиты и сапропелевые гелитолиты. По степени углефикации минусинские и бурейские угли газовые и длиннопламенные; из тунгусских углей отобраны образцы от паровично-жирного до антрацита и графита. Кроме углей, исследовали также углистые аргиллиты и алевролиты, глины преимущественно монтмориллонитового, гидрослюдистого и каолинит-гидрослюдистого состава.

\* Техническая часть работы проделана в основном химиком Т. А. Поповой.

<sup>1</sup> Коллекцию углей Тунгусского бассейна любезно предоставил Г. М. Луцхин, сопроводив ее данными технического анализа и петрографическими определениями.

## I. ИЗБИРАТЕЛЬНОЕ ОСАЖДЕНИЕ УГОЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

Суть способа сводится к следующему.

1. Образец угля глинистой породы или глины механически расчлняют на составные части. Дезынтеграцию глинистых пород и глины осуществляют обычным путем, углей — по способу, предложенному автором (1959). В результате дезынтеграции получаем механическую смесь минералов, частичек угольного вещества и их сростков.

2. Центрифугированием выделяем фракции размерностью  $< 1 \text{ мк}$ , чтобы освободиться от более крупных зерен кварца, полевых шпатов и других минералов, а также от сростков глинистых минералов с обуглившимся органическим веществом.

3. В полученные после центрифугирования суспензии, в которых находятся во взвешенном состоянии глинистые минералы и частички угольного вещества, вводят небольшое количество водного<sup>2</sup> раствора мыла  $\text{C}_{17}\text{H}_{35}\text{COONa}$  (мыла берут 0,001—0,01 от веса органики). Через 25—50 час. суспензия расслаивается: угольные частички выпадают в осадок, глинистые минералы остаются во взвеси.

Как известно, водные глинистые суспензии представляют собой дисперсные системы, близкие к коллоидам. Глинистые минералы, взаимодействуя с водой, образуют мицеллы, которые несут на своей поверхности отрицательный электрический заряд. Угольные частицы (размером  $< 1 \text{ мк}$ ) оказываются положительно заряженными. Мыло в воде образует коллоидный раствор (при очень большом разбавлении — ионный раствор).

Мицеллы мыла заряжены отрицательно. Поэтому, попав в суспензию с положительно заряженными частичками угольного вещества и отрицательно заряженными глинистыми мицеллами, они нейтрализуют первые и повышают заряд вторых. Угольный материал оседает, а глинистый стабилизируется в системе. Мыло и глина — гидрофильные вещества, обуглившаяся органика гидрофобна. Поэтому мицеллы мыла хорошо взаимодействуют с угольными частицами лишь до тех пор, пока последние сохраняют положительный заряд и, следовательно, электростатические силы притяжения; как только они нейтрализуются, на первый план выступают сорбционные силы притяжения между мылом и глиной. Уголь же как гидрофобный в это время не адсорбирует мицелл мыла и остается электрически нейтральным. При увеличении количества мыла в системе может произойти насыщение им глинистых мицелл и оно, как очень поверхностно активное вещество, начнет адсорбироваться на угольных частицах, сообщая им отрицательный заряд (перезаряжая их и тем самым, наряду с глиной, стабилизируя их). В этом случае осадок не образуется и разделение не происходит.

Приведенную интерпретацию четко подтверждает проведенная серия опытов.

Рассмотренный способ более применим для освобождения от обуглившейся органики глины и глинистых пород, чем для извлечения глинистых минералов из углей, так как чистота их выделения из некоторых типов углей (например, сильно метаморфизованных тунгусских) нередко бывает неудовлетворительной.

Не совсем полное выделение из глинистых фракций органики объясняется тем, что часть сростков угольного вещества с глинистыми минералами, подобно последним, стабилизируется в суспензии.

Следует отметить, что принцип избирательного осаждения одного компонента суспензии и стабилизации другого может найти применение и для более полного и быстрого выделения глинистых фракций из более крупнозернистого обломочного материала (если он не засорен сростками), как это делается в промышленности (Гальбурда, Шрайман, 1958). Зерна кварца, полевых шпатов и других минералов осаждаются, глина же остается во взвеси. В качестве стабилизаторов, кроме мыла, можно применять и такие вещества, как олеиновая кислота, желатин, оксалат натрия и т. д.

## II. ЭЛЕКТРОФОРЕТИЧЕСКОЕ РАЗДЕЛЕНИЕ

Н. В. Логвиненко и А. А. Лазаренко (1961) употребили электрофорез для выделения тонких глинистых фракций из более крупнозернистого минерального материала подобно тому, как это делают в промышленности.

Предлагаемый способ основывается на том же принципе. Глинистые минералы в водной суспензии, будучи отрицательно заряжены, под воздействием постоянного электрического поля перемещаются к аноду, на котором разряжаются и оседают. Положительно заряженные частички угольного вещества идут к катоду и затем всплывают. Последнее объясняется тем, что выделяющийся у катода вследствие диссоциации воды водород адсорбируется угольными частицами, которые приобретают плавучесть.

Порядок подготовки проб для электрофореза тот же, что и для способа «избирательного осаждения». Наличие сростков угольного вещества с глинистыми минералами также нежелательно. Но при электрофорезе они меньше засоряют глинистые фракции, так как адсорбирующийся на угле водород не только придает ему плавучесть, но и увеличивает его электрический заряд, вследствие чего многие сростки увлекаются к катоду.

<sup>2</sup> Воду везде берут только дистиллированную.

При электрофорезе глины освобождаются не только от обуглившейся органики, но и от гидроксидов, оксидов и карбонатов железа, карбонатов кальция и магния и некоторых других минералов, мелкие частицы которых имеют положительный электрический заряд и поэтому выделяются на катоде. При этом нужно иметь в виду, что гумус, асфальт, озокерит, сера, сульфиды свинца и меди, если таковые имеются в пробе, будут вместе с глиной отлагаться на аноде.

Скорость выделения глинистых фракций зависит от напряжения на электродах, площади их поверхности и расстояния между ними, а также в значительной мере от насыщенности суспензии глиной. Добавка небольшого количества раствора мыла ощутимо повышает скорость процесса, так как заряд глинистых мицелл при этом повышается. Разделение глинистых минералов и органики посредством электрофореза не требует много времени (10—20 мин.).

### III. ФЛОТАЦИЯ

Дезинтегрированные<sup>3</sup> уголь, глинистые породы или глины смачивают маслом<sup>4</sup> и заливают 7—10-кратным объемом воды. Всю систему тщательно диспергируют, вдувая воздух при помощи насоса (например, пылесоса) через фильеру (можно сделать из консервной банки). Через 5—10 мин. органическое вещество всплывает, глинистые минералы остаются во взвеси (более крупные минеральные зерна садятся на дно).

Физико-химическую сущность процесса можно проиллюстрировать следующим примером. На кусок сухой глины нанесем каплю масла, оно расплывется и смочит ее. На это же место капнем водой. Видно, как вода сразу же интенсивно вытесняет масло и вступает во взаимодействие с глиной, которая в этом месте набухает. Взяв уголь и проделав тот же опыт, убедимся, что вода не вытесняет с него масло, более того — маслом он смачивается лучше, чем водой.

Сразу же по окончании процесса диспергации покрытые пленкой масла частички органики, капли масла и пузырьки воздуха вследствие значительно меньшей силы поверхностного натяжения у масла, чем у воды, образуют агрегаты, которые легче воды и поэтому всплывают. При этом образуется стойкая пена, которая удерживает всплывший материал. Глинистые же минералы (и другие), взаимодействуя с водой, освобождаются от масляной пленки и остаются в водной суспензии.

Применение флотационного способа обеспечивает значительную чистоту отделения глинистых фракций от органики, примесь которой обычно не превышает десятых долей процентов даже при разделении неокисленных углей, и позволяет изучать их любыми аналитическими методами.

Кроме того, флотации поддаются и органика нефтяного ряда (асфальт, озокерит и др.), а также гумус в том случае, если их можно механически отделить от минералов (дезинтегрировать).

### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Л. С. О минеральных примесях в ископаемых углях. Докл. АН СССР, т. 124, № 4, 1959.
- Алексеев Л. С. О методе изучения минеральных примесей из ископаемых углей. Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. техн., № 5, 1959б.
- Гальбурда А. Ф., Шрайман Л. И. Производство каолина. М., Госстройиздат, 1958.
- Горбунов Н. И., Шурыгина Е. А. Термографическое определение минералов в илистой фракции почв без сжигания органических веществ. Докл. АН СССР, т. 67, № 6, 1949.
- Логвиненко Н. В., Лазаренко А. А. Выделение глинистых частиц при помощи электрофореза. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1961.
- Логвиненко Н. В., Шуменко С. И. К термографии каустобиолитов и глинистых минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.

Институт геологии и геофизики  
СО АН СССР

Дата поступления  
20.IV.1963

<sup>3</sup> При дезинтеграции необходимо предусмотреть, чтобы размер частичек органического вещества не превышал 10—20 мк.

<sup>4</sup> Мы применяем жидкое машинное масло «велосит».

## **БИБЛИОГРАФИЯ**

### **ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ СТАТЬИ, ОПУБЛИКОВАННЫЕ В ЗАРУБЕЖНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ ОТДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК АН СССР ЗА ЯНВАРЬ — МАЙ 1963 г.**

От редколлегии журнала. Скорейшая информация о публикуемых работах — одно из условий правильной организации научных исследований и полного освещения вопроса.

Наиболее исчерпывающие сведения обо всех выходящих в СССР и зарубежных странах работах по литологии и полезным ископаемым даются в реферативном журнале «Геология», издаваемом Академией наук СССР.

В журнале «Известия АН СССР, серия геологическая» систематически печатаются списки статей по геологии (литологии) и полезным ископаемым, опубликованных в журналах и периодически выходящих в СССР — «Трудах», «Материалах» и «Сборниках».

Редколлегия журнала «Литология и полезные ископаемые» считает целесообразным в дополнение к упомянутой библиографической информации публиковать списки статей по литологии, напечатанных в иностранных журналах, которые поступают в Библиотеку ОГГН АН СССР. При составлении списков статей просматриваются следующие иностранные журналы.

1. American Journal of Science — Amer. J. Sci. (США).
2. Bulletin de la Commission géologique de Finlande — Bull. Commiss. géol. Finlande. (Финляндия).
3. Bulletin de la Société géologique de France — Bull. Soc. géol. France. (Франция).
4. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (США).
5. Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences — Compt. rend. (Франция).
6. Eclogae geologicae helvetiae — Eclogae geol. helv. (Швейцария).
7. Economic Geology and the Bulletin of the Society of the Economic Geologists — Econ. Geol. (США).
8. Geochimica et Cosmochimica Acta — Geochim. et Cosmochim. Acta (США, Англия, Франция).
9. Geological Magazine — Geol. Mag. (Англия).
10. Geologie — Geologie (ГДР).
11. Bulletin of the Geological Society of America — Bull. Geol. Soc. America. (США).
12. Geologisches Jahrbuch — Geol. Jahrb. (ФРГ).
13. Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar — Geol. Fören. i Stockholm Föreläsningar. (Швеция).
14. Journal of Geology — J. Geol. (США).
15. Journal of Sedimentary Petrology — J. Sediment Petrol. (США).
16. Nature — Nature (Англия).
17. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh. (ФРГ).
18. Norsk geologisk Tidsskrift — Norsk geol. Tidsskr. (Норвегия).
19. Przegląd geologiczny — Przegl. geol. (Польша).
20. Science — Science (США).
21. Tschermarks mineralogische und petrographische Mitteilungen — Tschermarks mineral. und petrogr. Mitt. (Австрия).
22. Věstník Ústředního ústavu Geologického — Věst. Ustřed. ústavu Geol. (Чехословакия).
23. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft — Z. Dtsch. Geol. Ges. (ГДР).

Автор статьи дается на соответствующем иностранном языке, название статьи — только на русском, название журнала (большей частью в сокращенном виде) — на иностранном языке. Подбор материалов по библиографии производится Библиотекой ОГГН, перевод и редактирование — Л. М. Сибиркиной и В. С. Яблоковым.

- Angino E. E., Armitage K. V. Геохимическое изучение озер Бонни и Ванда Земли Виктория Антарктики. *J. Geol.*, v. 71, № 1, 1963.
- Bredenhoeft J. D., Blyth C. R., White W. A., Maxey G. V. Возможный механизм концентрации соляных растворов на поверхности слоев. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 47, № 2, 1963.
- Eden R. A., Elliot R. W., Elliot R. E., Young B. R. Прослой тонштейна в каменноугольных месторождениях восточного Мидленда. *Geol. Mag.*, v. 100, № 1, 1963.
- Jones J. M., Murchison D. G. Нахождение резинита в битуминозных углях. — *Econ. Geol.*, v. 58, № 2, 1963.
- Kwiecińska B., Maneski A. Замечания по количественному петрографическому анализу зернистых углей. — *Przegł. Geol.*, № 1. (118), г. XI, Styczen, 1963.
- Lane D. W. Условия осадконакопления мелового дакотского песчаника на северо-западе Колорадо. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 47, № 2, 1963.
- Lyon R. J. P., Burns E. A. Изучение пород и минералов в отраженном инфракрасном свете. *Econ. Geol.*, v. 58, № 2, 1963.
- Moses J. H., Mitchell W. D. Бокситовые месторождения Британской Гвьяны и Суринама. *Econ. Geol.*, v. 58, № 2, 1963.
- Off Th. Ритмическая линия песчаных образований, вызванная приливами и отливами. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 47, № 2, 1963.
- Ruckmick J. C. Железные руды Кетро Боливара и Венецуэлы. *Econ. Geol.*, v. 58, № 2, 1963.
-

## СОДЕРЖАНИЕ

От Редколлегии	5
Н. М. Страхов. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений	7
✓ З. Н. Горбунова. Глинистые минералы в осадках Тихого океана	28
✓ В. Ф. Дерпгольц. Гидросфера и хлор	43
✓ М. А. Ратеев. Минералогия и генезис палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы	58
✓ И. В. Хворова, Э. С. Залманзон. Особенности состава фтанитов и яшм Южного Урала	73
✓ З. В. Тимофеева. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд	88
✓ И. П. Дружинин. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты	108

### КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

✓ И. И. Волков. Распределение сероводорода по вертикали осадков Черного моря	125
✓ Е. Г. Журавлев. Кора выветривания кристаллического фундамента северной части Волго-Уральской области	130
✓ О. А. Черников. К вопросу о вторичных изменениях осадочных пород	135
✓ П. В. Зарицкий. Раннедиагенетические трещины в угленосных отложениях среднего карбона Донецкого бассейна	139

### ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

✓ М. Я. Кац и В. Д. Шутов. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород	143
✓ Л. С. Алексеев. Удаление примеси обуглившейся органики из глин и выделение глинистых минералов из углей	153

### БИБЛИОГРАФИЯ

156

## CONTENTS

From the Editors . . . . .	5
N. M. Strakhov. On some new features in the diagenesis of Black Sea deposits . . . . .	7
Z. N. Gorbunova. Clay minerals in the sediments of the Pacific Ocean . . . . .	28
V. F. Derpgoltz. Hydrosphere and chlorine . . . . .	43
M. A. Rateev. Mineralogy and genesis of palygorskites and sepiolites in Carboniferous marine sediments of the Russian platform . . . . .	58
I. V. Khvorova and E. S. Zalmanzon. To the geochemistry of siliceous rocks (some peculiarities in the composition of phtanites and jaspers of Southern Urals) . . . . .	73
Z. V. Timofeeva. Facies-geochemical conditions of the formation of diagenetic sideritic ores . . . . .	88
I. P. Druzhinin. Facies of variegated deposits of Dzhezkazgan suite . . . . .	108

### SHORT NOTES

I. I. Volkov. Vertical distribution of hydrogen sulphide in the sediments of Black Sea . . . . .	125
E. G. Zhuravlev. Crust of weathering of the crystalline basement in the northern part of the Volga — Ural region . . . . .	130
O. A. Chernikov. On secondary alterations of sedimentary rocks . . . . .	135
P. V. Zaritzky. Early diagenetic fissures in coal bearing Middle Carboniferous deposits of the Donetz Basin . . . . .	139

### METHODS OF RESEARCHES

M. Ya. Katz and V. D. Shutov. Specific weight of clastic quartz grains and its use as a correlation feature of arenaceous rocks . . . . .	143
L. S. Alekseev. Removal of charred organic admixtures from clays and the segregation of clay minerals in coals . . . . .	153

### BIBLIOGRAPHY

156

# ИНСТРУКЦИЯ ПО СОСТАВЛЕНИЮ РЕФЕРАТОВ ДЛЯ АВТОРОВ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ И ПЕРИОДИЧЕСКИХ ИЗДАНИИ

Постановлением Совета Министров № 418 от 18 V 1959 г. и последующим решением Государственного комитета Совета Министров СССР по координации научно-исследовательских работ и Президиума АН СССР редакции научно-технических журналов обязаны представлять в ВИНТИ рефераты публикуемых материалов. В настоящей инструкции сформулированы требования по содержанию и оформлению рефератов, которыми и следует руководствоваться.

## ТРЕБОВАНИЯ, ПРЕДЪЯВЛЯЕМЫЕ К РЕФЕРАТУ, И ОБЯЗАННОСТИ РЕФЕРЕНТА

1. В реферате кратко излагается основное содержание статьи. Реферат должен дать читателю представление о характере освещаемой работы, в чем заключается оригинальность постановки вопроса, о методике проведения исследований и их результатах, а в случае необходимости также о времени проведения исследований.

2. Реферату должно предшествовать библиографическое описание в следующем виде: название статьи, фамилия и инициалы автора, название журнала. Текст реферата начинается непосредственно с изложения существа работы без повторения заголовка. Форма изложения материала в реферате не обязательно должна повторять форму изложения оригинальной статьи.

3. Если оригинал содержит большое количество цифровых данных, в реферате их следует обобщить и систематизировать.

4. Средний объем реферата 1,5—2 страницы машинописного текста, отпечатанного через два интервала на белой бумаге обычного формата (30×21) в двух экземплярах с полем в 4 см с левой стороны.

5. Таблицы, схемы, графики и т. д. могут быть включены в реферат в том случае, если они отражают основное содержание работы или сокращают текст реферата. Сообщение о наличии в реферируемой работе таблиц, схем, графиков, фотографий, карт, рисунков необходимо давать в конце реферата, например: (илл. 10).

6. Формулы приводятся в реферате только в том случае, если они необходимы для понимания реферата. Громоздкие математические выражения в реферат помещать не следует. Формулы следует вписывать четко, не изменяя принятых в оригинале обозначений величин. Формулы и буквенные обозначения вписываются чернилами во второй экземпляр. Вписывание формул и буквенных обозначений, а также исправление замеченных опечаток в первом экземпляре не делается.

7. Векторы подчеркиваются синим карандашом, буквы греческого алфавита — красным, готические — зеленым. Если в формуле строчные и прописные буквы различаются лишь размерами, прописные буквы подчеркиваются двумя чертами снизу (С, О), а строчные — сверху (с, о). Нуль не подчеркивается (0).

8. В конце реферата в квадратных скобках указывается название учреждения или предприятия, в котором провел работу автор реферируемой работы (если эти данные есть в статье). Подпись автора и дату написания реферата следует ставить в левом нижнем углу на обоих экземплярах реферата.

*Научно-методический отдел ВИНТИ*