

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

# *Литология* *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1973

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



# ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ  
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД  
МОСКВА

№ 3, 1973 г.  
МАЙ — ИЮНЬ

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                           |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Н. М. Страхов, И. И. Волков, Н. А. Лисицына. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль) . . . . .                     | 3   |
| С. И. Романовский. О роли мутьевых потоков в процессах осадконакопления . . . . .                                                                         | 29  |
| В. И. Гречин. Литология и условия накопления морских вулканогенно-осадочных отложений миоцена Западной Камчатки . . . . .                                 | 38  |
| В. Ф. Шульга. Палеореки раннего карбона Донбасса . . . . .                                                                                                | 52  |
| Ю. И. Марьенко, В. Л. Тюменцев. Типы перекристаллизации карбонатных пород венда Иркутского амфитеатра в связи с их возможной нефтегазоносностью . . . . . | 66  |
| Ф. В. Чухров, Л. П. Ермилова. Новые данные о генетическом значении изотопного состава серы конкреций . . . . .                                            | 76  |
| Е. С. Гуткин, С. М. Седенко. Об условиях накопления германия в бокситax . . . . .                                                                         | 85  |
| Г. А. Голева, Н. А. Читаева. К геохимии кадмия в зоне гипергенеза рудных месторождений . . . . .                                                          | 92  |
| В. А. Гавриленко. Текстурные особенности и условия образования отложений чингасанской серии Енисейского кряжа . . . . .                                   | 102 |
| И. С. Данилов. Происхождение рудной зональности Никопольского марганцевого месторождения . . . . .                                                        | 118 |
| С. Ф. Винокуров, Э. Г. Васильева. Об условиях эпигенетической концентрации рудных элементов в буроугольных отложениях . . . . .                           | 130 |

## Краткие сообщения

|                                                                                                                     |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Н. А. Григорьев, П. В. Покровский, Г. М. Утяшев, И. Н. Бушляков. О форме нахождения бериллия в фосфоритах . . . . . | 135 |
| М. А. Плотников, К. П. Янулов. О соде в верхнепермских отложениях Западного Притиманья . . . . .                    | 139 |
| А. И. Блажчишин, Ю. Д. Шуйский. Питание Балтийского моря терригенным материалом . . . . .                           | 141 |
| Э. Ф. Кузнецова. Висмут в марганцевых минералах и рудах . . . . .                                                   | 146 |

## Методика

|                                                                                                         |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Л. Е. Штеренберг. К методике обесцвечивания железомарганцевых образований в прозрачных шлифах . . . . . | 149 |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|

## Критика и дискуссии

|                                                                               |     |
|-------------------------------------------------------------------------------|-----|
| И. И. Бок, П. Т. Тажибаева, Д. Х. Хайрутдинов. О книге М. А. Кашкая . . . . . | 151 |
|-------------------------------------------------------------------------------|-----|

## Хроника

|                                                                                                                                 |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей (Югославия, 1972 г.) . . . . . | 154 |
| А. Г. Коссовская. Семинар «Минералогия и происхождение осадочных цеолитов Тихоокеанского кольца» . . . . .                      | 157 |

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 3, 1973  
MAY — JUNE

## CONTENTS

|                                                                                                                                                                           |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| N. M. Strakhov, I. I. Volkov, N. A. Lisitzina. To an appraisal of the distribution mechanism of elements in the Pacific (Japan profile) . . . . .                         | 3   |
| S. I. Romanovsky. On the role of turbidity currents in sedimentation processes . . . . .                                                                                  | 29  |
| V. I. Grechin. Lithology and formation conditions of volcano--sedimentary Miocene deposits of Western Kamchatka . . . . .                                                 | 38  |
| V. F. Shulga. Paleorivers of the Early Carboniferous in Donetsk Basin . . . . .                                                                                           | 52  |
| Yu. I. Marienko, V. L. Tiumentsev. Recrystallization types of carbonate Vendean rocks in the Irkutsk amphitheatre in connection with their possible oil content . . . . . | 66  |
| F. V. Chukhrov, L. P. Ermilova. New data on the genetic importance of the isotope composition of sulfur in concretions . . . . .                                          | 76  |
| E. S. Gutkin, S. M. Sedenko. On the conditions of germanium accumulation in bauxites . . . . .                                                                            | 85  |
| G. A. Goleva, [N. A. Chitaeva]. To the geochemistry of cadmium in the hypergenesis zone of ore deposits . . . . .                                                         | 92  |
| V. A. Gavrilenko. Textural features and formation conditions of the Chingasan series of deposits in Yenisei ridge . . . . .                                               | 102 |
| I. S. Danilov. The origin of ore zonality at the Nikopol manganese deposits . . . . .                                                                                     | 118 |
| S. F. Vinokurov, E. G. Vasiljeva. On the conditions of an epigenetic concentration of ore elements in brown-coal deposits . . . . .                                       | 130 |

## Short Notes

|                                                                                                                                  |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| N. A. Grigoriev, P. V. Pokrovsky, G. M. Utiashev, I. N. Bushliaev. On the form of beryllium occurrence in phosphorites . . . . . | 135 |
| M. A. Plotnikov, K. P. Yanulov. On the presence of soda in Upper Permian deposits of Western Timan region . . . . .              | 139 |
| A. I. Byazhchishin, Yu. D. Shuisky. The supply of terrigenous material to the Baltic Sea . . . . .                               | 141 |
| E. F. Kuznetsova. Bismuth in manganese minerals and ores . . . . .                                                               | 146 |

## Methods of Research

|                                                                                                  |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| L. E. Sterenberg. To the methods of bleaching iron -- manganese rocks in thin sections . . . . . | 149 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|

## Critique and Discussions

|                                                                                        |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| I. I. Bok, P. T. Tazhibaeva, D. Kh. Khairutdinov. On a book by M. A. Kashkai . . . . . | 151 |
|----------------------------------------------------------------------------------------|-----|

## Chronicle

|                                                                                                                                      |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| P. P. Timofeev, L. I. Bogoliubova. Commission sessions of the International Committee on Coal Petrology (Yugoslavia, 1972) . . . . . | 154 |
| A. G. Kossovskaya. The seminary «Mineralogy and the origin of sedimentary zeolites of the Circumpacific ring» . . . . .              | 157 |

УДК 550.4 : 550.35 (265/266)

## **К ПОЗНАНИЮ МЕХАНИЗМА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ТИХОМ ОКЕАНЕ (Японский профиль)**

**Н. М. СТРАХОВ, И. И. ВОЛКОВ, Н. А. ЛИСИЦЫНА**

Показано, что в распределении осадочного материала на дне бассейна четко проявляются два резко различных механизма: первый — биологический действует в прибрежной полосе и контролирует распределение  $\text{Corg}$ ,  $\text{SiO}_2$ , Se, J, Br. Второй — механическое фракционирование взвесей, свойствен распределению Cr, Fe, Ge, V, Al, Ti, Ga, Zr, Nb, Ta, Pb, Zn, As, Cu, Mn, Ni, Co, Mo, P, редкоземельных элементов и, вероятно, многих других. Он действует на всем протяжении профиля. Процентные содержания элементов растут от берега в пелагиаль, а абсолютные их массы убывают. Существует постоянная зависимость процентных содержаний элементов от гранулометрического типа осадков: тонкие фракции (0,01—0,001 и <0,001 мм) — главные носители микроэлементов. Наличие в Тихом и других океанах двух резко различных механизмов распределения элементов — биогенного и механического фракционирования — функция огромных размеров океанических бассейнов.

В работах, посвященных океанскому осадконакоплению, распределение элементов в осадках изучалось до сих пор процентным методом. При многих неоспоримых достоинствах этого метода ему присущ, однако, один коренной недостаток: не всегда повышение процентных содержаний компонента доказывает его интенсивное поступление в осадок, равно как и понижение процентных содержаний не всегда является свидетельством пониженного приноса. Оба эффекта обуславливаются очень часто влиянием разбавителя, в частности его уменьшенным или повышенным поступлением в осадок. Этот дефект процентного метода весьма существен, ибо, если не избавиться от пассивных изменений содержаний компонентов, мы рискуем получить превратное представление о механизме осадочного геохимического процесса в водоемах.

Выход из такой ситуации заключается в дополнении процентного метода методом абсолютных масс, предложенным первым автором статьи еще в 1947 г. и примененным к седиментации в Черном море и частично в Каспии, Аральском море и экваториальной части Атлантического океана (Страхов 1947, 1951). Во всех этих случаях названный метод позволил устранить пассивные изменения содержаний элементов, в результате чего реальный ход седиментационного процесса оказался существенно иным сравнительно с тем, как он изображался по данным процентного метода.

Отсюда сама собой встает задача: применить метод абсолютных масс и к осадкам Японского профиля и выяснить, как соотносятся закономерности распределения элементов, скрытые процентным методом, с ходом процесса по данным метода абсолютного. Разбор этого вопроса и составляет содержание настоящего сообщения.



## 1. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ БАЗА. СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ. МЕТОДИКА РАБОТЫ.

Основа работы — профиль, выполненный в 1969 г. в 46-м рейсе «Витязя» от Татарского пролива до атолла Уэйк общей длиной около 4000 км.

Профиль начинается на узком островном шельфе о. Хоккайдо, продолжается на континентальном склоне с глубинами до 1500 м, пересекает Японский желоб с глубинами около 8000 м и выходит на расчлененную холмистую равнину Северо-Западной котловины Тихого океана с глубинами 5000—6000 м (фиг. 1).

На этом пути он пересекает пять фациальных зон: I — вулканотерригенные отложения, наиболее грубозернистые, с прослоями песка и алевроитов среди крупнопелитовых осадков; II — гемипелагические кремнистые илы, малокарбонатные с резко уменьшенным содержанием песчано-алевритового материала (6—13%); III — пелагические илы переходного типа к глубоководной красной глине, где примесь обломков падает до 10—4%, а содержание пелитовой фракции доходит до 90%; IVa — глубоководную красную глину, сложенную наиболее тонким материалом (92—99% пелитовой фракции) с единичными песчаными и алевритовыми зернами; IVб — глубоководную глину с цеолитами, также чрезвычайно тонкозернистую. В пределах III—IVa—IVб зон встречаются тонкие прослои и включения кислого пепла.

В общем перед нами обычный тип профиля от прибрежной части бассейна в пелагическую и глубоководную, демонстрирующий смену более грубых отложений в прибрежье более тонкими в пелагиали. Специфику океанского профиля составляет в данном случае то, что он растянут на огромное расстояние (4000 км), и пелагические осадки его необычайно тонкозернисты.

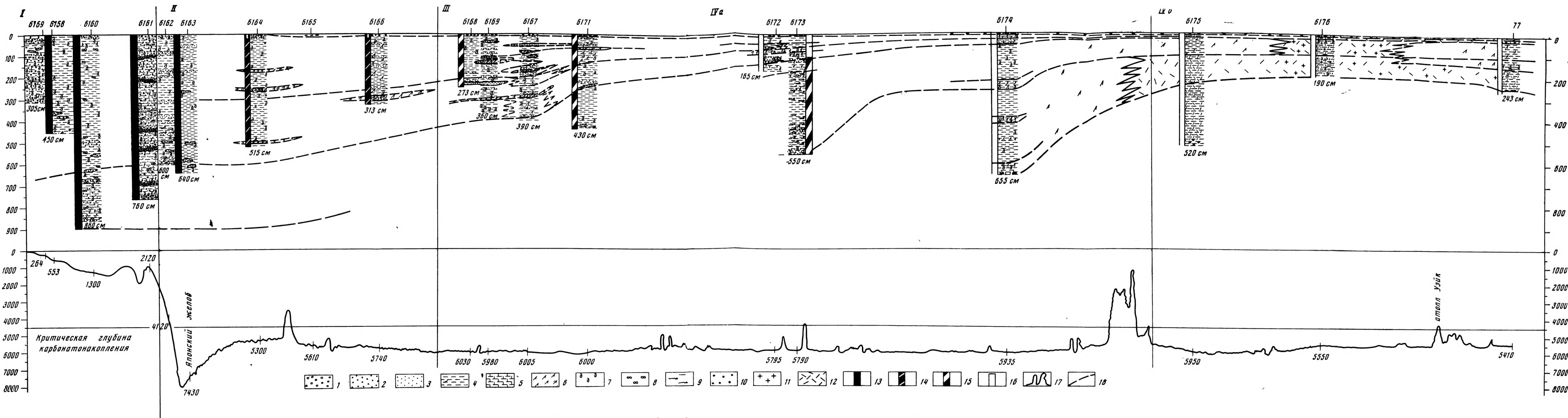
Стратиграфия отложений на Японском профиле была изучена Н. А. Лисицной и О. А. Дворецкой (1972), которые использовали данные океанологов (Лисицын, 1971 и др.) и показали, что на профиле выделяются две пачки. Верхняя в прибрежье слагается толщей в 300 см, в пелагиали — около 10 см. Ниже располагается вторая пачка с такими же мощностями, но представленная менее полно в прибрежной части (зоны I и II). Еще ниже присутствуют по крайней мере еще две пачки, но улавливаются они только в пелагической части профиля.

Из сказанного видно, что наиболее подходящим объектом для наших целей является верхняя пачка; все нижеследующее и будет построено на анализе именно ее.

Оговоримся, что, выбирая в качестве объекта верхнюю пачку, мы создаем, что обоснование ее в качестве стратиграфической единицы обладает некоторой условностью, ибо получено комбинацией палеонтологических данных в прибрежной зоне с радиометрическими данными по скоростям отложения в пелагической области (Романкевич и др., 1966; Лисицын, 1971).

Такая комбинация обуславливает, конечно, некоторые ошибки. Однако разница в мощностях осадков в прибрежной и пелагической областях столь велика, что, если бы в дальнейшем, с уточнением данных, она несколько сгладилась путем, например, увеличения мощностей пелагических отложений в 2—3—4—5 раз, общая картина распределения сохранилась бы и выводы, полученные из нее методом абсолютных масс, принципиально в существе своем также остались бы, хотя конкретные цифры стали бы иными.

Для получения абсолютных масс осадка в разрезе необходимо знание не только мощностей разреза, но и объемных весов слагающих его отложений. Искомая абсолютная масса  $m$  для каждого разреза находит-



Фиг. 1. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана (Лисицына, Дворецкая, 1972)

Литолого-фациальные типы осадков:

I — галька; ил: 2 — песчано-алевритовый, 3 — алеврито-глинистый, 4 — глинистый, III — глубоководные пелагические глины переходного типа; пелагические (красные) глины: IVa — с рассеянным вулканическим пеплом, IVb — с цеолитами. I — прибрежные вулканогенные; II — гемипелагические кремнисто-глинистые; 5 — слабоизвестковый глинистый; 6 — вулканический пепел; 7 — кремнистые ор-

ганизмы; 8 — фораминиферы; 9 — водоросли; 10 — железомарганцевые конкреции; 11 — железомарганцевые микроконкреции; 12 — цеолиты; осадки: 13 — восстановленные, 14 — частично восстановленные, 15 — частично окисленные, 16 — окисленные; 17 — перерывы в осадконакоплении; 18 — приблизительные границы разновозрастных осадков

ся из формулы:

$$m = VP,$$

где:  $V$  — средний объемный вес осадка;  $P$  — мощность колонки. Если основание разреза равно  $1 \text{ см}^2$ , то масса выражается в  $\text{г/см}^2$ .

При мощностях разреза в  $300 \text{ см}$  в I, II, III зонах профиля количество определений абсолютного веса 4—8 (в зависимости от однородности колонки); дальше в море число определений постепенно убывает до трех и даже двух на разрез. Всего выполнено 83 определения.

Располагая величинами  $m$  для всех 16 разрезов профиля, можно построить кривую изменений абсолютных масс в направлении от берега в пелагиаль (фиг. 2)<sup>1</sup>. Величины масс меняются от  $408 \text{ г/см}^2$  на станции 6159 до  $24,7$ — $14,8$  в пелагической зоне. Только на первых четырех станциях величины  $m$  колеблются довольно значительно, на последующих колебания уменьшаются и величины плавно падают до указанного минимума (фиг. 2).

В дальнейшем удобнее пользоваться не конкретными значениями  $m$  по каждому разрезу, а массами, усредненными по зонам. Эти усреднения показаны в табл. 1, и отражены в фиг. 1. Нетрудно видеть, что усред-

Т а б л и ц а 1

Изменения абсолютных масс осадка

| Компоненты                                     | Зона |      |      |      |       | Сумма |
|------------------------------------------------|------|------|------|------|-------|-------|
|                                                | I    | II   | III  | IVa  | IVб   |       |
| Абсолютные массы осадков, $\text{г/см}^2$      | 354  | 265  | 216  | 86,7 | 18,8  | —     |
| Их отношения к абсолютной массе первой зоны    | 1    | 0,75 | 0,61 | 0,25 | 0,053 | —     |
| Абсолютные массы, приведенные к ширине зоны    | 1841 | 2716 | 2322 | 1344 | 306   | 8529  |
| То же, % от общей приведенной массы по профилю | 21,6 | 31,8 | 27,2 | 15,8 | 3,6   | 100   |

ненная кривая близко повторяет кривую по конкретным разрезам, особенно мористее II зоны. Эту кривую будем называть в дальнейшем кривой  $P$ . На этой кривой показаны содержания  $\text{SiO}_{2\text{аутг}}$  в осадке, и, таким образом, исключая этот крупный по массе компонент, можно получить ход изменения собственно кластической части осадка<sup>2</sup>.

Знание средних абсолютных масс осадка в разных фациальных зонах позволяет решить две взаимосвязанные задачи: 1) вычислить абсолютную массу вещества во всем верхнем горизонте на всем протяжении профиля; 2) выяснить, какая часть (%) этой массы отложилась в пределах каждой литолого-фациальной зоны, иными словами, вскрыть реальный ход распределения общей массы вещества вдоль профиля.

Первая задача решается просто. Умножив среднюю абсолютную массу ( $m$ ) каждой зоны на ее ширину ( $n$ ), получим количество вещества во всем верхнем горизонте в пределах каждой зоны. Сложив величины  $m_1n_1 + m_2n_2 + m_3n_3 + m_4n_4 + m_5n_5$ , т. е. массы вещества в пределах каждой

<sup>1</sup> При обозначении станций на фиг. 2 по техническим соображениям в четырехзначных числах показывались лишь две последние цифры, первые две всегда одинаковые (61) отбрасывались; так, вместо 6171 писалось 71 и т. п.

<sup>2</sup> На последующих рисунках в верхней части диаграмм всегда воспроизводится кривая  $P$ .

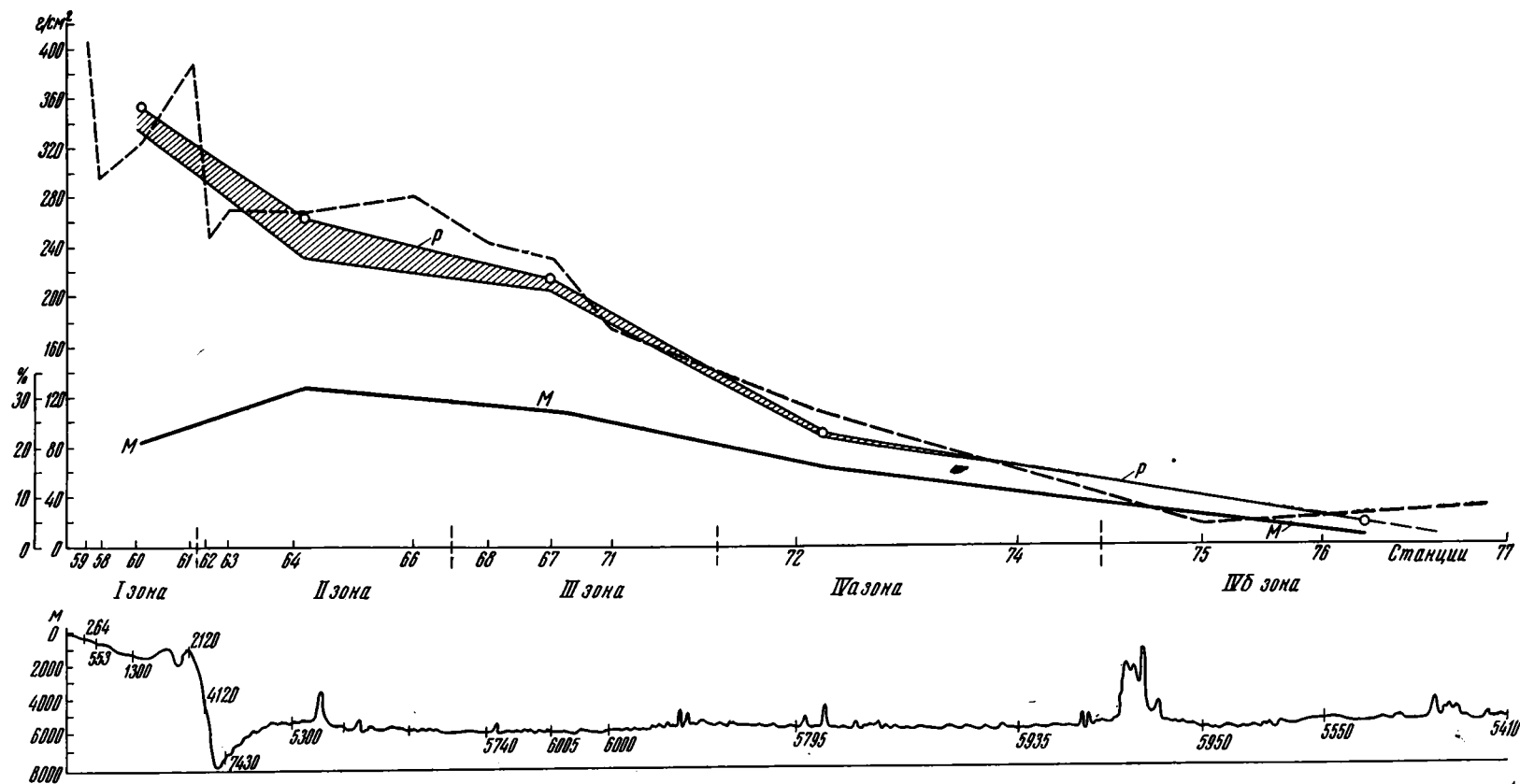


Рис. 2. Распределение абсолютных масс осадка по профилю; заштриховано  $\text{SiO}_2\text{a}_{\text{утг}}$ ; кривые P — усредненные абсолютные массы, M — приведенные абсолютные массы

зоны, получим величину  $A$ , изображающую всю массу вещества во всем верхнем горизонте в пределах профиля<sup>3</sup>.

Отнеся теперь к  $A$  каждое из слагаемых  $m_1n_1$ ,  $m_2n_2$  и т. д. и умножив частное от деления на 100, получим долю вещества (%) от общей его массы, отложенную в пределах каждой зоны:

$$a_1 = \frac{m_1n_1 \times 100}{A} \text{ в I зоне;}$$

$$a_2 = \frac{m_2n_2 \times 100}{A} \text{ во II зоне и т. д.}$$

Величины  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ ,  $a_4$ ,  $a_5$  будем называть в дальнейшем приведенными (к ширине зоны) абсолютными массами. Кривую, построенную на них, будем называть в дальнейшем кривой  $M$ . Сопоставляя кривую  $M$  с кривой  $P$ , легко обнаружить, что они неидентичны.

В прибрежной зоне, где величина  $m$  максимальна, приведенная масса умеренна по величине (21,6%); во II зоне, где  $m$  заметно меньше, чем в I, приведенная абсолютная масса, напротив, увеличивается в 1,5 раза, достигая 31,8%; в более мористых зонах величины  $m$  и приведенные абсолютные массы изменяются согласно, убывая вначале медленно, потом очень резко.

Седиментационный смысл сказанного очевиден. В I зоне из-за ее малой ширины осаждается относительно небольшая часть общей абсолютной массы осадка изучаемого горизонта, хотя средняя абсолютная масса  $m$  (г/см<sup>2</sup>) здесь максимальна. Наибольшее количество осадка сгружается во II зоне, так как она вдвое шире I, хотя величины  $m$  (г/см<sup>2</sup>) здесь и меньше, чем в зоне I. Дальше в море, несмотря на все увеличивающуюся ширину зон (III, IVa, IVб), относительное количество осадка на каждую следующую зону все уменьшается.

В дальнейшем анализе диаграмма (фиг. 2) играла роль репера, позволившего разобраться в поведении многочисленных изученных элементов.

Для каждого из них вычислялись средние процентные содержания по зонам и средние абсолютные массы в г/см<sup>2</sup> или чаще в мг/см<sup>2</sup>, а также приведенные абсолютные массы, тою же методикой, что описана выше. Затем для каждого элемента строились две сопряженные диаграммы. На первой воспроизводилась кривая  $P$  и здесь же строилась кривая средних процентных содержаний элемента по зонам. На второй диаграмме воспроизводилась кривая  $M$ , к которой добавлялась кривая приведенных абсолютных масс элемента. Сопоставительный анализ этих данных и позволил разобраться в механизме распределения каждого элемента на Японском профиле.

Дальнейшая работа свелась к систематизации характеристик элементов и выделению среди них групп родственных внутри и отличных от других.

Все последующее базируется на определении  $C_{\text{орг}}$ ;  $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ ,  $S_{\text{восст}}$ , Se, Fe, Ge, Cr, V, Al, Ti, Ga, Zr, Nb, Pb, Zn, As, Cu, Mn, Mo, Co, Ni, P, а также 16 элементов в группе редких земель. Всего было изучено 204 образца и сделано около 5000 определений; все они, кроме Pd и Zn выполнены методом мокрой химии; свинец — спектральным количественным методом, цинк — полярографически. Изучалось также распределение

<sup>3</sup> Вместо реальных величин  $n$ , выраженных в километрах или милях, брались величины в сантиметрах, измеренные на профиле (фиг. 1). Для зоны I это 5,2 см; для II — 10,25 см; для III — 10,75 см; для IVa — 15,5 см; для IVб — 16,25 см; отбросив миллиметры, получим относительные величины ширины зон, что для наших целей вполне достаточно.

элементов по гранулометрическим фракциям, но этот вопрос будет рассмотрен в особом сообщении<sup>4</sup>. Оказалось, что перечисленные элементы с интересующей нас точки зрения разделяются на три группы, которые мы и опишем<sup>5</sup>.

## 2. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО, $\text{SiO}_2$ аутиг и СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Как видно из табл. 2 и фиг. 3, процентные содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$ ,  $\text{SiO}_2$  аутиг,  $\text{S}_{\text{вост}}$ , Se изменяются в направлении профиля по тому же закону, что и абсолютные массы осадка в целом: они максимальны в прибрежной

Таблица 2  
Распределение по профилю органического углерода, аморфного кремнезема и сопровождающих элементов

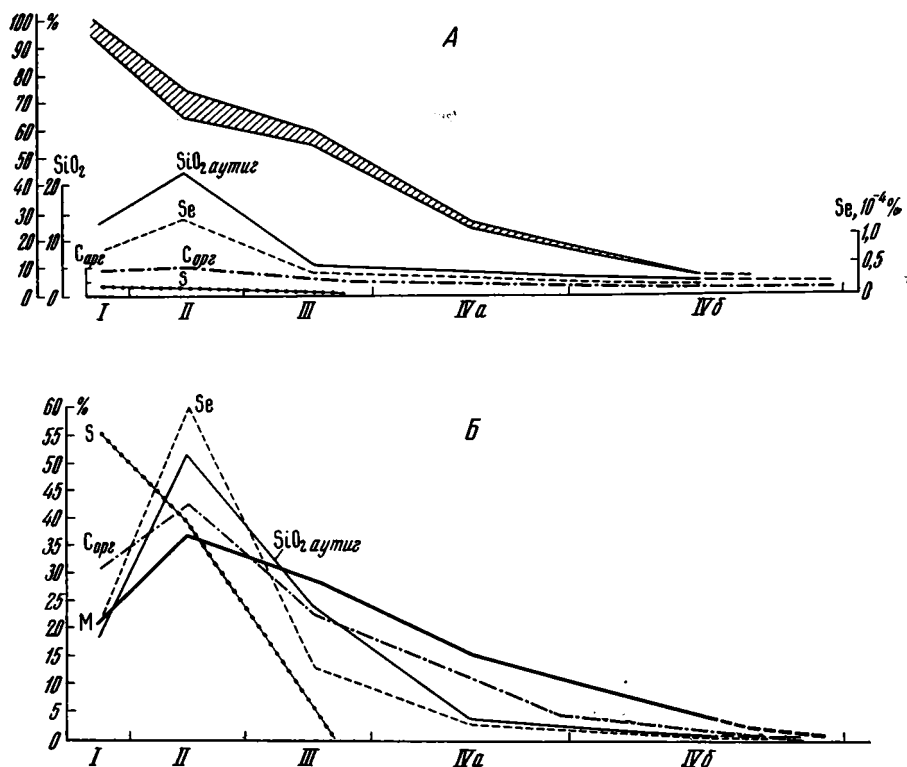
| Компоненты                                   | Зона  |       |       |       |       | Сумма |
|----------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                              | I     | II    | III   | IVa   | IVб   |       |
| А. Процентные содержания                     |       |       |       |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub> , %                         | 6,18  | 11,34 | 5,86  | 2,0   | 1,91  | —     |
| C <sub>орг</sub> , %                         | 0,87  | 0,89  | 0,54  | 0,30  | 0,27  | —     |
| S, %                                         | 0,44  | 0,22  | 0,035 | Нет   | Нет   | —     |
| Se · 10 <sup>-4</sup> %                      | 0,80  | 1,42  | 0,36  | 0,17  | 0,16  | —     |
| Б. Распределение абсолютных масс             |       |       |       |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub> , г/см <sup>2</sup>         | 21,33 | 29,8  | 12,58 | 1,69  | 0,35  | —     |
| C <sub>орг</sub> , г/см <sup>2</sup>         | 3,0   | 2,32  | 1,17  | 0,25  | 0,06  | —     |
| S, г/см <sup>2</sup>                         | 1,61  | 0,59  | 0,07  | Нет   | Нет   | —     |
| Se, мг/см <sup>2</sup>                       | 0,28  | 0,38  | 0,08  | 0,014 | 0,003 | —     |
| В. Распределение приведенных абсолютных масс |       |       |       |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub> , г/см <sup>2</sup>         | 111   | 305   | 135   | 26    | 5,7   | 582,7 |
| SiO <sub>2</sub> , %                         | 19,0  | 52,3  | 23,2  | 4,5   | 1,0   | 100,0 |
| г/см <sup>2</sup>                            | 15,6  | 23,8  | 12,6  | 3,9   | 0,8   | 56,7  |
| C <sub>орг</sub> , %                         | 27,6  | 41,9  | 22,2  | 6,9   | 1,4   | 100,0 |
| г/см <sup>2</sup>                            | 8,37  | 6,02  | 0,77  | Нет   | Нет   | 15,16 |
| S, %                                         | 55,2  | 39,7  | 5,1   | Нет   | Нет   | 100,0 |
| мг/см <sup>2</sup>                           | 1,46  | 3,90  | 0,86  | 0,22  | 0,05  | 6,49  |
| Se, %                                        | 22,5  | 60,1  | 13,2  | 3,4   | 0,8   | 100,0 |

области (зоны I—II) и минимальны на более пелагических участках. Небольшой диссонанс наблюдается лишь в прибрежных областях, где наибольшие абсолютные массы осадка в целом приходятся на I зону, а максимум процентных содержаний элементов на II зону. Но эта деталь только слегка усложняет схему, не отменяя ее.

Интересные соотношения наблюдаются в нижней части диаграммы. Здесь видно, что приведенные абсолютные массы всех элементов в прибрежной области (зоны I+II) лежат выше кривой M, тогда как мористее, начиная с зоны III, — ниже нее. Это означает, что в зонах I+II накопление  $\text{C}_{\text{орг}}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{S}_{\text{сульфид}}$ , Se идет более быстрыми (опережающими) тем-

<sup>4</sup> Химические определения были выполнены частью в лаборатории ГИНа под руководством Э. С. Залманзон, частью в лаборатории Института океанологии АН СССР и его южного филиала под руководством И. И. Волкова, определения объемного веса — в ГИНе.

<sup>5</sup> При выполнении этой работы техническая ее сторона — расчеты по принятой методике выполнена О. А. Дворецкой и И. Ю. Лубченко, за что авторы выражают им свою признательность.



Фиг. 3. Распределение процентных содержаний (А) и приведенных абсолютных масс (Б)  $C_{орг}$ ,  $SiO_{2аутиг}$ ,  $S_{сульфид}$ ,  $Se$ . Условные обозначения см. на фиг. 2.

пами сравнительно с накоплением осадка в целом, в более мористых зонах — более медленными, отстающими от темпов накопления осадка в целом. Такие соотношения и вызывают повышение процентных содержаний элементов нашей группы в прибрежной зоне и понижение их в зонах пелагических. Отметим, что особенно высокое превышение кривых  $SiO_2$ ,  $C_{орг}$ ,  $Se$  наблюдается во II зоне, что следует рассматривать как некоторый сдвиг накоплений этих элементов в пелагическом направлении относительно  $C_{орг}$ . Он и обусловил повышенные процентные содержания  $SiO_2$ ,  $Se$  во II зоне сравнительно с зоной I.

Итак, характерной чертой группы  $C_{орг}$ ,  $SiO_{2аутиг}$ ,  $S_{сульфид}$ ,  $Se$  является совпадение последовательного хода осаждения абсолютных масс элементов с изменением их процентных содержаний в осадках. Тем самым группа  $SiO_2$ ,  $C_{орг}$ ,  $S$ ,  $Se$  на нашем профиле демонстрирует тот довольно редкий случай, когда процентные содержания элементов непосредственно отражают реальные усиления или ослабления их накопления в осадке и по ним можно правильно судить об этом последнем процессе. Имеется еще и другая характерная черта изучаемой группы: отсутствие постоянных связей с гранулометрией осадка. Известно, что  $C_{орг}$  концентрируется главным образом в пелитовой фракции осадка, меньше — в алевритовой и еще меньше в песчаной. Поэтому при переходе от песков, обильных в I зоне, к алевритам и пелитам II зоны содержание  $C_{орг}$  в осадке растет. Однако эта связь между  $C_{орг}$  и гранулометрией осадка удерживается только в очень ограниченных по ширине зонах I+II. При переходе в более пелагические области в осадках того же гранулометрического типа и даже еще более тонкозернистых (тонкие пелиты) содержание  $C_{орг}$  падает до очень низкого уровня (0,2—0,3%) и перестает зависеть от грануло-

метрического типа. Аналогичное наблюдение в распределении  $\text{SiO}_2$ . В узкой прибрежной зоне  $\text{SiO}_2$  накапливается в более тонких отложениях, главным образом в алевролитовых илах, причем размерность скорлупок диатомей и определяет здесь гранулометрический тип отложений. С переходом в более пелагические области, т. е. дальше от берега, те же тонкозернистые осадки беднеют  $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ , и переходят в обычные терригенные илы.

Причина таких соотношений очевидна. Накопления  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\text{SiO}_2$  на нашем профиле биогенные и определяются главным образом развитием планктона в поверхностных слоях воды. Известно, что планктон наиболее обилен в относительно ограниченных по ширине полосах, примыкающих к континентальным массивам, причем внутри этих полос продуктивность планктона при удалении от берега сперва растет, а потом падает. Горизонтальный снос органического вещества и  $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$  в пелагическом направлении имеет ограниченное значение и к тому же ослабляется действием глубины. Ибо при падении через все большую толщу воды все большие массы трупов организмов минерализуются и все большие количества кремневых скорлупок растворяются. Отсюда и возникает сложность и непостоянство соотношений между гранулометрическими типами осадков и количеством  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$  в них содержащихся. Одни и те же гранулометрические типы, взятые на разном удалении от берега, в точках, отвечающих разной продуктивности планктонной пленки и разной глубине дна, характеризуются резко различными процентными содержаниями  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ . Биогенное происхождение обоих компонентов при относительно незначительной роли гидродинамического фактора препятствует установлению каких-либо определенных и постоянных связей между гранулометрией осадков и содержанием в них  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ .

Как известно, накопление  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$  в осадке генетически связано со стадией седиментогенеза. Концентрирование  $\text{S}_{\text{сульфид}}$  и Se происходит уже в диагенезе благодаря редукции окисленных их форм. Поскольку этот процесс контролируется массами и качеством органического вещества, которое на нашем профиле не имеет постоянных связей с гранулометрическими типами осадков, то, естественно, не обладают такими связями и накопления  $\text{S}_{\text{сульфид}}$  и Se.

Итак, все особенности распределения  $\text{C}_{\text{орг}}$ ,  $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ ,  $\text{S}_{\text{сульфид}}$ , Se на Японском профиле логически вытекают из их теснейшей связи с биосом. Для первых двух членов ряда эта связь проявляется непосредственно и на стадии седиментогенеза, для двух других — опосредствованно (через  $\text{C}_{\text{орг}}$ ) и на стадии диагенеза. Поэтому мы вправе называть нашу тетраду группой биогенной.

Мы не занимались изучением распределения в осадках Японского профиля иода и брома. Но по работам ряда исследователей (А. П. Виноградов, Л. А. Гуляева, О. В. Шишкина) известно, что иод и бром, особенно первый, тяготеют к осадкам, обогащенным органическим веществом. Для отложений северо-западной части Тихого океана и Охотского моря, т. е. области, внутри которой пролегает прибрежная часть Японского профиля, это было установлено О. В. Шишкиной. Базируясь на ее наблюдениях, мы присоединяем иод и бром к нашей тетраде. И конечно, сюда же должен быть отнесен азот в твердой фазе осадка, ибо органическое вещество является единственным поставщиком в осадок этого элемента. Не исключено, что в дальнейшем биогенная группа обогатится новыми членами.

### 3. ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВАЯ ГРУППА

К этой группе относятся 18 элементов: Fe, Cr, Ge, V, Cr, Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb, Pb, Zn, As, Cu, Mn, Mo, Co, Ni.

Они образуют четыре подгруппы: собственно железную (Fe, Ge, V, Cr), гидролизатную (Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb), халькофильную (Pb, Zn, As,



Распределение процентных содержаний элементов

| Компоненты | Зона |              |      |      |      | IV6/I |
|------------|------|--------------|------|------|------|-------|
|            | I    | II           | III  | IVa  | IV6  |       |
| Fe, %      | 4,41 | 3,34 (3,80)* | 4,29 | 4,95 | 5,17 | 1,21  |
| Cr,**      | 75   | 70 (80)      | 60   | 65   | 86   | 1,15  |
| Ge,**      | 1,8  | 1,6 (1,8)    | 1,6  | 2,1  | 2,2  | 1,22  |
| V,**       | 103  | 102 (115)    | 125  | 133  | 136  | 1,32  |
| Al, %      | 6,35 | 6,29         | 7,25 | 7,83 | 8,12 | 1,28  |
| Ti, %      | 0,35 | 0,33         | 0,36 | 0,44 | 0,59 | 1,68  |
| Ga,**      | 17   | 19           | 22   | 26,5 | 27   | 1,59  |
| Zr,**      | 139  | 185          | 235  | 254  | 266  | 1,91  |
| Nb,**      | 6,3  | 6,5          | 7,3  | 11,3 | 17,3 | 2,74  |
| Pb,**      | 10   | 15,4         | 21   | 27,5 | 30   | 3     |
| Zn,**      | 83,5 | 86           | 80   | 140  | 145  | 1,74  |
| As,**      | 5,5  | 5,6          | 6,6  | 13,5 | 14,2 | 2,58  |
| Cu,**      | 64   | 79           | 124  | 125  | 220  | 3,4   |
| Mn, %      | 0,07 | 0,073        | 0,20 | 0,25 | 0,52 | 7,4   |
| Mo,**      | 1,4  | 2,5          | 8,4  | 4,5  | 8,5  | 6,1   |
| Ni,**      | 50   | 44           | 95   | 133  | 194  | 3,9   |
| Co,**      | 12,6 | 11           | 22,3 | 44   | 88   | 7,0   |

\* В пересчете на безкремневое вещество.

\*\* Содержание элемента дано в 10<sup>-4</sup>%.

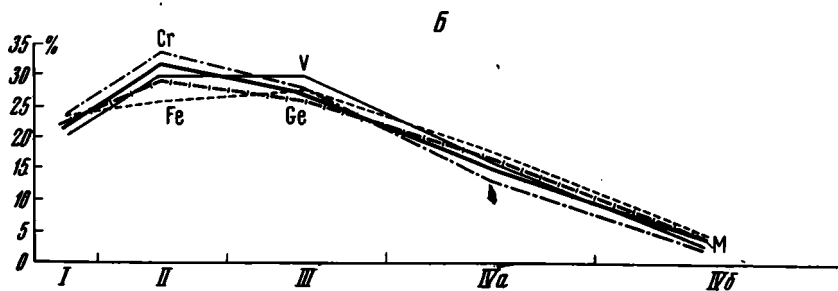
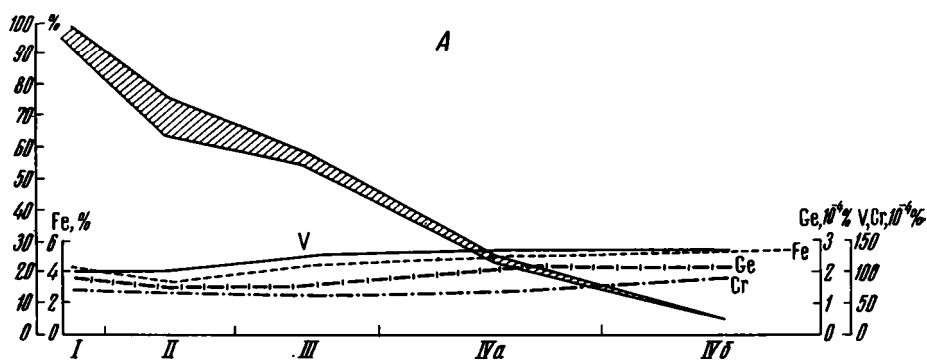
(Cu), собственно марганцевую (Mn, Co, Ni, Mo). Распределение их в осадках Японского профиля резко отлично от распределения биогенной группы.

Как видно из табл. 3 и фиг. 4—7, процентные содержания их растут от I прибрежной зоны к наиболее пелагической зоне IV6. У некоторых элементов (Fe, Cr, Al, Mo) этот рост несколько осложнен небольшими понижениями содержаний то во II, то в III или даже IVa зонах, но у подавляющего большинства он происходит плавно и непрерывно по мере удаления в пелагиаль. Показателем роста может служить величина отношения процентных содержаний в IV6 зоне к содержаниям в зоне I: она всегда >1, но у разных элементов резко неодинакова. У железной подгруппы 1,15—1,32; у гидролизатной 1,28,—2,74; у халькофильной 1,74—3,4; у марганцевой 3,9—7,4. Если принять величину отношений за мерилло геохимической подвижности элементов, то они выстраиваются в следующий ряд:

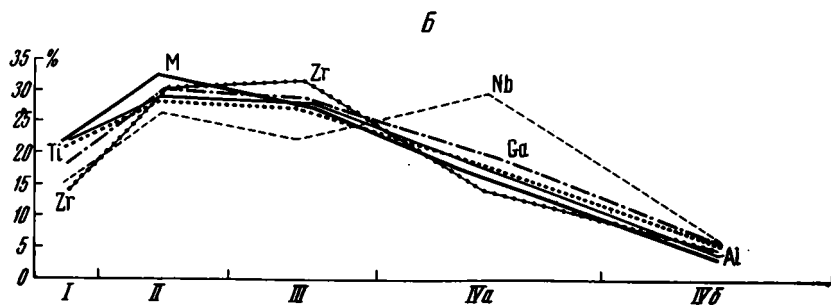
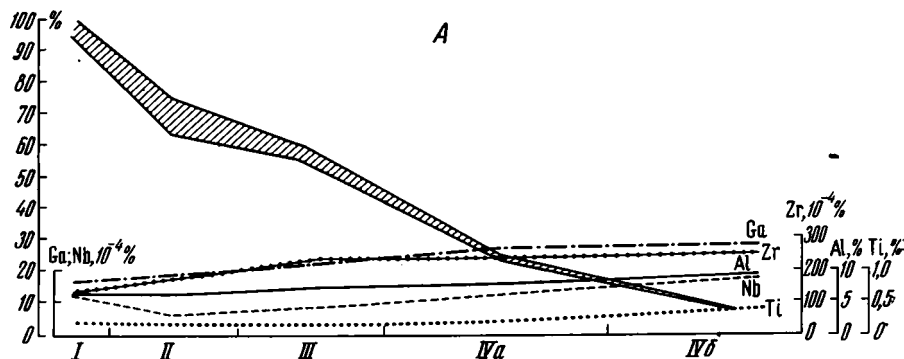
|      |      |     |      |    |      |     |      |     |      |     |   |     |   |     |
|------|------|-----|------|----|------|-----|------|-----|------|-----|---|-----|---|-----|
|      | Cr   | →   | Fe   | →  | Ge   | →   | V    |     |      |     |   |     |   |     |
|      | 1,15 |     | 1,21 |    | 1,22 |     | 1,32 |     |      |     |   |     |   |     |
|      | Al   | →   | Ca   | →  | Ti   | →   | Zr   | →   | Nb   |     |   |     |   |     |
|      | 1,28 |     | 1,59 |    | 1,68 |     | 1,91 |     | 2,74 |     |   |     |   |     |
| Zn   | →    | As  | →    | Pb | →    | Cu  | →    | Ni  | →    | Mo  | → | Co  | → | Mn  |
| 1,74 |      | 2,6 |      | 3  |      | 3,4 |      | 3,9 |      | 6,1 |   | 7,0 |   | 7,4 |

Абсолютные массы элементов ведут себя по-другому. Как видно из табл. 4, они убывают по мере перехода от прибрежной зоны I к наиболее пелагической зоне IV6.

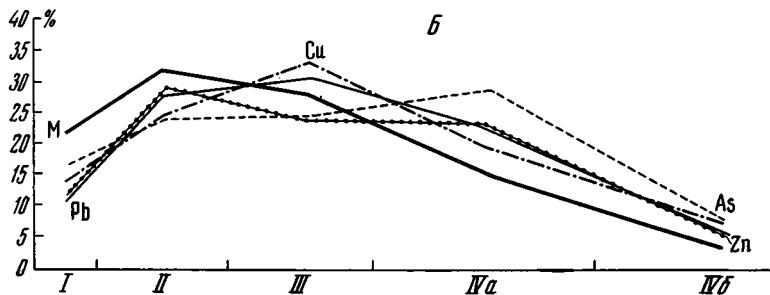
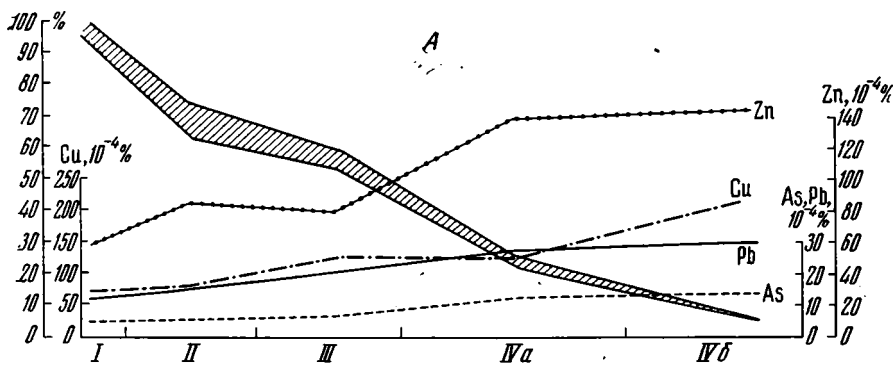
Таким образом, в распределении элементов железомарганцевой группы внутри общей массы верхнего горизонта сочетаются две противоположные черты: процентные содержания увеличиваются по мере перехода от прибрежной зоны в пелагиаль, абсолютные же массы их, напротив, убывают. Этим сочетанием противоречивых, по крайней мере на первый взгляд, признаков распределение элементов железомарганцевой группы резко отличается от типового среди элементов биогенной группы, в которой изменения процентных содержаний элементов и абсолютных их масс согласованы.



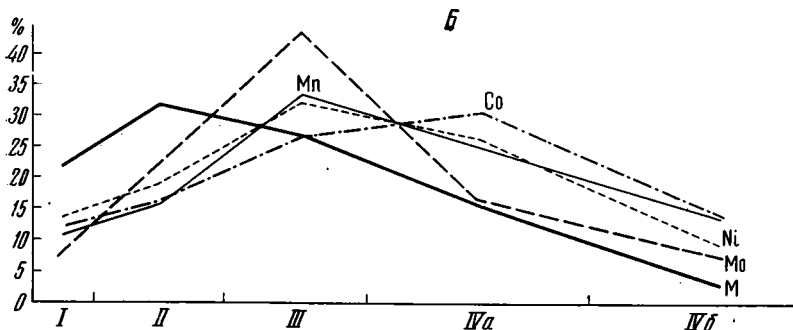
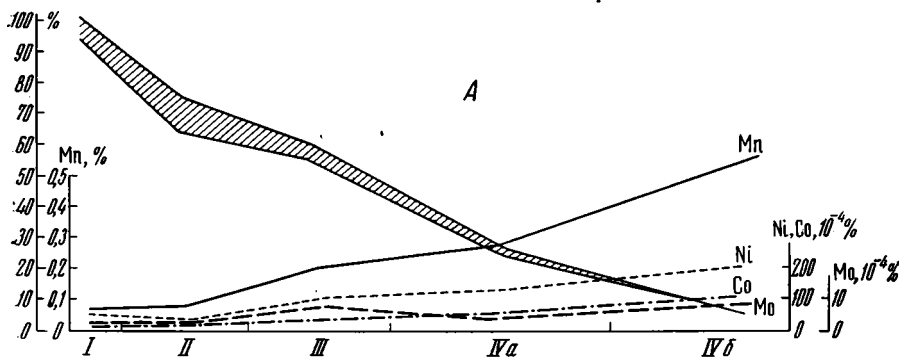
Фиг. 4. Распределение процентных содержаний (А) и приведенных абсолютных масс (Б) Cr, V, Fe, Ge  
Условные обозначения см. на фиг. 2.



Фиг. 5. Распределение процентных содержаний (А) и приведенных абсолютных масс (Б) Al, Ti, Zr, Ga, Nb  
Условные обозначения см. на фиг. 2.



Фиг. 6. Распределение процентных содержаний (А) и приведенных абсолютных масс (Б) Cu, Zn, Pb, As  
Условные обозначения см. на фиг. 2.



Фиг. 7. Распределение процентных содержаний (А) и приведенных абсолютных масс (Б) Mn, Ni, Co, Mo  
Условные обозначения см. на фиг. 2.

Распределение абсолютных масс элементов

| Компоненты             | Зона  |       |       |       |      | IV6/I |
|------------------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
|                        | I     | II    | III   | IVa   | IV6  |       |
| Fe, г/см <sup>2</sup>  | 16,03 | 8,88  | 9,28  | 4,26  | 0,96 | 0,06  |
| Cr, мг/см <sup>2</sup> | 26,13 | 18,5  | 13,1  | 5,9   | 1,61 | 0,062 |
| Ge, »                  | 0,64  | 0,41  | 0,35  | 0,16  | 0,04 | 0,063 |
| V, »                   | 36,7  | 27,0  | 26,94 | 11,44 | 2,6  | 0,071 |
| Al, г/см <sup>2</sup>  | 22,8  | 16,70 | 15,53 | 6,79  | 1,52 | 0,067 |
| Ti, »                  | 1,27  | 0,87  | 0,79  | 0,37  | 0,11 | 0,087 |
| Ga, мг/см <sup>2</sup> | 6,13  | 4,98  | 4,63  | 2,13  | 0,49 | 0,080 |
| Zr, »                  | 47,26 | 49,06 | 50,3  | 21,72 | 5,07 | 0,107 |
| Nb, »                  | 2,08  | 1,74  | 1,47  | 1,32  | 0,25 | 0,120 |
| Pb, мг/см <sup>2</sup> | 3,54  | 4,11  | 4,54  | 2,40  | 0,6  | 0,17  |
| Zn, »                  | 29,6  | 22,80 | 17,31 | 12,14 | 2,72 | 0,092 |
| As, »                  | 1,97  | 1,48  | 1,41  | 1,17  | 0,27 | 0,138 |
| Cu, »                  | 24,3  | 21,2  | 26,8  | 11,3  | 4,12 | 0,166 |
| Mn, г/см <sup>2</sup>  | 0,25  | 0,185 | 0,41  | 0,20  | 0,1  | 0,40  |
| Mo, мг/см <sup>2</sup> | 0,5   | 0,7   | 1,71  | 0,37  | 0,17 | 0,34  |
| Ni, »                  | 17,18 | 11,7  | 19,8  | 11,32 | 3,63 | 0,21  |
| Co, »                  | 4,49  | 2,99  | 4,83  | 3,82  | 1,65 | 0,37  |

Чем объясняется возникновение такой противоречивой картины? И как может убывание абсолютных масс в пелагиали обеспечить рост процентных содержаний элементов в том же направлении?

Рост процентных содержаний вызывается сменой гранулометрических типов осадка: от прибрежной зоны в пелагиали более грубозернистые отложения — пески и алевроиты — вытесняются в разрезе все более тонкими — пелитовыми. Убывание же абсолютных масс всех элементов от прибрежной зоны (I) в самую пелагическую (IV6) — следствие общего замедления процессов седиментации в том же направлении. Следовательно, отмеченное выше сочетание противоречивых черт в распределении элементов железомарганцевой группы имеет под собой вполне объективную основу.

Но тогда как конкретно представить себе механизм роста процентных содержаний на фоне падающих абсолютных масс каждого элемента? Он разъясняется, если найти отношение абсолютных масс осадка в целом в IV6 и I зонах и сравнить его с аналогичными отношениями у отдельных элементов этих зон.

Для осадка в целом указанное отношение равно 0,053 (см. выше). Для отдельных элементов оно всегда  $< 1$ , но резко неодинаково в разных подгруппах. В железной подгруппе это отношение минимально и составляет всего 0,06—0,07, у гидролизатов — 0,067—0,120; у халькофильной подгруппы — 0,092—0,17; у марганцевой подгруппы — 0,21—0,40. Поразительно, что величина отношения у всех элементов выше величины его для осадка в целом. Это означает, что абсолютные массы каждого элемента всегда несколько, но в разной степени, сдвинуты в пелагическом направлении относительно абсолютных масс осадка в целом. Этот относительный пелагический сдвиг и порождает рост процентных содержаний элементов в пелагическом направлении. Чтобы убедиться в правильности заключения, сопоставим детальнее отношения содержаний элементов в осадках IV6 зоны к содержаниям элементов в осадках I зоны в процентной форме (верхний ряд) и в абсолютных массах (второй ряд), добавив к ним еще отношения абсолютных масс для осадка в целом (третий ряд).

| Cr    | Fe    | Ge—   | V     |
|-------|-------|-------|-------|
| 1,15  | 1,21  | 1,22  | 1,32  |
| 0,062 | 0,06  | 0,063 | 0,071 |
| 0,053 | 0,053 | 0,053 | 0,053 |

|       |       |       |       |       |
|-------|-------|-------|-------|-------|
| Al    | Ga    | Ti    | Zr    | Nb    |
| 1,28  | 1,59  | 1,68  | 1,91  | 2,74  |
| 0,067 | 0,080 | 0,087 | 0,107 | 0,120 |
| 0,053 | 0,053 | 0,053 | 0,053 | 0,053 |

|       |       |       |       |
|-------|-------|-------|-------|
| Zn    | As    | Pb    | Cu    |
| 1,74  | 2,5   | 3,0   | 3,4   |
| 0,092 | 0,138 | 0,17  | 0,166 |
| 0,053 | 0,053 | 0,053 | 0,053 |

|       |       |       |       |
|-------|-------|-------|-------|
| Ni    | Mo    | Co    | Mn    |
| 3,9   | 6,1   | 7,0   | 7,4   |
| 0,21  | 0,34  | 0,37  | 0,40  |
| 0,053 | 0,053 | 0,053 | 0,053 |

Параллельный рост чисел в двух верхних рядах очевиден. Больше того, между величинами верхнего и второго рядов во всех подгруппах элементов существует строгое соотношение, равное  $19 \pm 1$ .

Это обстоятельство доказывает однозначно, что рост процентных содержаний элементов в пелагическом направлении действительно вызывается некоторым сдвигом в том же направлении масс каждого элемента относительно масс осадка в целом. Чем более геохимически подвижен элемент, тем больше сдвиг абсолютных масс, тем более высоки его процентные содержания в пелагиали.

Весьма интересные детали динамики распределения элементов вскрывает изучение их приведенных абсолютных масс (табл. 5).

Т а б л и ц а 5

Распределение приведенных абсолютных масс

| Компоненты   | Зона  |       |       |       |      | Сумма |
|--------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
|              | I     | II    | III   | IVa   | IVб  |       |
| Fe $г/см^2$  | 83,4  | 91,0  | 99,8  | 66,0  | 15,6 | 355,8 |
| %            | 23,4  | 25,6  | 28,0  | 18,6  | 4,4  | 100   |
| Cr $мг/см^2$ | 136   | 190   | 141   | 91,0  | 26,0 | 584   |
| %            | 23,3  | 32,5  | 24,1  | 15,6  | 4,5  | 100   |
| Ge $мг/см^2$ | 3,3   | 4,2   | 3,8   | 2,5   | 0,7  | 14,5  |
| %            | 22,8  | 29,0  | 26,2  | 17,2  | 4,8  | 100   |
| V $мг/см^2$  | 191   | 277   | 290   | 177   | 42,0 | 977   |
| %            | 19,5  | 28,3  | 30,0  | 18,0  | 4,2  | 100   |
| Al $г/см^2$  | 118,6 | 171,2 | 166,8 | 105,2 | 24,7 | 586,5 |
| %            | 20,2  | 29,2  | 28,4  | 18,0  | 4,2  | 100   |
| Ti $г/см^2$  | 6,6   | 8,9   | 8,5   | 5,7   | 1,8  | 31,5  |
| %            | 21    | 28    | 27    | 18    | 6    | 100   |
| Ga $мг/см^2$ | 31,9  | 51,0  | 49,8  | 33,0  | 8,0  | 173,7 |
| %            | 18,4  | 29,4  | 28,7  | 19,0  | 4,5  | 100   |
| Zr $мг/см^2$ | 245   | 503   | 541   | 337   | 82   | 1708  |
| %            | 14,3  | 29,4  | 31,6  | 19,9  | 4,8  | 100   |
| Nb $мг/см^2$ | 10,8  | 17,8  | 15,8  | 20,1  | 4,1  | 68,6  |
| %            | 15,7  | 26,0  | 23,0  | 29,3  | 6,0  | 100   |
| Pb $мг/см^2$ | 18,4  | 42,1  | 48,8  | 37,2  | 9,8  | 156,3 |
| %            | 11,8  | 26,9  | 31,2  | 23,8  | 6,3  | 100   |
| Zn $мг/см^2$ | 153,9 | 233,7 | 186,1 | 188,2 | 44,2 | 806,1 |
| %            | 19,1  | 29,0  | 23,1  | 23,3  | 5,5  | 100   |
| As $мг/см^2$ | 10,2  | 15,2  | 15,1  | 18,1  | 4,5  | 63,1  |
| %            | 16,2  | 24,1  | 23,9  | 28,7  | 7,1  | 100   |
| Cu $мг/см^2$ | 126   | 217   | 289   | 175   | 67   | 874   |
| %            | 14,4  | 24,8  | 33,1  | 20,0  | 7,7  | 100   |
| Mn $г/см^2$  | 1,30  | 1,90  | 4,5   | 3,1   | 1,6  | 12,4  |
| %            | 10,5  | 15,3  | 36,3  | 25,0  | 12,9 | 100   |
| Mo $мг/см^2$ | 2,6   | 7,2   | 18,4  | 5,7   | 2,6  | 36,5  |
| %            | 7,1   | 19,8  | 50,4  | 15,6  | 7,1  | 100   |
| Co $мг/см^2$ | 23    | 31    | 52    | 59    | 27   | 192   |
| %            | 12    | 16    | 27    | 31    | 14   | 100   |
| Ni $мг/см^2$ | 89    | 120   | 212   | 175   | 59   | 655   |
| %            | 13,6  | 18,3  | 32,4  | 26,7  | 9,0  | 100   |

У всех элементов динамика эта имеет один и тот же вид, который отчетливо выражен уже в железной подгруппе (фиг. 4—7).

Основой для сравнения служит кривая *М*, изображающая динамику осаднения общей массы материала в верхнем горизонте.

Сопоставляя с этой кривой кривую *Сг*, видим, что в зонах I+II+III последняя располагается несколько выше, а в зонах IVa и IVб — ниже *М*. Это означает, что в первых от берега зонах осаднение хрома идет быстрее осаднения общей массы осадков, в пелагической же области медленнее. В результате получается волнообразная кривая, наклоненная вправо; минимумы ее у берега и в зоне IVб, максимум в зоне II.

Кривая ванадия имеет аналогичный вид, только максимум ее приходится на зону III, т. е. она отчетливо сдвинута в пелагическом направлении относительно волны *Сг*.

Осаждение Fe идет несколько иным путем. У него два максимума. Один в самой прибрежной зоне; он обусловлен накоплением обломков основных пород и мафических минералов (пироксен, роговая обманка, магнетит). Во второй и третьей зонах кривая Fe располагается резко ниже кривой *М*, что указывает на вынос отсюда более тонкозернистых железосодержащих взвесей (и растворов?). В зонах IVa+IVб кривая Fe располагается над кривой *М*, что свидетельствует об усиленном и избыточном осаднении здесь вынесенных количеств Fe. Отвлекаясь от зоны I, можно сказать, что кривая Fe образует третью волну, аналогичную волнам хрома и ванадия, но сдвинутую относительно них в пелагическом направлении.

Кривая германия весьма близка к кривой железа. В целом же тетрада *Сг*, V, Ge, Fe показывает удивительно закономерную последовательность смещения максимумов в направлении от берега в пелагиаль.

Кривые приведенных масс у остальных элементов в принципе повторяют то, что описано в железной подгруппе.

Каждый элемент образует волнообразную кривую с минимумом в прибрежных I и II зонах, максимумом в III (иногда IVa) зоне и новым минимумом в зоне IVб. В прибрежных зонах, где кривая приведенных масс элементов располагается ниже кривой *М*, имеет место вынос элементов; во всех других зонах, где кривая элементов располагается выше *М* — избыточное их накопление за счет выноса из прибрежных зон. Но при общности принципиальной схемы распределения у разных элементов (и их подгрупп) имеются и характерные индивидуальные черты, обусловленные их неодинаковой геохимической подвижностью. У малоподвижной железной подгруппы кривые приведенных масс *Сг*, Fe, Ge, V очень тесно прилегают к кривой *М*, а в зону IVб доносится весьма малая доля от общей приведенной массы элемента; у *Сг* она равна 4,5%; у V — 4,2%; у Ge — 4,8; у Fe — 4,4%.

В подгруппе гидролизатов кривые приведенных масс больше отстоят от кривой *М*, ниже погружаются относительно нее в прибрежных зонах и больше возвышаются над ней в зонах пелагических. Соответственно в пелагическую область заносится несколько больший процент от общей приведенной массы элемента: у Zr — 4,8%; у Ga — 4,5%; у Ti и Nb — 6%.

В подгруппе халькофилов кривые приведенных масс еще больше отдвигаются от кривой *М*; они глубже погружаются в прибрежье и больше возвышаются в пелагиали; процент заносимого вещества в зону IVб колеблется от 5,5 (у Zn) до 7,1—7,7% (у As, Cu).

И наконец, в марганцевой, наиболее геохимически подвижной, подгруппе эта тенденция достигает максимума. В зону IVб заносится от 7,1 до 14% от общей приведенной массы элемента.

Очень интересна и характерна связь кривых процентных содержаний элементов с изменениями их приведенных масс (фиг. 4—7). Когда на диаграммах процентных содержаний кривые все сильнее взмывают вверх с приближением к пелагическому концу профиля, на диаграммах приве-

денных абсолютных масс прибрежные концы кривых все сильнее погружаются под  $M$ , а пелагические — поднимаются над ней. Происходит как бы поворот кривых против часовой стрелки, причем точка поворота обычно располагается в зоне III (иногда II или IVa). Все это говорит о глубокой внутренней связи между распределением абсолютных масс элементов на профиле и изменениями их процентных содержаний в осадках. Но проявляется эта связь сложным путем, а не тем простым, какой мы видели выше в биогенной группе.

Резкое различие размещения в осадках элементов железомарганцевой группы и группы биогенной означает, что и самый механизм их распределения различен.

У биогенной группы решающим фактором распределения является биос. У железомарганцевой группы биос как непосредственный осадитель элементов и накопитель их в осадке роли практически не играет. Распределение элементов, внесенных в океан с суши в виде взвесей и растворов, производится дальше движениями воды, осуществляющими механическое фракционирование взвесей. Растворенные компоненты рано или поздно образуют твердые фазы (автохтонные взвеси), которые также разносятся и механически фракционируются как взвеси, поступившие с берега (аллохтонные). Чем большую роль играют растворы в поступающих с водосборов массах элементов, тем сильнее накапливаются они как хемогенные осадки в пелагической зоне океана. Это обстоятельство является причиной избыточного накопления в пелагиали Mn, Co, Ni, Cu, Pb, As, Zn и других элементов. Огромные размеры океана позволяют производить фракционирование взвесей (аллохтонных и автохтонных) в наиболее полной форме сравнительно с водоемами меньших размеров, и это обстоятельство — одна из главных причин обогащенности океанских пелагических осадков рядом микроэлементов. Но есть и другая причина: мобилизующая роль органического вещества в океанах.

Биос, в частности, фитопланктон, питается не только за счет растворенных количеств железа, марганца и микроэлементов, поступающих с берега, но и за счет взвесей (Харвей, 1948). Прилипшие к стенкам клеток взвеси железа, марганца, богатые сорбированными микроэлементами, растворяются кислыми секретами клеток и проникают внутрь их, участвуя в метаболизме, а после смерти переходят в растворимый, легко подвижный водный гумус.

В такой форме они переносятся на дальние расстояния и, в частности, в центральные части океана. Рано или поздно, однако, элементорганические соединения гидролизуются, и тогда освобожденные железо и марганец постепенно коагулируют, захватывая сорбционно микроэлементы, также освобожденные из водного гумуса. Особенно относится это к Co, Ni, Cu, Pb, As, Mo, в меньшей степени — гидролизатам.

Таким образом, благодаря жизнедеятельности фитопланктона в океанах происходит значительная переработка механических взвесей, поступивших с суши в растворы, что, понятно, способствует избыточному накоплению биологически активных элементов (прежде всего Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Pb, As) в пелагических илах.

#### 4. ПЕРЕХОДНАЯ ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ

Третью группу образует пока что один элемент — фосфор, ибо только для него у нас имеются данные и по процентным содержаниям и по абсолютным массам.

Из табл. 6 и фиг. 8 явствует, что в кривой распределения процентных содержаний у этого элемента намечаются два максимума с разделяющим их минимумом. Первый максимум небольшой и локализован в самой прибрежной зоне, где 0,052% фосфора. Отсюда по направлению

Распределение фосфора

| Р | Зона                                     |       |       |       |       | IV6/I |      |
|---|------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
|   | I                                        | II    | III   | IVa   | IV6   |       |      |
|   | А. Процентные содержания                 |       |       |       |       |       |      |
|   | 0,052                                    | 0,044 | 0,050 | 0,059 | 0,300 | 5,8   |      |
|   | Б. Абсолютные массы (г/см <sup>2</sup> ) |       |       |       |       |       |      |
|   | 0,19                                     | 0,12  | 0,11  | 0,05  | 0,06  | 0,32  |      |
|   | В. Приведенные абсолютные массы          |       |       |       |       | Сумма |      |
|   | г/см <sup>2</sup>                        | 0,99  | 1,23  | 1,18  | 0,78  | 0,98  | 5,16 |
|   | %                                        | 19,2  | 23,8  | 22,9  | 15,1  | 19,0  | 100  |

в пелагиаль идет прогрессирующее убывание процентных содержаний, которые в зоне II достигают минимума в 0,044%. Еще мористее начинается рост концентраций до 0,059% в зоне IVа и 0,30% — в IVб.

Таким образом, на фиг. 8 отчетливо вырисовывается провисание кривой в срединном ее отрезке, чего не видно ни у одного элемента I и II групп. Отношение процентных содержаний в зоне IVб к содержаниям в зоне I составляет 5,8, т. е. достаточно высокое; отношение абсолютных масс равно 0,32, тоже высоко. По этим показателям фосфор мог бы быть отнесен к марганцевой группе.

Но кривая приведенных масс Р отлична. Ее особенность — что на большей своей части располагается значительно ниже М и только в зоне IVб резко взмывает вверх.

Необычна и доля фосфора, приходящаяся на эту зону: 19% от общей массы фосфора, чего нет ни у одного из рассмотренных выше элементов даже самых подвижных.

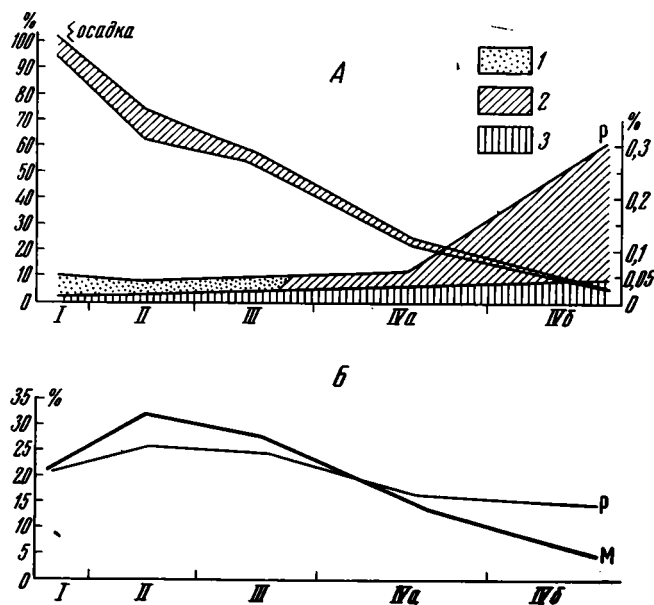
В общем же и кривая процентных содержаний и кривая приведенных абсолютных масс существенно отличны от соответствующих показателей у первых двух групп элементов, и это оправдывает отделение фосфора от них.

Спрашивается, в чем причина таких отличий? Нам думается, — в разнообразии форм, в которых находится фосфор в осадке. Некоторая часть его имеет чисто минеральный характер и представлена апатитом либо находится в связи с железом. Другая часть биогенная и входит в состав сложных органических комплексов (derivатов нуклеопротеинов) либо составляет некоторые скелетные части организмов (зубы рыб, их чешую, кости). На фиг. 8 сделана попытка гипотетически изобразить распределение по профилю этих форм нахождения фосфора.

Минеральная часть минимальна в прибрежной области и увеличивается в пелагическом направлении, как это свойственно элементам железомарганцевой группы. В прибрежной части второй формой являются фосфорорганические соединения (или комплексы). Их масса больше в самой прибрежной I зоне, отвечающей интенсивному развитию планктона. Во II и особенно III зонах доля фосфорорганических соединений (или комплексов) постепенно убывает до нуля.

Происходит это отчасти потому, что продуктивность планктона в этом направлении все больше сокращается, отчасти потому, что, проходя все большую толщу наддонной воды, первичные фосфорорганические соединения протоплазмы трупов успевают во все большей степени





Фиг. 8. Распределение процентных содержаний (А) и приведенных абсолютных масс (Б) фосфора.  
1 — фосфор органических соединений; 2 — фосфор костных остатков; 3 — фосфор минеральный  
Условные обозначения см. на фиг. 2.

минерализоваться и в конце концов вовсе не поступают на дно (III зона). Увеличение фосфора в зонах IVa и IVb обусловлено, с одной стороны, относительным ростом содержаний минерального фосфора, с другой — накоплением в осадке мелких костных рыбных остатков, образующих алевроитовую фракцию; наличие их установлено минералогическим изучением фракций. Таким образом, своеобразный вид кривой процентных содержаний фосфора на профиле обусловлен сложением кривой минерального фосфора, непрерывно поднимающейся от I зоны к IVb; кривой фосфорорганических соединений, убывающей от I к III зоне и кривой костного фосфата, возрастающей от зоны III к IVb.

Именно это разнообразие форм нахождения фосфора в осадке и явилось причиной своеобразия результирующей кривой процентных содержаний  $P$  на изучаемом профиле.

Накопление костных остатков рыб, проявляющееся в зоне IVb вследствие исключительно медленной здесь седиментации вообще, объясняет и резкий подъем кривой приведенных масс до значений, необычных у изученных выше элементов. Не будь его, кривая эта продолжала бы, вероятно, погружаться, и сходство с кривыми второй группы элементов было бы большим. Одно отличие все же осталось бы: кривая приведенных масс  $P$  оказалась бы целиком лежащей ниже соответствующей кривой для общей массы осадка. Причина этого отличия неясна.

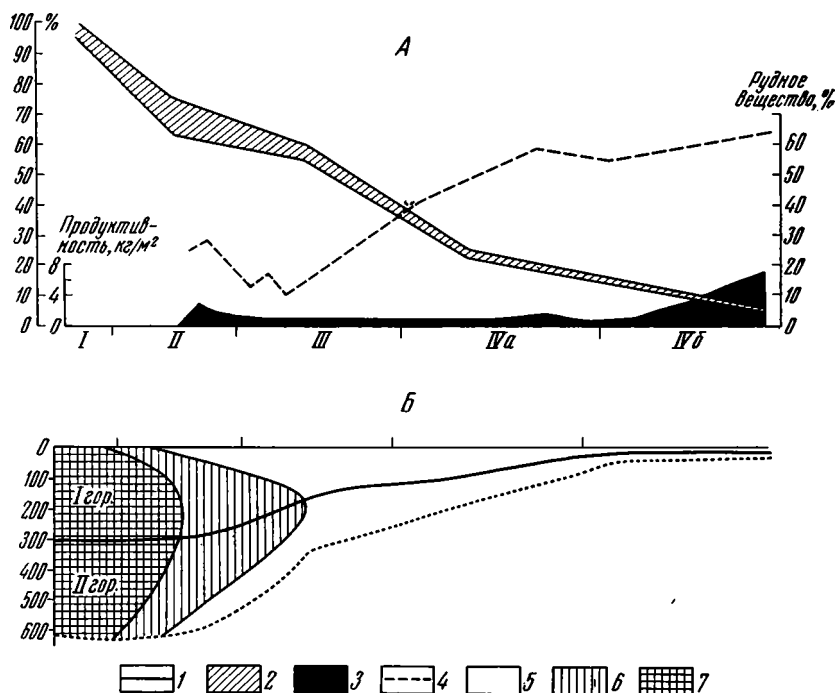
Что касается соотношений процентных содержаний фосфора с гранулометрическими типами осадка, то они характеризуются такой же изменчивостью и зависимостью от положения образца на профиле, как типичны для биогенной группы элементов.

Как видим, в распределении фосфора на профиле комбинируются черты, свойственные порознь первой и второй группам элементов. Это обстоятельство придает схеме его распределения переходный характер от первой группы ко второй, хотя он, несомненно, ближе к последней группе. И если даже фосфор останется единственным представителем этой группы, необходимость четкого ее обособления все же остается.

## 5. СООТНОШЕНИЯ ПРОЦЕНТНЫХ СОДЕРЖАНИЙ И АБСОЛЮТНЫХ МАСС ЭЛЕМЕНТОВ У ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ СТЯЖЕНИЙ

До сих пор мы имели дело с осадками собственно. Но в океанах, как известно, широко распространены также железомарганцевые стяжения, обогащенные многими микроэлементами. Естественно выяснить, как выглядят соотношения процентных содержаний и абсолютных масс у этих образований.

На фиг. 9 изображены главные относящиеся сюда факты для изучаемого профиля. Конкреции появляются впервые в зоне II (станция 6165), а затем прослеживаются почти всеми станциями до пелагического конца профиля. Их продуктивность вначале невелика, колеблясь вплоть до станции 6175 от 0,5 до 2,0 кг/м<sup>2</sup>, но на конечной станции 6177 резко поднимается до 18 кг/м<sup>2</sup>. Весь последний отрезок профиля (IVб) попадает в так называемую рудную полосу конкреций, выделенную в северной части Тихого океана Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (1970), в частности, в первый район этой полосы; станция 6177 приходится на центральную часть района. Продуктивность стяжений в этом районе, по Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко 1,7—10, в среднем — 5,5 кг/м<sup>2</sup>. При учете станции 6177 средняя продуктивность повышается до 7,6 кг/м<sup>2</sup>. Развитие рудных концентраций на фоне минимального поступления элементов в пелагическую область видно на фиг. 9 весьма отчетливо; к сожалению, это обстоятельство забывается многими геологами, трактующими о рудном процессе в океанах.



Фиг. 9. Распределение железомарганцевых стяжений на Японском профиле. А — продуктивность стяжений и содержание в них рудного вещества; Б — окислительно-восстановительные условия в верхнем горизонте осадка. А: 1 — изменение абсолютных масс осадка, 2 — то же  $\text{SiO}_2$  и т.д., 3 — продуктивность стяжений кг/м<sup>2</sup>, 4 — концентрация рудных веществ в стяжениях; Б: 5 — окислительная зона в осадке, 6 — слабо восстановленная зона в осадке, 7 — сильно восстановленная зона в осадке

В том же пелагическом направлении растет и концентрация рудного вещества в стяжениях. По определениям М. А. Глаголевой, в зоне II (станция 6165) масса рудного вещества 28,31%; в зоне III она снижается в среднем до 13,91%, но в зоне IVa поднимается до 50,12%, а в зоне IVб — даже до 59,7%.

Зная продуктивность конкреционного слоя и состав стяжений, нетрудно вычислить содержания каждого элемента в абсолютных массах (табл. 7). Мы ограничимся лишь элементами наиболее подвижными и характерными для конкреций.

Подчеркнем, что в данном случае мы оперируем конкреционным слоем с чисто фактической стороны, независимо от представлений о способе его образования.

Исходным пунктом для анализа таблицы удобно взять зону III и по отношению к ней выяснить, как изменяются процентные содержания и абсолютные массы элементов, с одной стороны, к зоне IVб, в которой отмечается их максимальный рост, а с другой — к станции 6165.

В нижних двух строках табл. 7 видно, что процентные содержания элементов в конкреционном слое увеличиваются от зоны III к зоне IVб — от 2,4 раза у железа до 35 — у молибдена. Абсолютные массы также растут, но гораздо быстрее: от 36 раз у железа, до 525 раз — у молибдена.

Соотношения этих двух показателей в конкреционном слое прямо противоположны тем, что наблюдаются в осадках (см. выше). Причина отличия в том, что в пелагическом направлении имеет место не только увеличение рудного вещества в каждом стяжении (от 28 до 60%), но и увеличение количества конкреций на единицу площади, т. е. рост

Т а б л и ц а 7

Содержание элементов в стяжениях в %\* и абсолютных массах\*\* по зонам

| Зона компоненты                                                | Fe     | Mn     | Ni    | Co    | Cu    | Mo     |
|----------------------------------------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|
| Продуктивность 2 кг/м <sup>2</sup> (0,2 г/см <sup>2</sup> )    |        |        |       |       |       |        |
| Станция 6165, зона II                                          |        |        |       |       |       |        |
| 1 ***                                                          | 12,13  | 6,92   | 1270  | 382   | 1060  | 74     |
| 2 ****                                                         | 0,024  | 0,0138 | 0,254 | 0,08  | 0,21  | 0,015  |
| Продуктивность 0,5 кг/м <sup>2</sup> (0,05 г/см <sup>2</sup> ) |        |        |       |       |       |        |
| Зона III                                                       |        |        |       |       |       |        |
| 1 ***                                                          | 7      | 1,90   | 326   | 142   | 497   | 16     |
| 2 ****                                                         | 0,0035 | 0,001  | 0,016 | 0,007 | 0,025 | 0,0008 |
| Продуктивность 1,6 кг/м <sup>2</sup> (0,16 г/см <sup>2</sup> ) |        |        |       |       |       |        |
| Зона IVa                                                       |        |        |       |       |       |        |
| 1 ***                                                          | 15,36  | 18,71  | 6240  | 2240  | 3860  | 360    |
| 2 ****                                                         | 0,025  | 0,03   | 1,00  | 0,36  | 0,62  | 0,058  |
| Продуктивность 7,6 кг/м <sup>2</sup> (0,76 г/см <sup>2</sup> ) |        |        |       |       |       |        |
| Зона IVб                                                       |        |        |       |       |       |        |
| 1 ***                                                          | 16,61  | 24,37  | 7220  | 4180  | 4430  | 558    |
| 2 ****                                                         | 0,126  | 0,185  | 5,49  | 3,18  | 3,37  | 0,42   |
| Отношения процентных со-<br>держаний IVб                       | 2,4    | 12,8   | 22,1  | 29,4  | 8,9   | 34,9   |
| Отношения абсолютных<br>масс III                               | 36     | 185    | 343   | 454   | 135   | 525    |

\* Ni, Co, Cu, Mo — в 10<sup>-4</sup>%; Fe, Mn — в %; \*\* Fe, Mn — г/см<sup>2</sup>; остальное — мг/см<sup>2</sup>; \*\*\* 1 — процентное содержание; \*\*\*\* 2 — абсолютная масса.

числа центров стягивания. В определение отношений процентных содержаний к абсолютным массам вступает новый (дополнительный) фактор, и соотношения, типичные для осадков, в конкреционном слое трансформируются в противоположные.

Если двигаться от зоны III в обратном направлении к станции 6165, где продуктивность в 4—5 раз больше, то простое визуальное сопоставление цифр табл. 7 покажет, что абсолютные массы элементов и здесь растут гораздо быстрее, чем процентные содержания элементов. Причина, очевидно, та же.

Но мы можем подойти к расчетам еще и с генетических позиций. Примем пока условно, что вещество конкреционного слоя стянулось во всех зонах из мощности верхнего горизонта осадков. В предыдущем уже были рассчитаны (табл. 2—7) средние абсолютные массы каждого элемента ( $a$ ) в разных зонах. В табл. 7 имеются данные об абсолютных массах элементов ( $b$ ) в конкреционном слое, возникших путем их диффузии из верхнего горизонта в этот слой. Отсюда следует, что первичное (до стягивания) количество каждого элемента в верхнем горизонте было равно  $a+b$ . Отнеся к этой сумме величину  $b$ , т. е. найдя  $\frac{b}{a+b}$ , получим коэффициент стягиваемости элемента, уже давно введенный в литературу (он выражается в % от  $a+b$ ).

Сопоставление коэффициентов стягиваемости с процентными содержаниями в конкрециях дано в табл. 8. Нижние две строки этой таблицы показывают, что и в этом случае коэффициенты стягиваемости абсолютных масс изменяются от зоны III к зоне IVб несравненно более быстрыми темпами, чем процентные содержания. То же, если сопоставлять зону III со станцией 6165 в зоне II.

Но возможны и другие толкования процесса стягивания. Можно думать, например, что вещество конкреций стянулось из слоя, равного мощности самих конкреций, т. е. 3—5 см как максимум. При таком варианте процентные содержания элементов в стяжениях останутся прежними, а коэффициенты стягиваемости возрастут. Соотношения этих двух показателей не только сохраняют прежний характер, но будут выражены еще сильнее.

Можно, наконец, считать, что стягивание элементов происходило не только из верхнего, но и из более глубокого второго горизонта и даже из третьего, словом, из гораздо больших мощностей, чем принято выше. Пределом в наращивании мощностей материнской для стягивания пачки нужно считать, по-видимому, мощность активного слоя осадка, т. е. приблизительно 1,5 м (Страхов, 1972). Это отвечает уменьшению коэф-

Таблица 8

Процентные содержания\* элементов и коэффициент их стягиваемости в конкрециях

| Зона осадков, компоненты |         | Fe    | Mn    | Ni    | Co    | Cu    | Mo    |
|--------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| II                       | 1 **    | 12,13 | 6,92  | 1270  | 382   | 1060  | 74    |
|                          | % 2 *** | 0,27  | 6,94  | 2,12  | 2,6   | 0,98  | 2,10  |
| III                      | 1       | 7,0   | 1,90  | 326   | 142   | 497   | 16    |
|                          | 2       | 0,04  | 0,24  | 0,08  | 0,15  | 0,09  | 0,05  |
| IVa                      | 1       | 15,36 | 18,71 | 6240  | 2240  | 3860  | 360   |
|                          | 2       | 0,58  | 13,07 | 8,12  | 8,61  | 5,20  | 13,55 |
| IVб                      | 1       | 16,61 | 24,37 | 7220  | 4180  | 4430  | 558   |
|                          | 2       | 11,60 | 64,91 | 60,20 | 65,84 | 45,00 | 71,19 |
| Отношение процентных со- |         |       |       |       |       |       |       |
| держаний IVб/III         |         | 2,4   | 12,8  | 22,1  | 29,4  | 8,9   | 34,9  |
| Отношение коэффициента   |         |       |       |       |       |       |       |
| стягиваемости IVб/III    |         | 290   | 270   | 752   | 439   | 500   | 1424  |

\* Содержания Fe, Mn, %, Ni, Co, Cu, Mo—в  $10^{-4}$  %; \*\* процентные содержания элементов; \*\*\* коэффициент стягиваемости.

коэффициента стягивания по крайней мере в 15 раз. Но и при этом крайнем допущении рост коэффициентов стягивания в 2—3 раза (а у некоторых элементов в 10 раз) опережает рост процентных содержаний элементов в конкрециях.

Иначе говоря, при всех предельных допущениях относительно мощности материнской для стяжений пачки рост коэффициентов стягивания элементов в конкреционный слой опережает рост процентных содержаний их в стяжениях.

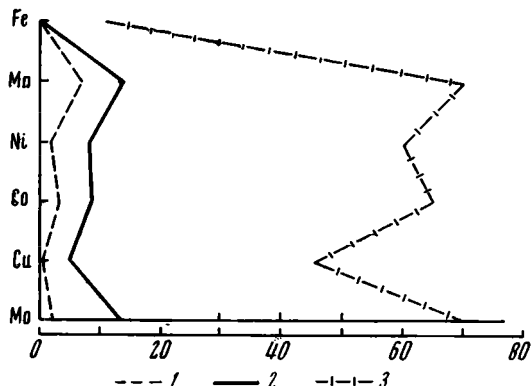
Назовем соотношения между коэффициентами стягивания отдельных элементов спектром стягивания. Для каждой зоны он выражается некоторой кривой. Пользуясь табл. 8, сопоставим графически эти спектры разных зон (фиг. 10).

Из диаграммы явствует, что спектры стягивания элементов во всех случаях идентичны, хотя величины коэффициентов стягивания каждого из них резко растут от зоны III с минимальной продуктивностью ( $0,5 \text{ кг/м}^2$ ) к зоне IVб с максимальной продуктивностью ( $7,6 \text{ кг/м}^2$ ).

И, наконец, последнее. Как бы ни определять мощность пачки осадка, из которой подтягиваются в конкреционный слой элементы, стянувшиеся количества их надобно трактовать, несомненно, как самую реакционно-способную часть общей массы каждого элемента, т. е. как химически осевшую из наддонной воды. Но в таком случае коэффициенты стягивания служат мерилом химически осажденного пая в общей массе каждого элемента.

Примем три граничных условия: 1) стягивание в зоне IVб идет из слоя в 3 см (средний размер стяжений); 2) из слоя 10 см (мощность верхнего горизонта) и 3) из слоя 150 см (мощность активного слоя). Тогда коэффициенты стягивания для трех граничных условий выразятся числами, представленными в табл. 9.

Все это очень высокие величины, свидетельствующие о том, что в зоне IVб накапливалось очень много химически осажденных Mn, Ni, Co, Cu, Mo. Нужно добавить, что в стяжениях сконцентрирована, вероятно, не вся масса химически осажденных элементов, а только часть ее. Стало быть, числа показывают минимум хомогенного осаднения интересующих нас элементов. У менее подвижных (Pb, Zn, As) роль хомогенных форм, понятно, меньше, а у гидролизатов (Cr, V) еще ниже (5—10%). Все эти величины гораздо выше тех, которыми характеризуется роль растворов в миграциях элементов в работах по речному стоку в



Фиг. 10. Спектры коэффициентов стягиваемости элементов в разных зонах профиля  
1 — зона III, продуктивность  $0,5 \text{ кг/м}^2$ ; 2 — зона IVa, продуктивность  $1,6 \text{ кг/м}^2$ ; 3 — зона IVб, продуктивность  $7,6 \text{ кг/м}^2$

Таблица 9

Коэффициенты стягивания

| Слой, см | Fe    | Mn   | Ni   | Co   | Cu   | Mo    |
|----------|-------|------|------|------|------|-------|
| 3        | 28    | 84,9 | 81,9 | 85,2 | 71,1 | 87,5  |
| 10       | 11,69 | 64,9 | 60,2 | 65,8 | 45,0 | 71,19 |
| 150      | 0,87  | 11   | 9,2  | 11,4 | 5,17 | 14,10 |
| Среднее  | 13,49 | 53,6 | 50,4 | 54,1 | 40,4 | 57,6  |

СССР. Очевидно, в океаническом бассейне происходит та самая переработка некоторой части взвесей в растворы, о которой говорилось выше и которая осуществляется биосом.

## 6. МЕХАНИЗМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Вышеизложенные данные позволяют представить себе в общих чертах механизм распределения элементов в осадках северо-западной части Тихого океана по данным Японского профиля.

Тот факт, что по направлению от пелагиали к берегу быстро растут и общие абсолютные массы осадка в целом и абсолютные массы каждого элемента, доказывает однозначно, что подача осадочного материала шла с берега. Иных источников его для изученных отложений не было, ибо нигде не видно их заметного «возмущающего действия». Можно отметить лишь, что на пелагическом конце профиля несколько усиливается содержание каолинита во фракции  $<0,001$  мм, что, вероятно, следует приписать сносу материала с Маршалловых островов. Но влияние это столь мало, что на всех других геохимических показателях не сказывается.

В распределении веществ, сносимых с западных берегов океана, на Японском профиле четко проявляются два резко разных механизма.

Первый — биологический. Планктонные организмы продуцируют большую массу  $C_{org}$ , N,  $SiO_2$ , которая и захороняется непосредственно под зоной продуцирования, не испытывая больших смещений за ее пределы. В диагенезе накапливающееся органическое вещество, редуцируя  $SO_4^{2-}$  в разные формы серы, содействует диффузионному насасыванию ее в ил; одновременно насасываются Se, J и Br. При таком механизме абсолютные массы названных элементов получают прямое и непосредственное отражение в их процентном содержании и последнее является надежным критерием распределения абсолютных масс по профилю. Этот механизм активно действует лишь на ограниченной по ширине прибрежной полосе, постепенно затухая в пелагическом направлении. При действии его между содержаниями элементов и гранулометрическим типом осадка не возникает постоянных соотношений.

Второй механизм — механическое фракционирование взвесей аллохтонных, поступающих в бассейн с водосборных площадей, и автохтонных, генерируемых в самом водоеме за счет перехода растворенных порций элементов в твердую фазу. Этот механизм свойствен распределению и накоплению Cr, Fe, Ge, V, Al, Ti, Ga, Zr, Nb, Ta, Pb, Zn, As, Cu, Mn, Ni, Co, Mo, P, и, вероятно, еще многих других. Он действует на всем протяжении профиля от прибрежного до пелагического конца его. В результате процентные содержания элементов повышаются по направлению от берега в пелагиаль, а абсолютные массы их убывают. Рост процентных содержаний осуществляется за счет сдвига в пелагическом направлении некоторых масс элементов относительно абсолютных масс осадка в целом. В этом механизме существует постоянная зависимость процентных содержаний элементов от гранулометрического типа осадков, а именно величины их растут по мере измельчения  $Md$  осадка, или иначе с увеличением в осадке наиболее тонких гранулометрических фракций 0,01—0,001 и  $<0,001$  мм — главных носителей микроэлементов.

Наличие в Тихом океане двух резко отличных механизмов распределения элементов — биогенного и механического фракционирования — вызвано огромными размерами бассейна. В нем зона интенсивного биологического продуцирования приурочена к относительно узкой прибрежной полосе, за которой влияние биоса не распространяется или имеет место лишь локально в отдельных регионах. И как раз за преде-

лами этой узкой зоны интенсивного развития жизни начинает усиленно проявляться действие механического фракционирования. При такой ситуации мы вправе предполагать наличие обоих механизмов и в других океанах — Индийском, Атлантическом, где зона интенсивного биологического продуцирования прилегает к берегам, в пелагическом же направлении процентные содержания всех элементов железной, гидрозатной, халькофильной, марганцевой и редкоземельной групп растут, и это происходит на фоне убывания в пелагиали скоростей осадочного процесса.

В описанном механизме не видно в конкретной форме воздействия вулканического процесса, локализованного на отдельных участках океанического дна. Оно не выявлено потому, что на Японском профиле не улавливается, но, несомненно, имеет место около таких крупных очагов вулканизма, как Гавайские острова или Срединный океанический хребет в юго-восточной части Тихого океана. Выяснение его роли в океанической седиментации и геохимии еще только начинается. Работы, в этом направлении чрезвычайно актуальны и важны, ибо полная картина геохимии океанских отложений возможна только путем синтеза и взаимоувязки процессов, разобранных на примере Японского профиля, с процессами около крупных внутриокеанских вулканических очагов.

## **7. О ЗНАЧЕНИИ МЕХАНИЧЕСКОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ВЗВЕСЕЙ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО ОБЛИКА ТИХООКЕАНСКИХ ОСАДКОВ**

Мы обнаружили, что механическое фракционирование взвесей контролирует распределение 19 элементов против 7 у биогенной группы. Уже в этих цифрах видна преобладающая роль первого механизма сравнительно с биогенным осаждением элементов. Но действительная роль фракционирования гораздо выше, чем показывает сопоставление чисел 19 и 7.

В самом деле, на Японском профиле изучено, но только в процентном выражении, распределение 16 редкоземельных элементов. Обнаружилось, что и сумма их окислов и каждый из элементов показывают нарастание процентных содержаний от берега к пелагическому концу профиля, часто очень сильно выраженное. Иными словами, в этой группе в очень отчетливой форме наблюдается то же, что в железомарганцевой: процентные содержания увеличиваются к областям все более замедленной седиментации, т. е. к областям с уменьшающимися абсолютными массами осадков в  $мг/см^2$ . Но это соотношение типично для элементов, распределение которых контролируется механическим фракционированием как аллохтонных, так и автохтонных взвесей. Мы имеем поэтому достаточное основание считать, что фракционирование взвесей контролирует распределение и редких земель. Общее число элементов, контролируемых фракционированием, возрастает, таким образом, до 35.

В работе Н. П. Морозова (1968) было показано, что K, Li, Rb, Cs в илах северной части Тихого океана максимально концентрируются во фракции  $<0,001\text{ мм}$ . А так как сама эта фракция принимает наибольшее участие в пелагических осадках, наиболее удаленных от берега, то тем самым косвенно доказывается, что в распределении и названных четырех элементов океанов решающую роль играет фракционирование взвесей (аллохтонных и автохтонных). Число элементов, контролируемых им, поднимается до 39.

Больше того, мы вправе заключить, что вообще все элементы, процентные содержания которых растут от берега к пелагиали (т. е. к областям минимальных абсолютных масс осадка), а также те, которые отчетливо тяготеют к фракции  $<0,001\text{ мм}$ , распределяются в океане механизмом фракционирования взвесей. Указанные признаки позволяют

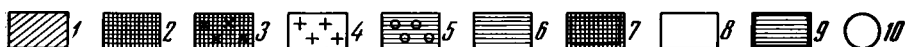
| Периоды | Группы элементов |    |     |      |    |    |     |      |    |    |    |
|---------|------------------|----|-----|------|----|----|-----|------|----|----|----|
|         | I                | II | III | IV   | V  | VI | VII | VIII |    |    | 0  |
| 1       | H                |    |     |      |    |    | (H) |      |    |    | He |
| 2       | Li               | Be | B   | C    | N  | O  | F   |      |    |    | Ne |
| 3       | Na               | Mg | Al  | Si   | P  | S  | Cl  |      |    |    | Ar |
| 4       | K                | Ca | Sc  | Ti   | V  | Cr | Mn  | Fe   | Co | Ni | Kr |
|         | Cu               | Zn | Ga  | Ge   | As | Se | Br  |      |    |    |    |
| 5       | Rb               | Sr | Y   | Zr   | Nb | Mo | Tc  | Ru   | Rh | Pd | Xe |
|         | Ag               | Cd | In  | Sn   | Sb | Te | I   |      |    |    |    |
| 6       | Cs               | Ba | La* | Hf   | Ta | W  | Re  | Os   | Ir | Pt | Rn |
|         | Au               | Hg | Tl  | (Pb) | Bi | Po | At  |      |    |    |    |
| 7       | Fr               | Ra | Ac  | Th   | Pa | U* |     |      |    |    |    |

*\*Лантаноиды*

|    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Ce | Pr | Nd | Pm | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|

*\*\*Трансурановые элементы*

|    |    |    |    |    |    |   |    |    |
|----|----|----|----|----|----|---|----|----|
| Np | Pu | Am | Cm | Bk | Cf | E | Fm | Mv |
|----|----|----|----|----|----|---|----|----|



Фиг. 11. Типы элементов по характеру механизма их распределения в осадках океанов

1 — атмогены, твердых фаз не образуют; 2 — биогенная группа, накопление в седиментогенезе; 3 — биогенная группа, накопление в диагенезе; 4 — в осадках океанов только в жидкой форме; 5 — распределяемые фракционированием с некоторым участием биоса; 6 — распределяемые в океанах фракционированием взвесей; 7 — биогенные породообразующие; 8 — предположительно распределяемые в осадках фракционированием взвесей; 9 — компоненты железомарганцевых руд в пелагических отложениях океанов; 10 — эмбриональные рудные концентрации в пелагических илах океанов

уже по размещению процентных содержаний уверенно говорить о характере механизма их распределения, не прибегая дополнительно к методу абсолютных масс.

Весьма характерно расположение элементов, распределяемых фракционированием взвесей, в таблице Менделеева (фиг. 11). Они разбросаны по всему полю таблицы и входят во все ее группы и периоды. Это обстоятельство позволяет заключить, что внутри таблицы, если не все, то подавляющее большинство не изученных еще с интересующей нас точки зрения элементов обнаружат на Японском профиле то тяготение к пелагическим отложениям, какое характерно для уже изученных 35 элементов. Иначе говоря, они распределяются в осадках механизмом фракционирования взвесей. Работа в этом направлении актуальна и представляет большой интерес.

В целом вырисовывается любопытная картина. Из 92 членов таблицы (фиг. 11), встречающихся в стабильном состоянии в природе, 5 элементов (He, Ne, Ar, Kr, Xe) — атмогенные, т. е. образующие атмосферу, и не дают твердых фаз в литосфере, 7—8 — осаждаются биогенно, глав-



ным образом в прибрежной зоне океанов, не испытывая существенного переноса и фракционирования, Si не образует твердых фаз и постоянно присутствует в растворенном состоянии. Остальные 78 элементов распределяются в осадках океанов механизмом фракционирования как аллохтонных, так и автохтонных взвесей, для половины этих элементов такой механизм точно установлен, для остальных крайне вероятен.

Поразительно это однообразие механизма распределения у самых разнообразных по химическим свойствам элементов. В этом отношении они как бы сnivelированы и проявляют свою химическую индивидуальность лишь в большем или меньшем заносе в пелагическую область океанов. Характерно и другое: распределение элементов механическим фракционированием взвесей — механизм физический. Химические процессы, следовательно, только преобразуют ту или иную растворенную фазу в твердую частицу. Дальнейшая судьба ее определяется уже движениями воды, которые фракционируют твердые фазы любого происхождения и укладывают их на дно (в осадок) в тех местах, в которых это разрешается существующим гидродинамическим режимом. В конечном счете получается, что химический облик океанического осадка определяется не непосредственно химическими процессами в водной массе океана, а опосредствованно — через механическое фракционирование взвесей любого происхождения, разносимых и сортируемых движениями воды.

Эта концепция впервые была изложена первым автором статьи в 1968 г. (Страхов, 1968, Страхов и др., 1968). Материалы Японского профиля позволили конкретизировать ее и углубить.

## 8. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В БОЛЕЕ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТАХ ЯПОНСКОГО ПРОФИЛЯ

Обращаясь ко второму (сверху) горизонту Японского профиля, мы лишены возможности произвести столь же детальный разбор его, как горизонта верхнего, ибо в зонах I+II большинство колонок пробило горизонт

Таблица 10

Сравнение абсолютных масс и процентных содержаний элементов в первом и втором горизонтах по зонам

| Горизонт                                                                                | III зона |      |      |       |      |      | IVa  |      |       |      |      |      | IVb  |      |      |      |      |      |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|----------|------|------|-------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                                                                                         | Fe       | Mn   | Ni   | Co    | Cu   | Mo   | Fe   | Mn   | Ni    | Co   | Cu   | Mo   | Fe   | Mn   | Ni   | Co   | Cu   | Mo   |
| А. Процентные содержания (Fe, Mn — %, Ni, Co, Cu, Mo — 10 <sup>-4</sup> %)              |          |      |      |       |      |      |      |      |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| II                                                                                      | 4,33     | 0,46 | 74   | 23    | 122  | 2,96 | 5,27 | 0,49 | 118   | 49   | 130  | 8,7  | 5,36 | 0,67 | 203  | 93   | 250  | 12,7 |
| I                                                                                       | 4,29     | 0,20 | 95   | 22,3  | 124  | 8,4  | 4,95 | 0,25 | 133   | 44   | 125  | 4,5  | 5,17 | 0,52 | 194  | 88   | 220  | 8,5  |
| Среднее                                                                                 | 4,31     | 0,33 | 84   | 22,6  | 123  | 5,68 | 5,11 | 0,37 | 126   | 46   | 128  | 6,6  | 5,26 | 0,60 | 193  | 91   | 235  | 10,6 |
| Б. Абсолютные массы (Fe, Mn — г/см <sup>2</sup> ; Ni, Co, Cu, Mo — мг/см <sup>2</sup> ) |          |      |      |       |      |      |      |      |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| II                                                                                      | 9,6      | 0,28 | 16,3 | 5,2   | 27,8 | 0,74 | 4,95 | 0,44 | 7,0   | 2,9  | 7,70 | 0,63 | 1,03 | 0,13 | 3,93 | 1,73 | 5,15 | 0,24 |
| I                                                                                       | 9,28     | 0,41 | 19,8 | 4,83  | 26,8 | 1,71 | 4,26 | 0,20 | 11,32 | 3,82 | 11,3 | 0,37 | 0,96 | 0,40 | 3,63 | 1,65 | 4,42 | 0,17 |
| I+II                                                                                    | 18,88    | 0,69 | 36,1 | 10,03 | 54,6 | 2,45 | 9,21 | 0,64 | 18,32 | 6,72 | 19,0 | 1,0  | 1,99 | 0,23 | 7,56 | 3,38 | 9,25 | 0,41 |

лишь частично. И все же имеются основания считать, что только что описанный механизм распределения элементов без каких-либо изменений и усложнений действовал и во время отложения второго горизонта. Доказательством является удивительно сходное с первым распределение процентных содержаний элементов и их абсолютных масс (табл. 10).

Отклонения средних содержаний элементов во втором горизонте зон III+IVa+IVб нередко находятся в пределах ошибок химических определений или только слегка их превосходят. Суммарные абсолютные массы элементов в I+II горизонтах близки к удвоенной величине их в каждом из горизонтов. Отклонения редки и незначительны по величине. Это обстоятельство позволяет утверждать, что и кривые приведенных абсолютных масс II горизонта будут просто повторять соответствующие кривые горизонта первого. Вместе взятое это и доказывает тождественность всей картины распределения элементов во время, отвечающее отложению второго горизонта, с картиной, описанной для горизонта первого.

Сложнее обстоит дело с более глубокими и стратиграфически нерасчлененными слоями в разрезах зон IVa+IVб. Здесь отчетливо обозначается обогащение Mn, Co, Ni, Cu, Mo, As, т. е. наиболее геохимически подвижными элементами. Интенсивность обогащения разная: у одних больше (Cu, Co, Mo) у других меньше (Mn, Ni, As), но всегда обогащение констатируется. У менее подвижных элементов — Cr, Ge, V, Fe, гидролизаторы (кроме Ga) уловить его не удается. Причина указанного явления пока не ясна. Едва ли можно думать, что в эпоху отложения более глубоких горизонтов зон IVa+IVб механизм распределения элементов был иным, чем описано для верхнего горизонта. Скорее надо полагать, что механизм был тот же, что и во время накопления двух верхних пачек, но интенсивность подачи Mn, Co, Ni, Cu, Mo, As в океан была гораздо большей, чем позже. Окончательное разъяснение этого темного пока вопроса требует получения гораздо более длинных колонок в прибрежной зоне, в которых можно было бы найти стратиграфические аналоги глубоких горизонтов осадка, обогащенных в зонах IVa+IVб наиболее подвижными микроэлементами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Глаголева М. А. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций северо-западной части Тихого океана. Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Лисицын А. П. Скорость современного и древнего осадконакопления в океанах — Океанология, 1971, № 6.
- Лисицын А. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Морозов Н. И. К геохимии щелочных элементов в морских осадках. — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Романкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. — Океанол. исслед., М., «Наука», 1966, вып. 14.
- Скорнякова Н. С., Андрющенко П. Ф. Железомарганцевые конкреции в Тихом океане. — В сб.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.
- Страхов Н. М. К познанию механизма морской седиментации. I. Черное море — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2.
- Страхов Н. М. К познанию механизма морской седиментации. II. Каспийское море. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 1.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. — Тр. ИГиН АН СССР, вып. 124, сер. геол., № 45, 1951.
- Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах. — В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. и др. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Харвей Х. В. Современные успехи химии и биологии моря. М., ИЛ, 1948.

УДК 550.35 : 551.351.25

## О РОЛИ МУТЬЕВЫХ ПОТОКОВ В ПРОЦЕССАХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

**С. И. РОМАНОВСКИЙ**

Рассмотрено современное состояние наших знаний о мутьевых потоках как о реально существующем физико-геологическом явлении. Проанализирована их роль в осадконакоплении. Более обстоятельно описаны особенности механизма седиментации из мутьевых потоков, которые дают возможность объяснить условия формирования ряда текстурных характеристик турбидитов, ранее с этих позиций необъяснимых. Кратко освещается задача диагностики турбидитов. Опираясь на концепцию мутьевых потоков, исследуется возможность нового подхода к решению классической проблемы геологии: проблемы слоенакопления.

В 1885 г. было открыто новое физико-геологическое явление, которое впоследствии назвали мутьевым потоком (*turbidity current*). Однако прошло более 50 лет, прежде чем ученые обратили на него серьезное внимание. 1936 г. принято считать годом «научного рождения» концепции мутьевых потоков, ибо тогда они были впервые привлечены Р. Дэли для обоснования гипотезы происхождения подводных каньонов. С тех пор отмечается лавинообразный поток литературы, в которой с помощью деятельности мутьевых потоков объясняется происхождение разнообразных форм океанического рельефа (каньонов, желобов, переуглублений подводных дельт и т. д.), текстур и вещественного состава донных отложений, формирование отдельных типов стратифицированных осадочных образований (флиш, флишоиды, терригенные морские формации нефлишевого облика и т. д.).

Наше современное представление об условиях зарождения мутьевых потоков, их гидродинамике, способах транспортировки взвешенного кластического материала, механизме разгрузки и осадкообразующей деятельности, типах и последовательности текстур в осадках базируется в основном на работах Ф. Кюнена, Б. Хизена, А. Боума, С. Джулинского, Г. Менарда, В. Нестерова, Р. Бэгнольда, М. Джонсона, Р. Дотта и других ученых.

Цель настоящей статьи — показать роль мутьевых потоков в осадкообразовании прошлых геологических эпох, обратить внимание на задачи, связанные с диагностикой осадков мутьевых палеопотоков, и показать возможность нового подхода к решению проблемы слоеобразования применительно к образованию слоистости в турбидитах и турбидитоподобных осадочных отложениях типа флишевых.

Мутьевым, или суспензионным, потоком будем именовать линейно вытянутое замкнутое тело суспензии, заключенное в пределах чистой воды (пресной или соленой) и удовлетворяющее трем условиям: 1) суспензия находится в движении; 2) плотность тела суспензии превышает плотность окружающей чистой воды; 3) границы раздела «суспензия — вода» в начальной точке движения тела суспензии находятся ниже уре-

за воды, и расстояние от уреза до верхней границы раздела по мере движения суспензии растет.

Осадки современных и древних мутьевых потоков вслед за Ф. Кюненом будем именовать турбидитами. Ниже будет перечислен ряд требований к диагностике ископаемых турбидитов. Здесь лишь отметим, что недостаточная к настоящему времени изученность условий седиментации осадка из мутьевого потока и механизма формирования конседиментационных текстур побудила А. Ломбарда (Lombard, 1963) ввести новое понятие о «ламинитах» как о текстурах, образованных в результате гравитационного осаждения частиц в спокойной воде с одновременным воздействием придонного течения на выпадающие порции осадка.

Ламиниты в понимании А. Ломбарда, строго говоря, противопоставляются турбидитам в общепринятом смысле слова, хотя по существу являются разновидностью характерных текстур турбидита. Например, применительно к флишу ламинитами могут именоваться текстуры Iв и нередко IIa подразделов ритма, т. е. косослойчатые с отчетливо выраженной градационной слоистостью. Океанографическая служба постоянно получает новые факты, доказывающие существование мутьевых потоков как реального и едва ли не одного из самых действенных факторов современного осадкообразования в пределах периферических частей океанов, т. е. в областях, прилегающих к материковому склону. В центральных зонах Тихого, Атлантического и Индийского океанов турбидиты пользуются ограниченным распространением, локализуясь главным образом вблизи подводных поднятий и в рифтовых долинах срединных океанических хребтов, что доказывают детальные литологические карты, составленные П. Л. Безруковым и А. П. Лисицыным для Индийского океана, А. П. Лисицыным, И. О. Мурдмаа и В. П. Петелиным — для Тихого океана, П. Л. Безруковым и В. П. Петелиным — для глубоководных желобов западной части Тихого океана, Е. М. Емельяновым, Л. С. Лукошевичус и другими — для Атлантического океана. Важнейший источник добывания новой информации об осадочном чехле океанов — бурение в открытом океане со специально оборудованных судов. Необходимость организации такого рода работ в СССР убедительно аргументировали П. Л. Безруков и А. П. Лисицын (1969).

Если еще в 20-х годах регистрировались в основном катастрофические по своей разрушительной силе мутьевые потоки типа, например, знаменитого потока в районе Большой Ньюфаундлендской Банки в 1929 г., то теперь службы землетрясений и цунами, которые располагают геофизическими станциями и экспедиционными судами, оснащенными необходимым оборудованием для оперативного отбора проб донных осадков, эхолотирования, а также лабораторной базой, дают возможность «по горячим следам» регистрировать распространение мутьевого потока и анализировать вещественный и гранулометрический состав сформированного им турбидита.

Так, Р. Е. Хутц и Ш. В. Уэлмен (Houtz, Wellman, 1962) описали мутьевый поток в районе архипелага Фиджи, который возник в результате землетрясения на о. Сува 14 сентября 1953 г. Волна цунами поднялась через 10 сек. после землетрясения, и поток, двигаясь со скоростью 16 км/час, переместился на расстояние более 100 км. Р. Белдерсон и А. Лаутон (Belderson, Laughton, 1966), проводя батиметрические и геофизические исследования с судна «Дисковери-II» в 1962 г. на широте Канарских островов, опробовали 10 станций и в каждой колонке донных осадков замерили процент современных турбидитовых отложений. Станции достаточно уверенно сопоставились на расстояние более 65 км.

Современные турбидиты зафиксированы Ш. Девидсон и М. Кином (Davidson, Keen, 1963) на Бискайской и Иберийской абиссальных рав-

нинах. П. Л. Безруков (1957) отмечал влияние мутьевых потоков на осадки глубоководных океанических впадин Идзу-Бонинской, Марианской и Рюкю. К аналогичным выводам пришли В. Аникушин и Линг-Син-Ю (Anikouchin, Ling-Hsin-Yi, 1967), а также В. И. Чайников (1967, на материале осадков Японского моря. Широкое распространение современных турбидитов отмечено в осадках Хардангер-фьорда (Хольтедаль, 1969), каньона Кап-Бретон в Бискайском заливе (Nesteroff а. о., 1969), Баффинова залива (Marlowe, 1968), северной части Тихого океана, северо-восточнее Гавайских островов (Horn а. о., 1969). Число подобных примеров можно было бы значительно увеличить.

Весьма любопытным представляется исследование Р. Дилла (Dill, 1969). Изучая влияние землетрясений на заполнение осадками подводных каньонов Скриппс и Ла-Холла, он пришел к выводу, что ни одно из трех зафиксированных землетрясений силой в 5; 5,8 и 6,3 балла по шкале Рихтера не смогло вызвать движение мутьевых потоков или каких-либо иных смещений масс осадков. Ясно, что эти данные нельзя распространять на другие районы, так как возникновение мутьевых потоков прежде всего определяется местными физико-географическими условиями, рельефом подводного склона, наличием достаточных масс неконсолидированных осадков, и иногда достаточно ничтожного возмущения водной среды, чтобы вся масса осадка пришла в движение. Более того, не исключается и спонтанное движение мутьевых потоков (Mc-Grope, 1966). Тем не менее конкретное указание силы землетрясений, не вызывающих мутьевые потоки в данном районе, представляется очень важным прежде всего для расшифровки динамики осадконакопления геологического прошлого.

Перспективным в отношении изучения интенсивности мутьевых потоков как осадкообразующего фактора является установление количественных характеристик биологической активности на океаническом дне в сочетании с радиоуглеродными методами реконструкции временных интервалов между смежными мутьевыми потоками.

Р. Кларк (Clarke, 1968) предложил очень простую меру роющей активности донных животных как отношение скорости роющей активности к скорости накопления осадков. Ясно, что при наличии турбидитов двух последовательных мутьевых потоков, не разделенных длительным временным интервалом, мы должны иметь максимальную меру роющей активности в верхних слоях песка или алевролита. Эта мысль подтверждается палеоэкологическими исследованиями А. Зейлахера (Seilacher, 1962).

Изучение условий жизни и захоронения органических остатков в отложениях мутьевых потоков только начинается. Однако уже первые результаты представляют несомненный интерес. Ф. Кюнен (Kuenen, 1968<sub>1</sub>) проанализировал последовательную смену танатоценоза от подошвы к кровле типичного турбидита. В результате установлено, что к низам турбидита приурочены бентосные неритические фораминиферы, которые сменяются спикулами. Наконец, в верхних частях турбидита зафиксированы радиолярии, диатомеи и известковый нанопланктон. Д. Дэвис (Davies, 1968) отмечает циклическую последовательность в смене форм микрофауны в турбидитах: мелководные донные фораминиферы в высококарбонатных осадках сменяются планктонными фораминиферами в глинистых илах. Интересен опыт палеонтологического анализа силурийских турбидитов провинции Виктория в Австралии, выполненного Х. Мурсом (Moors, 1969). В результате установлен редкий факт большого скопления граптолитов в верхней, пелитовой, в классификации А. Боума (Boema, 1962), части турбидитов.

Все эти данные, несомненно, свидетельствуют, что отложения мутьевых потоков занимают существенное место в общем балансе современного осадкообразования в океанах и открытых морях, и нет оснований

полагать, что этот баланс был существенно иным в прошлые геологические эпохи. Поэтому тщательное изучение распространения современных турбидитов, а также их детальный минералогический, гранулометрический и биологический анализы позволяет с новых позиций осветить условия накопления многих стратифицированных осадочных образований геологического прошлого.

Еще в самое последнее время многие геологи, занимающиеся вопросами седиментологии, представляли себе механизм седиментации из мутьевого потока как простое фракционирование частиц согласно закону Стокса, наступающее в момент окончательной остановки потока. Допускалось незначительное выпадение в осадок более крупных частиц в процессе активного движения потока. Так трактовалось образование «*graded bedding*», а также принципиально трехчленное строение флишевого ритма.

Разумеется, такая интерпретация не в состоянии сколько-нибудь убедительно объяснить механизм формирования того многообразия текстурных характеристик, которое зафиксировано многими исследователями в природных турбидитах: знаков ряби и различных гьероглифов, как био-, так и механоглифов в основании слоя, косой слойчатости преимущественно в средней части слоя, тонкой горизонтальной слойчатости, так называемой конволунтной слоистости или слоистости завивания и т. д. Отсюда понятен и скепсис, которым встречают геологи малейшие попытки приложения концепции мутьевых потоков к реконструкции седиментогенеза, например флишевых отложений. И лишь тщательно поставленные эксперименты, максимально приближенные к природным условиям, переход от моделирования мутьевых потоков в прямоточных лотках к круговым или циркулярным (Kuenen, 1966; Кюнен, 1969), физико-химический анализ структуры и процессов, происходящих в тонких суспензиях (Dott, 1963; Федорова, 1966; Riddell, 1968), и наконец, разработка гидродинамических теорий, объясняющих механизм транспортировки частиц и осадкообразование в условиях турбулентного потока с фиксированными границами раздела (Plapp, Mitchell, 1960), позволили значительно уточнить наши представления о седиментологической значимости мутьевых потоков.

Наиболее сложным представлялось объяснение условий возникновения тонкой горизонтальной слойчатости в средней части турбидита, частое нарушение градационной слоистости присутствием значительного количества глинистых частиц, наличие прослоек чистой глины внутри песчаной составляющей турбидита и т. д. Причем эти факты нередко выступали в качестве аргумента против гипотезы мутьевых потоков как возможного источника формирования стратифицированных терригенных формаций, в частности флишевой (Гроссгейм, Короткова, 1961; Архипов, 1965).

Большинство исследователей объясняли процесс формирования тонкой (десятые доли миллиметра) горизонтальной слойчатости внутри турбидитового слоя как результат воздействия на влекомые частицы пульсаций скоростей в пределах тела потока (Pettijohn, 1957). Однако эксперименты А. Джоплинга (Jopling, 1964) и в особенности тщательные опыты Ф. Кюнена (1969) по моделированию мутьевого потока в круговом лотке показали, что для образования горизонтальной слойчатости необходима рассортировка частиц в условиях потока, движущегося равномерно без видимых пульсационных скачков скорости. Не исключено, что теоретически это явление может быть успешно обосновано с помощью развитой Р. Бэгнольдом (Bagnold, 1956; 1962) теории авто-суспензии. Подробное изложение этой теории можно найти, например, в недавно переведенной на русский язык монографии Ф. Шепарда (1969).

Что касается визуально наблюдаемого нарушения градационной текстуры, часто сопровождающегося появлением внутри песчаной со-

ставляющей турбидита отдельных тонких прослоев чистой глины, то при объяснении этих особенностей турбидитов даже активные сторонники мутьевых потоков становились в тупик. Тем не менее глубокие исследования структуры полидисперсных и полиминеральных суспензий методами коллоидной химии помогли в какой-то мере продвинуться и в решении этих задач.

Структура песчано-глинистых суспензий представляет собой сетчатый коагуляционный тиксотропный каркас, целостность которого нарушается в процессе оседания суспензии под действием силы тяжести. Существенным для понимания особенностей седиментации частиц в суспензиях является установленный Ф. Кюненом (Kuenen, 1963) и в дальнейшем детально изученный Г. Г. Федоровой (1966) факт наличия конвективных токов, активно проявленных в процессе начального уплотнения суспензии. Ф. Кюнэн (1969) назвал это явление «конвекцией отстаивания».

Схематично механизм уплотнения суспензии с учетом явления конвекции может быть описан следующим образом. Выпадение в осадок грубодисперсных песчаных частиц нарушает целостность сетчатого каркаса суспензии. При этом ранее иммобилизованная вода устремляется вверх по оседающему столбу суспензии, захватывая значительное количество глинистых частиц, часть из которых застревает в каркасе, а большая часть выносится восходящим током воды на верхнюю границу песчаного слоя. При достаточном количестве глинистого материала происходит его коагуляция, т. е. образуется четкая граница раздела внутри суспензии: глинистый прослой в песчаной составляющей турбидита. В ряде случаев конвективные токи могут быть столь значительны, что помимо глинистых частиц через оседающее тело суспензии выносятся и часть песчаных зерен, что естественным образом нарушает привычную упорядоченность текстуры *«graded bedding»*.

Таким образом, распространенное представление о том, что первоначально взвешенные в мутьевом потоке песчано-глинистые частицы в процессе торможения потока постепенно оседают под действием собственного веса (схема Стокса), как видим, весьма неточно описывает механизм седиментации из мутьевого потока.

Наметившийся в последние годы прогресс в изучении современных турбидитов, благодаря океанологическим исследованиям, а также анализу механизма седиментации из структурированных суспензий, каковыми по существу являются природные мутьевые потоки, позволил выявить целый ряд признаков, по которым современные турбидиты в большинстве случаев уверенно отличаются от других типов осадочных образований. Однако вследствие того, что пока не удается искусственно воспроизвести мутьевой поток в природных условиях, однозначное сопоставление современных турбидитов с древними остается еще нерешенной проблемой.

Сложность в уверенной диагностике древних турбидитов определяется тем, что большинство их текстурных характеристик и прежде всего самая примечательная — *«graded bedding»*, могут быть образованы в самых различных фациальных условиях, далеко не всегда в результате седиментации из мутьевого потока (Klein, 1965). Поэтому диагностика древних турбидитов остается пока качественно геологической задачей, которая в каждом отдельном случае решается с использованием общегеологического анализа, т. е. с учетом стратиграфического положения выделенной литогенетической единицы, тектонической обстановки, фациальных условий, характера морфологии текстурных форм, вещественного состава, сравнительного анализа фаунистических остатков и т. д. Очевидно, что этими трудностями можно объяснить явно скептическое отношение ряда геологов к мутьевым потокам даже как к реально существующему геологическому явлению (Lingen, 1969).

Д. Сен (Sen, 1967) дал определение новому понятию — «турбидитовые текстуры», тем самым значительно уменьшив область перекрытия, которая всегда имеет место при формальной диагностике древних турбидитов. Текстуры, на которые указал Д. Сен, с известными уже оговорками можно считать диагностическими. К их числу относятся: разнообразные гироглифы, описание которых можно найти в монографии Н. Б. Вассовича (1951), рябь нагрузки (*loaded ripples*), слоистость завивания (*convolute lamination*), следы подводных оползней (*slump balls*), серповидная рябь размыва (*crescentic scour marks*). Эти признаки, по мнению Ф. Кюнена (Kuenen, 1968<sub>2</sub>), являются более типичными для турбидитов, чем для речных отложений, на основе изучения которых Д. Сеном выделены турбидитовые текстуры. Отсортированная слоистость не может служить диагностическим признаком, хотя ее присутствие в турбидитах обязательно. Типичная отсортированная слоистость описана в ледниковых отложениях Талхирской формации Раниганского угольного бассейна в Индии (Banerjee, 1966), в ледниковых отложениях свиты Гауганда в Канаде (Lindsey, 1969), и т. д. Аналогия текстур, а именно «*graded bedding*», имеющая место в данном случае, не давала права указанным авторам относить гляциальные отложения к турбидитам.

По мнению многих геологов, изучающих флиш, он относится к одной из разновидностей древних турбидитов. Текстурный анализ элементов флишевых многослоев во многом может прояснить критерии диагностики древних турбидитов. Изучение текстур элементов флишевого многослоя позволило установить, что существует ограниченное число текстур, свойственное каждому элементу и подэлементу многослоя. А. Боума (Bouma, 1962) описал законченную, или совершенную, последовательность таких текстур, которая в его схеме подразделяется на 5 интервалов ( $T_{a-e}$ ). Полностью совершенная последовательность текстур встречается только в относительно мощных слоях. Чаще же встречаются усеченные сочетания.

Представляет большой интерес статистический анализ реально наблюдаемых последовательностей текстур. Совершенно очевидно, что типы текстур, характеризующиеся наибольшей частотой встречаемости, должны соответствовать наиболее стабильным условиям седиментации. Именно эти сочетания текстур должны в первую очередь учитываться при анализе факторов, контролирующих динамику флишевого осадконакопления, и в дальнейшем использоваться в целях диагностики древних турбидитов уже нефлишевого облика.

Автору известен лишь один пример такого анализа. Р. Уолкер (Walker, 1967) систематизировал текстуры 1410 слоев песчаников намюра, обнажающихся в северной Дербиширской оконечности пеннинского бассейна Англии, и установил, что самым характерным сочетанием текстур турбидита является переход текстуры типа «*graded bedding*» к пелитовому интервалу без видимых следов слоистости (51%), а также тот же переход с промежуточным интервалом, характеризующимся горизонтальной слоистостью (23%). В 11% случаев этот промежуточный интервал замещается интервалом с ярко выраженной косой слоистостью, знаками ряби и т. д.

Таким образом, реальный подход к решению проблемы диагностики древних турбидитов заключается в постановке экспериментов по искусственному воспроизведению мутьевых потоков в глубинах моря без искажения масштабов этого явления и в выявлении определяющих полученное осадочное образование признаков морфологического и вещественного характера. Вслед за этим этапом задача диагностики может быть поставлена и решена формально с привлечением математического аппарата теории распознавания.

Представления об осадкообразующей значимости мутьевых потоков позволяют с новых позиций подойти к одной из классических проблем



геологии — проблеме слоенакопления. Разумеется, речь идет не о проблеме в целом, а лишь о формировании слоистости в турбидитах, которые включаются в качестве элементарных породных ассоциаций во многие типы стратифицированных осадочных формаций, например флишевую. Новизна в данном случае состоит в том, что слоенакопление может быть представлено как дискретный аperiodический процесс. Такая трактовка процесса однозначно выводится из характера осадкообразующей деятельности мутьевых потоков.

Дискретность процесса осадконакопления объясняется эпизодическим возникновением в бассейне седиментации мутьевых потоков, которые по объему влекомой суспензии способны сформировать слои фиксированной мощности. В интервалы времени между двумя смежными мутьевыми потоками идет нормальное морское осадконакопление, хемогенное или биогенное, часто с наложением продуктов вулканической деятельности.

Описанный механизм и характеризует природу дискретного и аperiodического характера накопления турбидитовых слоев. Наблюдаемая, например, в разрезах флиша четко выраженная ритмичность в чередовании от двух до пяти литологических разностей пород при описанном подходе не может отождествляться с периодичностью слоеобразующих процессов. Иначе говоря, нельзя поставить знак равенства между средним по множеству наблюдений, т. е. ритмичностью, и средним по времени, т. е. периодичностью (Романовский, 1971).

К этому выводу начинают присоединяться и другие исследователи флиша (Логвиненко, Ритенберг, 1971). Процесс слоенакопления в данном случае следует трактовать как незргодический. Более сложно вывести суждение о стационарности процесса. Очевидно, что априори однозначный ответ в данной ситуации дать нельзя. Требуется разработка вероятностных моделей для конкретных типов стратификаций. Тогда по поведению корреляционных функций можно с уверенностью судить о стационарном или нестационарном режиме процесса.

Действительно, анализ ритмограмм флишевых образований наводит на мысль о том, что в рамках ограниченных временных интервалов (век, эпоха) закон колебания мощностей слоев (подэлементов ритма) может быть аппроксимирован случайной функцией вида  $X(t) = a \sin(bt + \varphi)$ , где  $a$  и  $b$  — положительные постоянные, а  $\varphi$  — случайная величина, имеющая функцию распределения  $F(\xi)$ . Можно легко показать, что режим процесса (стационарный в широком смысле или нестационарный) целиком определяется видом функции  $F(\xi)$ . Если  $\varphi$  равномерно распределена на замкнутом отрезке, то процесс  $X(t)$  стационарный. Если же  $\varphi$  распределена по закону Гаусса, то процесс  $X(t)$  не стационарный, и статистический анализ единичной реализации случайной функции (мощностей слоев), строго говоря, недопустим.

При разработке стохастической модели образования и накопления турбидитов в терминах теории случайных функций последовательность мощностей слоев, очевидно, не может быть заменена осью времени, а поэтому реально может быть исследован не процесс слоенакопления, а лишь закономерности в поведении мощностей слоев в выборочной совокупности. Вероятностной схемой собственно слоенакопления может служить известная модель А. Н. Колмогорова (1949), которая недавно доведена до удобных в расчете формул (Романовский, 1968), и использована для анализа флишевой седиментации (Бобров, Романовский, 1970; Гроссгейм, Романовский, 1970).

\* \* \*

В заключение отметим следующее. Реальный прогресс в изучении древних турбидитов и прежде всего успехи в их уверенной диагностике могут быть достигнуты при опытном воспроизведении мутьевых потоков

в природных условиях в сочетании с накоплением и статистическим общением материала по современным турбидитам.

Опыт многолетних всесторонних усилий многих ученых в изучении мутьевых потоков показал, что они представляют собой реально существующее геологическое явление, играющее существенную роль в общем балансе осадконакопления, современного и прошлых геологических эпох. С помощью гипотезы мутьевых потоков значительно продвинулась задержавшаяся в своем решении почти 150 лет проблема флиша.

Представления о мутьевых потоках как о реально существующем факторе формирования многих стратифицированных осадочных отложений дают возможность с новых позиций подойти к решению проблемы слоеобразования — одной из актуальных проблем теоретической геологии. Успехов в этом направлении, очевидно, можно ожидать при разработке вероятностных моделей в терминах теории случайных процессов и теории прогнозирования, опирающейся, в частности, на широкий класс уравнений типа Винера-Хопфа, одно из которых уже реализовано в интересующем нас аспекте (Колмогоров, 1949).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архипов И. В. По поводу одной гипотезы происхождения флиша. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 3.
- Безруков П. Л. Об осадках глубоководных океанических впадин Идзу-Бонинской, Марианской и Рюкю. — Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 2.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Бурение на дне Атлантического и Тихого океанов. — Океанология, 1969, т. 9, № 5.
- Бобров В. А., Романовский С. И. Факторы, контролирующие формирование флиша. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л., Госгеолтехиздат, 1951.
- Гроссгейм В. А., Короткова К. Ф. К вопросу о строении флишевых ритмов (многослоев). — Геология и разведка, 1961, № 2.
- Гроссгейм В. А., Романовский С. И. К вопросу о стабильности процессов флишеобразования. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, т. 44, вып. 5.
- Колмогоров А. Н. Решение одной задачи из теории вероятностей, связанной с вопросом о механизме слоеобразования. — Докл. АН СССР, 1949, т. 65, № 6.
- Кюнен Ф. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий. — В сб.: Геология и геофизика морского дна, М., «Мир», 1969.
- Логвиненко Н. В., Ритенберг М. И. О ритмах флиша и принципах их выделения. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 3.
- Романовский С. И. Тектонический анализ мощностей на основе стохастического моделирования процессов слоенакопления. — В сб.: Применение математических методов в геологии. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1968.
- Романовский С. И. О путях решения проблемы образования флиша. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 1.
- Федорова Г. Г. О структуре глинистых суспензий и ее значении для объяснения некоторых сторон процесса осадкообразования. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Хольтедааль Х. Современные турбидиты в Хардангер-фьорде. — В сб.: Геология и геофизика морского дна, М., «Мир», 1969.
- Чайников В. И. Действие суспензионных потоков на современные осадки в Японском море. — Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 3.
- Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969.
- Anikouchin W. A., Ling-Hsin-Yi. Evidence for turbidite accumulation in trenches in the Indo-Pacific region. — Marine Geol., 1967, v. 5, No. 2.
- Bagnold R. A. The flow of cohesionless grains in fluids. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, ser. A., 1956, v. 249, No. 964.
- Banerjee J. Turbidites in a glacial sequence: a study from the Talchir formation, Raniganj coalfield, India. — J. geol., 1966, v. 74, No. 5.
- Belderson R. H., Laughton A. S. Correlation of some Atlantic turbidites. — Sedimentology, 1966, v. 7, No. 2.
- Bouma A. H. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation, Amsterdam, Elsevier, 1962.
- Clarke R. H. Burrow frequency in abyssal sediments. — Deep-Sea Res., 1968, v. 15, No. 3.
- Davidson Ch., Keen M. J. Size analysis of turbidity current sediment. — Nature (Engl.), 1963, v. 197, No. 4865.

- Davies D. K. Carbonate turbidites, Gulf of Mexico.— *J. Sediment. Petrol.*, 1968, v. 38, No. 4.
- Dill R. F. Earthquake effects on fill on Scripps Submarine Canyon.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 2.
- Dott R. H. Jr. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1963, v. 47, No. 1.
- Horn D. R., Delach M. H., Horn B. M. Distribution of volcanic ash layers and turbidites in the North Pacific.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 9.
- Houtz R. E., Wellman H. W. Turbidity current at Kadavu passage, Fiji.— *Geol. Mag.*, 1962, v. 99, No. 1.
- Jopling A. V. Laboratory study of Sorting processes related to flow separation.— *J. Geophys. Res.*, 1964, v. 69.
- Klein G. Diverse origins of graded bedding.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1965, v. 82, No. 109.
- Kuenen Ph. H. Experimentele sedimentstructuren, «Versl. gew. vergad. Akad. Wet. Amst.», v. 72, 1963.
- Kuenen Ph. H. Experimental turbidite lamination in a circular flume.— *J. Geol.*, 1966, v. 74, No. 5.
- Kuenen Ph. H. Turbidity currents and organisms.— *Eclogae geol. Helv.*, 1968<sub>1</sub>, v. 61, No. 2.
- Kuenen Ph. H., Sa-called turbidite structures.— *J. Sediment. Petrol.*, 1968<sub>2</sub>, v. 38, No. 3.
- Lindsey D. A. Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 9.
- Linger G. J. The turbidity problem.— *N. Z. J. Geol. and Geoph.*, 1969, v. 12, No. 1.
- Lombard A. Laminites: a structure of flysh-type sediments.— *J. Sediment. Petrol.*, 1963, v. 33, No. 1.
- Marlowe J. I. Unconsolidated marine sediments in Baffin Bay.— *J. Sediment. Petrol.*, 1968, v. 38, No. 4.
- McCrone A. W. Thixotropy and the mobilization of clays in slumps and turbidity flows.— *J. Sediment. Petrol.*, 1966, v. 36, No. 1.
- Moors H. T. The position of graptolites in turbidites.— *Sediment. Geol.*, 1969, v. 3, No. 4.
- Nesteroff W. D., Duplaix S., Sauvage I., Lancelot Y. Les dépôts récents du canyon de Cap-Breton.— *Bull. Géol. France*, 1968 (1969), v. 10, No. 2.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks, N. Y., 1957.
- Plapp I. E., Mitchell I. P. A hydrodynamic theory of turbidity currents.— *J. Geophys. Res.*, 1960, v. 65, No. 3.
- Riddell I. F. The Suspension effect density current, Dock. and Harbour Authority, 1963, v. 49, No. 575.
- Seilacher A. Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion.— *J. Geol.*, 1962, v. 70, No. 2.
- Sen D. P. Turbidite structures from Barakar rocks of Ramgarh coalfield, Bihar, India.— *J. Sediment. Petrol.*, 1967, v. 37, No. 1.
- Walker R. G. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.— *J. Sediment. Petrol.*, 1967, v. 37, No. 1.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Дата поступления  
1.III.1971

УДК 552.313 : 551.781.1 (571.66)

**ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ МОРСКИХ  
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МИОЦЕНА  
ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ**

**В. И. ГРЕЧИН**

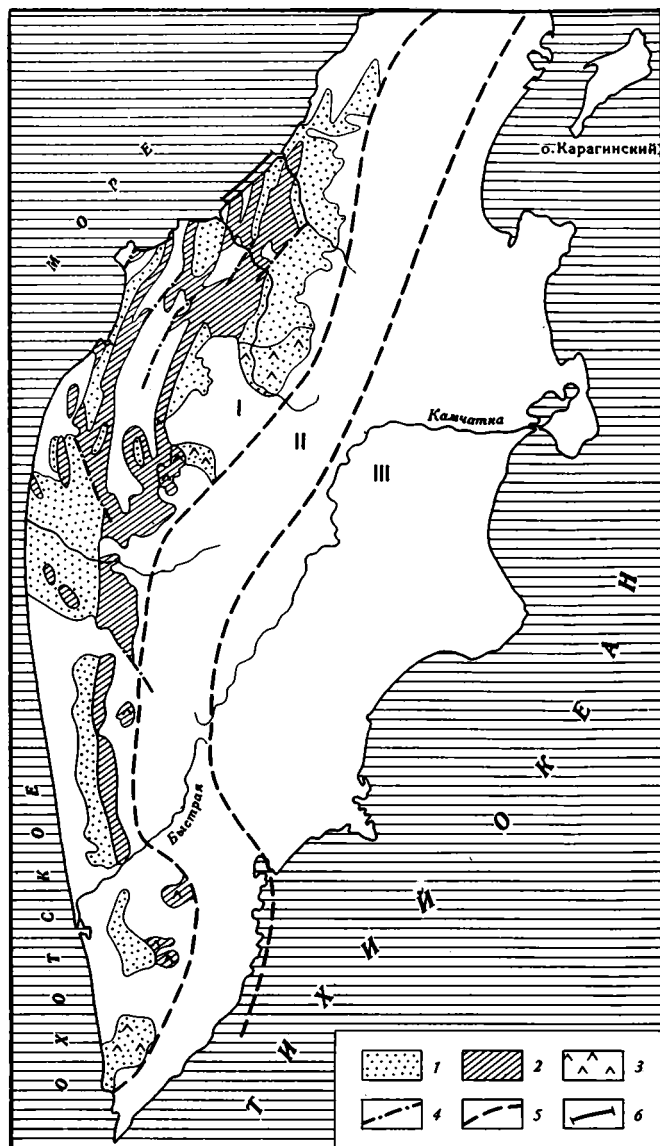
На примере миоценовых отложений Западной Камчатки рассмотрены общие закономерности строения и условий накопления туфо-кремнистых комплексов. Описан стратотипический разрез. Охарактеризованы основные породообразующие компоненты и оценена их относительная роль. На основе анализа литологического и палеонтологического материала сделаны выводы об условиях осадконакопления.

Среди третичных вулканогенно-осадочных формаций по периферии северной части Тихого океана очень широко распространены туфо-кремнистые комплексы. До последнего времени в большинстве районов Советского Дальнего Востока они не привлекали особого внимания литологов. Однако изучение этих отложений важно для правильного понимания особенностей кайнозойской истории периферических частей океана, познания вулканогенно-осадочного литогенеза и решения проблемы кремнезема, одной из интереснейших в литологии. В данной статье вопросы состава, строения и условий накопления туфо-кремнистых комплексов рассматриваются на примере морских миоценовых отложений Западной Камчатки.

Как известно, в геологическом строении Камчатки выделяются три структурно-фациальные зоны: Западно-, Центральнo- и Восточно-Камчатская (Геология СССР, 1964). Западно-Камчатская зона обособляется как крупный прогиб, заполненный третичными отложениями, среди которых наиболее распространены неогеновые (фиг. 1). Их расчленение и возрастные датировки даются в соответствии со схемой, принятой в т. XXXI Геология СССР (1964). По этой схеме неогеновые отложения расчленяются на две крупные серии: воямпольскую и кавранскую, которые в свою очередь подразделяются на ряд свит. К миоцену отнесена вся воямпольская и нижняя часть кавранской серии. Лучшее всего отложения миоцена изучены в Тигильском районе, где они обнажаются в ряде непрерывных разрезов и хорошо охарактеризованы фауной. Ниже приводится основанная на послойном изучении обобщенная характеристика стратотипического для Западной Камчатки разреза, вскрывающегося в морских береговых обрывах северо-восточнее р. Тигиль на крыльях Точилинской антиклинали (фиг. 2). Этот разрез описан многими исследователями (М. Ф. Двали, Б. Ф. Дьяков, И. Б. Плешаков, Н. М. Маркин и др.), данными которых автор и воспользовался при его расчленении на свиты.

Фиг. 1. Структурно-фациальные зоны Камчатки и выходы неогеновых отложений на Западной Камчатке

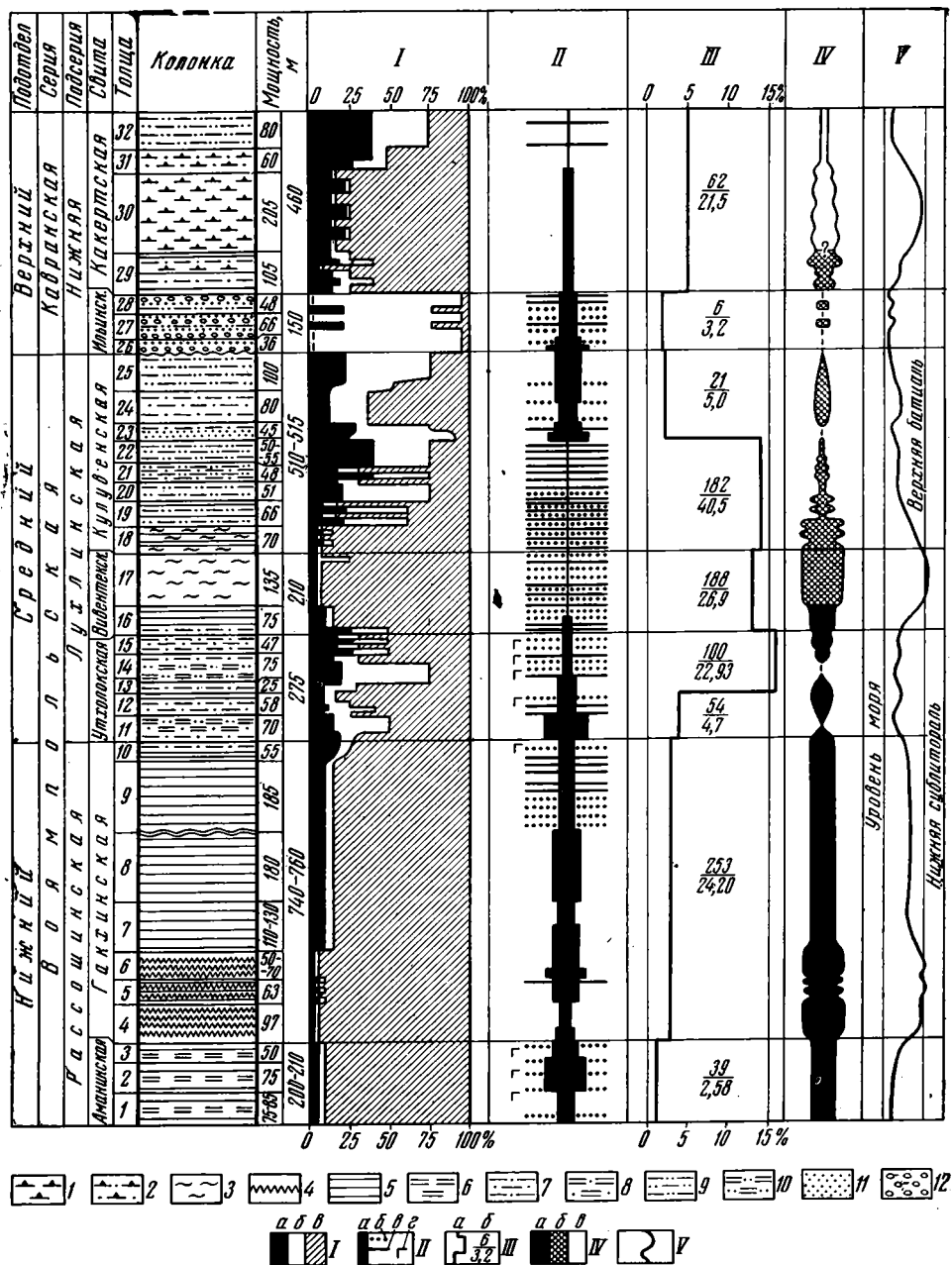
Серии: 1 — кавранская, 2 — воямпольская; 3 — вулканогенные образования; 4 — разломы; 5 — границы структурно-фациальных зон; 6 — местоположение Точилинского разреза. Структурно-фациальные зоны, по Г. М. Власову и В. А. Ярмолюку (римские цифры на схеме): I — Западно-Камчатская, II — Центрально-Камчатская, III — Восточно-Камчатская



#### ВОЯМПОЛЬСКАЯ СЕРИЯ (НИЖНИЙ — СРЕДНИЙ МИОЦЕН)

Воямпольская серия залегает согласно на верхнеолигоценовой ковачинской серии.

Аманинская свита сложена кремнистыми туфоаргиллитами с маломощными прослоями туфов. В туфоаргиллитах содержится много пирита и обугленного растительного детрита, примесь алевро-псаммитового терригенного материала, редкая мелкая «плавающая» галька. В разрезе чередуются две разновидности туфоаргиллитов: светлые голубовато-серые плитчатые, кремнистые; темно-серые (иногда почти черные) мелкощебенчатые со скорлуповатой отдельностью, относительно более глинистые, слабокремнистые и содержащие больше примеси песчано-алевритового материала. Мощность прослоев туфа 0,05—0,25 м. Их первичный состав затушеван интенсивной глинизацией и карбонатализацией. Судя по реликтам структур и первичных компонентов, большинство туфов андезитовые или дацитовые алевроитовой и пелитовой



Фиг. 2. Разрез миоценовых отложений Тоцилинской антиклинали и диаграммы его особенностей

1 — туфодиазомиты; 2 — песчаные туфодиазомиты; 3 — ополки; 4 — перекристаллизованные ополки, туфоаргилиты; 5 — кремнистые; 6 — слабокремнистые; 7 — алевроитовые и псаммито-алевритовые кремнистые; 8 — алевроитовые и псаммито-алевритовые слабокремнистые; туфопесчанники и туфоалевролиты; 9 — глинисто-кремнистые; 10 — кремнисто-глинистые; 11 — песчанники и туфопесчанники; 12 — гравелиты и конгломераты; знаки на диаграммах: I — состав пород (без туфов), %: а — пирокластический, б — терригенный, в — пелитоморфный и органогенно-кремнистый компоненты; II — карбонатные образования: а — относительное количество рассеянных конкреций, б — горизонты конкреций, в — карбонатизированные пластины, г — геннойши; III — распределение туфов: а — график отношения суммарной мощности туфовых пластов к мощности вмещающей их свиты или ее части, %, б — в числителе дроби число туфовых пластов, в знаменателе их суммарная мощность, м; IV — относительная роль свободного кремнезема и его преобладающие формы: а — кварц-халцедон, б — кристобалит, в — опал; V — относительная глубина осадконакопления

размерности. Обычно сильно измененные туфы имеют облик слабвязкой глины. Некоторые прослои туфов в своих нижних частях значительно обогащены кристалло- и литокластами псаммитовой размерности и крепко сцементированы карбонатом, замещающим также и кластические компоненты.

Для свиты характерны обильные карбонатные конкреции<sup>1</sup> разнообразных форм и размеров и геннойши (псевдоморфозы кальцита по гейлюсситу).

Гакхинская свита залегает на аманинской согласно без следов размыва. Сложена однообразным комплексом перекристаллизованных опок и кремнистых туфоаргиллитов. Окраска этих пород светло-серая, желтовато-серая и серая, при выветривании белесая. Как и в туфоаргиллитах аманинской свиты, присутствуют обугленный растительный детрит, редкая мелкая «плавающая» галька и небольшая примесь алевропсаммитового пирокластического и терригенного материала. Характерна тонкая полосчатость пород вследствие чередования плитчатых (по 0,1—0,3 м) и листоватых (по 0,01—0,02 м) разностей. От пород аманинской свиты кремнистые туфоаргиллиты в целом отличаются меньшей ролью глинистого вещества в пелитовой массе, где существенно преобладает свободный кремнезем в виде микрозернистого кварца или халцедона. Эти две модификации не различаются вследствие малых размеров агрегатов (они слабо действуют на поляризованный свет).

В свите довольно много прослоев (0,01—0,4 м) рыхлых глинизированных и карбонатизированных туфов, чаще и лучше, чем в аманинской, сохраняющих реликты пепловой структуры и первичных компонентов. Отмечаются очень характерные для всего миоцена крепкие «карбонатизированные пласты», представляющие собой тела сплошной карбонатизации, приуроченные к прослоям туфов и захватывающие на некоторую толщину соседние с ними породы.

В разрезе свиты чередуются толщи, незначительно различающиеся содержанием обломочной примеси, ролью глинистого вещества, количеством туфовых пластов и карбонатных конкреций.

Утхолокская свита связана с гакхинской постепенным переходом, но заметно отличается от нее большей ролью обломочного материала. Характерны своеобразные кремнисто-глинистые туфоалевролиты, слабо сцементированные зеленовато-серые, состоящие на 50—75% из обломочного (главным образом терригенного) материала алевритовой и псаммитовой размерности, многочисленной беспорядочно распределенной гальки, валунов и глыб. В пелитовой массе этих пород основная роль принадлежит глинистому веществу, свободный кремнезем (кварц или халцедон) находится в подчиненном количестве. Распространены также кремнистые туфоаргиллиты, похожие на аналогичные породы гакхинской свиты, но отличающиеся гораздо большим количеством обломочного материала (в том числе и валунно-галечного), распределенного крайне неравномерно: 10—50% в разных участках, в среднем — 20—25%.

Очень часты прослои туфов мощностью 0,1—2,5 м. Широко развиты монтмориллонитизация и цеолитизация туфов. Для них характерна прямая градационная слоистость: наблюдается дифференциация материала по крупности — от псаммитового до пелитового снизу вверх и соотношению слагающих компонентов — снизу вверх уменьшается относительная роль кристалло- и литокластов и увеличивается — витрокла-

---

<sup>1</sup> Состав аутигенных карбонатов очень сложен, и его характеристика требует специальной работы. Обычно в конкрециях или карбонатизированных пластах присутствует одновременно несколько разных по составу минералов. Они микрозернистые, реже крупнокристаллические. Преобладают кальциты с различной изоморфной примесью железа и магния, реже железистые доломиты, вплоть до анкеритов.

стов. Обычно нижняя, псаммитовая, часть отчетливо обособляется от верхней, алевро-пелитовой. По составу туфы андезитовые и дацитовые, но в нижних частях некоторых пластов присутствует кристалло-литокластический материал базальтового (андезито-базальтового) состава. В некоторых случаях происходит усложнение нормальной стратификации туфов. Иногда оно выражено в появлении внизу пласта слоя тонкообломочного витрокластического материала. Гораздо чаще в основании туфовых пластов залегает маломощный (до 0,1 м) слой, имеющий независимую от вышележащей части пласта градиационную слоистость и состоящий из смеси пирокластического, окатанного тefрогенного и терригенного материала, заключенного в пелитовую массу. Эти части туфовых пластов напоминают туфовые турбидиты. Многие туфовые пласты, особенно их нижние части, карбонатизированы. Пелитовые витрокластические туфы внешне своеобразны: они скорлуповатые, с поверхности зеленые и темно-зеленые, на свежих влажных сколах светлые с розоватым и голубоватым оттенком, при высыхании окраска быстро выравнивается.

Для свиты очень характерно обилие карбонатных конкреций и геннойши в виде одиночных бипирамидальных образований и в особенности друзовидных сростков.

Вивентекская свита залегает на утхолокской согласно. Отличается преобладанием серых и светло-серых (иногда темноокрашенных) опок, имеющих при выветривании характерные белесые, кремовые, лиловые, фиолетовые тона. В свите части пласты туфов с прямой градиационной слоистостью. Нижние части их псаммитовые кристалло-витрокластические (с редкой примесью литокластов, пемзы), верхние — алевро-пелитовые витрокластические; по составу, как и большинство туфов разреза, андезитовые и дацитовые; в них широко развиты монтмориллонитизация и цеолитизация. Для свиты характерны также частые карбонатизированные пласты и горизонты гигантских (до  $3 \times 7$  м) карбонатных конкреций.

Кулувенская свита, завершающая разрез воямпольской серии, связана с вивентекской постепенным переходом. Характеризуется сильным увеличением роли обломочного (в частности, терригенного) материала, обычно распределенного очень неравномерно. Наблюдается постепенное увеличение количества обломочного материала вверх по разрезу. Характерно присутствие в некоторых горизонтах многочисленной беспорядочно рассеянной гальки и мелких валунов разнообразных пород, обугленного растительного детрита. Породы окрашены в серый и зеленовато-серый цвет, при выветривании становятся белесыми. Большинство пород содержит в пелитовой массе свободный кремнезем (преобладает кристобалит), а отдельные разности отличаются друг от друга количеством обломочных компонентов и связаны постепенными взаимопереходами. В составе свиты распространены кремнистые туфоаргиллиты, глинисто-кремнистые туфоалевролиты, глинисто-кремнистые туфопесчаники, туфопесчаники.

В нижней части свиты много туфовых пластов, в верхней они редки. Туфы преимущественно алевро-пелитовые, роль псаммитового материала в них невелика. В единичных пластах из верхней части свиты иногда наблюдаются нарушения прямой градиационной слоистости туфов. Отмечаются карбонатизированные пласты и рассеянные карбонатные конкреции.

Как видно из характеристики отдельных свит, воямпольская серия при большой мощности (около 2000 м) имеет довольно однообразный состав: преобладают пелитоморфные кремнистые породы, опоки и кремнистые туфоаргиллиты с прослоями туфов. Роль обломочных пород велика только в утхолокской и кулувенской свитах. Такой однообразный состав серии хорошо выдержан на значительных площадях прогиба и



даже на участках с резко сокращенными мощностями (что особенно характерно для нижних частей ее) обычно меняется незначительно. Лишь местами в ней возрастает роль опок, а по направлению от центральных частей прогиба к Срединному хребту в серии существенно увеличивается роль обломочного материала, нередко при сохранении больших мощностей. В Центрально-Камчатской зоне морские отложения воямпольской серии, видимо, замещаются субаэральными эффузивно-пирокластическими образованиями.

### КАВРАНСКАЯ СЕРИЯ (ВЕРХНИЙ МИОЦЕН — ПЛИОЦЕН)

К миоцену отнесена нижняя подсерия, состоящая из двух свит: ильинской и какертской.

Ильинская свита залегает на жулувенской без углового несогласия, но, возможно, с некоторым размывом. Выделяется в разрезе своим грубообломочным составом и преобладанием плохо сортированного хорошо окатанного терригенного материала частью, возможно, тефрогенного и вулканотерригенного. Сложена темными зеленовато-серыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, образующими мелкие и крупные линзовидные тела. Переходы между отдельными разновидностями нечеткие. Песчаники близки к грауваккам. Состоят из преобладающих обломков пород (среди них 50% эффузивных), плагиоклазов (до 30%), небольшого количества кварца и цветных минералов. Иногда в них много глауконита. Цемент клиноптилолит-монтмориллонитовый. В песчаниках много карбонатных конкреций.

Прослой туфов в свите редки. По составу они близки туфам из других частей разреза. Отличаются тем, что прямая градиционная слоистость в них нередко нарушается внутрислоевыми размывами, присутствием линзовидной и косой слоистости, замывом грубого материала в тонкий.

Какертская свита залегает на ильинской согласно. Характеризуется преобладанием желтовато- и голубовато-серых туфодиадомитов с прослоями алевро-пелитовых кристалло-витрокластических и витрокластических туфов андезито-дацитового состава, которые в отличие от всех нижележащих почти не затронуты вторичными изменениями. В свите присутствуют лишь единичные карбонатизированные пласты и небольшое количество карбонатных конкреций. Туфодиадомиты — это целая группа пород, состоящих из смеси алевро-псаммитового терригенного и пирокластического материала, панцирей диатомей и пелитовой кремнисто-глинистой массы, в которой различимы фрагменты вулканических стекол и остатки панцирей диатомей. Содержание компонентов очень непостоянно, и название отражает только преобладание органогенно-кремнистой и пирокластической составляющих. В верхней части свиты постепенно увеличивается количество обломочного материала и его крупность.

Выше залегают косослоистые конгломераты эталонской свиты плиоцена.

Кавранская серия, общая мощность которой в отдельных местах Западно-Камчатского прогиба также, вероятно, достигает 1500—2000 м, отличается от воямпольской большой изменчивостью литологического состава, фаций и мощности. Однако очень характерно, что в тонкообломочных породах серии всюду отмечается то или иное количество остатков диатомовых. В направлении к Срединному хребту вулканогенно-осадочные отложения кавранской серии, как и воямпольской, видимо, замещаются субаэральными эффузивно-пирокластическими образованиями.

## ОСНОВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КОМПОНЕНТЫ И ТИПЫ ПОРОД

Проведенное детальное литологическое изучение позволило выделить в миоценовых отложениях четыре основных породообразующих компонента: обломочный терригенный материал, пирокластический материал, аллотигенное и аутигенное глинистое вещество, свободный кремнезем.

Генетически разнородный материал во многих породах присутствует совместно в разных соотношениях. Кластический материал нередко даже в пределах одного слоя сильно неоднороден по размеру частиц. Неравномерно распределены и различные постседиментационные образования. В настоящее время нет общепринятой классификации таких многокомпонентных пород (одновременно по генезису и размеру слагающих компонентов). При изучении миоценовых отложений Западной Камчатки представлялось важным оценить роль и возможностей совместного участия в их формировании генетически разнородного материала, а также показать наиболее общие и характерные особенности возникающих пород. В названиях пород, применяемых в данной работе, не всегда выдерживаются единые классификационные признаки, но по мере возможности учитывается присутствие генетически разнородного материала (особенно кремнезема) и его относительная роль. В зависимости от соотношения исходных породообразующих компонентов выделяются четыре группы пород: терригенные, пирокластические, кремнистые и смешанного состава.

Терригенный обломочный материал характеризуется полимиктовым составом, примерно одинаковым во всех частях изученных разрезов. Его особенность — относительно свежий облик обломков и преобладание среди них эффузивов, а также присутствие обломков разнообразных осадочных и метаморфических пород. Среди плагиоклазов преобладает олигоклаз — андезин, кварца мало, калишпаты очень редки. Такой состав терригенного материала отражает особенности питающих провинций, в которых широко распространены вулканогенные образования. Изменение состава обломочного материала по гранулометрическим фракциям более или менее постоянно в большинстве пород.

Гравийно-галечный материал представлен хорошо окатанными обломками разнообразных пород, среди которых преобладают эффузивные преимущественно основного — среднего состава (андезиты, андезит-базальты, реже базальты, гиало-базальты) и более кислые (дациты, реже липариты). В одном и том же пласте встречается обломки эффузивов, различающихся по составу, структурам и степени гидротермальных изменений (они часто окварцованы). Среди других пород в обломках преобладают яшмы, яшмовидные породы, аргиллиты, в том числе кремнистые, присутствуют песчаники, алевролиты, различные сланцы, туфы, а также кварцитовидные, жильные, очень редко интрузивные породы (в том числе гранитоидные). Встречаются кварц гравийно-галечной размерности и очень редко гравийные зерна пироксена и роговой обманки.

В песчанной фракции обломки в различной степени окатаны. Кроме характерных для гравийно-галечного материала обломков различных пород присутствуют и обломки кристаллов, составляющие до 30% (иногда больше) фракции. Это главным образом плагиоклазы разной основности, но с сильным преобладанием олигоклаз-андезинов, в различной степени затронутых вторичными изменениями, и небольшое количество кварца. Присутствуют также пироксены и амфиболы, изредка встречаются кальцит, калишпаты и окатанное вулканическое стекло.

Алевролитовый материал отличается от более крупного тем, что несет лишь слабые признаки окатанности, а также подчиненным количеством в его составе обломков пород. Легкая фракция — это преобладаю-

щие плагиоклазы и немного кварца. Тяжелая фракция — преобладающие зеленые и бурые роговые обманки, ильменит, реже пироксен, хромит, гранат, циркон, флюорит, сфен и некоторые другие минералы.

Условно отнесение к терригенному материалу окатанных обломков неизменных плагиоклазов и цветных минералов, неизменных эффузивов со стекловатой основной массой, вулканического стекла. Так как продукты пеплопадов синхронной осадконакоплению вулканической деятельности, породы, слагающие размываемые вулканические постройки, и более древние вулканогенные образования были близки по составу, такая ассоциация может быть тефрогенной или входить в состав вулканомиктового или собственно терригенного материала. В смеси не представляется возможным отличить один от другого этот генетически разнородный, прошедший стадию переноса и обработки материал.

Терригенный обломочный материал почти всегда встречается в смеси с другими компонентами. В смешанных породах преобладает алевритовая фракция, почти по всему разрезу встречается разрозненная галька. Собственно терригенные породы — песчаники, гравелиты и конгломераты распространены только в ильинской свите. Как раз для них и характерна примесь материала, который можно считать тефрогенным.

Пирокластический материал является не только одной из составных частей пород смешанного состава, но и образует очень частые однородные пласты среди других пород, и в большинстве случаев характеризуется отсутствием окатанности. Представлен главным образом вулканическим стеклом, меньшая роль принадлежит кристалло- и еще меньшая — литокластам. Размер фрагментов от псаммитового до преобладающего алевро-пелитового. Наблюдается относительное обогащение псаммитовой фракции кристалло- и в меньшей степени литокластами, а в более тонких фракциях существенно преобладает вулканическое стекло. Чаше всего оно бесцветное, иногда буроватое или зеленое. Форма его угловатая или роговчатая, довольно часто из-за растворения приобретает расплывчатые очертания. Стекло только в какертской свите не затронуто вторичными преобразованиями. Ниже оно частично или полностью замещается агрегатом монтмориллонитов и цеолитов. При изучении цеолитов в туфах обнаружено два минерала: рентгеноструктурная характеристика одного из них ближе всего к клиноптилолиту, другого — к анальциму.

Кристаллокласты — это в основном плагиоклазы (№ 25—40, редко до 60) и менее распространенные пироксен, роговая обманка и биотит. Формы кристаллокластов оскольчатые и кристаллографические. Очень характерен их свежий, неизменный облик. Только в нижних частях разреза широко развиты анальцимизация плагиоклазов.

Литокласты представлены неправильной формы обломками эффузивов, по составу близкими к андезиту, в различной степени раскристаллизованными, но чаще со стекловатой основной массой. Гораздо реже встречаются андезито-базальты и базальты или дациты. В каждом пласте очень однообразен и состав и структуры литокластов, отвечающих единой тефре. Стекловатая масса эффузивов не изменена в верхних частях разреза, а в нижних нередко замещается агрегатом монтмориллонита и цеолитов.

Гомогенные пепловые пласты, туфы, по соотношению компонентов в большинстве своем витрокластические и кристалло-витрокластические. В целом состав их в вертикальном разрезе и на площади остается более или менее постоянным и близким к андезито-дацитовому. Только в туфах утхолокской свиты присутствует более основной, преимущественно кристалло-литокластический псаммитовый материал. Туфы отчетливо выделяются в разрезе: нижние контакты их резкие, слабоволнистые, а с перекрывающими породами они связаны постепенным, но быстрым переходом. Для туфов характерна особая, лишь им свойственная тек-

стура: наиболее типично для них прямое градиционное распределение материала в пласте, свидетельствующее о дифференциации частиц по размеру и весу в процессе прохождения через толщу морской воды.

Глинистое вещество в породах представлено аллотигенными и аутигенными минералами, которые не всегда можно отличить друг от друга. Однако весьма характерно, что в туфах из разных частей разреза развиты исключительно монтмориллониты. Они являются продуктом изменения вулканического стекла и образуют коллоидные выделения в ассоциации с цеолитами; характерны также петельчатые и сложные спутанно-струйчатые текстуры, подчеркивающие первичную витрокластическую структуру осадка. В породах смешанного состава даже в тех частях разреза, где вулканическое стекло не изменено, глинистые минералы представлены монтмориллонитами, смешаннослойными минералами типа гидрослюда — монтмориллонит и хлорит — вермикулит, гидрослюдой и хлоритом, в редких случаях присутствует очень небольшое количество каолинита. Глинистые минералы из этих пород, видимо, можно считать аллотигенным веществом или во всяком случае продуктами его трансформации. Аллотигенные глинистые минералы не образуют самостоятельных прослоев, а интенсивное аутигенное монтмориллонитообразование в гомогенных пепловых пластах нижних частей разреза по существу приводит к формированию слабвязкой глины.

Свободный кремнезем присутствует в породах в виде остатков кремневых организмов и скрытокристаллического или очень тонко раскристаллизованного вещества. Обломочный кварц играет в целом незначительную роль в сложении пород и здесь не рассматривается. Кремнистые породы из изученных отложений формально следует относить к группе пород смешанного состава, но все же их целесообразно рассматривать отдельно, так как они отличаются высокой кремнистостью, очень характерны для миоценовых отложений и на их примере удобнее разбирать генетические вопросы и вопросы преобразования кремнезема. Кремнистым породам, их происхождению и катагенетическим преобразованиям кремнезема были посвящены специальные статьи (Гречин, 1971, 1972), поэтому в данной работе эти вопросы рассматриваются лишь очень кратко.

По форме свободного кремнезема кремнистые породы разделены на три основных типа.

Первый тип — породы, в которых свободный кремнезем присутствует преимущественно в виде опаловых панцирей диатомовых водорослей, лишь частично перекристаллизованных. Это туфодиатомиты и диатомиты, приуроченные к верхним частям разреза. В них обычно велика примесь различного некремнистого материала. Максимальные содержания  $\text{SiO}_{2\text{вал}}$  в наиболее чистых разностях 72%, а  $\text{SiO}_{\text{освоб}}$  — 45%.

Второй тип — породы, сложенные скрытокристаллическим или слабо раскристаллизованным кремнеземом, состоящим в основном из кристаллита. Наиболее чистые разности представлены опоками, приуроченными к средней части разреза. Глинистого вещества в опоках немного, но обычно присутствует большая или меньшая примесь пирокластического материала.  $\text{SiO}_{2\text{вал}}$  — 72—85%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  9—4%, при 82%  $\text{SiO}_{2\text{вал}}$ , содержание  $\text{SiO}_{\text{освоб}}$  около 65%.

Третий тип — породы, в которых кремнезем, как в опоках, присутствует в виде тонко раскристаллизованного вещества, но преимущественно в форме кварца или халцедона. Наиболее чистые разности этих пород, тяготеющие к низам разреза, отличаются от опок только иной минеральной формой кремнезема. Чтобы подчеркнуть генетическую общность пород второго и третьего типов, последние названы перекристаллизованными опоками. Кроме таких наиболее чистых разностей широко распространены кремнистые туфоаргиллиты, отличающиеся относительно большей ролью глинистого вещества, но также с высоким

содержанием кремнезема. Максимальные содержания  $\text{SiO}_{2\text{вал}}$  86%,  $\text{SiO}_{2\text{своб}}$  — 75%.

Сравнительное изучение всех трех типов кремнистых пород показало, что они имеют единую, преимущественно органогенно-кремнистую природу. Основными породообразующими организмами служили диатомовые водоросли, в меньшей степени кремневые губки и единичные радиолярии. Органогенная структура пород хорошо сохраняется только в верхних частях разреза. Катагенетические преобразования кремнезема приводят, во-первых, к постепенному уничтожению органогенной структуры, которая иногда все же сохраняется в отдельных участках пород, и во-вторых, к преобразованию кристаллической структуры кремнезема. По преобладанию той или иной минеральной формы отчетливо выделяются три зоны, сменяющие друг друга сверху вниз по разрезу и отвечающие стадиям катагенетического преобразования кремнезема: опаловая, кристобалитовая, кварцевая (халцедоновая). Первично преимущественно органогенно-кремнистые породы могут дополнительно обогащать кремнезем, освобождающийся при глинизации вулканического стекла.

Кроме пород, в которых значительно преобладает какой-либо один породообразующий компонент, выделяется обширная и многообразная группа пород смешанного состава, сложенных всеми породообразующими компонентами. Между разновидностями пород этой группы существуют взаимопереходы, и зачастую даже формальную границу между ними трудно провести. Согласно рекомендациям Всесоюзного семинара по классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных пород (1970), большинство смешанных пород по содержанию пирокластического материала относится к группе паратуфитов (содержат менее 50% пирокластического материала). Это туфоаргиллиты, в различной степени обогащенные алевро-псаммитовым материалом, туфоалевролиты и туфопесчаники. В зависимости от относительного количества свободного кремнезема и глинистого вещества в пелитоморфной составляющей пород к этим названиям добавляются определения «кремнистый» или «слабокремнистый» (туфоаргиллиты), «глинисто-кремнистый» или «кремнисто-глинистый» (туфопесчаники и туфоалевролиты при содержании пелитовой массы в них более 25%). Для большинства обломочных пород этой группы очень характерна следующая особенность: в них велика роль пелитоморфной составляющей, в которой преобладает свободный кремнезем, а глинистому веществу принадлежит подчиненная роль. Под микроскопом пелитовая масса слабо действует на поляризованный свет, микрозернистая или скрытокристаллическая. Различимы чешуйки глинистых минералов, имеющие агрегатное угасание. Видны фрагменты полурастворившихся и замещенных цеолитами вулканических стекол, полурастворившиеся остатки диатомовых водорослей. Минеральная форма кремнезема здесь та же, что и в высококремнистых разностях из соответствующей зоны.

Заканчивая характеристику основных породообразующих компонентов и образованных ими пород, нужно отметить, что ранее было распространено мнение о значительном участии в составе отложений миоцена терригенных пород, в том числе пелитоморфных. Однако оказалось, что наибольшая роль принадлежит породам смешанного состава и кремнистым. Собственно терригенные породы, представленные песчаниками, гравелитами и конгломератами, имеют ограниченное распространение, аллотигенные глинистые минералы самостоятельных пластов не образуют, а пирокластические породы в виде гомогенных пелловых пластов, хотя очень характерны и часто встречаются в разрезе (в Точилинском насчитывается около 1000 пластов), по мощности составляют небольшую часть его (не более 150 м). Оценка роли основных породообразующих компонентов в формировании изученных отложений в це-

лом может быть лишь ориентировочной (фиг. 2), но все же достаточно уверенно можно говорить о том, что значение свободного кремнезема по крайней мере соизмеримо с ролью терригенного и пирокластического материала.

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

При анализе условий накопления миоценовых туфо-кремнистых комплексов кроме результатов детального литологического изучения использовались имеющиеся в литературе сведения о содержащейся в отложениях ископаемой фауне (Криштофович, Ильина, 1961; Григоренко и др., 1967), а также данные о современных осадках и экологической характеристике донной фауны Охотского моря (Безруков, 1960; Савилов, 1961).

Изученные морские вулканогенно-осадочные отложения, согласно схеме, принятой в Институте океанологии АН СССР (Зенкевич, 1963), в целом формировались в пределах сублиторали — верхней батии в различных гидродинамических условиях. Кривая относительной глубины седиментации (фиг. 2, V) в схематическом и приближенном виде отражает тенденцию изменения глубин во время накопления отложений. Отчетливо намечается определенная цикличность в чередовании относительно мелководных и относительно глубоководных условий. Обычно эти изменения сопровождаются изменениями гранулометрического состава и общей кремнистости осадков (фиг. 2, I, IV). Батиметрия и связанный с ней гидродинамический режим бассейна были важными факторами, определившими возможность накопления осадков, в той или иной мере обогащенных первично органогенным кремнеземом.

Менее всего обогащены свободным кремнеземом наиболее мелководные отложения. Совершенно лишены остатков диатомовых и пелитоморфного свободного кремнезема лишь грубозернистые отложения ильинской свиты: груболинзовидные конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники. Они отлагались в условиях особо сильной подвижности морских вод в прибрежной обстановке. Об этом свидетельствует, в частности, комплекс содержащейся в них ископаемой фауны с преобладающими прикрепленно живущими формами (*Modiolus*, *Mytilus*, *Diestothyris*, крупные *Balanus*). В мелководных алевроито-песчанистых отложениях ильинской, верхов кулувенской и какертской свит содержится уже заметное количество свободного кремнезема. Они формировались, хотя и в мелководной обстановке, но в отличие от грубообломочных отложений на некотором удалении от береговой линии в пределах зоны постоянного, но ослабленного волнового воздействия. Условия накопления характеризовались относительно беспокойным гидродинамическим режимом, о чем яснее всего говорит характер нарушений прямой градиционной слоистости в накапливавшихся здесь тонкообломочных туфах: косослоистые участки, внутрислоевые размывы, замыв относительно грубого терригенного и пирокластического материала в более тонкий пепловый осадок. Значительное участие в фаунистических группировках моллюсков (из этих слабокремнистых алевроито-песчанистых осадков) крупных малоподвижных фильтраторов, таких, как *Spisula*, *Mya*, *Glycymeris*, *Arca*, *Anadara* и др., позволяет предполагать, что глубина их накопления не превышала 50—100 м.

Отложения аманинской, гакхинской (кроме ее низов), утхолокской, нижней части кулувенской, какертской (кроме ее верхов) свит накапливались в более глубоководной обстановке с более спокойным гидродинамическим режимом и обычно характеризуются более высокой кремнистостью. Здесь часто встречаются породы смешанного состава с максимальным содержанием  $\text{SiO}_{2\text{своб}}$  45%. В пелитовой массе этих (и менее кремнистых) смешанных пород из указанных интервалов раз-

реза наряду с обычно преобладающим первично органомным кремнеземом присутствует значительное количество глинистого материала, который преобладает в некоторых горизонтах амининской, утхолокской и низов какертской свит. Кроме того, в пелитоморфных породах обычно много неравномерно распределенной (в виде мелких гнезд и линз) примеси плохо сортированного терригенного материала однородного минерального состава. Такое обогащение пелитоморфных осадков терригенным обломочным и аутигенным глинистым материалом указывает на близость суши.

Фаунистические комплексы из этих отложений характеризуются присутствием форм, которые могли обитать в относительно глубоководных и относительно мелководных условиях сублиторали. Накапливавшиеся здесь туфы имеют ненарушенную течениями или волнениями прямую градационную слоистость, а слоистые текстуры в породах смешанного состава фиксируют слабые эпизодические волнения и нерегулярные придонные течения. Сопоставление различных данных позволяет сделать заключение, что эти в целом достаточно высококремнистые отложения накапливались на глубине 50—200 м, а колебания в содержании свободного кремнезема в осадках связаны с разбавлением глинистым и обломочным материалом.

Наиболее высококремнисты отложения вивентекской и нижней части гахинской свит, накапливавшиеся в наиболее глубоководной обстановке. Кремнистые породы здесь содержат наименьшую примесь обломочного и глинистого материала. Слоистость их иногда очень тонкая горизонтальная. Обычно же слоистые текстуры выражены плохо и фиксируют очень слабые движения придонных вод, а в некоторых местах микроползневые явления. В кремнистых породах отсутствуют текстуры, которые могли бы свидетельствовать о взмучивании осадков под влиянием волнений, а туфы характеризуются прямой градационной слоистостью. Все это позволяет считать, что наиболее высококремнистые осадки накапливались в открытых частях морского бассейна, в спокойных гидродинамических условиях, на глубинах, превышающих возможное действие самых сильных волнений, т. е. глубже 200 м. Нижний предел глубины распространения этих осадков трудно определим. Судя по достаточно многочисленной фауне тонкостворчатых пелеципод (*Nuculana*, *Delectopecten*, *Liocyma*, *Cuspidaria*, некоторые *Macoma*, *Yoldia* и др.), обычно характерной для нижней сублиторали — верхней батии и способной опускаться до 400—600 м, глубина накопления осадков вряд ли превышала эти величины.

Таким образом, первично органомный кремнезем в той или иной степени обогащал осадки почти на всех батиметрических уровнях, за исключением осадков, накапливавшихся в наиболее мелководных прибрежных условиях. Миоценовые высококремнистые отложения Западной Камчатки, видимо, формировались на меньших глубинах, чем современные высококремнистые илы Охотского моря, однако общая тенденция приуроченности наиболее высококремнистых осадков к большим глубинам, чем их менее кремнистых аналогов, справедлива и для миоцена.

Помимо батиметрического и гидродинамического контроля существовали и многие другие часто взаимосвязанные факторы, предопределявшие возможность накопления того или иного типа осадков. Несомненно, важное значение имели климатические условия. Ниже приводятся некоторые данные, которые могут помочь в решении вопроса о климате миоцена.

В разных местах Камчатки и Сахалина на разных стратиграфических уровнях имеются горизонты, где в пелитоморфных и тонкозернистых осадках отмечается значительная примесь плохо сортированного хаотически распределенного обломочного материала, не только песча-

ного и гальки, но и валунов и глыб разнообразных пород. Их присутствие в подобных осадках, слоистые текстуры которых свидетельствуют об относительно спокойных гидродинамических условиях, можно объяснить только ледовым разносом. Такие образования развиты, например, в среднем миоцене на Западной Камчатке (утхолокская и частично кулувенская свиты), в верхнем миоцене на Восточной Камчатке (свита м. Плоского на о. Карагинском), в нижнем миоцене на Северном Сахалине (мачигарская и частично тумская свиты).

Поскольку в сумме эти интервалы разреза охватывают большую часть миоцена, присутствие мелкой «плавающей» гальки и гнездовидный характер распределения обломочного терригенного материала псаммитовой размерности в пелитоморфных породах почти по всему разрезу миоцена также можно частично связывать с ледовым разносом, хотя возможны и другие причины (разнос водорослями, флотация, принос во взвеси во время сильных штормов и т. д.).

Состав терригенных минеральных ассоциаций, в том числе аллотигенных глинистых минералов, и относительно свежий облик обломочных компонентов из изученных отложений позволяют предполагать отсутствие мощных зрелых кор выветривания на прилегающей суше. Вещественный состав пород, кроме того, свидетельствует о почти полном отсутствии или незначительной роли карбонатонакопления и интенсивном развитии диатомовой флоры в течение всего миоцена. Все эти литологические данные, взятые порознь, не могут быть однозначным свидетельством тех или иных климатических условий. Но в комплексе они позволяют присоединиться к мнению тех исследователей, делающих выводы о климате миоцена на основании изучения фауны или флоры, которые полагают, что при всех возможных изменениях климат в течение миоцена в северной части Тихого океана был умеренно холодным или умеренно теплым.

Такие особенности климатических условий и положение региона в тектонически активной области приводили к тому, что процессы механического разрушения пород на суше, как и в современную эпоху, доминировали над процессами химического выветривания. Видимо, из-за небольшой площади суши, главным образом островной, абсолютные массы обломочного материала были невелики, и главная часть его оседала в прибрежной мелководной зоне. В удаленные от берега участки морского бассейна выносился в основном тонкообломочный материал, более грубый попадал сюда эпизодически с плавающих льдов или с водорослями, а алевро-псаммитовый мог заноситься во время сильных штормов. Такой характер поступления и распределения обломочного материала наряду с отсутствием или незначительной ролью карбонатонакопления, очевидно, способствовал накоплению высококремнистых илов.

Импульсивный характер подачи значительных масс продуктов наземных извержений из более или менее удаленных очагов, не мешая из-за быстрого осаждения накоплению высококремнистых илов, предопределял возможность отложения гомогенных пелловых пластов не только в удаленных от берега участках со спокойным гидродинамическим режимом, но иногда даже в зоне активного волнового воздействия, где пелловый материал обычно окатывался и становился неотличимым от терригенного. Тонкий пепел разносился по бассейну, попадая в различные типы осадков. Значение вулканической деятельности не исчерпывалось доставкой кластического материала. Несомненно, что она служила одним из источников пополнения запасов растворенного в морской воде кремнезема, огромные массы которого переводились в осадок диатомеями.

Сравнение миоценовых отложений Западной Камчатки с современными осадками Охотского моря (Безруков, 1960) показывает, что в общих чертах условия их накопления были сходными.



Заканчивая характеристику миоценовых отложений Западной Камчатки, нужно подчеркнуть наиболее существенные, общие для большинства молодых туфо-кремнистых комплексов северной части Тихого океана, их особенности.

Свободный кремнезем, принимающий значительное участие в формировании туфо-кремнистых комплексов, образует не только относительно чистые разности пород, но и обогащает почти все фациальные типы морских осадков. Свободный кремнезем имеет в основном первично органогенную природу. Во всех туфо-кремнистых комплексах по форме нахождения кремнезема выделяются аналоги встреченным на Западной Камчатке трем типам пород. В общих чертах соблюдается вертикальная зональность в распределении различных типов кремнистых пород и катагенетических преобразований кремнезема, которые по мере погружения приводят к постепенному уничтожению органогенной структуры и преобразованию минеральной формы кремнезема в направлении опал→кристобалит→кварц (халцедон). В составе туфо-кремнистых комплексов принимает участие в основном тонкообломочный пирокластический материал в виде гомогенных пепловых прослоев и примеси в других породах. Тип седиментации в морских бассейнах, где происходило накопление туфо-кремнистых комплексов, в общих чертах был близок таковому современных окраинных морей северной части Тихого океана. Возможность накопления того или иного типа осадков, в том числе и высококремнистых илов, в конечном счете контролировалась теми же факторами, что и в современную эпоху.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— Тр. Ин-та океанологии СССР, 1960, т. 32.  
Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова, т. XXXI, ч. I. М., «Недра», 1964.  
Гречин В. И. Кремнистые породы миоцена Западной Камчатки.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.  
Гречин В. И. О методах изучения катагенетических преобразований кремнезема (на примере миоцена Камчатки и Сахалина).— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.  
Григоренко Ю. Н., Криштофович Л. В., Тарасов Б. М., Мотылинская Т. А., Шахмундес В. А., Будашева А. И. Литолого-фациальная, геохимическая и палеонтологическая характеристики стратотипического разреза кавранской серии Западной Камчатки.— Тр. ВНИГРИ, Л., 1967, вып. 254.  
Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.  
Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Матер. Всес. семинара. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.  
Криштофович Л. В., Ильина А. П. Биостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Тигильского района Западной Камчатки.— В сб. Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР, М., Гостехиздат, 1961.  
Савилов А. И. Экологическая характеристика донных сообществ беспозвоночных Охотского моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1961, т. 46.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
5.I.1972

УДК 551.482 : 551.735 (477.62)

## **ПАЛЕОРЕКИ РАННЕГО КАРБОНА ДОНБАССА**

**В. Ф. ШУЛЬГА**

Изложены результаты палеорекострукции гидрографической сети, существовавшей на территории западного продолжения Донбасса в верхневизейское время. Показано значение изучения палеорек для прогнозной оценки угленосности, горнотехнических условий эксплуатации и загазованности месторождений. Ставится вопрос о необходимости разработки методики палеогидрографического анализа **угленосных толщ**.

Изучение различных по возрасту и генезису угленосных формаций показывает, что их примечательной чертой, имеющей, как и цикличность, универсальный характер, является значительное развитие образований, обусловленных деятельностью палеорек (Аллювиальные отложения, 1954; Ботвинкина, Яблоков, 1963; Иванов, 1967; Тимофеев, 1969, и др.). Не представляет в этом отношении исключения и нижнекарбоновая угленосная толща Западного Донбасса.

Угленосная толща (самарская свита) относится к верхам визейского яруса. Она имеет циклическое строение и сложена алевролитами и песчаниками, составляющими в среднем 43% разреза, аргиллитами (53%), многочисленными (до 55—60) пластами углей (2,8%), из которых около 20 промышленные. Известняки (1,2%) редки, маломощны и невыдержаны на площади. Мощность толщи от 260 м на западе (Петриковский и Новомосковский районы) до 670 м на востоке (Павлоградско-Петропавловский район). Для угленосной толщи характерно широкое развитие фаций переходной группы, слагающих в среднем 58% разреза, среди которых преобладают лагунные (42%). Континентальные фации составляют 23%, а морские — 19% толщи. Увеличение морских отложений происходит в северо-восточном направлении в сторону Днепровско-Донецкой впадины, а континентальных — в юго-западном.

Если существование палеорек во время образования нижнекарбоновой угленосной толщи Западного Донбасса ни у кого не вызывает сомнения, то вопрос о характере отложений, обусловленных их деятельностью, является дискуссионным. Так, по мнению А. В. Сокольской, Н. З. Хмарского (1957), М. С. Браиловской, Г. С. Маркарян (1968), в самарской свите широко развиты аллювиальные осадки низовьев рек. Напротив, Н. И. Лазаренко, Д. Ф. Алымов (1963), В. В. Сергеев, Г. П. Шишацкий (1967), В. Ф. Шульга, Г. В. Коротков (1967) считают, что в угленосной толще наиболее распространены подводные дельтовые образования. От правильного решения этого вопроса во многом зависит реальность наших представлений об условиях формирования толщи, причинах исчезновения угольных пластов из-за размывов, замещений, изменения их качества, строения и т. д., а в связи с проведением поисковых работ в пределах глубоких горизонтов и необходимостью их прогнозной оценки, исследование верхневизейских палеорек приобретает важное практическое значение.

Палеореки самарской свиты изучались с целью определения перспектив угленосности северного склона Украинского кристаллического щита. Для этого было детально описано (с выделением литогенетических типов и фаций) более 180 разрезов угленосной толщи, удаленных друг от друга в среднем на 2—4 км, проведены наблюдения в шахтах, составлено около 40 фациальных и литогенетических профилей, увязавших описанные разрезы по разным направлениям, осуществлен анализ литологического, минералогического, фациального составов, цикличности, мощности угленосной толщи, экологического состава основных групп фауны, составлено около 100 палеогеографических карт масштаба 1 : 100 000 времени формирования регрессивной (подугольной) и трансгрессивной (надугольной) частей циклов первого порядка, вмещающих угольные пласты. Этот комплекс исследований позволил выявить условия накопления угленосных отложений и, в частности, определить характер и закартировать образования, связанные с деятельностью палеорек.

Выделены фации и подфации. Рассмотрены особенности площадного распространения и внутреннего строения отложений палеорек относительно синхронных частей угленосной толщи, какими являются подугольные (регрессивные) части седиментационных циклов первого порядка. Для каждой из выделенных частей толщи была составлена карта масштаба 1 : 100 000 распространения осадков, обусловленных деятельностью палеорек. Таких карт построено более 30. Составление их оказалось возможным благодаря значительному количеству описанных разрезов и довольно высокой точности корреляции угольных пластов. Это позволило установить древние речные системы, определить преобладающие направления течения вод. В увязке с выделенными подфациями, отдельными синхронными горизонтами толщи, а также древними речными системами была проведена систематизация данных гранулометрических, минералогических, петрографических и других анализов.

#### ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОРЕК

Среди рассматриваемых отложений выделяются две фации: 1) алевритовых и песчаных осадков речных русел и пойм (Рр) и 2) алевритовых и песчаных осадков подводных устьев рек или дельт (Ур). Последняя фация в зависимости от динамики водной среды подразделяется на две подфации: 1) песчаных и алевритовых осадков устьев рек с интенсивными подводными течениями (Ури) и 2) алевритовых и песчаных осадков подводных устьев рек с ослабленной деятельностью вод (Уро).

Подфация песчаных и алевритовых осадков устьев рек с интенсивными подводными течениями (Ури) представлена мелкозернистыми песчаниками, редко — крупнозернистыми алевролитами (фиг. 1) серого, светло-серого цвета с косой (серии мощностью 20—30 см), пологой (углы наклона слоев 10—20°), реже разнонаправленной клиновидной слоистостью, подчеркнутой обугленным детритом, глинистым материалом, обломками аргиллитов, алевролитов. Ритмическая сортировка *graded bedding* обычно не наблюдается. Растительные остатки представлены углистым детритом, крупными обугленными фрагментами стволов растений. Фауна не обнаружена. В подфации выделяются четыре литогенетических типа (таблица).

Подфация песчаных и алевритовых осадков подводных устьев рек с ослабленной деятельностью вод (Уро) парагенетически тесно связана с предыдущей. В разрезе и на площади они образуют между собой постепенные переходы. Подфация

## Сравнительная характеристика литогенетических типов фации алевритовых и песчаных осадков подводных устьев рек — Ур

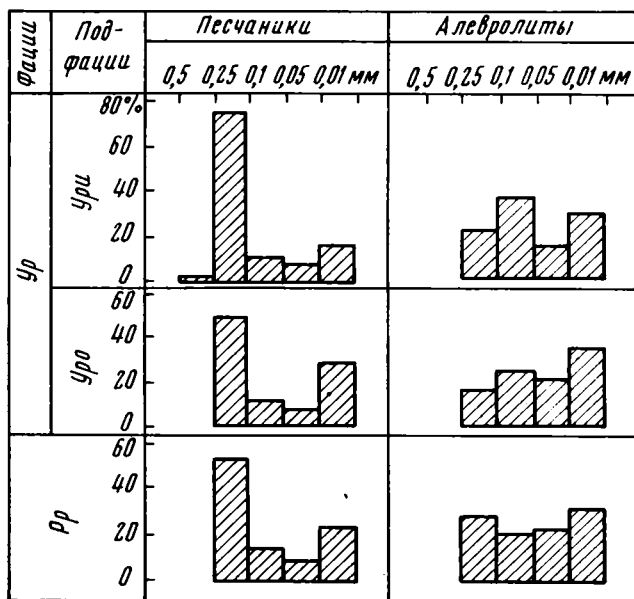
| Подфации                                                                                     | Литогенетические типы | Порода, цвет                                              | Текстура                                                                                                                    | Флора                                                                                  | Минеральные включения                                              | Мощность, м  | Прочие признаки                                                                                                                                |                                                                   |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|--------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|
| Подфация песчаных и алевритовых осадков устьев рек с интенсивными подводными течениями — Ури | Ури-1                 | Песчаник мелкозернистый, серый, светло-серый              | Массивная; редко нечеткая прерывистая косая слоистость, подчеркнутая крупными обугленными фрагментами растений              | Многочисленные крупные обугленные остатки ствольных частей растений, обугленный детрит | Окатанные гальки — конкреции сидерита                              | 1,5—2 до 4—5 | На нижележащих отложениях залегают с резким неровным контактом размыва; с вышележащими песчано-алевритовыми осадками фации постепенный переход | Обычно располагается в самой нижней части комплекса осадков фации |
|                                                                                              | Ури-2                 | Песчаник мелкозернистый, серый, светло-серый              | Косая однонаправленная сходящаяся слоистость, подчеркнутая углистым реже глинистым материалом; часто слоистость отсутствует | Обугленный детрит                                                                      | Редко мелкие конкреции сидерита                                    |              |                                                                                                                                                | Располагается в средней части комплекса фации                     |
|                                                                                              | Ури-3                 | Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, серый | Неслоистый; редко нечеткая косая прерывистая слоистость, подчеркнутая обломками аргиллитов уплощенной (лепешковидной) формы |                                                                                        | Многочисленные обломки аргиллитов; редко мелкие конкреции сидерита | 5—10 и более | Обычно располагается в средней, реже — в нижней части комплекса осадков фации, залегая с неровным контактом размыва из нижележащих отложениях  |                                                                   |
|                                                                                              | Ури-4                 | Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, серый | Слоистость косая, клиновидная разнонаправленная, подчеркнутая углистым, глинистым материалом                                |                                                                                        | Обычно отсутствуют                                                 | 3—5 и более  | Располагается в средней и верхней частях комплекса осадков фации                                                                               |                                                                   |

|                                                                                                      |       |                                                                         |                                                                                                                                                     |                          |                    |             |                                                                                                                            |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|-------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|--------------------|-------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Подфация алевролитовых и песчаных осадков подводных устьев рек с ослабленной деятельностью вод — Уро | Уро-1 | Алевролит крупнозернистый, песчаный мелкозернистый серый                | Слоистость весьма разнообразная; преобладает косая разнонаправленная со взаимнопересекающимися сериями, подчеркнутая углистым, глинистым материалом | Мелкий обугленный детрит | Обычно отсутствуют | 2—5 и более | Обычно располагаются в верхней части комплекса осадков фации Ур или замещают на площади литогенетические типы подфации Ури |
|                                                                                                      | Уро-2 | Алевролит крупнозернистый, песчаный мелкозернистый серый                | Слоистость горизонтальная с элементами волнистой, подчеркнутая углистым материалом; характерно чередование прослоев слоистых с неслоистыми          |                          |                    |             |                                                                                                                            |
|                                                                                                      | Уро-3 | Алевролит крупнозернистый, песчаный мелкозернистый, серый, светло-серый | Слоистость прерывистая тонкая горизонтальная (штриховатая), подчеркнутая углистым материалом; присутствуют прослои неслоистых алевролитов           |                          |                    |             |                                                                                                                            |

представлена серыми, светло-серыми алевролитами, реже песчаниками, имеющими по сравнению с подфацией Ури худшую сортировку (фиг. 1). Слоистость часто прерывистая горизонтальная с элементами волнистой, подчеркнутая обугленным детритом, реже встречается мелкая косая разнонаправленная со взаимно-срезающимися сериями, подчеркнутая глинистым материалом. Характерно чередование слоистых алевролитов с неслоистыми. В подфации выделяются три литогенетических типа (таблица).

Для фации Ур весьма характерно расположение на площади в форме полос шириной 10—20 км и более, ориентированных в северо-восточном направлении. Большинство из них протягивается через всю территорию, несколько расширяясь к северу. Замещение же по простиранию дельтовых отложений глинисто-алевритовыми осадками лагун, прибрежного мелкого моря наблюдается редко и преимущественно в северной части Западного Донбасса. В поперечном сечении Ур обычно имеют форму линз с выпуклостью вниз. Внутреннее строение их сложное. В нижней части линз обычно располагаются наиболее грубозернистые отложения, содержащие крупные (5—10 см и более) обугленные фрагменты стволов, угловатые обломки аргиллитов, алевролитов, гальки — конкреции сидерита (типы Ури-1, Ури-2, Ури-3).

Кверху грубые осадки постепенно сменяются более тонкими с горизон-

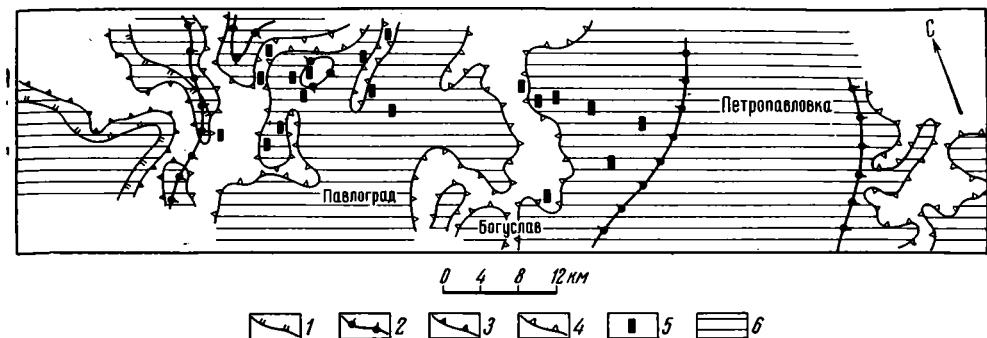


Фиг. 1. Гистограммы гранулометрического состава песчаников и алевритов верхневизейских палеорек Западного Донбасса

тально-волнистой, мелкой косой разнонаправленной слоистостью, накапливавшимися в условиях ослабленных, изменчивых по направленности течений (типы Ури-4, Уро-1, Уро-2, Уро-3), переходя еще выше по разрезу в алеврито-глинистые осадки преимущественно мелких лагун (содержащих пелециподы, брахиоподы) или заболоченных приморских низменностей, подстилающих угольные пласты. Такое одноярусное строение Ур встречается не всегда. Нередко наблюдается многократное чередование по разрезу подфаций Ури и Уро, которое ведет к увеличению общей мощности дельтовых отложений. Изредка в них встречаются осадки лагун, в том числе и зарастающих. Взаимопереходы подфаций наблюдаются по разрезу и простираению. При этом подфация Уро тяготеет больше к периферийной части полосы распространения дельтовых отложений, а подфация Ури — к центральной. Вкрест простираения Ур переходит в более тонкие алевритовые, глинистые осадки мелких и относительно глубоких лагун, редко — прибрежного мелкого моря.

Другая, весьма характерная черта речных подводных выносов — их налегание с размывом на ранее отложившиеся осадки, когда они заполняют образующиеся при этом ложбины. Последние особенно хорошо видны в сечениях, поперечных простираению площадей развития дельтовых отложений и менее заметны в направлениях, совпадающих с их простираением. В связи с тем что во время образования речных подводных выносов располагавшиеся ниже их угольные пласты практически представляли собой горизонтальные плоскости, зоны наибольшей деятельности подводных течений отчетливо выявляются по полосам размыва этих пластов (фиг. 2).

Приведенные в таблице первичные генетические признаки пород, особенности их площадного распространения и внутреннего строения, постепенные переходы по разрезу в лагунные отложения, содержащие фауну, а на площади — и в морские, убеждают нас в том, что рассматриваемые осадки действительно являются дельтовыми образованиями — подводными выносами рек в различной глубины лагунные водоемы и



Фиг. 2. Распространение фаций алевритовых и песчаных осадков подводных устьев рек (Ур) в подугольной части циклов пластов  $c_2^1$  и  $c_3$   
 1 — граница фации Ур под пластом  $c_2^1$ ; 2 — граница фации Ур под пластом  $c_3$ ; 3 — граница размыва пласта  $c_2$  при накоплении фации Ур под пластом  $c_2^1$ ; 4 — граница размыва пласта  $c_2$  при накоплении фации Ур под пластом  $c_3$ ; 5 — находки фауны в лагунных отложениях над осадками подводных устьев рек; 6 — площадь распространения пласта  $c_2$

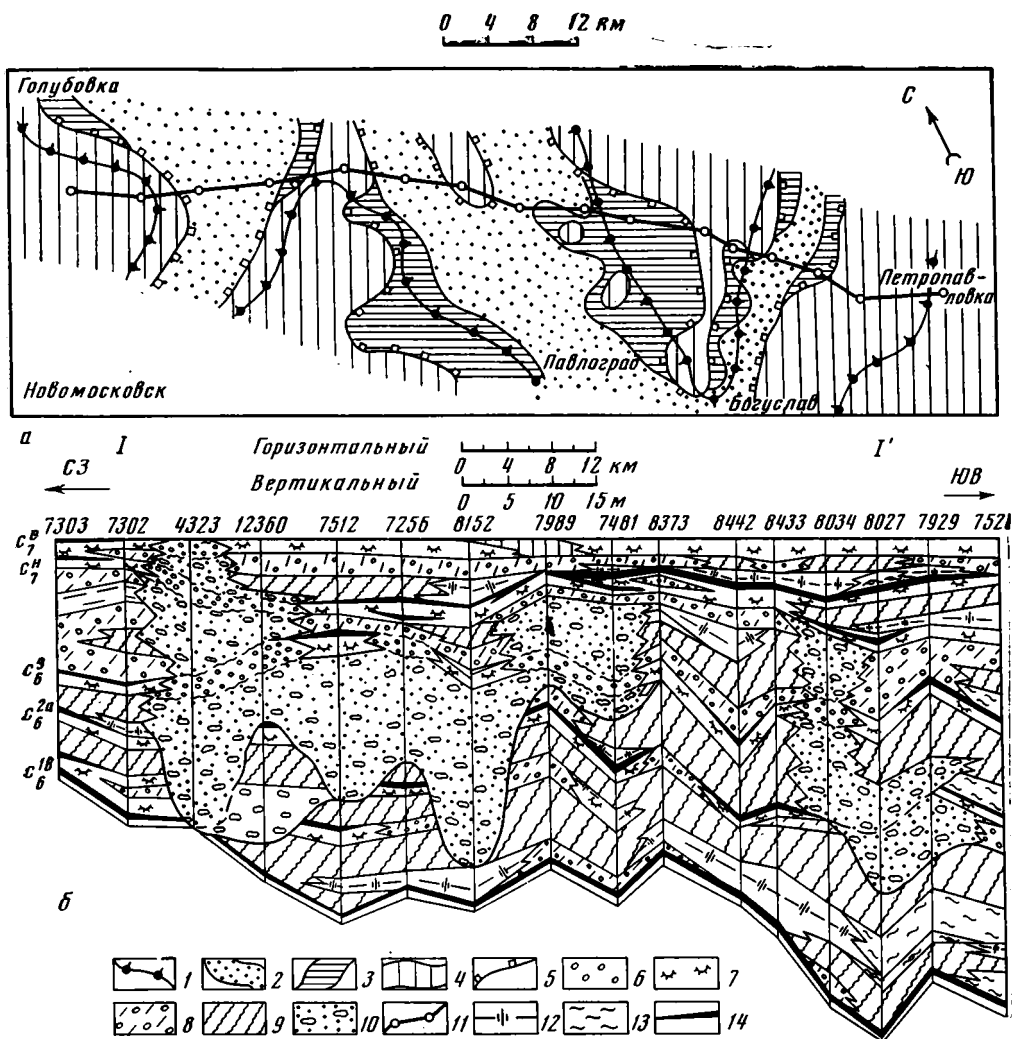
прибрежные участки моря. Следует отметить, что признаки данных отложений почти в деталях сходны с признаками осадков песчаных выносов рек в самарской свите на соседней территории Южного Донбасса (Феофилова, Левенштейн, 1963).

Отложения подводных устьев рек чаще располагаются в регрессивной части седиментационных циклов. Их накопление происходило преимущественно в этапы подъемов местности и регрессий моря, обуславливавших оживление речной деятельности и увеличение привноса обломочного материала.

Деятельность рек не прекращалась и тогда, когда море временно покидало рассматриваемую область, и она представляла собой обширную заболоченную низменность. Однако расположение ее в непосредственной близости от моря, а также дальнейшее старение рек вызывало замедление скорости течений, сокращение ширины речных русел, а во многих случаях и их полное исчезновение. В связи с этим по сравнению с дельтовыми отложениями, составляющими в среднем 8—10% разреза угленосной толщи, аллювиальные имеют меньшее развитие (2—4%). Несомненно, что гораздо большее распространение аллювиальные отложения имели в пределах той части территории Западного Донбасса, которая была расположена ближе к суше и более удалена от моря. Она находилась южнее — в области Украинского кристаллического щита и Причерноморской впадины, где к настоящему времени угленосная толща смыта.

Фация алевритовых и песчаных осадков речных русел и пойм (Рр) по гранулометрическому составу весьма сходна с подфацией Уро. От подфации Ури она отличается более тонким составом обломочного материала, худшей гранулометрической сортировкой, большим содержанием глинистого и углистого материала (фиг. 1). Это алевролиты, реже песчаники мелкозернистые, серые, темно-серые с мелкой пологой косой сходящейся или прерывистой волнистой слоистостью. Часто слоистость отсутствует. Мощность до 10 м. Отложения Рр обычно располагаются на уровне горизонтов заболачивания, переходя по простиранию в осадки болот или замещая пласты угля. Располагаясь с размывом на нижележащих осадках разного возраста и генезиса, аллювиальные отложения в плане образуют полосы северо-восточного простиранения, характеризующиеся по сравнению с дельтами меньшей шириной (от нескольких сотен метров до 5—10 км и более).

Это отчетливо видно на схеме распространения фации алевролитовых и песчаных осадков речных русел и пойм в цикле пласта  $c_6^3$  и фациаль-



Фиг. 3. а — распространение фации алевритовых и песчаных осадков речных русел и пойм (Рр) в цикле угольного пласта  $c_6^3$ ; б — фациальный профиль по линии I—I'. 1 — граница фации Ур под пластом  $c_6^3$ ; 2 — фация Рр; 3 — фация глинистых и алевритовых осадков заболоченных приморских низменностей; 4 — площадь пласта  $c_6^3$ ; 5 — граница генетического замещения пласта  $c_6^3$ ; фации, подфации: 6 — алевритовых и песчаных осадков речных русел и пойм — Рр, 7 — глинистых и алевритовых осадков заболоченных приморских низменностей, 8 — глинистых и алевритовых осадков мелких лагун, 9 — глинистых и алевритовых осадков относительно глубоких лагун, 10 — алевритовых и песчаных осадков подводных устьев рек (дельта); 11 — направление фациального профиля; подфации: 12 — глинистых и карбонатных осадков прибрежного мелкого моря, 13 — глинистых, алевритовых и карбонатных осадков моря, 14 — угли

ного профиля, ориентированного вкост простирания этих осадков (фиг. 3). Если ширина подводных русел палеорек во время формирования подугольной части цикла составляла 12—16 км, то при заболачивании местности и образовании угольного пласта она сократилась до 4—10 км. Весьма характерно, что во многих местах аллювиальные отложения по обеим сторонам русла замещаются по простиранию осадками болот, переходящими в угольные пласты, и изредка в аллювий. Такой постепенный характер имеют также сингенетические замещения вышележащих пластов  $c_7^H$  и  $c_7^B$  (скважины 7302, 4323, 12360). На фиг. 3 хорошо видна унаследованность в распространении палеорек. Так, все три поло-



сы развития аллювиальных отложений цикла пласта  $c_6^3$  (северо-восточнее г. Новомосковска, у г. Павлограда и у с. Богуслав) в общих чертах соответствуют трем полосам распространения осадков подводных устьев рек, находящихся в подугольной части цикла этого же пласта (фиг. 3, а). Неоднократное чередование по разрезу аллювиальных и дельтовых осадков, или наложение друг на друга отложений подводных выносов рек разных генераций, наблюдается в скважинах 4323, 7481, 8034, 7929 (фиг. 3, б). Обычно это приводит к образованию песчано-алевритовых толщ значительной мощности (35—40 м и более), не содержащих угольных пластов.

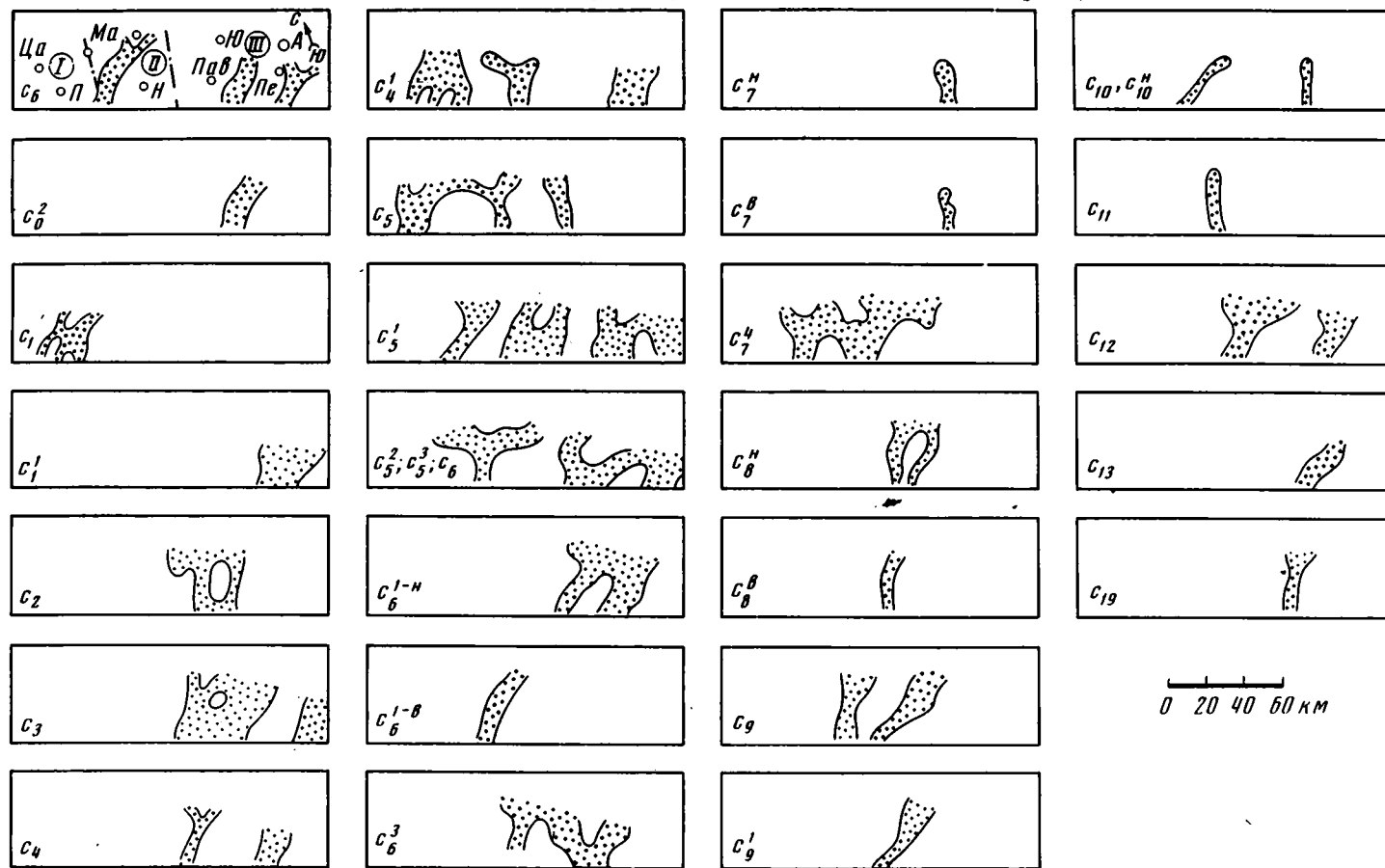
#### · ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИЕ РЕЧНЫЕ СИСТЕМЫ

На планах (фиг. 4) расположения подводно-дельтовых и аллювиальных образований отдельных относительно синхронных частей угленосной толщи (циклов первого порядка) отчетливо выделяются характерные для них северо-восточная ориентированность и линейная форма. Заметно также неравномерное распределение отложений на площади и в разрезе угленосной толщи. Многочисленные полосы песчано-алевритовых осадков устьев рек отражают существование в нижнекарбовое время развитой гидрографической сети<sup>1</sup>.

Палеореки текли на северо-восток по направлению к современной центральной части Днепровско-Донецкой впадины. На территории Западного Донбасса они образовывали три древние речные системы, названные нами (с запада на восток) Каховской, Никопольской и Мелитопольской (фиг. 5). Чтобы при рассмотрении этой схемы не создалось ложного представления о дельтовых условиях угленакопления, подчеркнем, во-первых, что речные отложения имеют форму узких полос, занимающих сравнительно небольшие площади, и во-вторых, что на данной схеме показаны не конкретные русла рек, а суммарные площади, в пределах которых располагаются разновозрастные и различные по характеру русла (преимущественно надводные в южной части территории и подводные — в северной), относящиеся к той или иной системе в пределах самарского времени. Площади этих систем не укладываются полностью в границы выделяемых угленосных районов. Так, в Петриковском районе в основном были развиты палеореки Каховской системы, в Новомосковском — Никопольской, в Павлоградско-Петропавловском — Мелитопольской и в меньшей степени Никопольской.

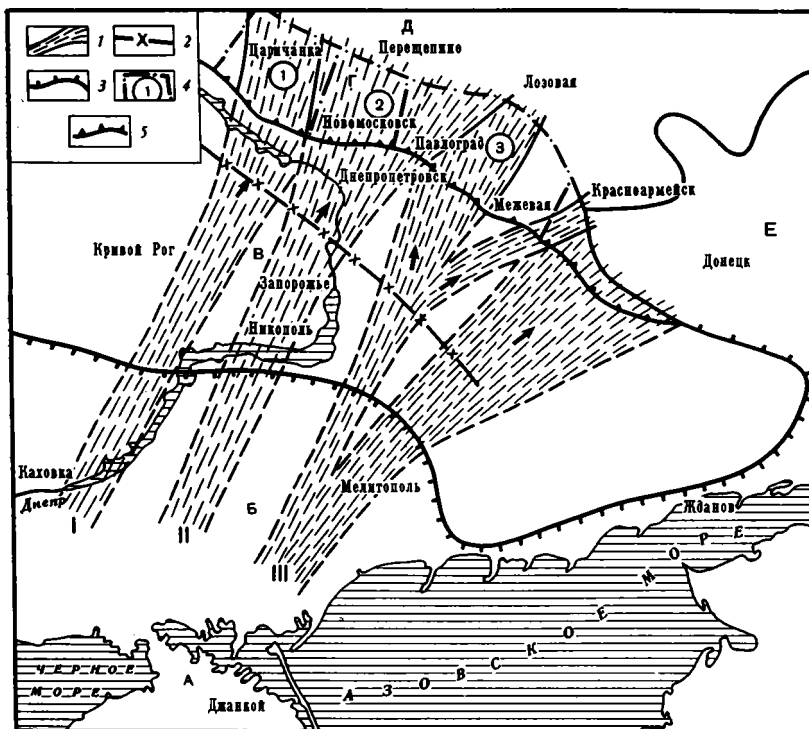
Накопление отложений устьев рек отдельно для каждой из древних речных систем отражено на фиг. 6. Из нее следует, что на протяжении верхневизейского времени деятельность речных систем проявлялась по-разному. Если Мелитопольская и Никопольская системы функционировали почти непрерывно, а относящиеся к ним отложения речных устьев занимали значительное пространство, то Каховская речная система функционировала эпизодически, а отложения рек занимали сравнительно небольшие площади. Несмотря на это, в распределении максимумов проявления деятельности рек есть и общие черты. Оживление всех трех систем наблюдается в интервале от цикла угольного пласта  $c_4^1$  до цикла пласта  $c_5^1$ . Второй такой максимум (несколько смещенный в разрезе вверх по отношению к Мелитопольской системе) отмечается в цикле пласта угля  $c_7^4$ . Между этими максимумами наблюдается ослабление деятельности всех трех речных систем. Для всех систем палеорек характерно ослабление их деятельности в начале времени формирования угленосной толщи и в конце. Таким образом, функционирование палеорек имело циклический характер.

<sup>1</sup> По территории Южного Донбасса были учтены данные А. П. Феофиловой, М. Л. Левенштейна (1963), В. Ф. Ткаченко (1965).

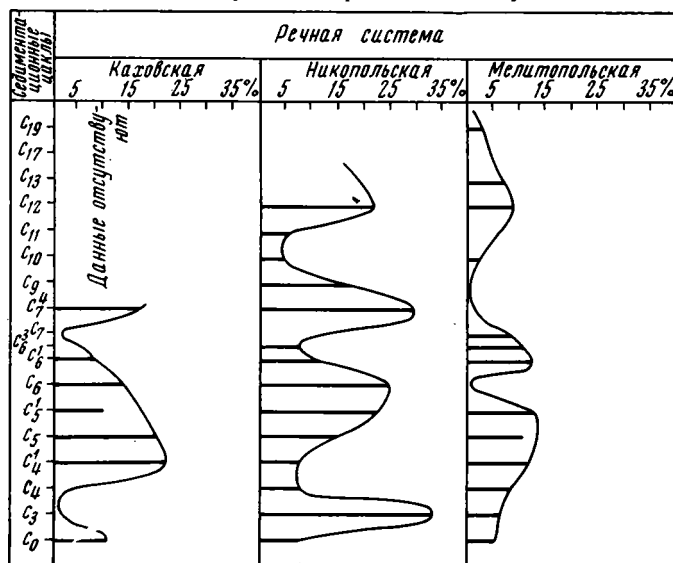


Фиг. 4. Планы распространения песчано-алевритовых отложений устьев рек седиментационных циклов отдельных угольных пластов на территории Западного Донбасса

Угленосные районы (цифры на плане  $c_6$ ): I — Петриковский, II — Новомосковский, III — Павлоградско-Петропавловский; населенные пункты (буквы на плане  $c_6$ ): Ц — Царичанка, Ма — Магдалиновка, Го — Голубовка, Ю — Юрьевка, Пе — Петропавловка, А — Алёксандрополь, Н — Новомосковск, П — Петриковка, Пав — Павлоград



Фиг. 5. Схема древней гидрографической сети на площади западного продолжения Донецкого бассейна в верхневизейское (самарское) время  
 I — древние речные системы (римские цифры на схеме): I — Каховская, II — Никопольская, III — Мелитопольская; 2 — граница между областью преимущественного накопления угленосной толщи и областью преимущественного размыва и сноса материала; 3 — граница Украинского кристаллического щита; 4 — угленосные районы Западного Донбасса (арабские цифры на схеме): 1 — Петриковский, 2 — Новомосковский, 3 — Павлоградско-Петропавловский. Регионы (буквы на схеме): А — Степной Крым, Б — Причерноморская впадина, В — Украинский кристаллический щит, Г — Западный Донбасс, Д — Днепровско-Донецкая впадина, Е — территория обнаженного Донбасса; 5 — южная граница верхневизейской угленосной толщи.



Фиг. 6. Площади древних речных систем в разрезе верхневизейской угленосной толщи. За 100% принята вся территория Западного Донбасса

## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ ДРЕВНИХ РЕЧНЫХ СИСТЕМ

По гранулометрическому составу терригенные отложения речных устьев всех трех систем весьма сходны между собой, но в минералогическом отношении наблюдаются существенные различия. Содержание минералов тяжелой фракции в пределах Каховской системы отличается большим постоянством и в среднем равно 0,6%, песчано-алевритовые осадки Никопольской и Мелитопольской систем характеризуются более значительной изменчивостью и более высоким содержанием (в среднем 1,2%) тяжелых минералов. Примерно такие же соотношения сохраняются и в отношении кварца, среднее содержание которого в песчаниках Каховской речной системы 39%, а в Никопольской и Мелитопольской — 50—55%. Если в осадках Никопольской и Мелитопольской систем содержание полевых шпатов практически мало изменяется вплоть до уровня пластов угля  $c_9$ ,  $c_9^1$ , то в отложениях Каховской системы значительное уменьшение содержания полевых шпатов происходит гораздо раньше — на уровне пласта  $c_5$ . Содержание обломков горных пород в осадках Каховской системы значительно выше (в среднем 56%) и отличается большим постоянством по сравнению с Никопольской и Мелитопольской системами, где среднее содержание обломков пород 42—50%.

Весьма наглядно сходство состава пород Никопольской и Мелитопольской систем по содержанию в них граната. В нижней части самарской свиты (примерно до цикла пласта  $c_5^1$ ) содержание этого минерала незначительно. Резкое увеличение его количества (притом одновременное для обеих систем) наблюдается в цикле пласта  $c_5^1$ . В дальнейшем вверх по разрезу содержание граната существенно не меняется. В пределах же Каховской системы песчано-алевритовые осадки отличаются повышенным и постоянным содержанием этого минерала, в среднем равном 11% от тяжелой фракции, тогда как в осадках Никопольской и Мелитопольской систем оно соответственно равно 7 и 4%. В целом же содержание граната уменьшается от Каховской системы к Мелитопольской. Этот вывод приемлем также и к хлориту.

Значительно отличие осадков Никопольской и Мелитопольской речных систем от Каховской также по содержанию турмалина. Если в первом случае этот минерал занимает в среднем 2% тяжелой фракции, то во втором — 0,8%. Изучение С. И. Малининым типоморфных разностей показало, что в пределах Каховской системы турмалин представлен преимущественно зелеными зернами и кристаллами. В осадках Никопольской и Мелитопольской систем гранат желто-зеленый, реже — зелено-желтый. В отличие от граната, содержание которого уменьшается от Каховской к Мелитопольской системе, для циркона характерны обратные соотношения. Так, если в пределах Каховской системы среднее содержание циркона составляет 16% тяжелой фракции, то в песчано-алевритовых осадках Никопольской и Мелитопольской систем оно соответственно равно 21 и 27%.

Изложенный материал свидетельствует о неоднородности петрографического состава области сноса. В бассейне Каховской речной системы разрушались осадки, характеризовавшиеся большим содержанием граната и наличием зеленого турмалина. В области Никопольской и Мелитопольской систем разрушению подвергались образования, отличавшиеся большим количеством кварца, циркона, турмалина (в основном желто-зеленого, зеленовато-желтого), повышенным количеством тяжелых минералов.

### ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ РАННЕКАРБОНОВЫХ ПАЛЕОРЕК

Выявленные различия в минералогическом составе отложений речных устьев еще раз подтверждают наши выводы о существовании в верхнем визе на территории Западного Донбасса трех речных систем,

размывавших неоднородные по составу области сноса. Последние, исходя из общей северо-восточной направленности палеорек, несомненно, располагались юго-западнее территории Западного Донбасса. Как следует из фиг. 5, распространение древних речных систем (а следовательно, и входящих в эти системы русел отдельных рек) не ограничивалось северным склоном Украинского кристаллического щита, а простиралось также на южный. Анализ мощностей и литолого-фациальных особенностей угленосной толщи (в целом или отдельных ее частей), местоположения расщеплений угольных пластов в сочетании с реконструкцией древней гидрографической сети показывает, что в самарское время граница между заведомо существовавшей областью седиментации и областями преимущественного размыва и сноса проходила в юго-восточном направлении несколько севернее линии г. Запорожье — г. Жданов, в 40—80 км южнее современной границы Западного Донбасса.

Из этого следуют два важных вывода: во-первых, во время образования нижнекарбоновой угленосной толщи Украинский кристаллический щит не представлял собой водораздельного пространства и, во-вторых, по крайней мере его современный северный склон не являлся областью сноса. Следовательно, она располагалась в пределах южного склона щита или на территории Причерноморской впадины Крыма, где, по всей вероятности, разрушались осадочные или метаморфические породы<sup>2</sup>. Этим объясняется исключительно мелкозернистый характер терригенных образований палеорек, невысокое содержание и сильная выветрелость полевых шпатов, присутствие в тяжелой фракции лишь комплекса наиболее устойчивых против выветривания минералов, зерна которых имеют нередко окатанную и угловато-окатанную форму. В среднем карбоне местоположение и петрографический состав области сноса существенно изменились. По мнению Н. В. Логвиненко (1953), в это время происходило разрушение докембрийских кристаллических пород северного склона Украинского щита. В связи с этим обломочные отложения этого возраста значительно отличаются от верхневизейских более грубым составом, значительным содержанием акцессорных минералов различной степени устойчивости, наличием крупных обломков слабо измененных полевых шпатов.

Таким образом, изучение палеорек во многом способствовало выяснению вопроса о местоположении и характере области сноса.

Палеореки оказывали существенное влияние также на угленосность самарской свиты. Отмеченные ранее максимумы проявления речной деятельности, отразившиеся в широком развитии песчано-алевритовых осадков устьев рек, соответствуют этапам поднятий местности и значительному распространению континентальных обстановок, благоприятствующих формированию угольных пластов. Поэтому в верхневизейской толще Западного Донбасса, как и в некоторых других угольных бассейнах (Жемчужников, Яблоков, 1952; Иванов, 1967), наблюдается прямая связь между степенью угленасыщенности разреза и содержанием в нем песчаников и алевролитов.

С другой стороны, речная деятельность отрицательно влияла на угленосность толщи, обуславливая размывы, замещения пластов угля терригенными осадками во время их образования, а также последующее разрушение угольных залежей. Поэтому данные о характере распространения палеорек, существовавших на протяжении сравнительно коротких отрезков самарского времени (в течение которых происходило образование циклов первого порядка), могут быть использованы для объяснения морфологических особенностей угольных пластов и их прогнозирования.

---

<sup>2</sup> На возможность расположения области сноса в Крыму и на размыв в ее пределах метаморфических образований байкалит, в частности, указывают данные бурения у г. Нижнегорска (Плахотный, 1969).

Отсутствие пласта  $c_2$  западнее г. Павлограда и у с. Богуслав обусловлено размывом его в результате оживления деятельности рек Никопольской гидрографической системы перед формированием пласта  $c_3$ .

С деятельностью рек Мелитопольской системы связан размыв пласта  $c_2$  восточнее с. Петропавловки (фиг. 2). Несоответствие простирания площадей отсутствия пласта  $c_2$  и пересечение под острым углом границ его распространения, наблюдаемые северо-западнее г. Павлограда, связаны с размывами пласта в области Мелитопольской системы перед образованием пластов  $c_2^1$  и  $c_3$ , т. е. с разновозрастным характером размывов и наложением один на другой размывов разных генераций. В отличие от угольного пласта  $c_2$  отсутствие пласта  $c_6^3$  связано не с эпигенетическими размывами, а с сингенетическими замещениями его безугольными породами в области Никопольской и Мелитопольской гидрографических систем, не прекращавших функционировать во время формирования пласта (фиг. 3, а). Полосовидный характер и определенная ориентированность площадей отсутствия пластов дают основание предполагать продолжение этих площадей и за пределы разведанной части территории.

Эти данные следует принимать во внимание не только при проведении разведочных работ в пределах неизученной территории Западного Донбасса, но и при освоении угольной промышленностью уже разведанных месторождений. Помимо прогнозирования размывов и замещений угольных пластов, осложняющих горнотехнические условия эксплуатации, выявленные особенности древней гидрографической сети и распространение песчано-алевритовых осадков устьев рек, отличающихся по сравнению с другими образованиями повышенной пористостью и проницаемостью, необходимо учитывать при определении условий обводненности угольных месторождений и разработке мер по их осушению, поисках источников водоснабжения, изучении путей миграции и концентрации химических элементов.

Выявление в угленосной толще Западного Донбасса подводно-дельтовых и аллювиальных отложений и установление действительных соотношений между степенью их развития может быть использовано, как показывают исследования Л. С. Вольповой (1968), В. С. Вереды (1970), в освоенной угольной промышленностью части Донбасса, для определения закономерностей распространения выбросов пород в глубоких горных выработках.

На северной окраине Западного Донбасса, в пределах куполовидных поднятий Голубовско-Зачепиловского вала, выявлен ряд газовых месторождений: Левенцовское, Голубовское, Михайловское и др. Их газоносность связана преимущественно с песчано-алевритовыми отложениями верхневизейской угленосной толщи. Поэтому результаты изучения отложений палеобрек западного продолжения Донецкого бассейна интересны как для определения путей миграции газов по восстановлению пластов из центральной части Днепровско-Донецкой впадины и загазованности в связи с этим угольных месторождений, так и для выявления перспектив газонефтеносности этой территории.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса.— Тр. ГИН АН СССР. Угольная серия (№ 5), 1954, вып. 151.
- Ботвинкина Л. Н., Яблоков В. С. Особенности дельтовых отложений в угленосных и меденосных формациях (на примере Донецкого бассейна и Южного Урала).— В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Браиловская М. С., Маркарян Г. С. Природа размывов угольных пластов Петриковского месторождения Западного Донбасса.— В сб.: Вторая геологическая конференция «Степановские чтения», НТО г. Артемовск, 1968.
- Верёда В. С. К вопросу о прогнозе выбросоопасности песчаников в Донецком бассейне.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 1.

- Вольпова Л. С. О приуроченности внезапных выбросов пород к определенным генетическим типам отложений.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 4.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. О сопоставлении разрезов ерунаковской подсвиты Кузнецкого бассейна.— В сб.: Памяти академика П. И. Степанова, М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Иванов Г. А. Угленосные формации. (Закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). Л., «Наука», 1967.
- Лазаренко Н. И., Алымов Д. Ф. Угленосность.— В кн.: Закономерности угленакопления на территории Западного Донбасса, М., Гостортехиздат, 1963.
- Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого бассейна. Изд-во Харьковск. ун-та, 1953.
- Плахотный Л. Г. Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Сергеев В. В., Шишацкий Г. П. Поздневизейские речные и дельтовые отложения Западного Донбасса.— В сб.: Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование, Харьковск. ун-т, 1967, вып. 2.
- Сокольская А. В., Хмарский Н. З. Об аллювиальных отложениях в нижнем карбоне западных районов Донбасса.— Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 3.
- Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 197.
- Ткаченко В. Ф. Закономерности и условия осадконакопления верхневизейских угленосных отложений юго-западной части Донецкого бассейна. Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 7.
- Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 73.
- Шульга В. Ф., Коротков Г. В. Особенности строения нижнекаменноугольной угленосной толщи в Павлоградско-Петропавловском районе (Западный Донбасс) и значение их для разведки глубоких горизонтов.— Сов. геология, 1967, № 6.

ЦНИЭИУголь  
Москва

Дата поступления  
1.IX.1970

УДК 553.55 : 551.72 (571.53)

**ТИПЫ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД  
ВЕНДА ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА В СВЯЗИ  
С ИХ ВОЗМОЖНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ**

**Ю. И. МАРЬЕНКО, В. Л. ТЮМЕНЦЕВ**

Доломитовые породы венда Иркутского амфитеатра испытали существенную перекристаллизацию. Выделяется несколько морфологических типов перекристаллизации. Показано влияние гидрохимического фактора, примесей и структурно-текстурных особенностей пород на интенсивность и характер процесса перекристаллизации. Рассматривается влияние перекристаллизации на нефтегазоносность карбонатных пород. Намечаются перспективы нефтегазоносности карбонатных пород венда Иркутского амфитеатра.

В Иркутском амфитеатре с терригенными отложениями венда связаны промышленные залежи газа и конденсата (Постникова и др., 1970). Перспективы же карбонатной части венда (верхне- и среднемотская подсвита), из которой были получены незначительные нефтегазопроявления, неясны и требуют дальнейших исследований. В связи с этим представляет практический интерес изучение условий формирования карбонатных пород и возможности локализации в них нефти и газа.

Весьма существенным фактором, оказавшим влияние на формирование карбонатных пород венда, следует считать перекристаллизацию. Об этом процессе имеются только краткие сведения (Писарчик, 1963; Марьенко, 1967).

По проблеме перекристаллизации основополагающими являются работы Г. А. Каледы (1955, 1958) и Г. А. Каледы и Е. А. Калистовой (1970). В них эта проблема рассматривается в разных аспектах, в том числе и с точки зрения ее влияния на пористость карбонатных пород. Мы понимаем перекристаллизацию в общем как укрупнение одних зерен за счет других (Кузнецов, 1953, Каледя, Калистова, 1970 и др.).

**МЕТОД И ОБЪЕМ ИССЛЕДОВАНИЙ**

В прозрачных шлифах изучались степень (средний размер зерен, *мм*) и интенсивность (доля перекристаллизованной части шлифа, %) перекристаллизации, форма, ориентировка зерен и т. д. За исходный размер зерен, предположительно не подвергавшихся перекристаллизации, приняты зерна размером  $< 0,01$  *мм*. Измерение зерен доломита производилось по длинной оси. Средний размер перекристаллизованных зерен для каждого шлифа устанавливался статистическим путем. Первоначально для мелкозернистых доломитов производилось 100 замеров зерен на один шлиф, для более тонких разностей — 100—200 замеров. В процессе исследований выяснилось, что число замеров может быть уменьшено соответственно до 20—30 и 30—60. Общее количество изученных таким об-



разом шлифов приближается к 1000. Кроме того, было просмотрено около 1500 прозрачных шлифов, в которых характер перекристаллизации оценивался главным образом качественно.

Нами обработан материал по Марковской, Потаповской, Касаткинской, Токминской, Соснинской, Непской, Карелинской, Братской, Илимской, Казаркинской, Боचाхтинской и другим площадям, всего по 40 глубоким скважинам. Наиболее плотно освещены керном Соснинская скважина № 1, Киренская скважина № 1 и Марковская скважина № 3, что позволило по каждой из них изготовить и изучить 160—200 прозрачных шлифов. В большинстве других скважин в связи с ограниченным отбором керна число шлифов обычно не превышало 40—50 штук. Интервал отбора шлифов из керна составил в среднем 0,2—0,3 м.

## ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Перекристаллизация доломитовых пород венда в Иркутском амфитеатре проявилась весьма разнообразно, что позволило классифицировать ее типы по следующим признакам: интенсивности процесса; соотношению перекристаллизованных зерен между собой по размеру; характеру обособления перекристаллизованных зерен среди неперекристаллизованных или менее перекристаллизованных (таблица).

Классификация типов неравномерной перекристаллизации

| По интенсивности перекристаллизации                                                                                      | Частичная  |                      |             |           |           |            | Сплошная   |                      |             |           |           |            |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|----------------------|-------------|-----------|-----------|------------|------------|----------------------|-------------|-----------|-----------|------------|
|                                                                                                                          | Рассеянная | Агрегатно-рассеянная | Прожилковая | Кружевная | Пятнистая | Полосчатая | Рассеянная | Агрегатно-рассеянная | Прожилковая | Кружевная | Пятнистая | Полосчатая |
| По характеру обособления перекристаллизованных зерен среди неперекристаллизованных или менее перекристаллизованных зерен |            |                      |             |           |           |            |            |                      |             |           |           |            |

Необходимо отметить, что предлагаемая классификация перекристаллизации имеет много общего с известными классификациями Г. А. Каледы (1955) и Г. А. Каледы и Е. А. Калистовой (1970). Например, мы в подразделение частичной перекристаллизации выделяли большинство морфологических типов с теми же названиями, что и в классификации Г. А. Каледы и Е. А. Калистовой (1970). Однако слишком широкое понятие перекристаллизации у Г. А. Каледы и Е. А. Калистовой (1970) не позволяет использовать ряд терминов, применяемых ими, например, выполнения пор, инкрустации и т. д.

Процесс выполнения пустот может происходить на различных стадиях формирования породы. Например, кристаллы, слагающие инкрустации, могли возникнуть уже в результате кристаллизации из вод бассейна, а не вследствие перераспределения вещества породы. Такие случаи были описаны Г. И. Теодоровичем (1950) и В. П. Масловым (1945) для рифовых известняков палеозоя Урало-Волжской области.

Между предлагаемой нами и классификацией Г. А. Каледы и Е. А. Калистовой (1970) есть и другие принципиальные различия. Так, в классификации названных авторов, разработанной для карбонатных пород палеозоя Русской платформы, рассмотрены главным образом различные морфологические типы, характерные для частичной перекристаллизации. Сплошная перекристаллизация рассматривается ими как конечный этап

сложного процесса превращений от низших зачаточных типов перекристаллизации к высшим. В конечном счете сплошная перекристаллизация как морфологический тип оказывается при этом подходе в одном ряду с такими простыми типами перекристаллизации, как рассеянная, агрегатно-рассеянная и т. п.

Это было бы справедливо, если бы действительно все морфологические типы частичной перекристаллизации всегда переходили в единственный морфологический тип сплошной перекристаллизации<sup>1</sup>. Однако изучение карбонатных пород венда Иркутского амфитеатра показало, что в них в сравнении с более молодыми карбонатными породами Русской платформы (Каледа, Калистова, 1970) сплошная перекристаллизация развита значительно шире и отличается разнообразием морфологических типов. Более того, в доломитах, испытавших сплошную перекристаллизацию, обычно легко распознаются все морфологические типы, характерные для частичной перекристаллизации. Поэтому представляется целесообразным использовать одни и те же названия морфологических типов для частичной и сплошной перекристаллизации.

По-видимому, морфологические типы сплошной перекристаллизации часто развиваются за счет соответствующих типов частичной перекристаллизации. Кроме того, их формирование, несомненно, происходило, как бы сызнова в породах, подвергшихся до этого сплошной равномерной перекристаллизации.

В разрезе венда преобладает частичная перекристаллизация, тогда как сплошная развита лишь в верхней части верхнемотской подсвиты.

По соотношению перекристаллизованных зерен между собой по размеру в подразделении сплошной перекристаллизации в классификации могут быть выделены равномерный и неравномерный типы.

В равномерном типе размеры перекристаллизованных зерен разнятся друг от друга не более чем на 0,01 мм; в неравномерном типе — более чем на 0,01 м.

Неравномерная перекристаллизация присуща сплошному и частично-му типам перекристаллизации. Проявление ее указывает на незавершенность процесса, т. е. между кристаллами и окружающей их физико-химической обстановкой в момент перекристаллизации не было достигнуто равновесия (Кузнецов, 1953; Бакли, 1954; Коржинский, 1955).

Равномерный тип довольно часто встречается при сплошной перекристаллизации и отсутствует при частичной. Возникновение этого типа указывает на относительную завершенность процесса перекристаллизации.

При частичной и неравномерной сплошной перекристаллизации по характеру обособления перекристаллизованных зерен среди неперекристаллизованных или менее перекристаллизованных выделяются следующие морфологические типы перекристаллизации: рассеянный, агрегатно-рассеянный, прожилковый, кружевной, пятнистый и полосчатый.

## ОПИСАНИЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Рассеянная перекристаллизация характеризуется тем, что на фоне микрозернистой массы породы в случае частичной перекристаллизации наблюдается то или иное количество разрозненных более крупных зерен доломита. В случае сплошной перекристаллизации относительно крупные зерна распространены среди более мелких, но уже испытавших перекристаллизацию.

Агрегатно-рассеянная перекристаллизация выделяется в частичном и сплошном типах по тому же принципу, что и рассеянная, но с

<sup>1</sup> Такой случай имеет место лишь при сплошной равномерной перекристаллизации.

тем отличаем, что в данном случае морфологический тип образован не отдельными зернами, а их скоплениями (агрегатами) из 2—5 зерен. В генетическом отношении агрегатно-рассеянная представляет собой дальнейшее развитие рассеянной перекристаллизации.

Рассеянный и агрегатно-рассеянный типы перекристаллизации встречаются по всему разрезу венда. В случае частичной перекристаллизации эти типы преимущественно связаны с комковатыми, сгустковыми и слабоглинистыми доломитами, при сплошной перекристаллизации — с относительно химически чистыми разностями доломитов.

Прожилковая перекристаллизация отличается от других типов наличием узких, протяженных и извилистых зон, сложенных зернами большего размера, чем в окружающей массе породы. Данный тип соответствует прожилкам перекристаллизации (Каледа, 1955; Страхов, 1957). Прожилки выполнения (Каледа, 1955; Страхов, 1957), по изложенным ранее соображениям, исключены из типа прожилковой перекристаллизации. Прожилковый тип перекристаллизации распространен в равной мере в зонах развития частичной и сплошной перекристаллизации и связан преимущественно со слабоглинистыми и чистыми разностями доломитов. Довольно часто он образует взаимопереходы с агрегатно-рассеянным и кружевным типами.

Кружевной перекристаллизации свойственны разнообразные, преимущественно округлые узоры, сложенные относительно более крупными кристаллами, чем вмещающая их микрозернистая или перекристаллизованная масса породы. Этот тип имеет ограниченное развитие и наиболее успешно развивается по цементу сгустковых, комковатых и микрофитолитовых доломитов. В генетическом отношении кружевной тип перекристаллизации нередко является дальнейшим развитием агрегатно-рассеянного и прожилкового типов.

Пятнистая перекристаллизация представлена относительно крупными скоплениями перекристаллизованных зерен среди микрозернистых или же менее перекристаллизованных зерен. От агрегатно-рассеянного типа перекристаллизации она отличается значительно большим числом зерен в скоплениях.

Пятнистая перекристаллизация встречается реже, чем кружевная, и связана преимущественно с комковатыми, сгустковыми и микрофитолитовыми доломитами, в которых развивается соответственно по комкам, сгусткам и микрофитолитам.

Для полосчатой перекристаллизации характерно чередование параллельных полос, представленных микрозернистым и перекристаллизованным доломитом, или же в случае сплошной перекристаллизации чередованием относительно мелкозернистого доломита с более крупнозернистым.

Полосчатый тип перекристаллизации отмечается преимущественно в зоне развития частичной перекристаллизации и обычно ассоциирует с пачками тонкого переслаивания слабоглинистых доломитов с относительно химически чистыми их разностями. Перекристаллизации при этом подвергаются химически чистые доломиты. Кроме того, случаи полосчатой перекристаллизации отмечаются иногда в участках, непосредственно примыкающих к полостям трещин.

### ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ

На характер перекристаллизации карбонатных пород наиболее существенное влияние оказали, по-видимому, три основных фактора: химический состав вод, насыщавших породу во время перекристаллизации, содержание примесей, структура и текстура пород.

В венде минералогически зафиксированы две гидрохимические зоны, существовавшие на поздней стадии эпигенеза; зона сульфатно-хлорид-

ных и хлоридных вод и зона сульфатных вод. В верхней части верхнемотской подсвиты располагалась зона сульфатно-хлоридных и хлоридных вод. Доломиты здесь засолены, причем интенсивность засоления убывает сверху вниз по разрезу. Содержание галита в засоленных доломитах от долей до 40—50%. Эта зона может быть подразделена на две подзоны: нижнюю — сульфатно-хлоридную и верхнюю — хлоридную.

В доломитах нижней подзоны развиты одновременно эпигенетические галит, ангидрит и гипс, а в верхней — только галит. Породы нижней подзоны испытали сплошную перекристаллизацию, а верхней — сплошную и частичную.

Связь перекристаллизации карбонатных пород мотской свиты с засолением отмечалась Я. К. Писарчик (1963). Возможно, что хлоридные и сульфатно-хлоридные воды нужно рассматривать как фактор, благоприятствующий перекристаллизации.

В сульфатной гидрохимической зоне, которая охватывала мотскую свиту, за исключением ее верхов, перекристаллизация проявилась значительно сложнее и разнообразнее, чем в сульфатно-хлоридной и хлоридной зоне.

В участках развития эпигенетических сульфатов — ангидрита или гипса характер перекристаллизации ничем не примечателен или же она вообще не проявляется. Это согласуется с экспериментами О. К. Янатьевой (1960), которые показали, что влияние  $\text{CaSO}_4$  на растворимость доломита незначительное.

Скорее всего сульфатной гидрохимической зоне предшествовала другая гидрохимическая зона, характеризовавшаяся таким химическим составом вод, при котором была возможна перекристаллизация.

Известно, что формирование химического состава вод и гидрохимической зональности во многом определяется типом осадочной формации, с которой они связаны (Зайцев, Басков, 1969). Формирование химического состава вод венда и их зональности на поздних стадиях эпигенеза, по-видимому, происходило под влиянием широко развитых в разрезе мотской свиты ангидритов и доломито-ангидритов, а также каменной соли усольской свиты, непосредственно перекрывающей мотскую свиту.

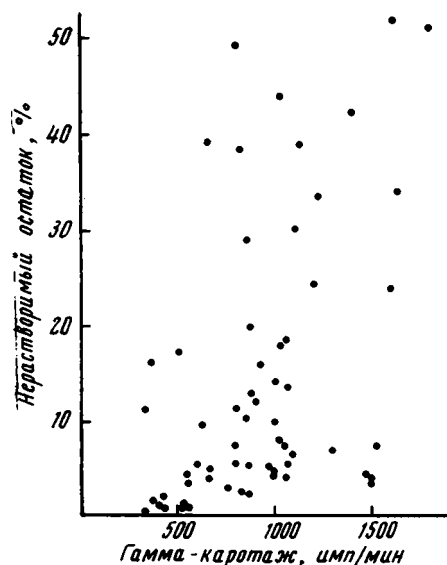
Вероятно, растворение сульфатных пород и каменной соли инфильтрационными водами и последующее их просачивание вниз по разрезу сформировали химический состав вод и обуславливали их вертикальную зональность. Такие условия могли возникнуть уже в конце венда и, безусловно, в начале кембрия, в частности во время перерыва в осадконакоплении, предшествовавшего накоплению осинского горизонта (Марьенко, 1970). Возможно, что интенсивная перекристаллизация карбонатных пород верхней части венда происходила еще до того момента, когда инфильтрационные воды достигли высокой минерализации. Однако независимо от химического состава вод, вызвавших перекристаллизацию, важным здесь является возможная генетическая связь их с перерывом в осадконакоплении. Подобную связь в карбонатных породах Русской платформы отмечают Г. А. Каледя (1955) и Г. А. Каледя и Е. А. Калистова (1970). По-видимому, при определенных условиях зоны интенсивной перекристаллизации могут служить косвенным критерием для выявления перерывов в осадконакоплении.

Помимо гидрохимического фактора весьма существенное влияние на перекристаллизацию доломитов оказывали примеси и в первую очередь глинистое вещество.

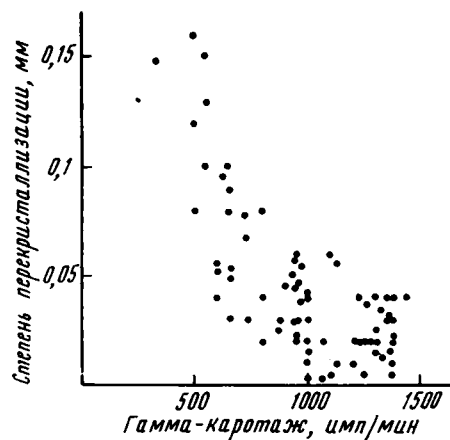
Примечательно, что доломиты, первично чистые от примесей, обычно наиболее успешно подвергались перекристаллизации. В тех частях разреза, где в доломитах присутствует глинистое вещество, перекристаллизация в зависимости от его содержания не проявляется совсем или же

развита ограниченно. Отрицательное влияние глинистого вещества на перекристаллизацию отмечалось в целом ряде работ (Кузнецов, 1953; Калед, 1955; Калед и др., 1958; Калед, Калистова, 1970).

Радиометрические исследования показывают, что естественная радиоактивность пород, особенно карбонатных, обычно находится в прямой зависимости от содержания в них глинистого вещества (фиг. 1). Поэтому на кривых гамма-каротажа, как правило, минимумам соответствуют породы с наименьшим содержанием глинистого вещества, а максимумам — с наибольшим (Итенберг, 1957).



Фиг. 1. Показания гамма-каротажа в зависимости от содержания нерастворимого остатка.  
Соснинская скв. № 1



Фиг. 2. Показания гамма-каротажа в зависимости от степени перекристаллизации.  
Соснинская скв. № 1

Изучение перекристаллизованных пород с привязкой их к диаграммам радиоактивного каротажа показало приуроченность этих пород к слоям с низкой радиоактивностью. Обычно максимальным значениям естественной радиоактивности соответствуют слабо или совсем неперекристаллизованные доломиты (фиг. 2).

На интенсивность процесса перекристаллизации и его характер весьма существенное влияние оказывали первичные текстуры и структуры карбонатных пород.

Первично однородные в структурном отношении породы обычно менее подвержены перекристаллизации, чем породы со сложными структурами. Это хорошо подтверждается в первую очередь тем, что практически по всему разрезу венда эпизодически, даже среди доломитов сплошной перекристаллизации, встречаются прослои однородных микрозернистых неперекристаллизованных доломитов. Доломиты, имевшие более сложные первичные структуры, прежде всего комковатую, сгустковую и микрофитолитовую, как правило, в различной степени перекристаллизованы. Это обусловлено, с одной стороны, неоднородным строением таких пород, вследствие чего растворимость зерен в них оказывается неодинаковой (Кузнецов, 1953), а с другой — тем, что в таких породах создаются более благоприятные условия для водонасыщения и циркуляции вод, столь необходимых для перекристаллизации (Калед, 1955; Калед и др., 1958; Калед, Калистова, 1970).

Влияние всех трех указанных ранее факторов перекристаллизации в различных участках было неодинаковым, в результате чего интенсивность перекристаллизации и разнообразие ее проявления заметно изменяются по разрезу и по всей территории Иркутского амфитеатра.

Во всех разведочных скважинах Иркутского амфитеатра, вскрывших венд, наблюдается довольно отчетливая тенденция убывания интенсивности перекристаллизации сверху вниз по разрезу. Такая тенденция обусловлена специфической гидрохимической зональностью, которая отмечалась выше, а также увеличением глинистости вниз по разрезу.

В целом интенсивность перекристаллизации карбонатных пород венда возрастает от периферических частей Иркутского амфитеатра к его внутренней части. Эта закономерность тесно связана с изменением содержания глинистого вещества.

### **ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗОВАННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД**

Изучение перекристаллизации карбонатных пород венда Иркутского амфитеатра позволяет лучше оценить перспективы их нефтегазоносности. При этом весьма важно выделить пласты, способные генерировать углеводороды, а также пласты, которые при определенных условиях могут быть коллекторами.

Я. К. Писарчик (1963) отмечала в целом низкую битуминозность карбонатных пород и повышенную (до 0,58%) практически непроницаемых, глинистых, микрозернистых и пелитоморфных доломитов венда. Более крупнозернистые перекристаллизованные разности доломитов практически не содержат сингенетичного битума. Это обстоятельство хорошо согласуется с установленным фактом обратной зависимости степени перекристаллизации от содержания битуминозного вещества (Каледа, 1958; Соколов, 1962; Каледа, Калистова, 1970). В этом аспекте достаточно основательным представляется вывод о том, что перекристаллизованные карбонатные породы венда не были нефтематеринскими.

Учитывая наиболее интенсивное развитие перекристаллизации в верхнемотской подсвите, можно полагать, что эта часть разреза венда вряд ли могла продуцировать значительное количество углеводородов. В этом отношении большой интерес представляет среднемотская подсвита, в которой перекристаллизация проявилась слабее и в которой значительно шире развиты глинистые и карбонатно-глинистые породы, содержащие повышенные концентрации первичных битумов (Писарчик, 1963).

В связи с тем, что в карбонатной части разреза венда глинистые, глинисто-карбонатные, сульфатно-карбонатные и сульфатные породы характеризуются наиболее плохими коллекторскими свойствами, перспективы обнаружения коллекторов, очевидно, следует связывать с относительно чистыми от примесей доломитами. Вследствие существенной перекристаллизованности последних оценка перспектив нефтегазоносности доломитовых пород венда в Иркутском амфитеатре в значительной степени сводится к выяснению влияния перекристаллизации на коллекторские свойства пород.

Очевидно, влияние перекристаллизации на пористость карбонатных пород может быть как положительным, так и отрицательным в зависимости от условий и способа перекристаллизации.

В настоящее время известно несколько способов перекристаллизации (Каледа, 1955; Каледа, Калистова, 1970). Среди них наибольшее распространение имеет перекристаллизация путем перехода части вещества в раствор и последующего осаждения его вновь. При этом могут быть выделены три случая перекристаллизации: растворение преобладает над осаждением карбонатного материала; процессы растворения и осажде-

ния карбонатного вещества находятся в равновесии; отложение карбонатного вещества преобладает над растворением.

В первом случае перекристаллизация могла приводить к образованию новых пустот. Перекристаллизация такого рода имела место в верхней части верхнемотской подсвиты. Доломиты здесь почти полностью перекристаллизованы, в них широко развиты обильные поры до 0,5 мм в поперечнике.

Образование этих пор следует связывать с выщелачиванием. В зонах интенсивной перекристаллизации доломиты иногда на 40—50% выщелочены (фиг. 3).

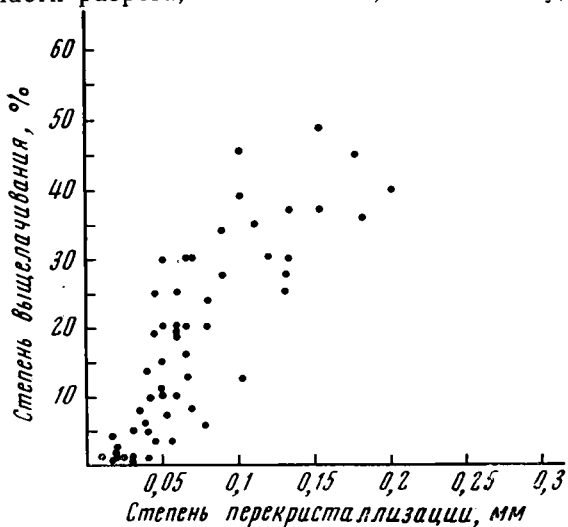
Поры, после их возникновения, частично заполнялись галитом. Несмотря на засоление этой части разреза, именно с ней, по-видимому, следует связывать наибольшие перспективы нефтегазоносности карбонатных пород венда. При благоприятных условиях на отдельных участках углеводороды могли раньше, чем галит, заполнить пустоты выщелачивания, связанные с перекристаллизацией, и образовать запечатанные залежи, подобные залежам нефти в осинском горизонте на Марковском месторождении (Марьенко, Постников, 1967).

Во втором случае объем породы не меняется или несколько уменьшается, если исходить из принципа, что одно большое зерно занимает меньший объем, чем несколько мелких с равным количеством тех же ионов (Каледа, 1955; Каледа, Калистова, 1970). На этом основании можно полагать, что тогда объем пустот также остается неизменным, т. е. происходит лишь его перераспределение или же он немного увеличивается.

Третий случай имеет место тогда, когда раствор, вызвавший перекристаллизацию, содержит некоторое количество карбонатного вещества. Объем перекристаллизованной породы при этом несколько больше первоначального, и поэтому такая порода имеет компактное строение.

В общем в Иркутском амфитеатре перекристаллизованные карбонатные породы венда почти всегда отличаются от неперекристаллизованных большими значениями открытой пористости. Тем не менее в прозрачных шлифах перекристаллизованные породы чаще всего выглядят компактными, и лишь местами в них отмечаются редкие поры перекристаллизации размером обычно не более 0,02 мм. Значительно реже в ассоциации с последними встречаются весьма редкие поры до 0,2 мм в поперечнике. Эти поры скорее всего не являются порами перекристаллизации, а представляют собой реликтовые пустоты породы до ее перекристаллизации. Распределение пор в перекристаллизованных породах весьма неравномерное, но в отдельных участках они образуют скопления. В большинстве случаев поры плохо сообщаются друг с другом.

Повышенная пористость перекристаллизованных карбонатных пород венда не позволяет сделать однозначный вывод о том, что перекристаллизация повсюду приводила к увеличению в них пористости. Дело в том,



Фиг. 3. Степень выщелоченности в зависимости от степени перекристаллизации.  
Соснинская скв. № 1

что не всегда возможно представить себе, какой была пористость карбонатных пород до их перекристаллизации. Как отмечалось выше, перекристаллизация с наибольшим успехом могла происходить в породах, обладающих первичной пористостью, благоприятствующей фильтрации растворов. Поэтому не исключено, что первичная пористость могла превосходить вторичную, сформировавшуюся после перекристаллизации.

## ВЫВОДЫ

1. Карбонатные породы венда Иркутского амфитеатра испытали существенную перекристаллизацию. Интенсивность ее возрастает снизу вверх по разрезу и от краевых к срединным частям региона, при одновременном уменьшении глинистости.

2. Разнообразие перекристаллизации позволяет выделить ее типы по интенсивности процесса, соотношению перекристаллизованных зерен между собой и характеру их обособления в породе.

3. На характер перекристаллизации наиболее существенно влияли: химический состав вод, содержание примесей и структурно-текстурные особенности пород до перекристаллизации.

4. Химически чистые доломиты венда Иркутского амфитеатра, испытавшие перекристаллизацию, не содержали существенного количества первичного битума и, очевидно, не были нефтематеринскими.

5. В Иркутском амфитеатре перекристаллизованные карбонатные породы венда почти всегда отличаются от неперекарсталлизованных пород более высокими значениями открытой пористости.

6. Перекристаллизация различно влияет на пористость карбонатных пород. Пористость возникает под влиянием растворов, вызвавших перекристаллизацию, в том случае, если вынос карбонатного вещества преобладает над его осаждением.

7. Основным поисковым критерием на нефть и газ в карбонатных породах венда в Иркутском амфитеатре являются зоны интенсивной, преимущественно сплошной перекристаллизации. С ними могут быть связаны зоны перерывов в осадконакоплении и, следовательно, при определенных условиях коллекторы нефти и газа.

8. Перспективы нефтегазоносности карбонатного венда в Иркутском амфитеатре следует связывать с верхней частью верхнемостской подсвиты, где перекристаллизация происходила одновременно с выщелачиванием. В этой части разреза можно ожидать залежи нефти и газа, запечатанные каменной солью.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бакли Г. Рост кристаллов. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Зайцев И. К., Басков Е. А. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Итенберг С. С. Нефтепромысловая геофизика для геологов. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 2. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1955.
- Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород.— Тр. МГРИ, 1958, т. 33.
- Каледа Г. А., Моралев В. М., Воронов В. М., Рац М. А. К вопросу о влиянии примесей на перекристаллизацию карбонатных пород.— Тр. МГРИ, 1958, т. 33.
- Каледа Г. А., Калистова Е. А. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы.— Литол. и полезн. ископ. 1970, № 6.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. М., Гостехиздат, 1953.
- Марьенко Ю. И. Влияние интрузий траппов на литологические особенности и кол-



- лекторские свойства нефтеносных карбонатных пород в Иркутском амфитеатре.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1967, № 4.
- Марьенко Ю. И., Постников В. Г. Причины аномально высокого пластового давления в залежах нефти осинского горизонта на Марковском месторождении.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1967, № 10.
- Марьенко Ю. И. Перерывы в осадконакоплении в осинском горизонте, возможность их обнаружения литологическим методом и связь с ними залежей нефти.— Тр. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, 1970, вып. 56.
- Маслов В. П. К вопросу о фазах седиментации и карстообразования погребенных массивов Ишимбая.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 1.
- Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленостью. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Постникова И. Е., Пыхова Н. Г., Журавлева З. А. Литологическая и био-стратиграфическая характеристика мотской свиты Усть-Кут-Киренской зоны.— Тр. Всес. н.-и. нефтегаз. ин-та, М., «Недра», 1970, вып. 56.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Страхов Н. М. Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Янатьева О. К. Изотерма растворимости 70° системы  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}-\text{CO}_3$ ,  $\text{SO}_4-\text{H}_2\text{O}$ . Ж. Неорган. химии, 1960, т. 5, вып. 11.

Всесоюзный нефтегазовый  
научно-исследовательский институт  
Москва

Дата поступления  
12.VII.1971

УДК 546.2.02 : 552 + 24.4

## **НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ КОНКРЕЦИЙ**

**Ф. В. ЧУХРОВ, Л. П. ЕРМИЛОВА**

Изученные конкреции пирита с полуострова Куланды на Аральском море, Керченского п-ова, из Среднего Урала, месторождения Джезказган, г. Новомосковска, сел. Шунги в Карелии, низовьев Енисея и Северной Америки делятся на раннедиагенетические, позднедиагенетические и эпигенетические. Наиболее значительное обогащение изотопом  $^{32}\text{S}$  характерно для пиритовой конкреции со Среднего Урала ( $\delta^{34}\text{S}$  до  $-43,2\%$ ). По обогащению изотопом  $^{34}\text{S}$  выделяются конкреции с п-ова Куланды ( $\delta^{34}\text{S}$  до  $+69,4\%$ ). Изученные конкреции барита происходят из Керченских железорудных отложений. Характерно очень значительное обогащение тяжелым изотопом позднедиагенетического барита ( $\delta^{34}\text{S}$  до  $+77,3\%$ ).

### **ОБЩИЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ СЕРЫ КОНКРЕЦИЙ РАЗНЫХ СТАДИЙ ЛИТОГЕНЕЗА**

Ход изотопного фракционирования серы в осадочных толщах и изменение ее изотопного состава при образовании конкреций рассмотрены в других работах (Чухров, 1970; Чухров, Ермилова, 1971). Основанием генетического истолкования изотопного состава сульфидной и сульфатной серы конкреций могут служить следующие положения.

1. Изотопное фракционирование серы возможно лишь при наличии в осадке усвояемого сульфатредуцирующими бактериями органического вещества. Чем выше его содержание, тем быстрее протекает сульфатредукция и тем меньше различие в изотопном составе исходной сульфатной и сульфидной серы. Наоборот, при низком содержании органического вещества сульфатредукция идет очень медленно, вследствие чего различие в изотопном составе исходных сульфатной и сульфидной серы может быть очень значительным.

2. Важнейшее значение для формирования изотопного состава сульфидной и сульфатной серы имеет величина  $\delta^{34}\text{S}$  исходного сульфата. При одном и том же количестве усвояемого органического вещества абсолютные величины  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидной и сульфатной серы в сфере бактериальной редукции будут тем выше, чем тяжелее сера исходного сульфата, и наоборот. Следовательно, при других одинаковых условиях сульфатредукции в морской воде при диагенезе осадков будут возникать более тяжелые сульфиды и барит, чем в пресной воде, сульфат которой обычно содержит меньше изотопа  $^{34}\text{S}$ .

3. Сульфатредукция вызывает образование сероводорода, сера которого легче серы исходного сульфата, т. е. характеризуется более низкими абсолютными величинами  $\delta^{34}\text{S}$ . При этом сера остаточного сульфата утяжеляется, абсолютная величина  $\delta^{34}\text{S}$  повышается. Существенное влияние на величину  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидной и сульфатной серы при бактериальной сульфатредукции оказывает регенерация сульфата из сероводорода.

В отличие от исходного и остаточного сульфата регенерированный сульфат характеризуется значительно более низкими значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , которые отвечают значениям  $\delta^{34}\text{S}$  сероводорода. Так как регенерированный сульфат смешивается с основной массой растворенного сульфата, величина  $\delta^{34}\text{S}$  сульфатной серы в сфере бактериальной редукции понижается. Например, в кислородной зоне Черного моря вследствие регенерации  $\delta^{34}\text{S}$  сульфата иловой воды местами понижается с +19,3 до +10,9‰ (Виноградов и др., 1962). Регенерация сульфата, весьма обычная в современных водоемах, очевидно, происходила во все геологические периоды после появления в осадках существенных количеств органического вещества.

4. По изменению изотопного состава в процессе роста конкреций можно выделить три их основные группы.

а) Конкреции стадии раннего диагенеза. Образуются из придонных растворов, которые непрерывно пополняются сульфатом из расположенной выше водной массы, т. е. в самом поверхностном слое ила. Вследствие регенерации сульфата с облегченной серой значения  $\delta^{34}\text{S}$  новых порций сульфатной серы, вовлекаемых в бактериальную редукцию, постепенно понижаются. Поэтому в сульфатных (баритовых) и сульфидных (пиритовых, марказитовых) конкрециях величина  $\delta^{34}\text{S}$  в процессе роста уменьшается. При незначительном общем содержании усвояемого органического вещества в осадке деятельность сульфатредуцирующих бактерий в поверхностном слое ила невозможна и сульфидные конкреции не образуются, а сульфатные (баритовые) конкреции во всей их массе имеют те же величины, что и морская вода (при сохранении ее солёности). Так как количество серы в сфере бактериальной сульфатредукции неограничено, общая масса конкреций может быть очень значительной.

б) Конкреции стадии позднего диагенеза. Образование таких конкреций происходит в массе ила, изолированного от воды бассейна, практически без доступа кислорода и новых порций сульфата из наддонной воды. Рост только в стадии позднего диагенеза возможен лишь для сульфидных конкреций и при низком содержании усвояемого органического вещества в осадке, когда в стадию раннего диагенеза из-за относительного избытка кислорода сульфатредукция не происходит.

Так как регенерация облегченной сульфидной серы в условиях позднего диагенеза не проявляется и система практически закрытая, в процессе роста сульфидных и сульфатных конкреций постепенно происходит утяжеление серы, величина  $\delta^{34}\text{S}$  повышается. Количество сульфатной серы в сфере бактериальной сульфатредукции невелико, поэтому общая масса позднедиагенетических конкреций обычно незначительна.

Конкреции, рост которых происходил уже в стадию раннего диагенеза (с понижением  $\delta^{34}\text{S}$ ), могут расти и в стадию позднего диагенеза (с возрастанием  $\delta^{34}\text{S}$ ); в таких конкрециях сера позднее образовавшихся частей является более тяжелой.

В современных осадках Балтийского моря пополнение сульфата ила сульфатом морской воды прекращается на глубине 4—6 см, на глубине 30—40 см здесь  $\delta^{34}\text{S}$  сульфата поровой воды составляет 61‰, а общее содержание сульфата падает до 20% от его содержания в морской воде (Hartmann, Nielsen, 1969).

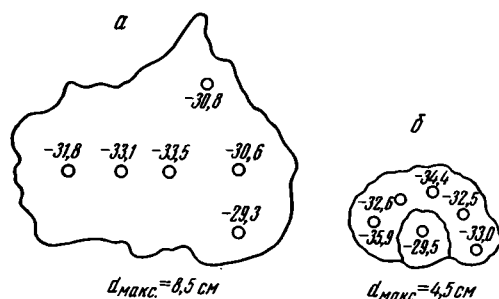
в) Конкреции стадии эпигенеза. Образуются после начала поступления в осадочные породы вод континентальной циркуляции, сульфат которых обычно несравненно менее обогащен изотопом  $^{34}\text{S}$ , чем сульфат морской воды. В осадках может происходить разбавление сульфата остаточной морской воды с постепенным понижением ее  $\delta^{34}\text{S}$ . Поэтому для эпигенетических конкреций характерно уменьшение  $\delta^{34}\text{S}$  в процессе их роста. Во многих случаях в стадию эпигенеза имеет место дораствание конкреций, образование которых шло в стадию диагенеза. Если происходит дораствание позднедиагенетических конкреций, то значения  $\delta^{34}\text{S}$  в

позднее образовавшихся частях конкреций постепенно понижаются и вместо положительных становятся отрицательными.

Общая особенность многих эпигенетических конкреций — повышенное содержание механических примесей. Некоторые конкреции этого типа насыщены чужеродными включениями и представляют осадочную породу или руду, сцементированную дисульфидами железа или баритом.

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ КОНКРЕЦИЙ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Пос. Сухой Лог на Среднем Урале. Пиритовые конкреции обычны в аргиллитах и алевролитах триасовой угленосной толщи. Одна из них была изучена ранее (Чухров, Ермилова, 1971). Для нее характерно понижение содержания изотопа  $\delta^{34}\text{S}$  от центра к периферии при абсолютных значениях  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-37,4$  до  $-43,2\%$ . На фиг. 1 приводятся данные для двух других конкреций из этого обнажения. В одной из



Фиг. Пиритовые конкреции пос. Сухой Лог на Среднем Урале. Сечения: а — горизонтальное, б — вертикальное

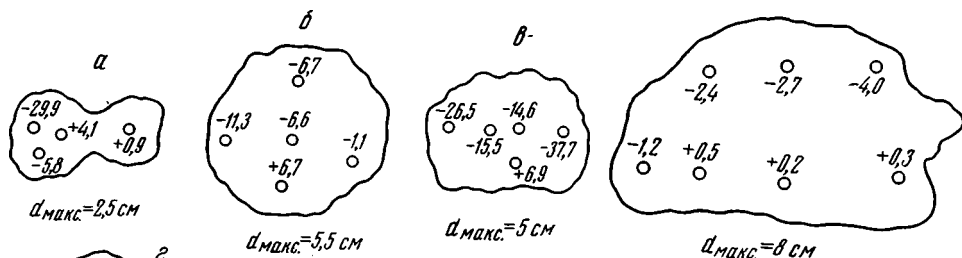
них (фиг. 1, а) величина  $\delta^{34}\text{S}$  от центра к периферии возрастает, а в другой (фиг. 1, б) — уменьшается. Судя по этим признакам, образование первой конкреции происходило в значительной части в стадию раннего диагенеза при регенерации облегченного сульфата, но рост конкреции продолжался и после прекращения регенерации сульфата в начальные этапы стадии позднего диагенеза. Вторая конкреция целиком образовалась в стадию раннего диагенеза.

Полуостров Куланды на Аральском море. Кон-

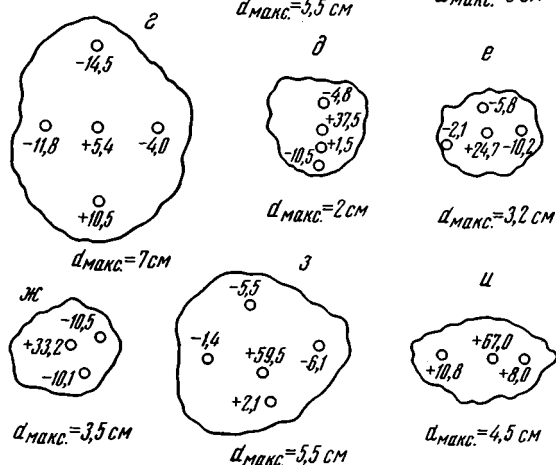
крекции дисульфида железа весьма многочисленны в континентальных среднеальбских отложениях. Данные об изотопном составе их серы приведены на фиг. 2. В одной конкреции из другой группы конкреций того же обнажения  $\delta^{34}\text{S}$  в ядре составляет  $+69,4\%$ . При росте конкреций происходило облегчение серы. Центр роста некоторых конкреций находится в их нижних частях, что объясняется преимущественным притоком растворов сверху. Все конкреции следует рассматривать как образовавшиеся частично в стадию позднего диагенеза, но в основном — эпигенеза. Об этом говорят более низкие содержания изотопа  $^{34}\text{S}$  в позднее образовавшихся частях конкреций.

К наиболее ранним можно отнести конкрецию з, сера которой наиболее обогащена изотопом  $^{34}\text{S}$ ; ее формирование происходило при очень небольшом разбавлении остаточного сульфата более легким сульфатом эпигенетических растворов. Образование конкреций г, д, е, ж происходило при значительно усилившемся поступлении более легкого сульфата. Особенно большую роль этот сульфат играл при образовании конкреций а, б и в, которые следует рассматривать как наиболее поздние из числа изученных. Значение  $\delta^{34}\text{S} = +69,4\%$ , установленное для одной из конкреций с п-ова Куланды, очень высокое для природных сульфидов. Близкое значение  $\delta^{34}\text{S}$  ( $+70\%$ ) свойственно пириту конкреции из дальненского горизонта месторождения Джезказган (Голубчина и др., 1969). В Верхней Силезии в свинцово-цинковых рудах, приуроченных к триасовым карбонатным породам, встречен пирит с  $\delta^{34}\text{S} = +67,1\%$  (Gehlen, Nielsen, 1969).

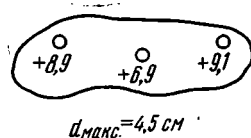
Месторождение Джезказган. Изучению подверглась конкреция из междрудных пород участка Петро (фиг. 3). Абсолютные значения



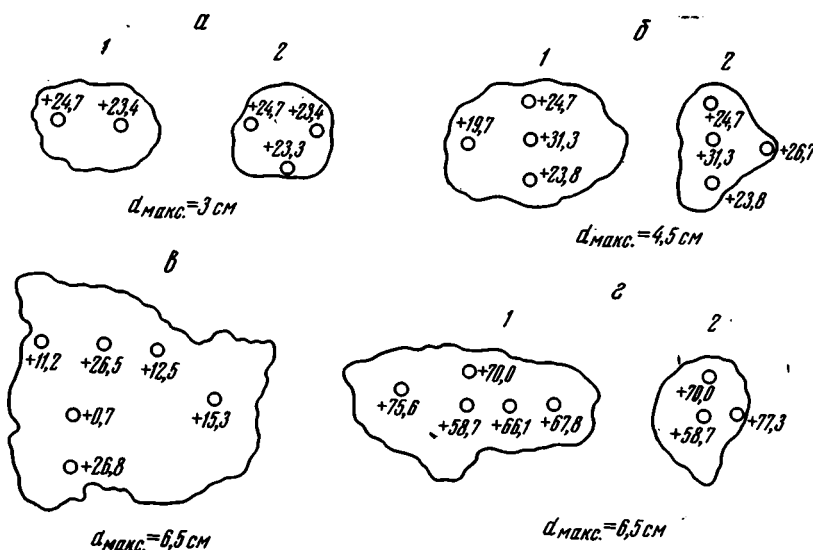
Фиг. 3. Пиритовая конкреция из месторождения Джезказган



Фиг. 2. Пиритовые конкреции с п-ова Куланды (Аральское море)



Фиг. 4. Пиритовая конкреция с Керченского полуострова



Фиг. 5. Баритовые конкреции с Керченского полуострова  
Сечения: 1 — горизонтальное, 2 — вертикальное

$\delta^{34}\text{S}$  варьируют незначительно — от +2,7 до -4,0‰. Судя по строению конкреции, ее рост происходил с перерывами из нескольких центров, вероятно, в стадию эпигенеза.

Третичные железорудные отложения Керченского полуострова. Для изучения использованы плоская конкреция пирита из межрудных глин Новоселовского месторождения (фиг. 4) и конкреция барита (фиг. 5). Конкреция пирита отличается относительно не-

высокими положительными значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , которые увеличиваются от центра к периферии. Образовалась конкреция в стадию позднего диагенеза.

Конкреции барита *а*, *б* и *в* происходят из Камыш-Буруна. Абсолютные значения  $\delta^{34}\text{S}$  конкреций *а* и *б* могут быть объяснены образованием в стадии раннего диагенеза. В конкреции *в* в процессе роста содержание изотопа  $^{34}\text{S}$  возрастало; значение  $\delta^{34}\text{S}$  в процессе роста увеличилось с  $+0,7$  до  $+26,8\%$ , что указывает на образование конкреции в стадию позднего диагенеза. Низкое наименьшее значение  $\delta^{34}\text{S}$  ( $+0,7\%$ ) объясняется опреснением морской воды, которое считается характерным для заливов и лагун, служивших местами накопления керченских железорудных осадков. Особенно значительное обогащение изотопом  $^{34}\text{S}$  характерно для баритовой конкреции из Нового Карантина, в которой значения  $\delta^{34}\text{S}$  достигают  $+77,3\%$ .

Эта конкреция образовалась в стадию позднего диагенеза в железных рудах с очень низким содержанием органического вещества. Конкреции барита со столь утяжеленной серой другими авторами не описаны. Однако известны природные сульфаты с еще более высокими значениями  $\delta^{34}\text{S}$ . Например, по В. Рихтеру с соавторами (Richter et al., 1969) в буровой скважине у г. Виттмунда (ФРГ) встречен сульфат с  $\delta^{34}\text{S} = +94\%$ . Почти столь же тяжелая сульфатная сера ( $\delta^{34}\text{S}$  до  $+93\%$ ) известна в свинцово-цинковых рудах месторождения Вислох (ФРГ), которые залегают в триасовых известняках.

Помимо диагенетических в керченских железорудных отложениях встречаются эпигенетические конкреции барита, в которых содержание изотопа  $^{34}\text{S}$  падает от центра конкреций к их периферическим частям. Например, в двух конкрециях из Кызаула, которые заключены в рыхлой переотложенной руде и содержат большое количество включений оолитов,  $\delta^{34}\text{S}$  от центра к периферии конкреций соответственно уменьшается с  $+21,2$  до  $+18,5$  и с  $+16,2$  до  $+10,2\%$ . Для сравнения с серой эпигенетических баритовых конкреций нами был изучен изотопный состав сульфатной серы ископаемых костей третичных животных из керченских железных руд. Данные о величинах средних проб по отдельным костям из различных мульд Керченского полуострова приведены в табл. 1.

Таблица 1  
Изотопный состав серы ископаемых костей из керченских руд

| Мульда, проба сульфата | $\delta^{34}\text{S}$ , ‰ | Мульда, проба сульфата | $\delta^{34}\text{S}$ , ‰ |
|------------------------|---------------------------|------------------------|---------------------------|
| Кызаул:                |                           | Оссовины:              |                           |
| 1                      | +16,2                     | 1                      | +12,2                     |
| 2                      | +7,1                      | 2                      | +10,4                     |
| Новый Карантин:        |                           | Яньш-Такиль:           |                           |
| 1                      | +6,6                      | 1                      | +13,1                     |
| 2                      | +0,6                      |                        |                           |
| Камыш-Бурун:           |                           | Северная мульда:       |                           |
| 2                      | +5,9                      | 1                      | +11,7                     |
|                        |                           | 2                      | +5,1                      |

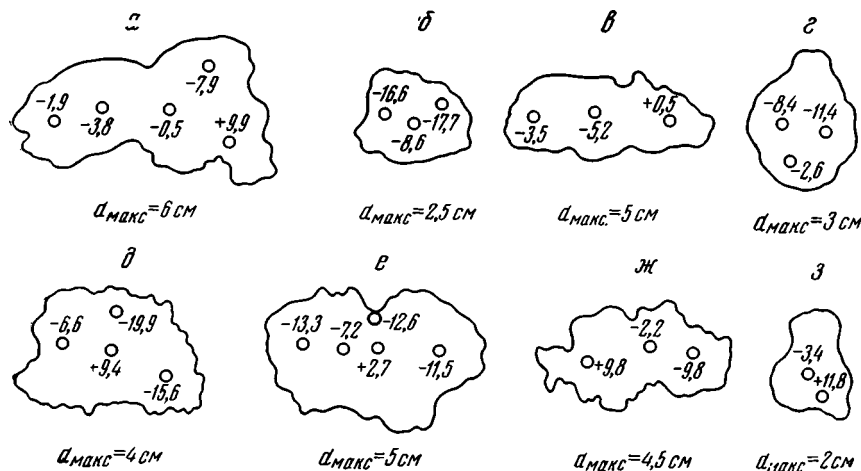
1 — нерастворимый в HCl (барит); 2 — растворимый в HCl. Анализы (табл. 1 и 2) выполнены Л. П. Носиком в ИГЕМ АН СССР.

Так как сера ископаемых костей происходит из растворов, циркулировавших в осадочной толще после ее образования, время фиксации серы должно отвечать стадии эпигенеза; поэтому по изотопному составу сера ископаемых костей должна отличаться от серы диагенетических баритов. И действительно, все изученные ископаемые кости содержат сульфатную серу, которая по изотопному составу существенно отличается от диагенетической сульфатной серы прежде всего по весьма низким значениям

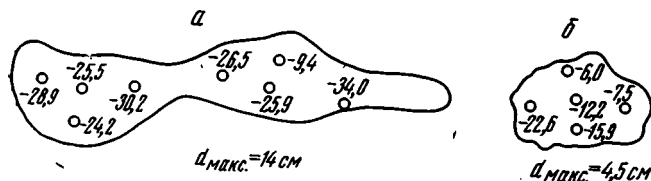
$\delta^{34}\text{S}$  (до  $+0,6\%$ ). Эти данные указывают на миграцию серы в керченских рудах в стадию эпигенеза и подтверждают вывод о понижении  $\delta^{34}\text{S}$  сульфата в растворах этой стадии. Весьма вероятно, что растворимый в  $\text{HCl}$  сульфат фиксировался в костях позже, чем нерастворимый (барит), так как сера первого содержит меньше изотопа  $^{34}\text{S}$ .

Угленосная толща Новомосковска. Изученные конкреции пирита происходят из разных частей разреза карбоновой угленосной толщи: из каменных углей и разделяющих их осадочных пород.

1. Основание угольного пласта  $\text{C}_1^h$  (фиг. 6). В двух изученных конкрециях в процессе роста происходило обогащение серы изотопом  $^{32}\text{S}$ .



Фиг. 6. Пиритовые конкреции из каменных углей Новомосковска



Фиг. 7. Пиритовые конкреции из межугольных пород Новомосковска

Рост одной из этих конкреций (а) начинался с значения  $\delta^{34}\text{S} = +9,9\%$ , а другой (б) — с  $\delta^{34}\text{S} = -8,6\%$ , т. е., по-видимому, формирование второй конкреции началось позже.

2. Тот же пласт угля, 0,4—0,5 м выше его основания. Для одной из двух изученных конкреций (в) характерно повышение содержания изотопа  $^{32}\text{S}$  при росте. По-видимому, это же характерно для второй конкреции (г).

3. Средняя часть основного угольного пласта, на 1—1,5 м выше места взятия конкреций в и г. Из обильных конкреций пирита для определения изотопного состава серы использованы две (д и е). При их росте происходило увеличение содержания изотопа  $^{32}\text{S}$ .

4. Верхний угольный прослой мощностью 0,2 м. Две пиритовые конкреции (ж и з), как и охарактеризованные выше конкреции из основного пласта, отличаются повышением содержания изотопа  $^{32}\text{S}$  в процессе роста.

Для изученных конкреций пирита из каменного угля Новомосковска можно считать характерным понижение в процессе роста содержания изотопа  $^{34}\text{S}$ . Вероятная причина этого — усиление роли пресноводного сульфата в растворах при отделении прибрежных лагун от моря.

5. Две изученные нами пиритовые конкреции обнаружены в межугольных породах (фиг. 7). Одна из них (а) происходит из песков-плывунов, залегающих над верхним угольным пластом; вторая (б) — из песчано-глинистых отложений, залегающих на 1,5—2 м выше основного угольного пласта. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  указывают на формирование конкреций в конце стадии раннего диагенеза и в начале стадии позднего диагенеза.

Плейстоценовые отложения низовьев Енисея. В этих отложениях наблюдаются конкреционные обособления пирита с поперечником не более 1 см. Для определения изотопного состава серы были использованы средние пробы пирита из различных слоев (табл. 2).

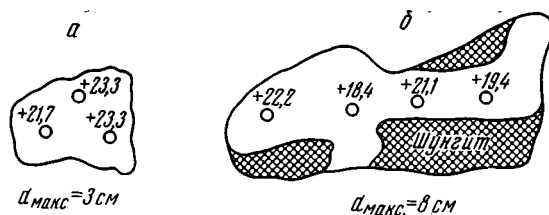
Таблица 2

Изотопный состав серы дисульфида железа из плейстоценовых отложений низовьев Енисея

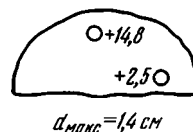
| Породы   | $\delta^{34}\text{S}$ , ‰ | Породы                       | $\delta^{34}\text{S}$ , ‰ |
|----------|---------------------------|------------------------------|---------------------------|
| Галечник | —25,6                     | Песок среди суглинка         | +35,9                     |
| Суглинок | —13,2                     | Валунный суглинок            | +30,2                     |
| »        | —10,7                     | Галечник в суглинках         | —7,1                      |
| »        | —1,6                      | Ожелезненный песок с гравием | +4,0                      |
| Глина    | —24,6                     |                              |                           |

Судя по абсолютным значениям  $\delta^{34}\text{S}$  (табл. 2), в плейстоценовых отложениях низовьев Енисея содержатся конкреции, образовавшиеся в различные стадии литогенеза: от раннего до позднего диагенеза и, может быть, эпигенеза.

Докембрийская шунгитоносная толща Карелии (часть онежской серии среднего протерозоя). В массе шунгита, который по составу занимает промежуточное положение между графитом и каменным углем, местами наблюдается большое количество мелких конкреций пирита. Данные изучения изотопного состава серы двух из них (фиг. 8) показывают, что они обогащены изотопом  $^{34}\text{S}$ , но абсолютные значения  $\delta^{34}\text{S}$  в разных частях конкреций отличаются незначительно. Причиной этого следует считать быстрое течение сульфатредукции при обильном количестве органического вещества и небольшом количестве сульфата в стадию диагенеза.



Фиг. 8. Пиритовые конкреции из Шунгит



Фиг. 9. Пиритовая конкреция из формации Саудэн

Докембрийская железорудная формация Саудэн (Северная Америка). Возраст этой формации — около 3 млрд. лет. Мелкие конкреции пирита наблюдаются в измененном углистом веществе. Для конкреций характерны положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$ . В одной из них (фиг. 9) величина  $\delta^{34}\text{S}$  в процессе роста повысилась примерно с +2,5 до +14,8‰. Это дает основание отнести конкрецию к позднедиагенетическим образованиям. Кроме того, относительно высокое абсолютное значение  $\delta^{34}\text{S}$  в краевых частях конкреции само по себе представляет выдающийся интерес, так как свидетельствует о проявлении изотопного фрак-



ционирования серы в весьма отдаленный период развития Земли. Косвенно это подтверждает вывод Х. Бэнкса (Banks, 1970) о фотосинтезе примитивными растениями около 3 млрд. лет назад.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основываясь на данных об изменениях изотопного состава серы при литогенезе, можно прежде всего различать сульфаты и сульфиды, образовавшиеся в стадии раннего и позднего диагенеза. Для раннего диагенеза характерно возрастание содержания изотопа  $^{32}\text{S}$  со временем. Исходя из представлений об изменении изотопного состава серы при литогенезе, началом позднего диагенеза можно считать время, когда прекращается регенерация облегченного сульфата; этому соответствует прекращение уменьшения значения  $\delta^{34}\text{S}$  и начало его увеличения. Очевидно, что абсолютные значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидной и сульфатной серы, при которых происходит переход от накопления изотопа  $^{32}\text{S}$  к накоплению изотопа  $^{34}\text{S}$ , зависят от местных условий сульфатредукции (абсолютная величина  $\delta^{34}\text{S}$  исходного сульфата, его количество в сфере бактериальной редукции, количество органического вещества, скорость седиментации). Следовательно, главное значение для установления стадии диагенеза имеет не абсолютная величина  $\delta^{34}\text{S}$ , а направленность ее изменения в ходе бактериальной сульфатредукции. В этом отношении изучение распределения серы с различным изотопным составом в массе конкреций представляет первостепенный интерес. Очень высокие и очень низкие значения  $\delta^{34}\text{S}$  соответственно указывают на формирование сульфатов и сульфидов в стадии позднего и раннего диагенеза.

При росте конкреций сульфидов железа и барита происходит закономерное изменение изотопного состава серы от ранее образовавшихся частей конкреций к их позднее образовавшимся частям. Судя по изменению  $\delta^{34}\text{S}$ , геометрический центр конкреции не всегда совпадает с центром ее роста.

Данные по изученным сульфидным конкрециям из каменного угля указывают на быстрое течение сульфатредукции при отсутствии регенерации облегченной сульфатной серы в присутствии большого количества органических веществ. В этих условиях разграничение ранней и поздней стадий диагенеза по аналогии с осадочными породами затруднительно.

Помимо диагенетических в осадочных толщах встречаются эпигенетические конкреции сульфидов железа и барита. Образование эпигенетических конкреций происходит после поступления в сформировавшуюся породу вод континентальной циркуляции. В отличие от предшествующей стадии позднего диагенеза в стадию эпигенеза содержание изотопа  $^{34}\text{S}$  обычно уменьшается. В процессе роста у эпигенетических конкреций, как и у конкреций стадии раннего диагенеза, величина  $\delta^{34}\text{S}$  уменьшается. Однако у раннедиагенетических сульфидных конкреций в самый ранний период их роста величины  $\delta^{34}\text{S}$  всегда довольно низкие и отрицательные, а у эпигенетических — значительно более высокие и часто положительные. В конкрециях эпигенетических баритов абсолютные значения в конечный период их роста могут быть значительно ниже, чем в конкрециях стадии раннего диагенеза. Изученные авторами эпигенетические конкреции сульфидов и барита обычно содержат механические включения.

Существование в одной и той же осадочной толще серы, которая резко различается по содержанию изотопов  $^{32}\text{S}$  и  $^{34}\text{S}$ , объясняет значительный разброс абсолютных значений  $\delta^{34}\text{S}$  в осадочных сульфидах и стратиформных месторождениях, сера которых уже имела в осадочных породах в период формирования руд. Данные об изменении изотопного состава серы в ходе литогенеза объясняют существенное различие в изотопном составе серы одновозрастных выделений сульфидного минерала в пределах одного и того же образца руды из стратиформного месторождения.

Данные статьи указывают на концентрацию в некоторых осадочных сульфидах значительных количеств изотопа  $^{34}\text{S}$ . Этот факт представляет большой интерес, так как позволяет объяснить образование некоторых гидротермальных сульфидов с повышенными положительными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  как результат мобилизации серы осадочных пород. Примером могут служить месторождения Верхней Силезии ( $\delta^{34}\text{S}$  от +0,1 до +67,1‰). Однако в сравнении с серой, обогащенной изотопом  $^{32}\text{S}$  при процессах раннего диагенеза, сера, обогащенная изотопом  $^{34}\text{S}$ , характерна для процессов позднего диагенеза, которые протекают при весьма ограниченном количестве сульфата. Поэтому общее количество утяжеленной диагенетической серы в осадочных породах обычно незначительно. Вместе с тем количество утяжеленной серы может существенно увеличиваться, если в сферу бактериальной редукции проникают погребенные морские воды или глубинные рассолы с утяжеленным сульфатом.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море.— *Геохимия*, 1961, № 10.
- Голубчина М. Н., Богданов Ю. В., Прилуцкий Р. Е., Токсубаев А. Н., Феоктистов В. П. Пирит с необычным изотопным составом серы.— *Геохимия*, 1969, № 9.
- Чухров Ф. В. К вопросу об изотопном фракционировании серы при литогенезе.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1970, № 2.
- Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. К вопросу об изотопном составе серы конкреций.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1971, № 3.
- Banks H. P. Major evolutionary events and the geological record of plants.— *Biol. Review*, 1970, v. 47, No. 3.
- Gehlen K., Nielsen H. Schwefel-Isotope aus Blei-Zink-Erzen von Oberschlesien.— *Min. Deposita*, 1969, v. 4, No. 3.
- Hartmann M., Nielsen H.  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in Meeres-Sedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der westlichen Ostsee.— *Geol. Rundschau*, 1969, H. 3.
- Richter W., Blohm E. K., Fanth H., Geyh M., Goldberg G., Hahn J., Nielsen H., Stahl W. Der Stoffhaushalt im Übergangsbereich zwischen intrudiertem Meerwasser und binneländischem, versalztenem Tiefgrundwasser im Küstengebiet der Nordsee. Intern. Hydrol. Dekade, Deutsch. Beitrag in 1965—1969. Deutsche Forschungsgemeinschaft, 1969.

ИГЕМ АН СССР  
Москва

Дата поступления  
9.X.1972

УДК 546.2 : 553.492

## ОБ УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ ГЕРМАНИЯ В БОКСИТАХ

**Е. С. ГУТКИН, С. М. СЕДЕНКО**

Среднее содержание германия в бокситах следующее, г/т: Североуральский бассейн — 1,5; Ивдельский бассейн — 3,4; Салаирский кряж — 2,0; Средний Урал — 2,0; Южный Урал — 2,2; Енисейский кряж — 6,0; Западная Африка — 1,6. Бокситы отличаются более высоким содержанием германия, чем материнские породы.

В нашей предыдущей статье было рассмотрено распространение германия в бокситах Североуральского и Тихвинского бассейнов и ряда месторождений Югославии и Греции (Седенко и др., 1970). При этом основное внимание было уделено химизму процессов взаимодействия германия с главнейшими компонентами и минералами бокситов и латеритных кор выветривания. В настоящей работе мы предприняли попытку выявить факторы, регулирующие количественное поступление германия в бокситы. Решение этой задачи требует предварительного выяснения двух вопросов: 1) свойственно ли бокситам в целом накапливать германий и 2) каким образом этот элемент распределяется среди их минеральных компонентов. Ответ на первый может быть получен сравнительно легко. Для этого требуется определить содержание германия в бокситах и материнских для них породах. Решить второй вопрос труднее, ибо минералы в бокситах обычно находятся в тонкодисперсной смеси и выделение из нее мономинеральных фракций не всегда возможно.

### СОДЕРЖАНИЕ ГЕРМАНИЯ В БОКСИТАХ И ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОДАХ

Среднее содержание германия в бокситах г/т: Северного Урала — 1,5; Тихвинского района — 2,5; Черногории (Косово Полье) — 0,6; Обровац в Югославии — 1,8; Парнас и Геликон в Греции — 2,3 и 3,3 соответственно (Седенко и др., 1970); Казахстана — 2,2 (Теняков, Лавренчук, 1964). Как видно, колебания невелики, но в отдельных образцах даже одного и того же месторождения — более значительны: например, в месторождении Геликон — 0,5—9 г/т.

Дополнительно мы изучили распределение германия в бокситах двух геосинклинальных и четырех платформенных бассейнов и месторождений.

Бокситы Ивдельского бассейна и Салаирского кряжа геосинклинальные, возраст их девонский. Образование этих бокситов связано с переотложением древних латеритных продуктов. Основной рудный минерал ивдельских бокситов — диаспор, встречается бемит, присутствуют каолинит, гематит и хлорит, редко (не более 1—3%) — сфен, опал, халцедон, сульфиды и карбонаты. Первоисточник глинозема, по нашему мнению, — эффузивные и эффузивно-осадочные породы и формировавшаяся на них латеритная кора выветривания.

**Содержание (g/t) германия в бокситах и генетически связанных с ними породах разных месторождений**

| Район, месторождение                  | Материал                                                           | Число проб | От — до среднее        |
|---------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|------------|------------------------|
| Ивдельский бассейн                    | Бокситы серые и красные                                            | 11         | <u>1,2—7,3</u><br>3,4  |
| То же                                 | Порфириты, туфы                                                    | 8          | <u>1,2—2,4</u><br>1,8  |
| Североуральский бассейн               | Бокситы зеленовато-серые и красные                                 | 115        | <u>1,2—1,8</u><br>1,5  |
| То же                                 | Порфириты, продукты их выветривания, туфопесчаники и туфосланцы    | 16         | <u>0,6—2,2</u><br>1,4  |
| Салаирский кряж                       | Бокситы серые                                                      | 10         | <u>1,4—3,0</u><br>2,0  |
| Мугайское                             | Бокситы красные, красновато-бурые, бобовые, аллиты белые и розовые | 8          | <u>1,2—3,3</u><br>2,0  |
| То же                                 | Порфириты и продукты их выветривания                               | 6          | <u>0,8—2,1</u><br>1,4  |
| Енисейский кряж и Чадобецкое поднятие | Бокситы красные, аллиты и сиаллиты красные, бурые и белые          | 8          | <u>2,0—20,0</u><br>6,0 |
| Южный Урал, Орская депрессия          | Латериты охристые, зеленовато-желтые, бокситы красные              | 6          | <u>1,4—3,3</u><br>2,2  |
| То же                                 | Порфириты и продукты их выветривания                               | 8          | <u>0,8—2,4</u><br>1,5  |
| Республика Мали                       | Латеритные бокситы, латеритные железные руды, аллиты               | 10         | <u>1,0—3,6</u><br>1,6  |
| То же                                 | Песчаники и сланцы                                                 | 4          | <u>1,2—1,8</u><br>1,4  |

Бокситы Салаирского кряжа тоже диспоровые, местами метаморфизованы, и тогда в них встречается корунд, маргарит и хлоритоид. Постоянно присутствуют хлорит, каолинит, редко гематит, рутил, пирит и карбонаты. Образование бокситов связывают с латеритным выветриванием основных вулканогенных пород нижнего палеозоя.

Изучение германия в бокситах платформенных областей производилось по образцам, отобранному на мезокайнозойских месторождениях Среднего Урала (Мугайское месторождение), восточного склона Южного Урала, Енисейского кряжа и республики Мали.

Мугайское месторождение — серия разобщенных рудных тел, имеющих в плане лентовидную форму. Рудные залежи располагаются в толще континентальных пород апт-альбского возраста. Состав бокситов гиббситовый с примесью каолинита, галлуазита, магнетита, маггемита, гематита, гидрогематита, рутила и анатаза. Редко встречается сидерит. Бокситы — продукты размыва и переотложения латеритных кор выветривания палеозойских вулканогенно-осадочных пород.

Из южноуральских месторождений изучались нижнемезозойские латериты, образовавшиеся на вулканогенных породах основного состава. Минеральный состав латеритов: гиббсит, каолинит, галлуазит, окислы и гидроокислы железа, рутил, анатаз и сфен.

На Енисейском кряже изучались бокситы из месторождений котловинного и карстового типов. В первом случае руды приурочены к мощной коре выветривания на ультраосновных и основных породах, а во втором располагаются в карстовых полостях нижнекембрийских известняков. По возрасту они относятся к верхам мела — палеогена. Бокситы гиббси-

товые с гематитом, гетитом, гидрогетитом и каолинитом. В обломочном материале отмечаются кварц, турмалин, циркон, магнетит.

Образцы типичных латеритов из республики Мали представлены бокситами, железными рудами и сиаллитами.

Полученные результаты и литературные сведения показывают, что концентрация германия в бокситах не опускается ниже кларкового уровня (табл. 1). Лишь на месторождении Косово Поле среднее содержание германия в бокситах равно 0,6 г/т. На большинстве же месторождений его среднее содержание в бокситах и глинистых породах примерно одинаковое, редко более высокое: 3,4 г/т в бокситах Ивдельского бассейна и 6 г/т в бокситах Енисейского края. В Ивдельском бассейне повышенное содержание германия характерно не только для бокситов, но и для материнских пород, послуживших источником для их образования. Что касается бокситов Енисейского края, то «ураганные» содержания германия встречаются только в бокситах и бокситовидных породах одного из месторождений Чадобецкого поднятия. Если исключить образцы из этого месторождения, то уровень концентрации элемента не превысит содержаний, характерных для ряда других бокситовидных месторождений.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕРМАНИЯ СРЕДИ СОСТАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ БОКСИТОВ

Минералы бокситов Североуральского бассейна имеют различное происхождение и отражают некоторые процессы бокситообразования. Магнетит и титаномagnetит — терригенные минералы. Они принесены из более древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, подвергавшихся выветриванию и послуживших источником для формирования бокситов. Каолинит, метагаллузит и монтмориллонит характеризуют гипергенное изменение бокситов — их силикацию, а сидеротиллит образуется при современном выветривании пиритизированных бокситов.

Содержание германия в очищенных фракциях этих минералов следующее, г/т: магнетит и титаномagnetит — 1,8—2,8; магнитная фракция из красного боксита — 2,2; немагнитная фракция из него же — 1,8; сидеротиллит — 0,8; каолинит — 2,4; метагаллузит — 1,6; монтмориллонит — 2,1. Как видно, эти величины существенно не отличаются от фонового содержания германия в бокситах.

Существенно другие результаты были получены при изучении шаровых конкреций в девонских бокситах Северного Урала. Эти конкреции образовались в процессе диагенеза бокситового осадка при его дегидратации. В пользу этого вывода говорит появление в составе конкреций аутигенного корунда.

В большинстве случаев диагенетические конкреции оказываются концентраторами германия (табл. 2). Наиболее богаты германием конкреции, обогащенные диагенетическим сидеритом. По нашим данным, мобилизация германия происходила в тех конкрециях, которые наиболее интенсивно проработаны вторичными процессами. Главное значение при этом принадлежит процессу образования карбонатов, прежде всего диагенетическому сидериту. В конкрециях, содержащих мало карбонатов, концентратором германия, по всей вероятности, был диагенетический корунд.

Чтобы выяснить распределение германия среди минералов боксита, чаще всего приходится прибегать к косвенным методам. Мы использовали метод сопоставления содержаний германия в бокситах путем удаления из них некоторых компонентов растворами кислот и щелочи.

При графическом сопоставлении содержаний германия с содержаниями алюминия, железа, кремния и титана по результатам химического анализа 53 проб никаких закономерностей не обнаружено (см. фигуру). Более строгая проверка приводит к такому же выводу. Мы определили корреляционные соотношения для пар  $\text{Ge—SiO}_2$ ,  $\text{Ge—Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Ge—Fe}_2\text{O}_3$ ,

Химический и минеральный составы бокситовых конкреций и вмещающих пород

| № образца | Материал                               | Минералы, * %                          | Компоненты, %    |                  |                                |                                |       |      |      |        |      |                 | Ge, g/t |
|-----------|----------------------------------------|----------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|--------|------|-----------------|---------|
|           |                                        |                                        | 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   | CaO  | MgO  | П.п.п. | S    | CO <sub>2</sub> |         |
| 1         | Внешняя часть красного шара            | Д-60; Ко-15; Ге, Р-17; Кр-3            | 0,46             | 2,20             | 65,54                          | 15,02                          | 1,94  | 0,60 | —    | 13,72  | 0,29 | 1,10            | 4,1     |
| 2         | Боксит красный на контакте с шаром     | Д-40; Б-15; Ге, Р-16; Ка, Га-20; X-4   | 13,82            | 2,30             | 53,08                          | 13,93                          | 2,29  | 0,46 | 0,40 | 13,52  | 0,05 | 0,64            | 2,4     |
| 3         | Боксит красный внешней части шара      | Д-67; Ге, Р-9; Кр-20                   | 0,88             | 2,45             | 57,81                          | 6,89                           | 5,75  | 5,28 | 0,84 | 19,56  | 0,29 | 8,96            | 8,6     |
| 4         | Боксит красный, 0,6 м от шара, обр. 77 | Д-40; Б-8; Ге, Р-17; Ка, Га-25; X-5    | 11,44            | 2,30             | 54,79                          | 15,31                          | 2,00  | 0,37 | 0,14 | 13,16  | 0,19 | 0,25            | 3,6     |
| 5         | Внутренняя часть зеленоватого шара     | Д-25; Ко-16; Ка-23; П-12; Ка, X, Ге-20 | 2,46             | 2,32             | 36,85                          | 13,05                          | 12,07 | 4,65 | —    | 23,60  | 8,01 | 11,30           | 7,0     |
| 6         | Боксит красный слабомаркий             | Д-67; Ге, Р-25; X-5                    | 1,24             | 2,36             | 57,54                          | 21,94                          | 2,16  | 1,32 | —    | 12,50  | 0,04 | 0,97            | 1,2     |
| 6а        | Боксит осветленный и ядро конкреции    | Д-85; Ге, Р-4; Кр-6; X-4               | 0,94             | 2,20             | 72,93                          | 2,35                           | 3,02  | 2,01 | —    | 15,80  | 0,16 | 3,11            | 1,2     |

\* Д — диаспор; Б — бемит; Ко — корунд; Ге — гематит; Р — рутил; Га — галлуазит; Кр — карбонаты; Ка — каолинит; X — хлорит; П — пирит.

Ge—FeO, Ge—TiO<sub>2</sub>, Ge—CaO и Fe—MgO. Рассчитывались коэффициенты ранговой корреляции по формуле Спирмана:

$$R = 1 - \frac{6\sum d^2}{N(N^2 - 1)},$$

где  $d$  — разность между исправленными номерами двух исследуемых компонентов в одной пробе;  $N$  — число проб.

Оценка значимости коэффициентов корреляции определялась по критерию Ван дер Вардена:

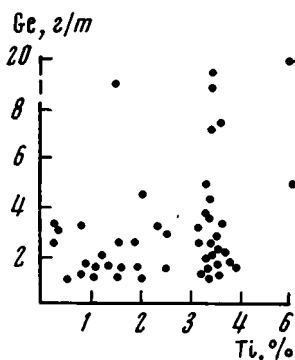
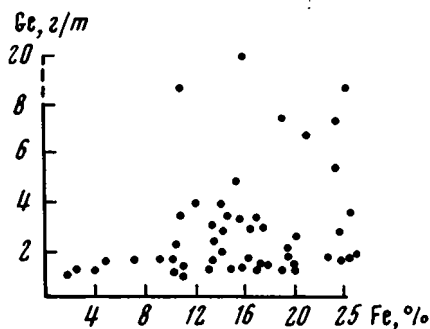
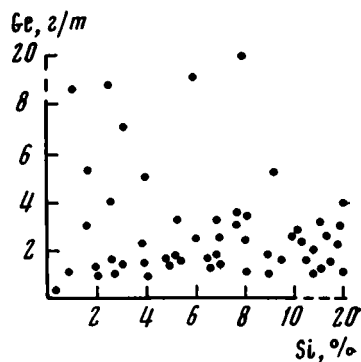
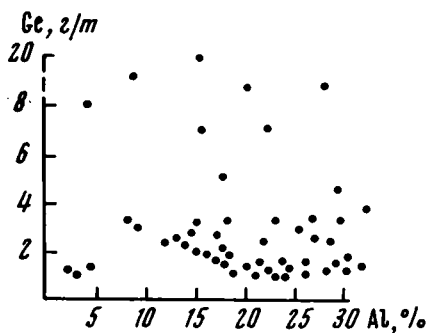
$$|h| \geq \frac{Z(1-q)}{N(N^2 - 1)},$$

где  $Z(1-q)$  — квантиль, соответствующая вероятности  $P = 1 - q$  и  $q\%$ -ному уровню значимости. Принимался 1%-ный уровень значимости, для которого  $Z(1-q) = 2,58$ .

Судя по значениям коэффициентов корреляции (табл. 3), наличие корреляционной связи можно предполагать только у пар Ge—CaO и Ge—MgO. Однако вследствие невыполнения неравенства Ван дер Вардена эта связь должна быть признана незначимой, т. е. и в этих случаях корреляционные соотношения отсутствуют.

Изучение поведения германия при обработке бокситов различными растворителями заключалось в следующем. Пробы измельчались до 0,07 мм. Навеска 10—15 г заливалась 100—150 см<sup>3</sup> раствора кислоты или щелочи и доводилась на водяной бане до кипения. Время кипячения при тщательном перемешивании материала 3—5 мин. Нерастворимый остаток промывался дистиллированной водой на грубом фильтре и просушивался в сушильном шкафу.

Пробы обрабатывались смесью 10%-ной HCl и HNO<sub>3</sub> и 0,5 N NaOH. В первом случае из проб удалялись карбонаты, окислы и гидроокислы



Графики сопоставлений концентраций германия с концентрациями алюминия, кремния, железа и титана

железа. Остальные минералы в существенных количествах в раствор не переходили. Обработке в царской водке подвергались те пробы, где кроме удаления из осадка окислов железа и карбонатов надо было увеличить концентрацию корунда за счет частичного растворения других минералов. Обработкой проб в 0,5 *N* растворе NaOH удаляли гиббсит. Результаты экспериментов (табл. 4) свидетельствуют о следующем.

Содержание германия во всех пробах изменилось, но не более чем на 20%. Если же учесть, что точность применявшегося метода анализа составляла также 20%, то нет основания считать, что наблюдаемые изменения свидетельствуют о действительном увеличении или уменьшении содержания германия. Лишь в двух случаях изменение его содержания более значительное: в пробе 7 уменьшение на 42%, а в пробе 10 увеличение на 36%.

Содержание SiO<sub>2</sub> во всех пробах повысилось. Количество TiO<sub>2</sub> в 8 пробах увеличилось на 24—70% и лишь в одной уменьшилось на 13%.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции

| Показатели               | Ge—SiO <sub>2</sub> | Ge—TiO <sub>2</sub> | Ge—Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Gl <sub>2</sub> —Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Ge—FeO | Ge—CaO | Ge—MgO |
|--------------------------|---------------------|---------------------|-----------------------------------|-------------------------------------------------|--------|--------|--------|
| Число проб               | 53                  | 53                  | 53                                | 53                                              | 39     | 43     | 36     |
| Коэффициент корреляции   | —0,01               | 0,155               | —0,193                            | 0,117                                           | 0,020  | 0,314  | 0,286  |
| Критерий Ван дер Вардена | 0,359               | 0,359               | 0,359                             | 0,359                                           | 0,416  | 0,397  | 0,437  |

## Изменение химического состава бокситов и латеритов при обработке растворами кислот и щелочи

| № образца | Материал                              | Минералы *           | Растворитель  | Перешло в раствор, % | Компоненты ** |       |                  |                  |                                |
|-----------|---------------------------------------|----------------------|---------------|----------------------|---------------|-------|------------------|------------------|--------------------------------|
|           |                                       |                      |               |                      | g/t           | %     |                  |                  |                                |
|           |                                       |                      |               |                      |               | Ge    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
| 7         | Конкреция зеленовато-серого боксита   | Д, ка, ко, си, п, ге | HCl 10%       | 28                   | 5,0           | 8,54  | 2,21             | 22,64            | 38,65                          |
|           |                                       |                      |               |                      | 2,9           | 10,76 | 1,92             | 11,87            | 54,91                          |
| 8         | Латеритизированный кварцевый песчаник | К, г, ге, ка         | HCl 10%       | 29                   | 1,6           | 69,24 | 0,80             | 21,51            | 4,34                           |
|           |                                       |                      |               |                      | 1,4           | 93,08 | Сл.              | 1,00             | 4,05                           |
| 9         | Темно-серый осадочный боксит          | Ка, х, ко, ге, д     | Царская водка | 44                   | 2,8           | 16,96 | 2,86             | 19,01            | 51,14                          |
|           |                                       |                      |               |                      | 2,2           | 22,00 | 3,57             | 4,00             | 64,48                          |
| 10        | То же                                 | М, х, ко, п, ге, ка  | То же         | 41                   | 3,0           | 20,00 | 1,85             | 14,07            | 44,82                          |
|           |                                       |                      |               |                      | 4,1           | 27,50 | 2,50             | 0,40             | 55,45                          |
| 11        | Сиаллит                               | Х, к, ка, кр, ге, гт | »             | 39                   | 2,50          | 29,15 | 3,22             | 9,47             | 6,25                           |
|           |                                       |                      |               |                      | 3,2           | 70,86 | 5,56             | 1,60             | 7,84                           |
| 12        | Боксит осадочный                      | Ка, г, ге, р, а      | NaOH, 0,1 N   | 14                   | 20,0          | 17,22 | 10,00            | 21,86            | 32,49                          |
|           |                                       |                      |               |                      | 23,7          | 20,02 | 10,90            | 27,35            | 27,35                          |
| 13        | То же                                 | Г, ка, р, а, ге      | То же         | 18                   | 6,0           | 3,22  | 10,00            | 31,44            | 34,01                          |
|           |                                       |                      |               |                      | 7,7           | 4,40  | 11,90            | 45,90            | 23,85                          |
| 14        | Охристый латеритный боксит            | Г, ге, р, а          | »             | 17                   | 1,7           | 4,88  | 4,16             | 15,07            | 47,02                          |
|           |                                       |                      |               |                      | 1,6           | 6,40  | 5,56             | 20,16            | 41,98                          |
| 15        | Зеленовато-желтый латеритный боксит   | Ге, р, г             | »             | 13                   | 3,3           | 17,14 | 3,89             | 15,21            | 37,45                          |
|           |                                       |                      |               |                      | 3,1           | 21,06 | 5,00             | 24,55            | 28,10                          |

\* а — анатаз, г — гиббсит, ге — гематит, гт — гетит, д — диаспор, ка — каолинит, кр — карбонаты, м — маргарит, п — пирит, р — рутил, ко — корунд, си — сидерит, к — кварц, х — хлорит. \*\* Содержание компонентов в пробе: в числителе — до, в знаменателе — после ее обработки.

Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в пробах, обработанных NaOH, возросло на 25—62%, а царской водкой — уменьшилось на 48—97%. Изменения содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> прямо противоположны изменениям Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Таким образом, обработка проб привела к растворению и выносу либо окисных и гидроокисных минералов железа, либо гиббсита. В то же время содержание германия в большинстве случаев осталось почти на прежнем уровне. В двух образцах содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> увеличилось, а Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> уменьшилось, тогда как концентрация германия в одном случае снизилась, а в другом повысилась. Эти данные косвенно свидетельствуют о примерно одинаковой германиености названных компонентов в большинстве образцов, поскольку искусственное изменение их количественных соотношений не отражается на содержании германия в бокситах.

В обр. 8 (табл. 4) после обработки его HCl обломочный кварц составлял 93% пробы, а содержание германия — 1,4 г/т. Следовательно, в обломочном кварце бокситов, как и других пород (Седенко и др., 1968), содержание германия 0,5—1,5 г/т. Как известно, карбонатное вещество конкреционных сидеритов не концентрирует германий, содержит его меньше, чем в примеси глинистого материала (Тимофеева, Седенко, 1968).

Что касается конкреционных образований в бокситах Североуральского бассейна, то здесь картина иная, хотя наш вывод в этом отношении предварительный.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В бокситах, германиеность которых не отличается чрезмерно от кларкового уровня, концентрация германия в основных компонентах примерно одинаковая и соответствует содержанию элемента в руде в



целом. Ранее нами был сделан аналогичный вывод для североуральских, тихвинских и балканских бокситов. Очевидно, можно считать, что это присуще рудам всех тех месторождений, где не происходило накопления германия в значительных количествах.

Роль отдельных составных компонентов бокситов в определении общей германиеносности руд различная. Основное значение имеют аутигенные минералы железа и алюминия. Обломочные минералы не играют существенной роли из-за крайне низкого содержания их в рудах и вследствие отсутствия среди них разностей с аномально высоким содержанием германия.

Отношение содержания суммы окислов алюминия и железа к содержанию германия в материнских породах и генетически связанных с ними бокситах изменяется мало. Следовательно, главное значение имеет содержание германия в материнских породах.

В дальнейшем германий наряду с алюминием и железом связывается в продуктах выветривания, и вследствие уменьшения массы остаточных продуктов по отношению к массе материнских пород концентрация его увеличивается. Даже в наиболее благоприятных для накопления германия условиях концентрация его в бокситах, вероятно, не может превысить кларк более чем в 2—3 раза. Только в некоторых осадочных бокситах возможность накопления германия зависит от существования дополнительных его источников. Такими источниками могут быть природные воды, связанные с вулканическими процессами либо с разрушением месторождений германиеносных углей, железных руд или других пород, содержащих повышенные концентрации германия. Совпадение во времени и пространстве этих процессов с бокситообразованием может приводить к накоплению германия в бокситах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Седенко С. М., Гроховская Н. К., Зубов В. И. Германий в песчаниках и алевролитах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4.  
Седенко С. М., Гуткин Е. С., Савченко В. В. О германиеносности бокситов.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 2.  
Седенко С. М., Миронюк Л. М., Гроховская Н. К. О некоторых закономерностях распространения германия среди глинистых пород.— Геол. ж., 1968, т. 28, вып. 5.  
Теняков В. А., Лавренчук В. Н. О распространении германия в бокситах.— Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 6.  
Тимофеева З. В., Седенко С. М. О поведении германия при диагенетическом сидеритообразовании.— Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 1.

Комплексная геологоразведочная экспедиция  
Североуральск

Дата поступления  
19.VI.1970

УДК 546.4 : 550.4 : 551.311.231

## **К ГЕОХИМИИ КАДМИЯ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**Г. А. ГОЛЕВА, Н. А. ЧИТАЕВА**

В статье рассматривается поведение кадмия в твердой и водной фазах зоны гипергенеза полиметаллических и медноколчеданных месторождений. Установлена тенденция к рассеянию кадмия кислыми сульфатными водами и к осаждению из щелочных карбонатных вод в виде различных минералов (отавит и др.). Основными концентраторами кадмия в зоне окисления сульфидных месторождений являются карбонаты цинка, лимониты и глинистые минералы.

Несмотря на появившийся в последнее время повышенный интерес к геохимии кадмия (Н. А. Росляков, С. И. Смирнов и др.), некоторые закономерности его распределения в зонах гипергенеза различного типа и формы переноса в подземных водах изучены слабо.

### **РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАДМИЯ В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Геохимия кадмия в зоне окисления полиметаллических месторождений в общих чертах рассмотрена С. С. Смирновым (1955). По его данным, сульфат кадмия, образующийся при окислении кадмийсодержащего сфалерита, благодаря хорошей растворимости переносится в водных растворах и отлагается вместе с цинком в цинковых карбонатных рудах. В участках с восстановительной обстановкой происходит отложение гринокита —  $\text{CdS}$ . Известно, что на месторождении Тзумеб кадмий образует промышленно важную зону вторичного обогащения. Полученные нами материалы о распределении кадмия в зоне окисления полиметаллических месторождений в целом подтверждают выводы С. С. Смирнова. Так, по данным И. В. Витовской (1962), кадмий образует локальные концентрации в виде гринокита в нижней части зоны окисления месторождения Кызыл-Эспе.

Согласно В. Н. Дубининой и И. А. Корнилович (1962), кадмий концентрируется в монгеймите и смитсоните второй генерации из зоны окисления Тайнинского, Акагуевского и Мальцевско-Килгинского месторождений Восточного Забайкалья в количестве 0,15—1,0%. Несколько меньше его ( $\sim 0,01\%$ ), по В. Н. Дубининой и И. А. Корнилович, в черном каламине, замещающем смитсонит, и в лимоните; причем, лимонит, замещающий сфалерит, содержит несколько большие количества кадмия (до 0,3%), чем его перетолженные разности (0,01—0,1%). Сходные данные получены и М. Ф. Куликовой (1962, 1963), установившей, кроме того, несколько повышенные содержания кадмия в соконите (0,001—0,004%). Еще более высокие концентрации кадмия (0,45—1,61%) отмечены С. Т. Бадаловым и М. Р. Еникеевым (1959) для смитсонита из

## Содержания и отношения цинка и кадмия в сфалерите и смитсоните полиметаллических месторождений

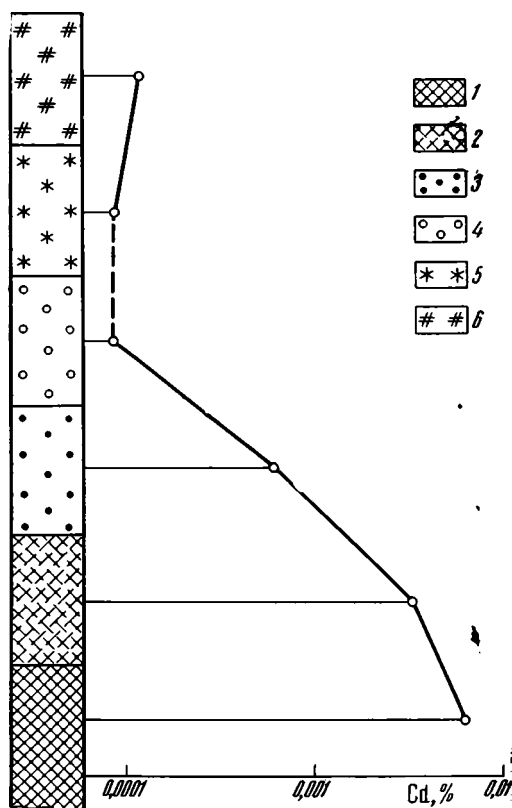
| Месторождение                | Сфалерит   |       |         | Смитсонит  |       |       | Источник сведений                             |
|------------------------------|------------|-------|---------|------------|-------|-------|-----------------------------------------------|
|                              | число проб | Cd, % | Zn/Cd   | число проб | Cd, % | Zn/Cd |                                               |
| Средняя Азия                 |            |       |         |            |       |       |                                               |
| Алтын-Топканское рудное поле |            |       |         |            |       |       |                                               |
| Главная рудная зона          | 23         | 0,87  | 77      | 1          | 0,57  | 91    | (Бадалов, Еникеев, 1959)                      |
| Айгыр-Булак                  | 5          | 0,45  | 151     | 1          | 0,67  | 78    | То же                                         |
| Кансай Центральный           | 8          | 1,0   | 67      | 3          | 0,257 | 203   | (Куликова, 1966)                              |
| Такели                       | 7          | 0,72  | 94      | 7          | 1,13  | 46    | (Бадалов, Еникеев, 1959),<br>(Куликова, 1966) |
| Южная Дарбаза                |            | 1,0   |         |            | 0,341 |       | То же                                         |
| Восточное Забайкалье         |            |       |         |            |       |       |                                               |
| Екатерино-Благодатское       | Ед.        | 0,25  | 204     | Ед.        | 0,051 | 1020  | (Кузнецов, Мейтув, 1967)<br>(Куликова, 1963)  |
| Воздвиженское                | Ед.        | 0,17  | 328     | »          | 0,012 | 5150  | То же                                         |
| Акагуйское                   | ?          | 0,25  | 204     | »          | 1,0   | 52    | (Дубинина, Корнилович,<br>1962)               |
| Ивановское                   | Ед.        | 0,46  | 96      | »          | 0,01  | 5203  | (Кузнецов, Мейтув, 1967)<br>(Куликова, 1963)  |
| Савинское № 5                | Ед.        | 0,2   | 323—342 | »          | 0,08  | 650   | (Кузнецов, Мейтув, 1967)<br>(Куликова, 1963)  |
| Рудный Алтай                 |            |       |         |            |       |       |                                               |
| Зыряновское                  | ?          | 0,29  | 231     | ?          | 0,30  | 173   | (Болгов и др., 1957)                          |
| Золотушинское                | ?          | 0,30  | 223     | ?          | 0,26  | 200   | То же                                         |

зоны окисления полиметаллических месторождений Карамазар. По данным Н. А. Розыбакиевой (1958), содержания кадмия в цинковых и медных карбонатах Риддерского месторождения 0,003—0,1% (смтсонит), 0,09% (розазит) и 0,02—0,4% (малахит). Повышенные концентрации в смтсонитах отмечаются и на других полиметаллических месторождениях. Для того чтобы оценить степень подвижности кадмия сравнительно с цинком в зонах окисления различных месторождений, в табл. 1 приведены отношения цинка к кадмию в сфалерите и замещающем его смтсоните.

Как видно из табл. 1, отношение цинка к кадмию в сфалерите колеблется от 67 до 342, а в смтсоните от 46 до 5200, т. е. величина отношения цинка к кадмию в одних случаях остается прежней или уменьшается вследствие концентрации кадмия относительно цинка, в других — увеличивается в результате выноса кадмия.

Первый случай имеет место на месторождениях, залегающих в карбонатных или карбонатизированных вулканогенно-осадочных породах (Акатуйское в Восточном Забайкалье, Зыряновское и Золотушинское на Рудном Алтае, Айгыр-Булак и Такели в Карамазаре). Подземные воды этих месторождений имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав и высокие значения pH, достигающие 9,0.

Второй случай характерен для месторождений, залегающих в сланцевых или карбонатно-сланцевых толщах (Ивановское, Воздвиженское и др.). Подземные воды этих месторождений имеют гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый состав и относительно низкие значе-



Фиг. 1. График распределения кадмия в зоне окисления медноколчеданных месторождений Южного Урала

1 — медно-цинково-колчеданные руды; 2 — вторичные сульфидные руды; 3 — пиритовая сыпучка; 4 — кварц-серная сыпучка; 5 — кварц-ярозитовая сыпучка; 6 — бурый железняк

ния pH (6,8—7,0). Таким образом, проявляется отчетливая зависимость поведения кадмия от состава вмещающих пород, в которых развивается зона окисления. В карбонатных породах, где грунтово-трещинные воды имеют щелочную и слабокислую реакцию, кадмий менее подвижен, чем цинк, и концентрируется во вторичных карбонатных рудах. В подземных водах силикатных пород кадмий проявляет большую подвижность и частично выносится из зоны окисления.

Помимо смитсонита концентратом кадмия в зоне окисления полиметаллических месторождений являются лимонит, содержащий 0,005—0,3% кадмия (Дубинина, Кор-

нилович, 1962; Куликова, 1963), псиломелан и вад (0,01—0,1%), а также такие окисленные минералы, как церуссит (~0,005%), бедантит (0,01—0,1%), биндгеймит (0,01—0,1%), ярозит (0,06—0,1%), англесит (0,1%) и др. (Росляков, 1962).

В связи с ярко проявленной тенденцией к накоплению кадмия в зоне гипергенеза полиметаллических месторождений, залегающих в карбонатных и карбонатизированных породах, В. Н. Дубинина, И. А. Корнилович (1962) и Н. А. Росляков (1962) рекомендуют использовать его в качестве индикатора окисленных выходов рудных месторождений.

Совершенно по-иному, по нашим данным, распределен кадмий в зоне гипергенеза колчеданных месторождений. Основным методом определения кадмия в твердой фазе был атомно-адсорбционный с чувствительностью 0,0001% и точностью 20%. Определение кадмия в водах производилось полярографическим методом с амальгамным накоплением на ртутном электроде. Чувствительность метода 0,1 мкг/л. Оказалось, что содержание кадмия в зоне окисления и трещинной коре выветривания колчеданных месторождений Южного Урала резко понижено в сравнении с его количеством в колчеданных рудах (фиг. 1). Исключение составляют лишь вторичные сульфидные руды, концентрирующие кадмий. Так, содержание кадмия в ковеллин-пиритовых рудах Гайского месторождения находится почти на том же уровне, что в медно-цинковом колчедане, а иногда и выше, достигая 0,4% в сфалерите, замещаемом халькозином. Относительные повышения содержания кадмия характерны для халькозин-ковелиновых руд месторождения им. XIX партсъезда и медного колчедана с ковеллином и халькозином Учалинского месторождения.

Микроскопическое изучение образца гайского сфалерита, замещаемого халькозином, позволило выявить тонкие прожилки минерала, по ряду свойств похожего на гринокит ( $R \approx 17\%$ , слабое двуотражение, внутрен-

Отношение цинка к кадмию в окисленных рудах

| Месторождение      | Колчеданные руды | Вторичные сульфиды |        |       | Бурые железняки |        |       |
|--------------------|------------------|--------------------|--------|-------|-----------------|--------|-------|
|                    | Zn/Cd            | число проб         | Cd, %  | Zn/Cd | число проб      | Cd, %  | Zn/Cd |
| Южный Урал         |                  |                    |        |       |                 |        |       |
| Гай                | 100—300          | 7                  | 0,005  | 12    | 3               | 0,0001 | 100   |
| Учалы              | 150—350          | 5                  | 0,0008 | 15    | 3               | 0,0002 | 50    |
| Им. XIX партсъезда | 100—270          | 5                  | 0,0038 | 50    | 5               | 0,0023 | 70    |
| Западный Алтай     |                  |                    |        |       |                 |        |       |
| Степное *          | 162              | —                  | —      | 65    | —               | —      | —     |

\* По Н. А. Рослякову (1970).

ние рефлексы бледно-желтые, микротвердость 70—105 кг/мл). Присутствие гринокита обнаружено ранее С. Н. Ивановым (1946) в рудах колчеданного месторождения Сибай, М. А. Яренской (1963) в сфалерите, замещаемом ковеллином, из месторождения Акбастау. Присутствие гринокита в сфалерите, в той или иной степени затронутом гипергенными изменениями, свидетельствует о концентрациях кадмия на самой ранней стадии окисления колчеданных руд.

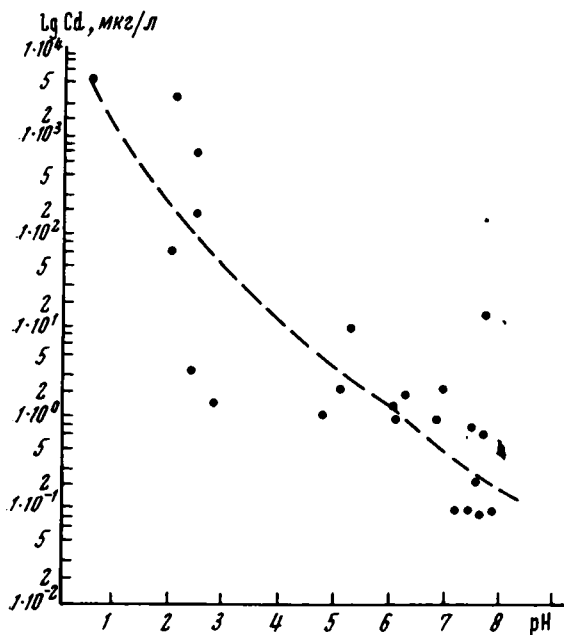
В дальнейшем при замещении халькозина ковеллином и последующем растворении ковеллина содержание кадмия резко падает до 0,001% и ниже (в кварц-серной и кварц-ярозитовой сыпучках). Только в отдельных образцах ярозита из зоны окисления Гайского месторождения обнаружены значительные количества кадмия (до 0,08%). Судя по отдельным анализам, кадмий присутствует в воднорастворимых сульфатах меди и железа, выпадающих на стенках карьера. Для бурых железняков железной шляпы колчеданных месторождений установлены крайне низкие содержания кадмия (от менее 0,0001 до 0,0004%). Только лимониты, залегающие в вулканогенных и карбонатных породах месторождения им. XIX партсъезда, аккумулируют значительные количества кадмия (до 0,018%). Новообразования трещинной коры выветривания, сопровождающей зону окисления, в большинстве случаев содержат крайне малые количества кадмия (менее 0,0001 и редко до 0,0003%). Лишь отдельные образцы алунита из коры выветривания Гайского месторождения отличаются несколько большими его концентрациями (до 0,001%). Интересно отметить также повышенные содержания кадмия в лимонитизированных глинах неогена (до 0,001%) и осадках Купоросного озера (0,0006%) на площади Гайского рудного поля.

Для сопоставления относительной подвижности кадмия и цинка приведены отношения цинка к кадмию в колчеданных рудах и в образовавшихся по ним различных окисленных рудах (табл. 2).

Как видно из табл. 2, отношение цинка к кадмию в подзоне вторичных сульфидных руд Гайского месторождения снижается по сравнению с таковым в колчеданных рудах, что связано с резким уменьшением содержания цинка в этой подзоне. Аналогичная картина наблюдается в рудах месторождения им. XIX партсъезда и, по данным Н. А. Рослякова (1970), в рудах Степного месторождения. В бурых железняках величины Zn/Cd увеличиваются за счет большой сорбции цинка по сравнению с таковой у кадмия. Только на перекрытом карбонатными породами месторождении им. XIX партсъезда величина отношения этих элементов почти не меняется, что связано с одинаковой подвижностью их в условиях зоны окисления рассматриваемого месторождения. В других образова-

ниях зоны окисления колчеданных месторождений концентрация цинка 0,001—0,01%, а содержание кадмия большей частью ниже чувствительности анализа ( $<0,0001\%$ ).

Выявленные закономерности распределения кадмия в твердой фазе согласуются с данными по распространению кадмия в подземных водах зоны гипергенеза. Как видно из табл. 3, содержание кадмия в нейтральных и щелочных водах (pH 7,0—8,5) полиметаллических месторождений Рудного Алтая не более 300 мкг/л при локальном фоне — 1—2 мкг/л. Протяженность ореолов рассеяния кадмия в слабых и щелочных водах карбонатных пород обычно десятки и редко до первых сотен метров. В сильноокислых подземных водах сульфатного состава (pH  $<4$ ) зоны окисления колчеданных месторождений содержание кадмия резко возрастает (фиг. 2). Максимальные количества кадмия, достигающие 20 000 мкг/л, установлены в грунтово-трещинных водах с pH=2,7. Ореолы рассеяния кадмия в этих водах могут достигать нескольких километров. В водных ореолах рассеяния слабоокисляющихся сульфидных месторождений кадмий присутствует в аномальных количествах только во внутренней (околорудной) гидрохимической зоне. В поверхностных ореолах рассеяния кадмия выявляются очень редко.



Фиг. 2. Изменение концентрации кадмия в зависимости от pH вод

ных и щелочных водах (pH 7,0—8,5) полиметаллических месторождений Рудного Алтая не более 300 мкг/л при локальном фоне — 1—2 мкг/л. Протяженность ореолов рассеяния кадмия в слабых и щелочных водах карбонатных пород обычно десятки и редко до первых сотен метров. В сильноокислых подземных водах сульфатного состава (pH  $<4$ ) зоны окисления колчеданных месторождений содержание кадмия резко возрастает (фиг. 2). Максимальные количества кадмия, достигающие 20 000 мкг/л, установлены в грунтово-трещинных водах с pH=2,7. Ореолы рассеяния кадмия в этих водах могут достигать нескольких километров. В водных ореолах рассеяния слабоокисляющихся сульфидных месторождений кадмий присутствует в аномальных количествах только во внутренней (околорудной) гидрохимической зоне. В поверхностных ореолах рассеяния кадмия выявляются очень редко.

### ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ КАДМИЯ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА И ОСНОВНЫЕ НЕОРГАНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ ЕГО ПЕРЕНОСА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Как следует из приведенных данных, основной чертой в поведении кадмия в зоне гипергенеза полиметаллических месторождений, залегающих в карбонатных и карбонатизированных породах, является его концентрация в твердой фазе при очень небольшом накоплении в ореольных водах этих месторождений.

По мнению С. И. Смирнова (1963) и других исследователей, основной причиной, регулирующей поведение кадмия в водах зоны гипергенеза, является величина сульфатно-карбонатного отношения  $\frac{r \text{SO}_4}{r \text{CO}_3}$ . При

изменении этого отношения от 10 до 1 и pH  $>6$  кадмий выпадает в виде карбоната — отавита  $\text{CdCO}_3$  или изоморфно замещает смитсонит — один из основных минералов-концентраторов кадмия. Однако эта величина является показателем устойчивости кадмия в растворе только для случаев, когда он находится в форме простого катиона ( $\text{Cd}^{2+}$ ), что имеет место лишь в условиях зоны гипергенеза полиметаллических месторождений, залегающих в карбонатных породах. В этих условиях кадмий связан в основном с карбонатными минералами цинка.

## Наиболее типичные содержания кадмия в ореольных водах скрытого сульфидного оруденения

| Месторождение                    | Тип водопункта     | Вид водотока       | Минерализация, г/л | Основной ионный состав                                                            | pH  | Содержание кадмия мг/л |
|----------------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|-----|------------------------|
| Полиметаллическое (Рудный Алтай) | Шахта Горизонт 170 | Трещинно-жильный   | 2,931              | $\text{SO}_{50}^4 \text{Cl}_{41}$                                                 | 7,5 | 27,9                   |
|                                  | Скв. 47            | Грунтово-трещинный | 4,026              | $\text{Na}_{54} \text{Mg}_{27} \text{Ca}_{19} \text{Cl}_{59} \text{SO}_{96}^4$    | 7,9 | 39,3                   |
|                                  | Шахта              | То же              | 0,398              | $\text{Na}_{59} \text{Mg}_{26} \text{Ca}_{25} \text{HCO}_{77}^3 \text{SO}_{20}^4$ | 7,7 | 261,0                  |
| Медноколчеданное (Южный Урал)    | Скв. 575           | »                  | 202,9              | $\text{Ca}_{54} \text{Mg}_{26} \text{Na}_{29} \text{SO}_{95}^4 \text{Cl}_5$       | 2,7 | 20 000                 |
|                                  | Скв. 367           | »                  | 0,445              | $\text{Na}_{41} \text{Fe}_{28} \text{HCO}_{38}^3 \text{Cl}_{31} \text{SO}_{29}^4$ | 7,9 | 44                     |
|                                  | Скв. 1016          | Трещинно-жильный   | 3,313              | $\text{Na}_{84} \text{Ca}_9 \text{Cl}_{61} \text{SO}_{34}^4$                      | 7,2 | 33                     |
|                                  | Закопушка № 4      | Аллювиальный       | 1,24               | $\text{Na}_{47} \text{Ca}_{27} \text{Cl}_{47} \text{HCO}_{43}^3$                  | 7,2 | 12                     |
|                                  | Скв. 1043          | Грунтово-трещинный | 0,54               | $\text{Na}_{59} \text{Ca}_{24} \text{HCO}_{52}^3 \text{Cl}_{22}$                  | 7,9 | 5,4                    |
|                                  | Скв. 552           | То же              | 0,493              | $\text{Na}_{82} \text{Ca}_{18} \text{Mg}_{18} \text{HCO}_{66}^3 \text{SO}_{28}^4$ | 7,9 | 5,9                    |
|                                  |                    |                    |                    | $\text{Na}_{66} \text{Mg}_{18}$                                                   |     |                        |
|                                  |                    |                    |                    |                                                                                   |     |                        |

Формы нахождения кадмия в смитсоните изучались Н. И. Разенковой (1967) методом диализа и последовательного растворения. Она доказала изоморфное вхождение кадмия в смитсонит. Кроме карбонатных форм для аккумуляции кадмия, как известно, большое значение имеют также сорбция и соосаждение, особенно в случае бурых железняков. Как показали экспериментальные исследования В. И. Плотникова (1959) и особенно Н. И. Разенковой (1967), наиболее полная сорбция кадмия на гидроокислах железа происходит при  $\text{pH} \sim 8$  и резко падает при  $\text{pH} < 4$ . Зависимость сорбции от  $\text{pH}$  объясняется изменением заряда поверхности осадка гидроокиси железа с отрицательного при  $\text{pH} < 6,5$  к положительному при  $\text{pH} < 6,5$ .

Преимущественная карбонатная форма концентрации кадмия в зоне окисления полиметаллических месторождений связана с миграционными формами кадмия, которые весьма близки к таковым у цинка. Близостью атомных радиусов и кристаллохимических свойств этих элементов объясняются изоморфизм сульфатных соединений кадмия и цинка, а также почти аналогичные свойства многих комплексных соединений этих элементов. Однако соли кадмия более устойчивы к гидролизу, гидроокиси кадмия несколько меньше амфотерны, а галоидные его соединения более устойчивы, чем у цинка.

Для определения форм миграции кадмия в природных водах различного химического состава производился термодинамический расчет возможных форм его нахождения по формуле Дэвиса с учетом ионной силы каждой исследованной пробы воды и коэффициентов активности диссоциированных ионов.

**Основные неорганические формы миграции кадмия**

| Типы подземных вод                                                                           | Геохимические параметры |         | Ионная сила | Основные лиганды<br><i>мг/л</i>                                                                                                                                                                                                                   | Cd <sup>2+</sup> |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------|---------|-------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|
|                                                                                              | Eh, e                   | pH      |             |                                                                                                                                                                                                                                                   |                  |
| Воды зоны слабого окисления рудных минералов в карбонатных и щелочных силикатных породах     | 0,15—0,3                | 7,5—9,5 | 0,04—0,1    | CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> ≥ n · 10 <sup>2</sup><br>HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ≥ n · 10 <sup>2</sup><br>H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> ≥ n · 10 <sup>2</sup><br>Cl <sup>-</sup> < n · 10<br>≈ n · 10 <sup>-1</sup> —n                      | 10—15            |
| Воды зоны окисления сульфидных месторождений                                                 | >0,5                    | 4,5     | 0,01—0,2    | M SO <sub>4</sub> <sup>+</sup> ≥ n · 10<br>SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ≥ n · 10 <sup>3</sup>                                                                                                                                                    | 15—20            |
| Воды зоны слабого окисления рудных тел                                                       | 0,3—0,5                 | 4,5—7,5 | 0,02—0,1    | M CO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (n—n · 10 <sup>2</sup> )<br>SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (n—n · 10 <sup>2</sup> )<br>Cl <sup>-</sup> (n · 10—n · 10 <sup>2</sup> )<br>(n · 10 <sup>-1</sup> —n)                                                   | 45—78            |
| Воды сульфидных месторождений в зоне восстановления (без сероводорода)                       | <0,15                   | 6,5—8,5 | 0,06—0,1    | Cl <sup>-</sup> ≥ n · 10 <sup>2</sup><br>Br <sup>-</sup> ≥ n · 10<br>I <sup>-</sup> ≥ n<br>CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> ≥ n<br>SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (n—n · 10)<br>S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (n · 10 <sup>-1</sup> —n) | 0,2—0,8          |
| Сероводородные рассолы соленокислых структур или слабопромываемых седиментационных бассейнов | <0                      | 3—7,5   | 0,5         | Cl <sup>-</sup> ≥ n · 10 <sup>4</sup><br>Br <sup>-</sup> (n · 10—n · 10 <sup>2</sup> )<br>I <sup>-</sup> (n)<br>SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> < n · 10 <sup>3</sup><br>S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (n · 10 <sup>-1</sup> —n)      | —                |

Схема расчета:

$$\begin{aligned}
 \Sigma \text{Cd} = & \text{Cd}^{2+} + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}] \cdot f_2^2}{4,9 \cdot 10^{-3}} + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}] f_2^2}{10^{-5}} + \\
 & + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{OH}^-] f_2}{5 \cdot 10^{-3}} + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{OH}^-]^2 f_2 f_1^2}{10^{-10}} + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{Cl}^-] f_2}{10^{-2}} + \\
 & + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{Cl}^-]^2 f_1 f_2}{2,5 \cdot 10^{-3}} + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{Br}^-] f_2}{6,3 \cdot 10^{-3}} + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{I}^-] f_2}{5,6 \cdot 10^{-3}} + \\
 & + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{S}_2\text{O}_3^{2-}]^2 f_2^2}{10^{-7}} + \frac{[\text{Cd}^{2+}][\text{HS}^-]^2 f_2 f_1^2}{10^{-10}}.
 \end{aligned}$$

Результаты расчетов обобщены в табл. 4 и на фиг. 3.

Как видно из табл. 4, основная форма миграции кадмия при pH 7,5—9,5 — нейтральный карбонатный комплекс (CdCO<sub>3</sub><sup>0</sup>) (40—60%), CdOH<sup>+</sup> и Cd<sup>2+</sup>.

В связи с низкой растворимостью карбоната кадмия и способностью к изоморфному замещению аналогичного соединения цинка кадмий образует значительные вторичные концентрации. Аккумуляции кадмия в

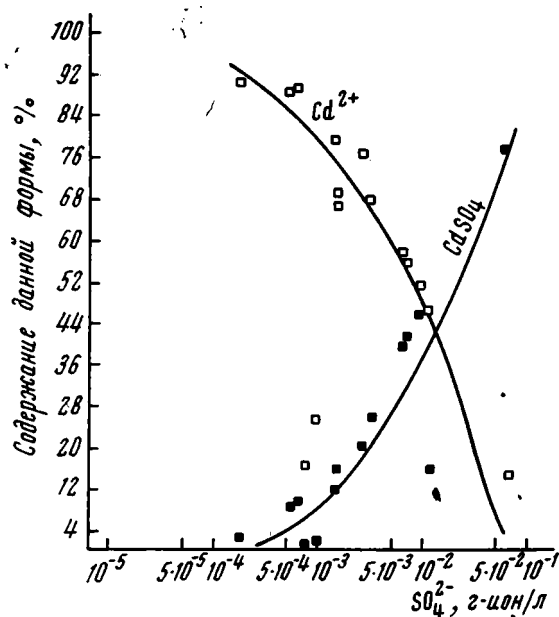


## в подземных водах рудных месторождений

| Содержание основных форм, % от суммарной концентрации металла |                   |                 |                            |                 |                 |                 |                |                                          |                            |
|---------------------------------------------------------------|-------------------|-----------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|------------------------------------------|----------------------------|
| $\text{CdSO}_4^0$                                             | $\text{CdCO}_3^0$ | $\text{CdOH}^+$ | $\text{Cd}(\text{OH})_2^0$ | $\text{CdCl}^+$ | $\text{CdCl}_2$ | $\text{CdBr}^+$ | $\text{CdJ}^+$ | $\text{Cd}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{2-}$ | $\text{Cd}(\text{HS})_2^0$ |
| $(k=10^{-3})$                                                 | $(k=10^{-5})$     | $(k=10^{-3})$   | $(k=10^{-10})$             | $(k=10^{-2})$   | $(k=10^{-3})$   | $(k=10^{-3})$   | $(k=10^{-3})$  | $(k=10^{-1})$                            | $(k=10^{-10})$             |
| —                                                             | 40—60             | 20—28           | 2—8                        | 0,2—3           | 0,2—0,4         | 0,1—0,4         | 0,2—0,5        | —                                        | —                          |
| 70—80                                                         | —                 | —               | —                          | —               | —               | —               | —              | —                                        | —                          |
| 9—12                                                          | 10—16             | —               | —                          | 0,5—1,0         | 0,1—0,3         | 0,2—0,8         | 0,1—0,3        | —                                        | —                          |
| 1—3                                                           | 4—15              | 3—10            | 0,2—2                      | 0,3—10          | 0,1—0,5         | 0,2—0,5         | 0,1—0,4        | 70—80                                    | —                          |
| —                                                             | —                 | 0,5—5,0         | —                          | 10—25           | 26—30           | 2—8             | 4—9            | 30—60                                    | 20—25                      |

рассматриваемых условиях способствует и миграция его в виде положительного гидроксокомплекса и  $\text{Cd}^{2+}$ , легко сорбирующихся на отрицательно заряженной поверхности лимонита. Остальные формы миграции, представленные галогенидными и сульфидными комплексами, находятся обычно в подчиненном количестве. Вместе с тем, судя по соотношению цинка и кадмия в сфалерите и смитсоните (табл. 1), осаждение карбонатов кадмия регулируется не только количеством карбонатных ионов в растворе, но и величиной pH. С увеличением кислотности увеличивается и растворимость карбоната кадмия. Этот вывод находит подтверждение в экспериментальных исследованиях Н. И. Разенковой (1967). В частности, увеличение содержания соляной кислоты в растворе при электролизе смитсонита повышает интенсивность выноса кадмия больше, чем цинка.

Как отмечалось, основная закономерность в поведении кадмия в зоне гипергенеза колчеданных месторождений — интенсивный вынос его из твердой фазы и аккумуляция в подземных водах. Локальные концентрации кадмия происходят только в самой начальной стадии гипергенного изменения руд, в момент замещения сфалерита халькозином и ковеллином. Судя по ассоциации гринокита с халькозином, образование гринокита происходит при  $Eh \sim -0,3$  в, близком к  $Eh$  образования халькози-



Фиг. 3. Изменение состава форм миграции кадмия в зависимости от концентрации сульфатных ионов. Расчетные величины, характеризуют: □ — процентное содержание свободных катионов кадмия ( $\text{Cd}^{2+}$ ) при различных концентрациях  $\text{SO}_4^{2-}$  в определенных пробах воды, ■ — то же самое комплекса  $\text{CdSO}_4^0$

водах. Как видно из табл. 4, основная миграционная форма в кислых сульфатных подземных водах окисляющихся колчеданных месторождений ( $\text{pH} \approx 4,5$ ,  $\text{Eh} > 0,5$  в) — нейтральный сульфатный комплекс, хорошо растворимый в воде (76,7 г в 100 г воды) и не аккумулирующийся на сорбентах. Меньшее значение имеет положительно заряженный катион  $\text{Cd}^{2+}$ , также не сорбирующийся в зоне гипергенеза в связи с положительным зарядом поверхности лимонита при низких значениях pH. Однако по мере удаления от рудного тела состав вод при взаимодействии с вмещающими породами меняется в сторону уменьшения кислотности, увеличения карбонатности и содержания галоидов. В результате образуются вторичные концентрации кадмия и происходит сорбция его на флангах колчеданных месторождений.

В случае слабоокисляющихся месторождений ( $\text{pH} 4,5\text{—}7,5$ ;  $\text{Eh} 0,3\text{—}0,5$  в) большее значение среди миграционных форм приобретает  $\text{Cd}^{2+}$ , а также карбонатный комплекс  $[\text{CdCO}_3]^0$ . В этом случае происходит некоторая аккумуляция кадмия на ряде сорбентов. Интересная форма миграции кадмия в виде отрицательно заряженного тиосульфатного комплекса  $\text{Cd}(\text{S}_2\text{O}_3)^{2-}$ , судя по расчету, может иметь место в водах зоны восстановления сульфидных месторождений с  $\text{pH} 6,5\text{—}8,5$  и  $\text{Eh} < 0,15$  в. Однако в связи с окислением тиосульфатных ионов до сульфатных, перенос кадмия в этой форме резко ограничен. Для выяснения роли этих, почти не изученных в природных водах, лигандов необходимо повысить чувствительность их определения примерно на один порядок.

Среди перечисленных типов природных вод, содержащих кадмий, особняком стоят сероводородные рассолы соленосных структур или слабoproмываемых седиментационных бассейнов, формирующих свой состав за счет выщелачивания руд и пород с повышенным кларком кадмия и характеризующихся значительной концентрацией этого элемента. Расчет форм миграции кадмия в водах указанного состава показал, что преобладают устойчивые галогенидные комплексы ( $\text{CdCl}^+$ ,  $\text{CdCl}_2$ ,  $\text{CdBr}_2^+$ ,  $\text{CdI}$  и др.), накапливающиеся в хлоридных высокоминерализованных водах.

Выводы 1. Поведение кадмия в зоне гипергенеза рудных месторождений различного типа резко различно. В зоне гипергенеза слабоокисляющихся полиметаллических месторождений, залегающих в карбонатных и карбонатизированных породах, кадмий накапливается в ос-

новном в твердой фазе, давая очень небольшие концентрации в подземных водах. В случае интенсивно окисляющихся колчеданных месторождений кадмий почти полностью выносится кислыми сульфатными подземными водами, создавая протяженные и контрастные гидрохимические ореолы рассеяния.

2. Концентрация кадмия в зонах гипергенеза полиметаллических месторождений, залегающих в карбонатных породах, связана либо с выпадением труднорастворимых его карбонатов (отавит), либо с изоморфным вхождением его в карбонаты цинка, локальными концентрациями в виде гринокита и сорбцией лимонитами и глинистыми минералами. В колчеданных месторождениях кадмий создает вторичные концентрации лишь в самой начальной стадии гипергенного изменения руд. При дальнейшем окислении и повышении кислотности ореольных вод кадмий почти не аккумулируется новообразованиями зоны окисления и трещинной коры выветривания (за исключением минералов группы алунита).

3. Изучение форм переноса кадмия в подземных рудных месторождениях показало, что его поведение регулируется сульфатно-карбонатным отношением, величиной pH и содержанием галогенов в подземных водах. Наиболее благоприятные условия для выпадения кадмия — повышенная карбонатность вод и высокие значения pH. Наиболее широкая миграция кадмия происходит в сульфатных водах с низкими значениями pH.

4. Выявленные закономерности в поведении кадмия позволяют установить причину его литохимических и гидрохимических аномалий в зависимости от изменения состава руд, вмещающих пород и степени окисленности сульфидных месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С. Т., Еникеев М. Р. К геохимии кадмия в Алмалыкском и Алтын-Топканском рудных полях Карамазара — Геохимия, 1959, № 4.
- Болгов Г. П., Вейц Б. И. и др. Минералы Рудного Алтая, т. 2. Изд-во АН КазССР, 1957, Алма-Ата.
- Витовская И. В. Минеральный состав и поведение микроэлементов в зоне гипергенеза Акчагыла и Кызыл-Эспе. — Тр. ИГЕМ, М., 1962, вып. 75.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Дубинина В. Н., Корнилович И. А. К минералогии цинковых окисленных руд полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья — Тр. Минералог. музея АН СССР, М., 1962, вып. 3.
- Иванов С. Н. Индийсодержащий гринокит из Сибайского колчеданного месторождения на Урале. — Докл. АН СССР, 1946, т. 54, № 7.
- Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М. Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. М., «Наука», 1967.
- Куликова М. Ф. Поведение рассеянных элементов в зоне окисления полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1962, № 2.
- Куликова М. Ф. Кадмий в зоне окисления свинцово-цинковых месторождений Нерчинско-Заводского и Кличкинского рудных полей (Восточное Забайкалье). — Геохимия, 1963, № 9.
- Куликова М. Ф. К геохимии кадмия в зоне окисления некоторых свинцово-цинковых месторождений Средней Азии. — Геохимия, 1966, № 3.
- Плотников В. И. Соосаждение малых количеств кадмия с гидроокислами некоторых металлов. — Неорганическая химия, 1959, т. 4, вып. 12.
- Разенкова Н. И. Экспериментальные исследования форм нахождения редких элементов в зоне окисления. М., «Наука», 1967.
- Росляков Н. А. К поведению кадмия в зоне гипергенеза. — Геология и геофизика, 1962, № 1.
- Росляков Н. А. Зоны окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Розыбакиева Н. А. К минералогии и геохимии цинка гипергенных зон, некоторых месторождений Алтая. — Вестн. АН КазССР, 1958, № 3, (156).
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Смирнов С. И. Кадмий в водах зоны гипергенеза. — Геохимия, 1963, № 5.
- Яренская М. А. Линнеит и гринокит в рудах Акбастау. Вопр. минер. и геохим. месторождения Казахстана. — Тр. Гин. АН КазССР, 1963, т. 7, Алма-Ата.

УДК 552.5 : 551.72 (571.5)

## **ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

**В. А. ГАВРИЛЕНКО**

В статье приводятся некоторые сведения о литологических особенностях позднего докембрийских отложений чингасанской серии северо-восточной части Енисейского кряжа. Рассматриваются состав и строение, особое внимание уделяется описанию первично-осадочных признаков: слоистости, знаков ряби, следов размыва и оползания осадка, трещинам усыхания. На основе анализа строения и генезиса текстурных знаков, а также их приуроченности к определенным частям разреза чингасанской серии делаются выводы об условиях формирования отложений.

Первичноосадочные признаки отложений: слоистость, знаки ряби, следы размыва и оползания осадка, трещины усыхания являются, как известно, важнейшими показателями условий осадконакопления. Несмотря на **довольно широкое их развитие** в карбонатно-терригенных отложениях позднего докембрия Енисейского кряжа, они практически не получили своего отражения в литературе. Лишь в работе А. И. Анатольевой (1969) впервые дано описание гиероглифов из отложений тасеевской серии южной части кряжа.

Нами изучались отложения чингасанской серии северо-восточной части Енисейского кряжа. В составе чингасанской серии позднего докембрия М. А. Семихатов (1962) выделяет три свиты (снизу вверх): лопатинскую, чивидинскую и немчанскую.

Лопатинская свита с глубоким размывом и угловым несогласием перекрывает тейскую и сухопитскую серии. Ее выходы известны в бассейне рек Уволга (Уволжский грабен), Тея, Нойба (Тейский прогиб) и Талая (Таловская грабен-синклиналь). Свита сложена красноватыми терригенными породами. В бассейне р. Уволга это преимущественно гравелиты и песчаники мощностью 450—500 м. Конгломераты наблюдаются в нижней и средней частях разреза в виде невыдержанных по простиранию быстро выклинивающихся прослоев мощностью от первых десятков сантиметров до 10—15 м. В среднем течении рек Тея и Нойба конгломераты известны только в основании свиты, образуя пласт мощностью в 2,5—3 м. Выше по разрезу залегает пачка (350—400 м) переслаивающихся мелкозернистых песчаников и алевролитов, местами содержащих маломощные линзовидные прослои гравелитов. Состав отложений полимиктовый, реже олигомиктовый и аркозовый. Обломочный материал слабо или умеренно окатан и отсортирован, представлен подстилающими серию породами.

Из первичных текстур в лопатинской свите отмечаются слоистость и следы размыва. Наиболее характерна невыдержанная прерывистая линзовидная слоистость, обусловленная чередованием быстро выклинивающихся слоев с различным гранулометрическим составом обломков; в мелкообломочных разностях она часто подчеркнута «цепочками» более крупных галек.

В среднем течении р. Уволга в нижней части свиты, сложенной грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, наблюдается косая слоистость, характерная для аллювиальных отложений фации прирусловых отмелей (Ботвинкина, 1965). Слоистость неотчетливая, перекрестная, разнонаправленная, полого- и крутонаклонная, с сильно смещенными границами серий. Последние иногда имеют клиновидную форму. Мощность серий 0,1—0,4 м. Линии контакта серий не всегда ровные, местами неправильные, карманообразные, со следами размыва. В основании серий наблюдаются округлые или угловатые гальки, сложенные тем же материалом, что и слойки, их вмещающие. Мелкозернистые песчаники и алевролиты верхней части свиты, как правило, параллельно-слоистые. Иногда наблюдается диагональная слоистость, характеризующаяся чередованием косой однонаправленной и горизонтальной, а также очень мелкая прерывистая косоволнистая беспорядочно разнонаправленная слоистость, возникающая в прирусловых частях пойм (Ботвинкина, 1965).

Таким образом, преимущественно грубообломочный характер отложений лопатинской свиты, их красноцветность, невыдержанность гранулометрического состава в разрезе и по простиранию, умеренная окатанность и отсортированность обломочного материала, представленного исключительно «местными» породами, в совокупности с описанными выше типами слоистости позволяют отнести их к аллювиальным отложениям русловых и пойменных фаций.

Чивидинская свита преимущественно карбонатно-терригенная, изменчивая в разрезе и по простиранию. В пределах Уволжского грабена подразделяется на четыре толщи: нижнюю (первую), вторую, третью и четвертую.

Нижняя толща (80—150 м), зеленоцветная, терригенная распространена ограниченно. Разобщенные выходы ее наблюдаются в среднем течении ручья Марсаловский и в левобережной части верховьев р. Левая Уволга. Толща в целом имеет черты типичного грубого флиша. Ритмические пачки ее характеризуются отчетливо двучленным строением. В нижней части толщи они начинаются гравелитами, а венчаются грубозернистыми песчаниками. В верхней части преобладают песчаники обычно неравномернозернистые, реже мелкозернистые, чередующиеся с алевролитами или алевросланцами. Для псаммитов характерна хорошая окатанность обломочного материала и прямая ритмическая сортировка его в каждом слое. Границы слоев отчетливые, на поверхностях напластования встречаются рельефные слабоасимметричные знаки ряби (фото-табл. I, 1), выраженные извилистыми, причудливо изгибающимися валиками. Длина волны ряби 5—8 см, высота 0,5—0,8 см, индекс — 6—18. Отмеченные литологические особенности толщи свидетельствуют об ее образовании в относительно мелководной части морского бассейна, неподалеку от речных выносов, с участием эпизодических суспензионных течений, выносящих большое количество терригенного материала (Хворова, 1961).

В западном крыле Уволжского грабена, а также на его юго-западном продолжении в верхнем течении р. Тея, нижняя толща отсутствует. Чивидинская свита здесь начинается второй толщей — кварцитовидных песчаников (300—350 м). Эта толща с угловым несогласием и конгломератами в основании налегает на докембрийские гранитоиды, сланцы, а местами и лопатинские красноцветы. В восточном крыле структуры кварцитовидные песчаники без видимого несогласия перекрывают отложения грубого флиша. Толща сложена преимущественно мелко- и среднезернистыми светло-серыми песчаниками, содержащими маломощные прерывистые прослои темно-серых алевросланцев и глинистых сланцев. Песчаники местами обогащены гравийно-галечниковым материалом, иногда вплоть до образования неясно обособленных линзующихся прослоев гра-

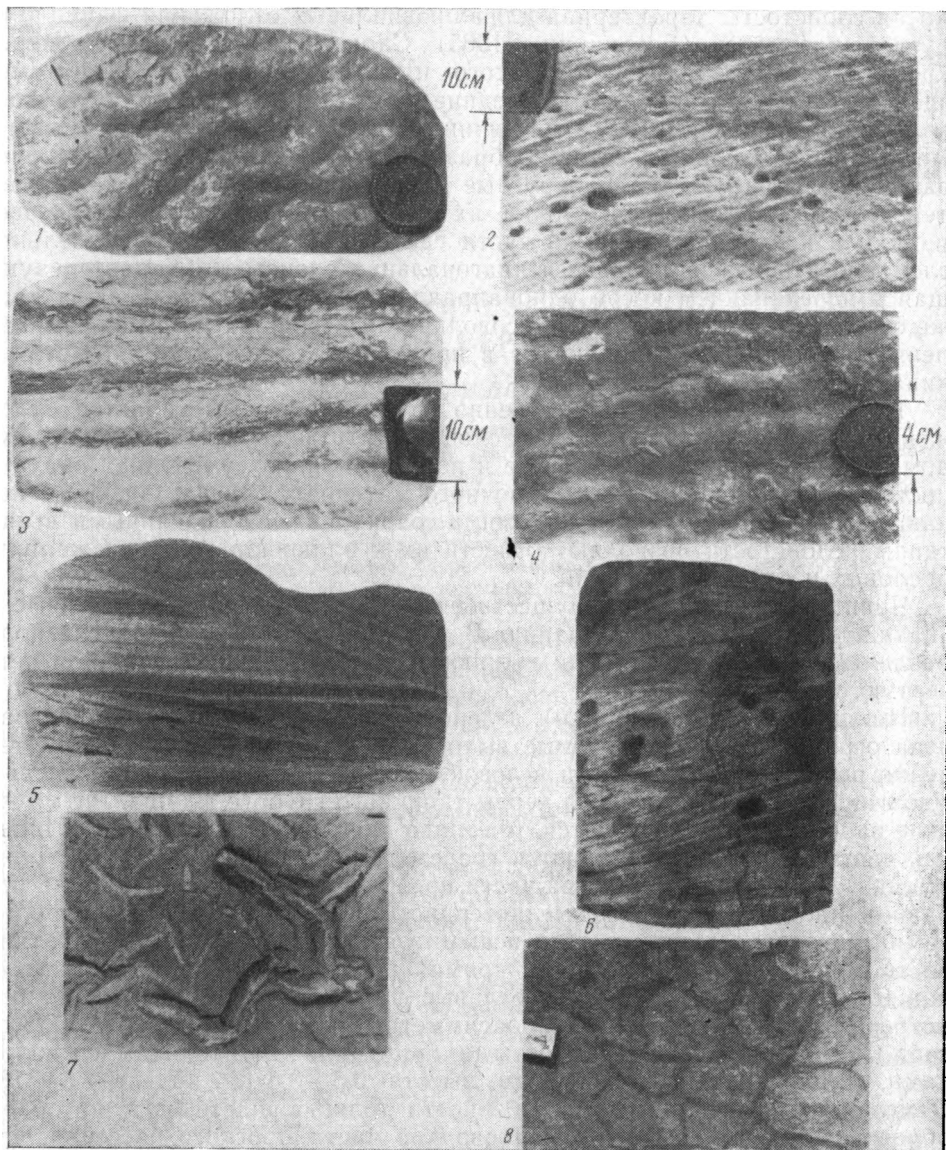


Таблица I

1 — асимметричные знаки ряби на верхней поверхности песчаника чивидинской свиты, среднее течение р. Уволга; 2 — диагональная слойчатость кварцитовидного песчаника чивидинской свиты, верхнее течение р. Правая Уволга; 3 — волновые симметричные знаки ряби на верхней поверхности кварцитовидного песчаника чивидинской свиты, верхнее течение рек Правая Уволга, Тея; 4 — рябь наложения на верхней поверхности кварцитовидного песчаника чивидинской свиты, среднее течение р. Тея у пос. Тея; 5 — перекрестная мульдобразная слойчатость с вогнутыми смещенными границами серий в глауконитовом песчанике чивидинской свиты, верхнее течение р. Тея, уменьшено в 2 раза; 6 — мелкая косая однонаправленная слойчатость в глауконитовом песчанике чивидинской свиты, верхнее течение р. Тея; 7 — неполные трещины усыхания на верхней поверхности глауконитового песчаника чивидинской свиты, верхнее течение р. Тея, натуральная величина; 8 — полные трещины усыхания на верхней поверхности кварцевого песчаника чивидинской свиты, среднее течение р. Тея у пос. Тея

велитов и конгломератов. Состав песчаников — хорошо окатанные, реже полуокатанные зерна кварца и редко рассеянные обломки кварцитов и полевых шпатов.

Слоистость толщи невыдержанная горизонтальная и обусловлена чередованием пластов песчаников и прослоев глинистых сланцев, а также различием гранулометрического состава отдельных слоев. Наряду с горизонтальной слоистостью практически по всему разрезу толщи наблюдается диагональная слоистость (фототабл. I, 2). Слоистость крупная, однонаправленная. Мощность отдельных серий косых слоев 8—30 см. Косые слои прямолинейны и всегда параллельны друг другу. Угол наклона их равен 18—30°. К горизонтам с косослойчатыми текстурами приурочены знаки ряби. Обычно они располагаются на поверхностях раздела слоев с косой и горизонтальной слоистостью. Выделяются два типа знаков ряби: симметричные и сложные.

Первый тип ряби (фототабл. I, 3) характеризуется системой параллельных округлых гребней, разделенных широкими полуовальными желобками. Длина волны этой ряби 6—12 см, высота — 0,6—1,5 см, индекс — 6—10. Подобная рябь образуется в условиях колебательных движений воды, имеющей относительно постоянные амплитуды перемещения (Шрок, 1950; Хворова, 1957). Сложная рябь (фототабл. I, 4) — это сочетание двух видов ряби: симметричной с параллельными линиями гребней и наложенной на нее ямчатой или ячеистой (рябь «наложения», Бело-стоцкий, 1940).

Симметричная рябь хорошо сохранила свою первоначальную форму. Образована она параллельными рядами гребней с округленными или уплощенными слегка размытыми вершинами. Длина волны этой ряби 3—4 см, высота — 0,5—1 см, индекс — 2—6. В промежутках между валиками в желобках развита вторичная ямчатая рябь, деформирующая валики. Очевидно, рябь этого типа возникла в результате наложения на уже сформировавшийся осадок с симметричной рябью следующей системы знаков вследствие изменения направления волновых движений воды.

Рассмотренные текстурные особенности толщи показывают (Ботвинкина, 1965), что образование ее происходило, вероятно, в прибрежной части водоема в условиях колебательных движений воды и придонных течений (береговые валы, бары).

Третья толща в районе Уволжского грабена и бассейна р. Талая перекрывает вторую, а в верховьях р. Тея расклинивает ее. В среднем течении р. Тея и в районе пос. Нойба (западная часть Тейского прогиба) карбонатные отложения подстилают кварцитовидные песчаники, залегающие непосредственно на красноцветных отложениях лопатинской свиты. Общим для толщи является ограниченная площадная распространенность, отчетливое линзовидное строение, преимущественно доломитовый состав карбонатных пород, широкое развитие онколитовых и строматолитовых разностей, присутствие сингенетичных пирита и кремней, а также карбонатных брекчий.

В бассейне р. Уволга терригенно-карбонатная толща разделяется на две пачки. Нижняя пачка (100—120 м) сложена сероцветными плитчатыми и массивными известняками, внизу с прослоями алевролитов, а вверху — доломитов. Верхняя пачка (250—300 м) представлена светлосерыми фитогенными доломитами, вверх по разрезу сменяющимися известковистыми доломитами и известняками. Юго-западнее, в верхнем течении р. Тея, мощность толщи сокращается до 120—200 м. Слагается она здесь массивными розовато-серыми доломитами, местами неравномерно обогащенными терригенным материалом. В районе пос. Нойба толща имеет черты известкового флиша. Нижние части ее представлены массивными, нередко строматолитовыми доломитами, содержащими прослои алевролитов и аргиллитов, а верхние — переслаивающимися

мелкозернистыми глауконитсодержащими известковыми песчаниками, пестроцветными аргиллитами онколитовыми доломитами и доломитистыми известняками. В глауконитовых песчаниках наблюдаются трещины усыхания.

Таким образом, обстановка осадконакопления отложений третьей толщи была неодинаковой на разных участках. В районе Уволжского грабена формирование толщи происходило, вероятно, в отшнурованном от открытого моря мелководном, постепенно засоляющемся бассейне, с пологими сnivelированными берегами. На юго-западе района (верховье р. Тея) отложение толщи было ограничено поступлением терригенного материала. В западной части Тейского прогиба было открытое море, в которое продолжало поступать большое количество полимиктового обломочного материала, участками разбавляющего карбонатные илы. Пестрая окраска пород, наличие глауконита и трещин усыхания свидетельствуют о мелководности бассейна, а присутствие пирита в карбонатных породах указывает на восстановительный режим осадка.

В верховьях и среднем течении р. Тея выше кварцитовидных песчаников с постепенными переходами залегает песчано-аргиллитовая толща (Семихатов, 1962), отсутствующая в бассейне р. Уволга. В районе фактории Курепа она представлена переслаивающимися пластами (0,2—2 м) светло-серых кварцевых песчаников с пакетами (0,1—13 м) часто чередующихся серых кварцевых песчаников (0,5—10 см), зеленовато-серых алевролитов (0,5—2 см) и темно-серых аргиллитов (доли сантиметра — 2 м). В верхней части толщи появляется несколько пластов (0,25—2,2 м) светло-серых брекчированных известняков, содержащих местами гнезда и линзы пирита и кремней. Песчаники верхней части толщи насыщены глауконитом.

Восточнее, в районе пос. Тея и устья р. Енашино, число аргиллитовых прослоев в толще и их мощность увеличиваются, глауконит исчезает, на нескольких уровнях среди аргиллитов появляются линзовидные обособления сидерита (мощностью 3—5 см), а среди песчаников — прослой (0,2—0,5 м) кварцевых хорошо отсортированных гравелитов. В отложениях толщи наблюдаются слоистость, знаки ряби, трещины усыхания.

Различаются три типа слоистости: горизонтальная, косая и волнистая. Горизонтальная слоистость широко развита в алевролитах и карбонатных породах. Обусловлена она чередованием слоев различного гранулометрического состава, изменением их цвета. Слоистость обычно очень мелкая, прерывистая по простиранию нередко переходит в линзовидно-волнистую.

Косая слоистость наблюдается преимущественно в пластах глауконитсодержащих песчаников. Выделяются два вида косой слоистости. Первый вид слоистости (фототабл. I, 5) характеризуется сочетанием мульдобразных перекрестных серий с вогнутыми смещенными границами. Мощность серий 2,5—10 см, слоев — не превышает 2—3 мм. Строение слоев однородное. Они параллельны друг другу и слегка выполаживаются к подошве. Второй вид косой слоистости (фототабл. I, 6) представлен чередованием серий с однонаправленным падением слоев. Серии взаимно срезают друг друга, мощность их 2—7 см, слоев — 1—5 мм, слои параллельны, угол наклона их 20—30°. Описанные типы слоистых текстур, как правило, встречаются в сочетании друг с другом. Практически во всех пластах песчаников с косослойчатыми текстурами наблюдаются плоские гальки-катыши аргиллитов (фототабл. I, 5).

Примерно в средней части толщи, на верхних поверхностях пластов глауконитовых песчаников, наблюдаются неполные трещины усыхания (фототабл. I, 7). Они представляют собой радиально расходящиеся или беспорядочно расположенные трещины длиной 1—15 см, шириной 2—5 мм и глубиной до 5 мм, выполненные более грубозернистым материалом, чем слой-знаконоситель. В районе фактории Курепа в пласте квар-



цевых глауконитсодержащих песчаников мощностью 40 см наблюдалось пять уровней распространения неполных трещин усыхания.

В районе пос. Тея в верхней части толщи развиты полные трещины усыхания (фототабл. I, 8). Это система пересекающихся трещин, образующих в совокупности полигональные участки различных размеров и конфигурации. Размер полигонов 5 на (3—4) см. Трещины по форме неправильные, извилистые с V- или U-образным поперечным сечением. Ширина их 0,8—1,5 см, глубина до 1,5 см.

Среди знаков ряби по форме гребней и расположению их в плане различаются два типа. Первый тип (фототабл. II, 1) представлен субпараллельными извилистыми валиками асимметричного профиля. Длина волны ряби 5—12 см, высота — 0,3—0,8 см, индекс — 8—45. Подобная рябь весьма напоминает «барханчиковую» (Попов, Бабадаглы, 1963), встречающуюся в отложениях подводно-дельтового и волно-прибойного фациальных поясов. Ко второму типу отнесена симметричная рябь, состоящая из системы узких прерывистых гребней, разделенных широкими овальными ложбинками. Линии гребней не всегда параллельны, иногда они изгибаются и дихотомируют. Между ними нередко промежуточные валики. Длина волны этой ряби 2—2,5 см, высота — 0,3—0,5 см, индекс 4—8.

Текстурные особенности отложений песчано-аргиллитовой толщи позволяют сделать вывод, что формирование ее происходило на небольших глубинах, в области прибрежного мелководья и подводных дельт. Появление в составе толщи сидеритовых прослоев, гнезд пирита свидетельствует о том, что в отдельных мелководных участках моря, возможно отделенных от бассейна береговыми валами и барами, существовали резко восстановительные условия. Наличие волноприбойных знаков и широкое развитие трещин усыхания свидетельствуют о миграции береговой линии и неоднократном осушении отдельных участков бассейна седиментации.

Завершается разрез свиты наиболее выдержанной по составу и строению четвертой — флишoidной толщей (Григорьев, 1956). В районе Уволжского грабена, верхнего и среднего течения р. Тея она перекрывает нижележащие отложения чивидинской свиты. В 1,5 км, ниже устья р. Енашино флишoidная толща с размывом и конгломератами в основании (1,5—2 м) ложится на сухопитскую серию. Далее, восточнее пос. Суворовский, отложения лопатинской и чивидинской свит неизвестны. Сложена толща пластами голубовато- или зеленовато-серых полимиктовых песчаников (1,2—10 м), чередующихся с пакетами (1,5—30 м) ритмично переслаивающихся зеленовато-серых песчаников, алевролитов и темно-серых аргиллитов. В среднем течении р. Уволга в составе отдельных ритмов появляются брекчированные со следами оползания известняки (0,3—0,7 м).

Отложения флишoidной толщи отличаются специфическим набором текстурных знаков, характерных для флишевых толщ вообще (Вассоевич, 1951, 1953). Наиболее распространены слепки с борозд размыва, знаки внедрения и слоистость, менее — знаки ряби и подводного оползания. Слепки с борозд размыва по форме и рельефности разделяются на язычковые и валико-бугорчатые. Среди язычковых гиероглифов выделяются две разновидности. К первой из них (фототабл. II, 2, 3) отнесены знаки с высоким двойным нависающим рельефом (Гроссгейм, 1955). Рельеф первого порядка представлен полуязыцевидными язычками с округлыми или остроугольными окончаниями и сливающейся с поверхностью напластования слоя-знаконосителя противоположной стороной. Сечение их овальнонависающее и косонависающее. Размеры язычков в поперечнике 1,5—7 см, высота 1,5—2 см, длина 3,5—7 см. Гиероглифы ориентированы приблизительно в одном направлении. Встречаются и завернутые знаки (фототабл. II, 3), образование которых обусловлено, вероятно, размывом донными течениями с разнонаправленным

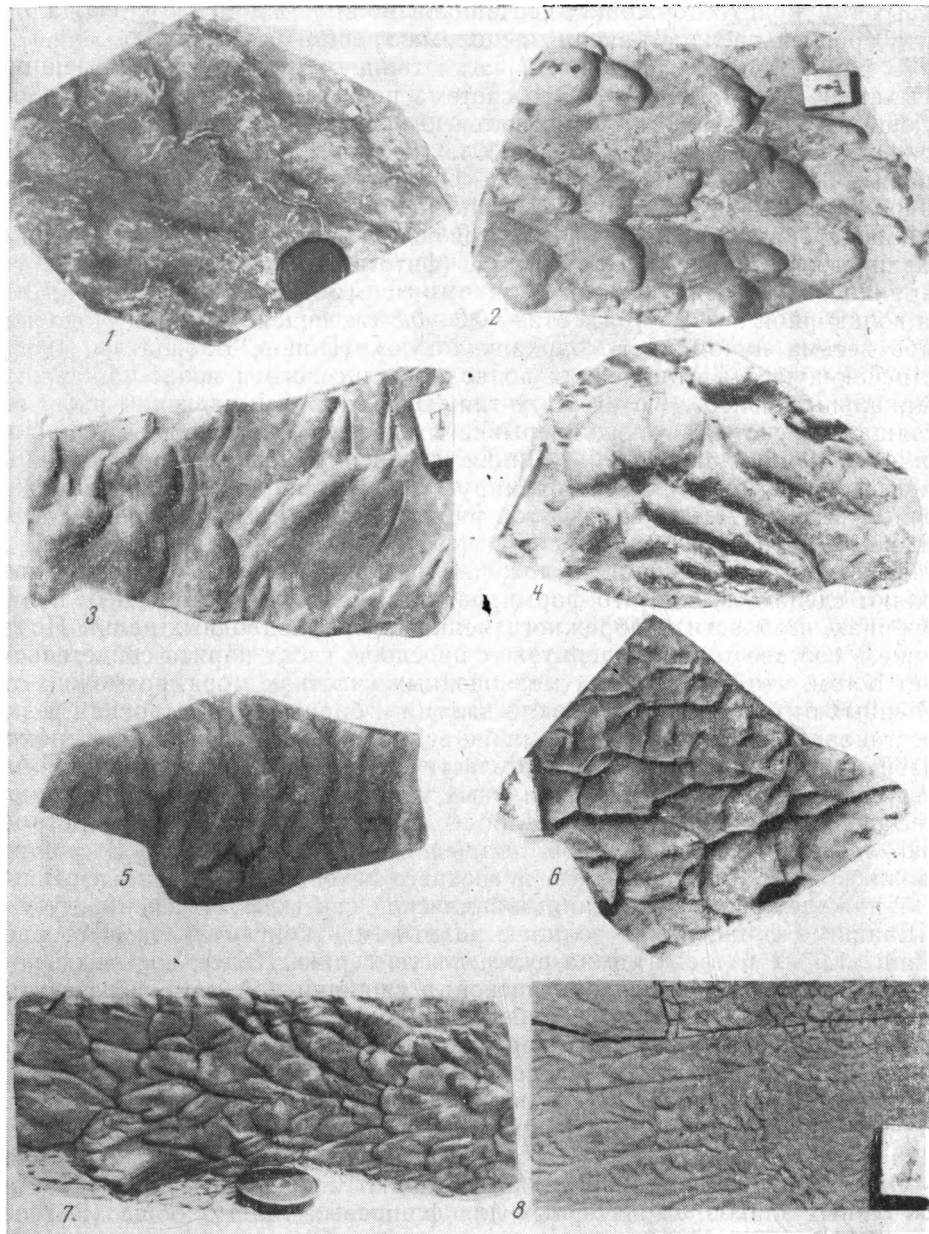


Таблица II

1 — асимметричные знаки ряби на верхней поверхности кварцевого песчаника чивидинской свиты, верхнее течение р. Тея; 2 — язычковые гиероглифы, представляющие собой слепки с борозд размыва, образованных поступательно-вихревым током воды, нижняя поверхность песчаника чивидинской свиты, среднее течение р. Тея, у пос. Тея; 3 — язычковые гиероглифы-слепки с борозд размыва, образованных разнонаправленным поступательно-вихревым током воды, нижняя поверхность песчаника чивидинской свиты, среднее течение р. Тея, у пос. Тея; 4 — язычковые гиероглифы-слепки с борозд размыва, созданных разнонаправленным поступательно-вихревым током воды, нижняя поверхность песчаника чивидинской свиты, среднее течение р. Тея, у пос. Тея; 5 — валико-бугорчатые текстурные знаки, образованные струями течения, верхняя поверхность песчаника чивидинской свиты, среднее течение р. Уволга, уменьшено в 2 раза; 6 — лопастные знаки внедрения, нижняя поверхность песчаника чивидинской свиты, нижнее течение р. Енашимо; 7 — линейное сочетание лопастных знаков внедрения, нижняя поверхность песчаника чивидинской свиты, р. Тея у пос. Тея; 8 — сочетание мелких лопастных и морщинистых знаков внедрения, нижняя поверхность песчаника чивидинской свиты, р. Тея у пос. Тея

вихревым током воды (Вассоевич, 1953; Хворова, 1955). К рельефу второго порядка относятся одиночные удлиненно-овальные, ланцетовидные язычки, располагающиеся на гиероглифах первого порядка или в промежутках между ними. Размер гиероглифов не превышает 0,3—0,5 см в поперечнике при длине 0,5—3,5 см. Ко второй разновидности (фототабл. II, 4) относятся знаки, по своей морфологии близкие вышеописанным. Форма их веретенообразная, правильно-яйцевидная или округлая. В отличие от первых противоположная сторона этих знаков не сливается с глифолитом, а имеет четкие рельефные окончания.

Валико-бугорчатые (фототабл. II, 5) представляют собой систему гиероглифов с низким простым рельефом. Основные элементы текстур этого типа — валики различной величины и подчиненные им бугорки. Расположение валиков почти параллельное. По форме это причудливо изгибающиеся, извилистые с пережимами, редко прямолинейные возвышения, четко разграниченные неглубокими и узкими желобками. Размеры валиков 1,5—12 см в длину при высоте 0,2—0,5 см и ширине 0,5—1,5 см. В поперечном сечении они имеют вид плоских или полуовальных сегментов. Бугорки в плане субизометричные или угловатые.

Среди знаков внедрения выделяются два основных типа: лопастные и морщинистые. Лопастные знаки по форме, рельефности и взаимному сочетанию в плане разделяются на две разновидности. Первая разновидность (фототабл. II, 6) представлена горельефными образованиями, имеющими форму неправильных лопастей с тупыми или слегка вытянутыми, приостренными окончаниями. Размеры лопастей в длину 2,5—7 см, ширину — 1,5—5 см. Гиероглифы то густо усеивают нижние поверхности песчаников, беспорядочно налегая друг на друга, то образуют длинные, неясно обособляющиеся извилистые ряды, разделенные узкими и глубокими прерывистыми бороздками. Для знаков второй разновидности (фототабл. II, 7) характерны низкий рельеф, отчетливая линейная ориентировка. Знаки имеют форму слегка вытянутых лопастей с закругленными окончаниями. Размеры их 1,5—4 см в ширину и 1,5—5 см в длину. Они сплошь покрывают нижние поверхности песчаников, черепитчато налегая друг на друга. К этому же типу относятся очень мелкие, шириной 0,3—1,5 см гиероглифы (фототабл. II, 8), расположенные беспорядочно или линейно вытянутыми рядами, через 0,5 м плиты постепенно переходящие в морщинистые знаки.

Ко второму виду (фототабл. III, 1) знаков внедрения относятся слаборельефные морщинистые знаки, представляющие собой систему линейно ориентированных, почти параллельных или слабевеерообразно-расходящихся гребней, шириной от долей до 1,5 см, высотой 0,2—0,5 см, разделенных узкими щелевидными желобками. Гиероглифы этого типа встречаются в сочетании с мелкими лопастными знаками, описанными выше (фототабл. II, 8). Н. Б. Вассоевич (1953) назвал их «мелкими струйчатыми гиероглифами», И. В. Хворова (1955) отнесла их к следам мелкой волновой ряби, Т. А. Денисова (1970) — к знакам внедрения. На наш взгляд, последнее предположение наиболее вероятно, о чем свидетельствует и связь их с лопастными знаками.

Среди слоистых текстур выделяются горизонтальная, косая односторонняя и косоволнистая.

Горизонтальная слоистость наблюдается по всему разрезу толщи, но приурочена главным образом к пелитовым отложениям (аргиллитам) и в меньшей мере — к алевролитам и песчаникам. Обусловлена она чередованием различно окрашенных слоев (от долей до 2—3 мм), в псаммитах — едва заметным направленным изменением гранулометрического состава. По простиранию такая слоистость иногда переходит в линзовидно-волнистую.

Косая односторонняя слоистость (фототабл. III, 2) наблюдается только в нижних и верхних частях толщи и приурочена к мелкозерни-

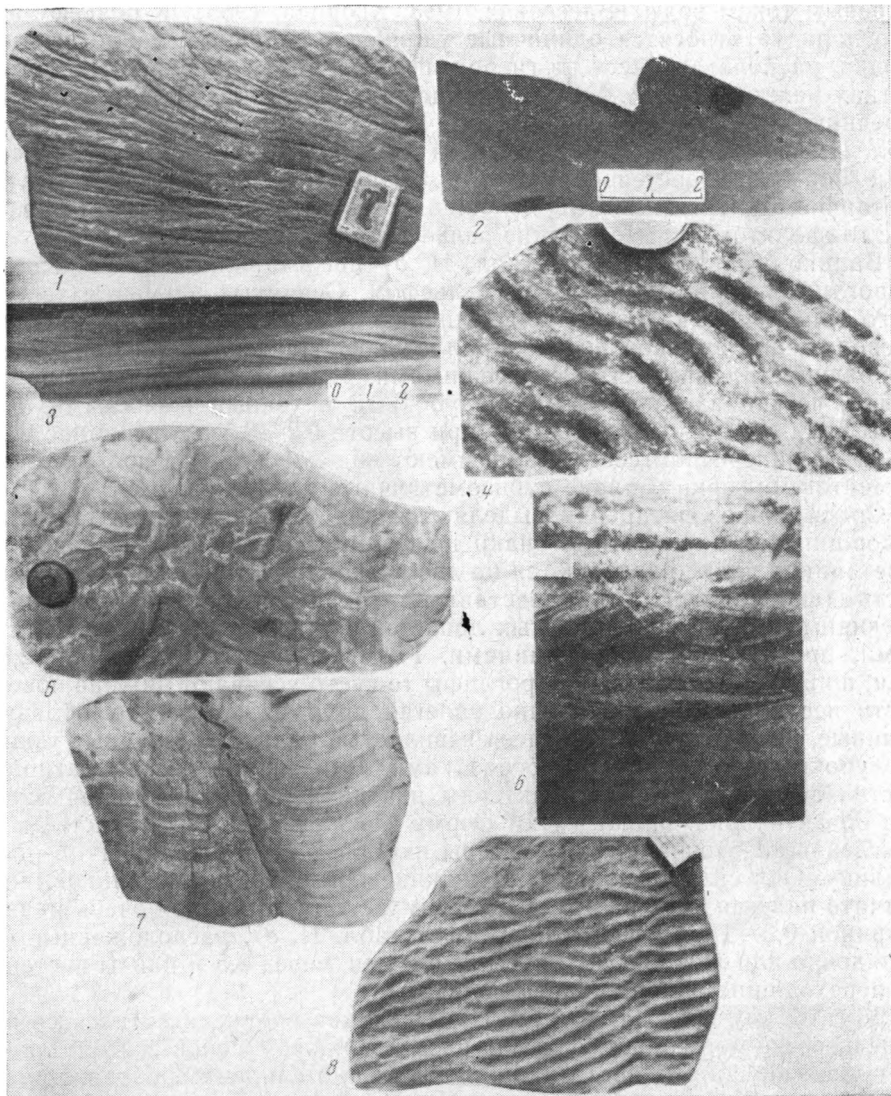


Таблица III

1 — морщинистые знаки внедрения, нижняя поверхность песчаника чивидинской свиты, р. Тея у пос. Тея; 2 — косая однонаправленная слоистость в песчанике чивидинской свиты, верхнее течение рек Уволга, Тея; 3 — мелкая прерывистая косоволнистая слоистость алевролита чивидинской свиты, р. Тея у пос. Тея; 4 — волновые симметричные знаки ряби на верхней поверхности песчаника чивидинской свиты, р. Тея, район фактории Курепа; 5 — подводнооползневые текстуры в известняках чивидинской свиты, верхнее течение р. Уволга; 6 — крупная косоволнистая мутьдообразная слоистость с вогнутыми непараллельными границами серий песчаника немчанской свиты, верхнее течение рек Уволга, Тея; 7 — симметричная волнистая вогнуто-выпуклая слоистость песчаника немчанской свиты, верхнее течение р. Уволга, уменьшено в 5 раз; 8 — волновые симметричные знаки ряби на верхней поверхности песчаника немчанской свиты, верхнее течение р. Уволга

стым песчаникам. Характеризуется она чередованием горизонтально- и косослойчатых серий мощностью 3—12 см. Серии состоят из прямолинейных и параллельных друг другу слоев, мощностью доли 3 мм, наклоненных под углами 20—45°. Слойки подчеркиваются изменением окраски и в меньшей мере — гранулометрического состава.

Косоволнистая слоичатость пользуется преимущественным распространением в средней части толщи и встречается, как правило, в сочетании с охарактеризованными выше гиероглифами и реже — знаками волновой ряби. Выделяются три разновидности слоичатости.

Первая разновидность представлена косоволнистой мультдобразной разнонаправленной перекрестной слоичатостью. Косослойчатые серии имеют форму асимметрично-вогнутых линз мощностью в раздувах до 3—5 см, с взаимносрезанными верхними границами. Слойки в сериях к подошве выполаживаются, иногда волнисто изгибаются и имеют S-образную форму. Строение слоиков однородное, границы серий отчетливые.

Вторая разновидность слоичатости представляет собой слоичатость типа ряби волнений. Приурочена она к маломощным (3—5 см) пластам мелкозернистых песчаников или алевролитов и характеризуется сочетанием мультдобразных серий с плавной изогнутыми границами. Наклон слоиков в смежных сериях однонаправленный. Слойки параллельны друг другу либо выполаживаются к кровле серий. Описанная разновидность косоволнистой слоичатости встречена в верхней части маломощного в целом неясногоризонтально-слоичатого пласта алевролитов, перекрытого тонко-горизонтально-слоичатыми аргиллитами, в свою очередь сменяющимися мелкозернистыми неслоистыми песчаниками, несущими на нижней поверхности напластования знаки внедрения.

Третья разновидность (фототабл. III, 3) косоволнисто-слоичатых текстур наблюдается исключительно в алевролитовых прослоях флишевых ритмов. Слоичатость характеризуется наличием прерывистых неясно обособленных или четко линзовидно-ограниченных серий мощностью не более 1,2 см, чередующихся с волнисто-слоичатыми сериями. Слойки в сериях очень тонкие, прерывистые по простиранию они выклиниваются либо, выполаживаясь, образуют горизонтальную или волнистую слоичатость. Наклон слоиков в сериях однонаправленный, 40°.

Знаки ряби во флише бывают симметричные, асимметричные и сложные. Первые два типа знаков наблюдаются в нижней и верхней частях толщи, сложные — только в нижней. Симметричные знаки ряби (фототабл. III, 4) имеют вид сочетания серповидно-изогнутых гребней, сохраняющих в плане симметричность и параллельность. Вершины гребней в сечении остроугольные, реже закругленные. Дно желобков тупое, корытообразное. Местами гребни разделяются узкими, косо ориентированными по отношению к ним поперечными пережимами. По простиранию такой ряби длина отдельных серповидных участков гребней 5—18 см. Длина волны ряби 2—2,5 см, высота — 0,5—0,8 см, индекс — 2,5—4. Асимметричная рябь выражена прерывистыми ветвящимися гребнями, разделенными овальными неширокими желобками или линзовидными ячейками. Вершины гребней округленные или уплощенные. Длина волны этой ряби 2—2,5 см, высота — 0,3—0,4 см, индекс 6—12. Сложные знаки ряби правильно-ямчатые. В плане это система сравнительно одинаковых по размерам округлых ямок, разделенных рельефными возвышениями. Диаметр ямок 2,5—3 см, высота — до 0,5 см.

Подводнооползневые текстуры (фототабл. III, 5) наблюдаются в маломощных прослоях известняков в верхнем и среднем течении р. Увола. Деформации проявились очень сильными смятиями слоиков с образованием причудливо изгибающихся макроскладок.

Рассмотренные текстурные признаки и характер распределения их в разрезе флишеидной толщи показывают, что в целом довольно однородно построенная толща различными своими частями отражает направленное изменение условий осадконакопления и соответствует различным фациальным поясам морского бассейна. Нижние части толщи, находящиеся в тесной парагенетической связи с подстилающими прибрежно-морскими образованиями песчано-аргиллитовой толщи и характеризую-

щиеся преимущественным развитием крупной диагональной слоистости, наличием знаков ряби асимметричного типа соответствуют наиболее глубоководной части прибрежного мелкоморья, изобилующего донными течениями. Средняя часть толщи, несущая различные типы гиероглифов и косоволнисто-слоистых текстур, сформировалась на большей глубине бассейна — в области отложения суспензионных течений. Верхняя часть толщи по условиям образования близка нижней. Таким образом, нижние и средние части толщи образовались в условиях трансгрессирующего моря, а верхняя знаменует собой начало регрессии, о чем косвенно свидетельствуют и перекрывающие флиш красноцветные отложения немчанской свиты.

Изложенный материал позволяет сделать вывод, что чивидинская свита объединяет в своем составе морские и переходные к континентальным отложения и в целом сформировалась в один трансгрессивный цикл.

Немчанская свита испытывает значительные фациальные изменения на площади. Ее взаимоотношения с подстилающими отложениями различные. На одних участках она ложится с некоторым перерывом, о чем свидетельствует наличие в основании ее грубозернистых песчаников, а местами и конгломератов (верховья р. Уволга), на других устанавливаются постепенные переходы (среднее течение р. Уволга; верхнее и среднее течение р. Тея). В крайних приплатформенных частях района (приустьевая часть ручьев Юхалик, Плубокий, район о. Талый) отложения немчанской свиты с размывом и когломератами в основании налегают на сухопитскую серию.

В бассейне р. Уволга свита имеет мощность 1200—1300 м и подразделяется на три толщи. Нижняя толща красноцветная терригенная (300 м), сложена разномзернистыми, преимущественно мелкозернистыми песчаниками, содержащими маломощные прослои алевролитов и аргиллитов. Вторая толща — пестроцветная терригенно-карбонатная (500—600 м), в среднем течении р. Уволга делится на две пачки: нижнюю доломитовую (250—300 м) и верхнюю — алевро-песчано-известняковую (300—350 м). Доломитовая пачка сложена полосчатыми вишнево-красными алевролитисто-глинистыми доломитами, содержащими в верхней части разреза кремевые известняки, а в нижних — маломощные прослои известково-глинистых алевролитов. Верхняя пачка представлена чередующимися пестроцветными песчаниками, онколитовыми известняками и алевролитами. В ее верхней части появляются слои глауконитсодержащих песчаников. Состав терригенно-карбонатной толщи и ее мощность по простиранию изменяются. В районе ручья Большой она сложена розово-серыми или вишневыми доломитами, содержащими маломощные прослои светло-серых известняков. Северо-западнее, в бассейне р. Левая Уволга, толща представлена чередованием довольно мощных пластов (5—8 м) розово-серых массивных известняков и буровато-серых мелкозернистых песчаников. Мощность толщи в этом разрезе не превышает 180—200 м. Венчается разрез свиты толщей сероцветных кварцевых песчаников (около 300 м), содержащих горизонты глауконитовых песчаников и листоватых алевросланцев.

Восточнее Уволжского грабена, в районе пос. Ново-Михайловский, Немчанская свита начинается толщей красноцветных песчаников мощностью не более 120—150 м, имеющей строение, аналогичное описанному выше. Перекрываются песчаники грязно-вишневыми песчанистыми онколитовыми доломитами, содержащими прослои мелкозернистых бурых песчаников и алевролитов. Мощность карбонатной части разреза не более 60—80 м. Еще восточнее, в районе пос. Суворовский красноцветные песчаники нижней части толщи в значительной мере замещены алевролитами и доломитами. Базальные горизонты свиты на 20—30 м разреза обогащены палочковидными обломками вишневых доломитов.

И наконец, в приустьевой части ручья Глубокий в основании свиты залегает пласт мощностью 1,5—2 м валунно-галечниковых полимиктовых конгломератов, который выше сменяется переслаивающимися доломитистыми песчаниками и алевролитами, содержащими прослои аргиллитов и онколитовых доломитов. Местами среди песчаников появляются маломощные линзы кварцевых гравелитов. Выше залегает пачка вишневых полосчатых доломитов, чередующихся с мощными пластами тонкослоистых алевролитов. Мощность свиты 80—100 м.

Из изложенного материала видно, что в направлении с запада на восток мощность отложений немчанской свиты сокращается, песчаники в значительной мере замещаются алевролитами и доломитами, увеличивается общая карбонатность пород.

Текстурные особенности отложений немчанской свиты изучались в основном в пределах Уволжского грабена и на р. Тея в районе фактории Курепа. Практически по всему разрезу свиты наблюдаются различные типы слоистости, в терригенных отложениях — знаки ряби и трещины усыхания.

В нижней толще выделяются горизонтальная, косая и волнистая типы слоистости. Горизонтальная слоистость представлена чередованием различно окрашенных слоев мощностью от долей миллиметра до 1,5—2 см. Окраска обусловлена неравномерным струйчатым обогащением слоев минералами тяжелого шлиха. Мощность горизонтально-слоистых серий 1—18 см. Обычно они чередуются с неслоистыми и косоволнисто-слоистыми слоями. Среди косоволнисто-слоистых текстур выделяются две разновидности.

Первая разновидность (фототабл. III, 6) характеризуется сочетанием мультислойчатых косослойчатых серий с вогнутыми непараллельными слабо или сильно смещенными границами. Слоистость мелкая и крупная. Мощность серий 3—18 см. Слойки в смежных сериях разнонаправлены, внутри серий — сходящиеся к основанию. Слойки отчетливые, неоднородные, толщина их 1 мм — 1 см.

Вторая разновидность представляет собой комбинацию косой и косоволнистой слоистости. Ее характерная особенность — однонаправленный наклон слоев в смежных сериях и линзовидная вогнуто-выпуклая форма отдельных серий. Слойки субпараллельны, к подошве выполаживаются. Мощность отдельных серий 2,5—15 см, слоев — 1—3 мм. Рисунок слоистости сплошной, иногда прерывистый. Границы серий отчетливые, взаимосрезающие. Среди волнисто-слоистых текстур следует отметить симметричную вогнуто-выпуклую слоистость (фототабл. III, 7), характеризующуюся частым чередованием слоев мощностью от долей до 2—3 мм. Вниз и вверх по разрезу такая слоистость сменяется прерывистой волнистой субпараллельной или горизонтальной.

Знаки ряби в нижней толще симметричные, асимметричные и сложные. Последние два типа пользуются преимущественным развитием. Симметричная рябь (фототабл. III, 8) представлена системой дихотомически ветвящихся прерывистых, иногда пересекающихся, гребней, разделенных коротколинзовидными или удлиненными ячейками или желобками. Длина волны ряби 0,7—1,8 см, высота — 0,4—0,8 см, индекс — 1,5—2. Образование подобной ряби могло происходить в зоне прибрежного мелководья замедленными, меняющими направление волновыми движениями воды (Шрок, 1950; Хворова, 1957). Среди асимметричных знаков ряби по форме гребней и расположению их в плане выделяются три разновидности.

Первая разновидность ряби (фототабл. IV, 1) выражена широкими субпараллельными валиками, имеющими слабоизвилистые очертания и разделенными узкими неглубокими желобками. В поперечном сечении валики асимметричные и одной стороной нависают над желобками. Длина волны ряби 5—7 см, высота — 0,2—0,5 см, индекс — 10—35.



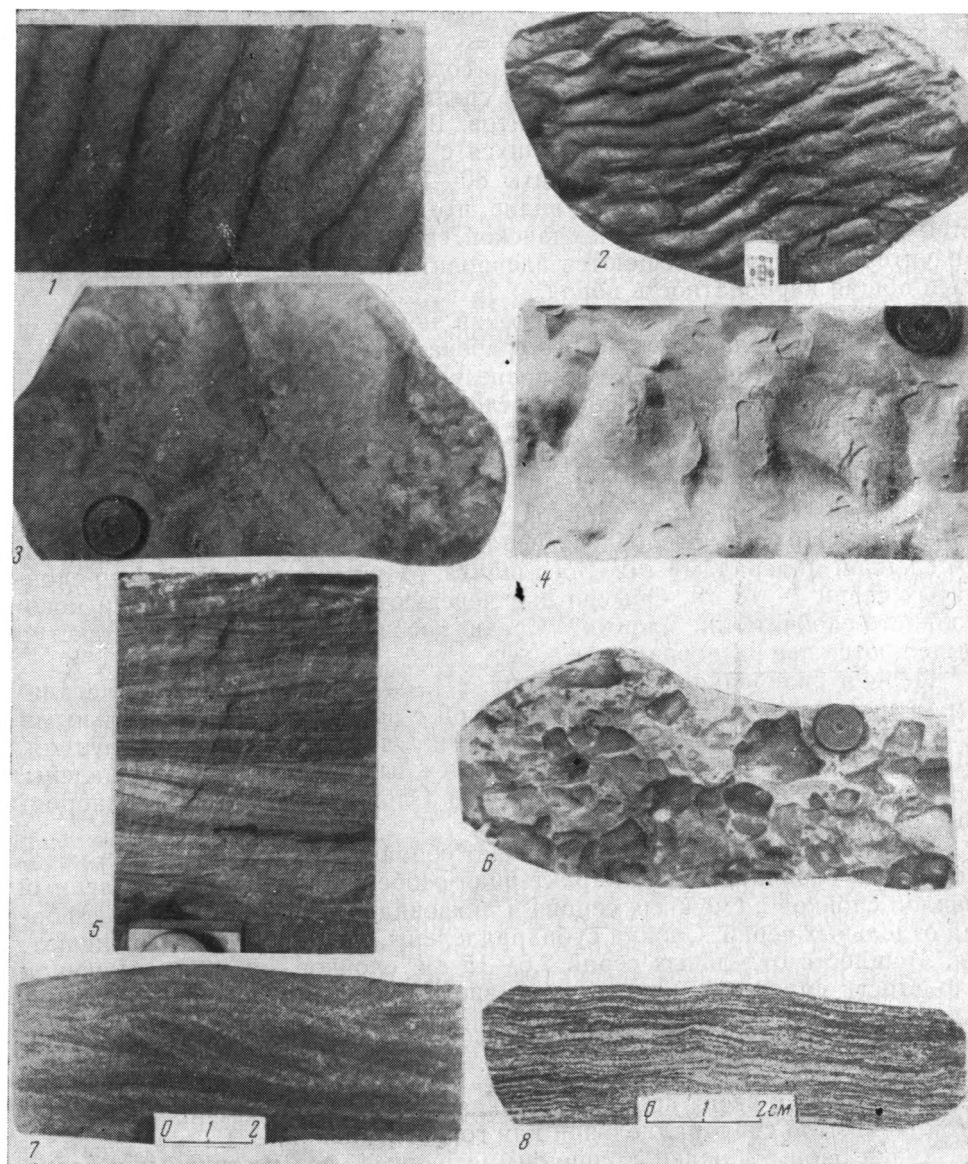


Таблица IV

1 — асимметричные знаки ряби течения на верхней поверхности песчаника немчанской свиты, верхнее течение р. Уволга; 2 — асимметричные знаки ряби течения на верхней поверхности песчаника немчанской свиты, р. Енашино, у устья ручья Пьяный; 3 — асимметричные петлеобразные знаки ряби на верхней поверхности песчаника немчанской свиты, верхнее течение р. Левая Уволга; 4 — сложоячеистые знаки ряби на верхней поверхности песчаника немчанской свиты, верхнее течение р. Тея; 5 — мелкая полого- и косоволнистая слойчатость в песчаниках немчанской свиты, среднее течение р. Уволга; 6 — гальки-«катыши» аргиллитов на верхних поверхностях песчаников немчанской свиты, реки Тея, Уволга; 7 — косоволнистая слойчатость глауконитового песчаника немчанской свиты, верхнее течение р. Уволга, ручей Большой; 8 — линзовидно-волнистая слойчатость глауконитового песчаника немчанской свиты, верхнее течение р. Уволга, ручей Большой



Вторая разновидность ряби (фототабл. IV, 2) характеризуется очень извилистыми очертаниями гребней. Желобки между гребнями не всегда четко выражены. Они нередко затухают даже на очень коротком расстоянии или, соединяясь с соседними, образуют мелкие промежуточные валики. Длина волны ряби — 1,5—7 см, высота — 0,2—0,5 см, индекс — 3—35. Эта разновидность относится к типу знаков ряби течения. Образование их возможно в русловых и приустьевых частях постоянно действующих водотоков.

К третьей разновидности отнесены знаки, названные Т. А. Денисовой (1970) «петлеобразными» (фототабл. IV, 3). В плане знаки выражены широкими, изгибающимися косо нависающими валиками, образующими в совокупности подобие прерывистых петель, постоянно меняющих по простираению свои размеры. Образование их связывается (Денисова, 1970) с действием временных потоков.

К сложному типу знаков ряби отнесены сложнаячеистые знаки (фототабл. IV, 4), представляющие собой сочетание разнонаправленных в плане рельефных возвышений — валиков, имеющих сложные извилистые очертания. Концы валиков тупые, иногда сглаженные, относительно постепенно переходящие в углубления. Размеры валиков 2,5—20 см, высота — 1—3 см. Подобная рябь образуется под действием разнонаправленных турбулентных течений, сопровождающихся вращательным течением воды (Dzulinski, 1965).

Трещины усыхания распространены в нижней терригенной толще немчанской свиты. Среди них наблюдаются полные и неполные морфологические типы.

Рассмотренные текстурные особенности отложений толщи красноватых песчаников свидетельствуют о том, что формирование ее происходило в прибрежной, наиболее мелководной, периодически осушаемой части водоема (ватты), в области надводных дельт, с широким участием временных и постоянных водотоков.

В залегающих выше отложениях терригенно-карбонатной толщи из текстурных признаков наблюдалась только слоистость.

Доломитовая пачка характеризуется развитой по всему разрезу горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием слоев, в различной степени обогащенных примесью алевритисто-глинистого материала, или различной окраской. Формирование пачки происходило, вероятно, в полузамкнутых засоляющихся бассейнах лагунного типа со спокойной не нарушаемой волнениями и течениями седиментацией. В карбонатных отложениях верхней пачки изредка отмечается крупная косая перекрестная слоистость со смещенными границами серий. Мощность серий 15—18 см, слои параллельны и разнонаправлены в смежных сериях. Мощность их от долей до 1,5—2 мм.

В глауконитсодержащих песчаниках верхних частей пачки наблюдается сложная слоистость (фототабл. IV, 5), представленная чередованием серий с пологоволнистой и косоволнистой слоистостью. Слоистость мелкая, слабо смещенная, слои в сериях к подошве изгибаются и следуют параллельно нижним границам серий. Мощность серий не более 3—5 см, слоев — 0,1—0,5 см. Наличие косоволнисто-слоистых текстур, постоянная примесь терригенного материала, присутствие горизонтов с глауконитом и обилие онколитов свидетельствуют о накоплении отложений верхней пачки в мелководных бассейнах с волнениями и течениями.

Практически по всему рассмотренному разрезу свиты наблюдаются весьма характерные текстурные знаки (фототабл. IV, 6), представляющие собой неправильно-угловатые или субизометричные углубления на поверхностях напластования песчаников, выполненные пелитовым материалом. По-видимому, образование этих знаков можно объяснить за-

хоронением в песчанистом материале обломков, вымытых турбулентными течениями из уже несколько уплотнившихся осадков.

В толще сероцветных глауконитсодержащих песчаников, венчающей разрез отложений немчанской свиты, наблюдаются сочетания косоволнистой (табл. IV, 7) и линзовидно-волнистой (табл. IV, 8) слоистости прибрежно-морского типа. Мощность линзовидно-волнисто-слоистых серий 3—8 см, косоволнисто-слоистых — 1,5—5 см; мощность слоистых в сериях от долей до 1,5—2 м. Слойки в косослойчатых сериях однонаправленные, реже разнонаправленные, прерывистые. К основанию серий они иногда выполаживаются. Наклон слоёв не превышает 18—25°.

## ВЫВОДЫ

Тектурные особенности и состав пород чингасанской серии показывают, что ее формирование началось с накопления грубообломочных отложений лопатинской свиты, образованию которых предшествовал длительный континентальный перерыв. Дальнейшее развитие района происходит в условиях интенсивного химического выветривания, способствующего нивелировке рельефа и накоплению мощных толщ олигомиктовых и чисто кварцевых песков. В начале чивидинского времени в пределах района на фоне общей трансгрессии моря закладываются два узких прогиба: западный (Уволжско-Курепский) и восточный (Тейский), разделенных Нойбинским поднятием, игравшим, вероятно, весьма немаловажную роль в распределении фаций. В пределы западного прогиба сносилось большое количество терригенного материала, формировавшего толщу кварцитовидных песчаников. В западной части Тейского прогиба, примыкавшей к Нойбинскому поднятию, в это время существовало открытое мелкое море. В его прибрежной части в условиях пологого рельефа области сноса накапливалась терригенно-карбонатная толща. Последующие нисходящие движения затронули в основном зону Тейского прогиба, погружение которого компенсировалось поступлением обломочного материала, образующего толщу кварцитовых песчаников. В Уволжско-Курепской структуре установился малоподвижный режим, местами отлагались карбонатные осадки.

Постепенное обмеление бассейна и теплый климат способствовали широкому развитию онколито- и строматолитообразующих водорослей; в верховьях р. Тея карбонатоотложение было ограничено, сюда продолжал сноситься терригенный материал, пульсирующее поступление которого временами подавляло карбонатакопление.

Следующий этап развития района характеризовался беспокойным гидродинамическим режимом осадконакопления, в условиях которого в районе Тейского прогиба и в верховьях р. Тея формировалась песчано-аргиллитовая толща. В отдельных участках бассейна в короткие промежутки времени создавались предпосылки хемогенной садки карбонатов. К концу чивидинского времени район полностью был затоплен морем и в его пределах образовался типичный некомпенсированный прогиб, в который сносилось огромное количество терригенного материала, слагающего флишеидную толщу.

Последующее ослабление тектонической деятельности, смена нисходящих движений на восходящие привело к обмелению бассейна. Формирование красноцветных песчаников немчанской свиты происходит на фоне регрессирующего в сторону платформы моря. К началу накопления терригенно-карбонатной толщи немчанской свиты район представлял собой выровненную поверхность, на отдельных участках которой образовался ряд мелководных полузамкнутых бассейнов островного типа с повышенной соленостью вод. В отдельных частях бассейна отлагались доломиты, а в других вследствие подтока речных вод и поступления некоего количества терригенного материала — известково-доломитовые

илы с прослоями терригенных илов, а местами и чистых известковых осадков.

Появление в пределах Уволжского грабена толщи кварцевых глауконитовых песчаников свидетельствует о кратковременном усилении в некоторые моменты тектонической активности района, в условиях которой местами устанавливается режим нормальносоленого мелководного бассейна.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А. И. Некоторые черты морфологии поверхностей напластования в красноцветных формациях юга Сибири.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций, Новосибирск, «Наука», 1969.
- Белостоцкий И. И. Наблюдения над знаками ряби.— Изв. Всес. географ. о-ва, 72, 1940, вып. 2.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. «Наука», 1965.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М.— Л., Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках).— Тр. Львовск. геол. о-ва. Геол. сер., 1953, вып. 3.
- Григорьев В. Н. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1956, т. 31, вып. 4.
- Гроссгейм В. А. Опыт создания терминологии для морфологического описания гиероглифов.— Геол. сб. ВНИГРИ, 1955, вып. 3(6).
- Денисова Т. А. Тектурные особенности пород и условия образования добротовской свиты нижнего миоцена Предкарпатья. М., «Наука», 1970.
- Попов В. И., Бабадаглы В. А. Гармонические серии знаков песчаной ряби.— В сб.: Дельтовые и мелководноморские отложения.— Изд-во АН СССР, 1963.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. «Недра», 1962.
- Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. серия, 1955, вып. 155.
- Хворова И. В. Изучение тектурных знаков на поверхности наслоения: В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950.
- Dzulinski S. New data on experimental production of Sedimentary structures.— J. Sediment. Petrol., 1965, 35, No. 1.

Политехнический институт  
Томск

Дата поступления  
31.III.1971

УДК 553.32(477.63)

## **ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НИКОПОЛЬСКОГО МАРГАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

**И. С. ДАНИЛОВ**

В Никопольском месторождении рудная зональность — последовательная смена окисных руд окисно-карбонатными, а последних — карбонатными по падению пласта. В зоне окисных и окисно-карбонатных руд площадная рудная зональность усложняется изменением минерального состава руд по вертикали. Формирование рудной зональности месторождения происходило в несколько литогенетических стадий. С<sub>1</sub> стадией седиментогенеза связывались начальные этапы формирования площадной рудной зональности, в диагенезе была окончательно сформирована площадная рудная зональность, в образовании которой главную роль играли окислительно-восстановительные реакции между окислителем и восстановителем, в эпигенезе имели место процессы окислительного выветривания руд и восстановительного марганцеворудного минералообразования, последовательно сменявшие друг друга во времени. Процессы окислительного выветривания, происходившие в олигоцене после формирования марганцеворудного пласта до накопления надрудных глин, привели к образованию окисленных марганцевых руд и формированию вертикальной минералогической зональности. Процессы восстановительного минералообразования несколько усложнили рудноминералогическую зональность месторождения. С ними связано образование вторичного манганита, железистых реакционных зон на контактах марганцеворудного пласта, железосодержащих манганитовых конкреций в зоне окисно-карбонатных руд, железисто-манганитовой «рубашки» на поверхности многих окисных марганцеворудных выделений.

Как и в других генетически однотипных осадочных палеогеновых месторождениях марганца (Чиатурском, Мангышлакском, Полуночном) в Никопольском месторождении существует рудная зональность — на его площади в направлении падения марганцеворудного пласта происходит закономерная смена минералогических типов руд: конкреционно-кусковые окисные руды, сложенные манганитом, псиломеланом и пиролюзитом, в южном направлении сменяются окисно-карбонатными рудами, в которых манганитовые конкреции зацементированы в манганокальцитовых кусках, последние в том же направлении сменяются карбонатными марганцевыми рудами, состоящими из манганокальцита и кальциевого родохрозита.

Эта площадная рудноминералогическая зональность в свою очередь на значительной площади месторождения усложнена вертикальной минеральной зональностью. На этих площадях пиролюзит-манганит-псиломелановые руды зоны окисных руд, манганит-манганокальцитовые руды зоны окисно-карбонатных руд и манганокальцитовые и кальциевородохрозитовые руды зоны карбонатных руд сменяются к кровле пласта пиролюзит-псиломелановыми рудами, возникшими в процессе окислительного выветривания.

По поводу происхождения рудной зональности Никопольского и других генетически однотипных палеогеновых месторождений марганца существует несколько точек зрения.

А. Г. Бетехтин (1964), П. Ф. Андрущенко (1954), В. А. Передериев и др. считают, что рудная зональность месторождений возникла главным образом в результате физико-химического различия обстановок марганцеворудной седиментации и диагенеза и в генетическом отношении является седиментационно-диагенетической.

По мнению В. И. Грязнова (1964), первичная диагенетическая марганцеворудная зональность Никопольского месторождения, обусловленная главным образом физико-химическими условиями седиментации и диагенеза, в значительной мере была усложнена последующими процессами окисления марганцевых руд.

Н. М. Страхов и др. (1967, 1968) пришли к выводу, что первичная диагенетическая марганцеворудная зональность месторождений была полностью переработана процессами окисления руд. Поэтому существующая на Никопольском месторождении зональность является вторичной, а первичная диагенетическая зональность не поддается расшифровке.

Проведенное сотрудниками НИИ геологии Днепропетровского университета изучение марганцеворудного горизонта преимущественно в открытых горных выработках — карьерах в 1967—1970 гг. позволило выявить некоторые особенности строения рудного пласта, вещественного состава и геохимии руд, ранее не отмечавшиеся исследователями. Материалы исследования, а также наблюдения большого коллектива геологов над современным марганцеворудным процессом, опубликованные в геологической литературе, легли в основу предлагаемой гипотезы происхождения рудной зональности Никопольского месторождения. Решая эту проблему, мы не затрагиваем вопросы, связанные с источником и формами переноса марганца, так как они составляют специальный предмет исследования; в этом сообщении нами рассматриваются основные стадии рудообразования: седиментогенез, диагенез, эпигенез марганцеворудного вещества.

### СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ МАРГАНЦЕВОРУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Палеогеографическая обстановка марганцеворудной седиментации на площади Никопольского месторождения детально рассмотрена в работах В. И. Грязнова (1954, 1964), В. И. Грязнова и Ю. И. Селина (1959), М. Ф. Носовского (1959, 1970), А. А. Веселова и В. Г. Плавшудина (1968) и обобщена Н. М. Страховым и др. (1967, 1968).

Для нашей работы важны следующие черты этой обстановки. Марганцеворудная седиментация происходила в двух крупных заливах олигоценового моря, которые отделялись от открытой части морского бассейна подводным барьером (Страхов и др., 1967). Дно заливов имело сложный рельеф; здесь наряду с сравнительно глубокими впадинами существовали поднятия, подводные и выступающие над уровнем моря в виде островов (Страхов и др., 1967).

Глубина заливов, установленная В. И. Грязновым по остаткам баланусов (Грязнов, 1954), — от немногих до 25—40 м (Страхов и др., 1968). Гидродинамический режим, судя по значениям коэффициента сортировки, был спокойным ( $S_0 = 1,5—2,5$ ), но в прибрежных частях — активным ( $S_0 > 5,0$ ). Соленость и газовый режим морской воды в заливах, установленные по фаунистическому комплексу, были нормальными. Наддонная вода хорошо вентилировалась, кислород воды свободно проникал к донным осадкам.

Физико-химическая обстановка ( $E_h$ , pH) олигоценового бассейна марганцеворудной седиментации скорее всего была аналогична обстановке современных морей, в которых отмечается накопление марганца (таблица).

# Значения Eh и pH современных водоемов с марганцеворудной седиментацией

| Водоем                               | Минеральная форма марганца | Eh, мв    | pH        | Литературный источник                           |
|--------------------------------------|----------------------------|-----------|-----------|-------------------------------------------------|
| Черное море, окислительная зона      | Гидроокислы марганца       | +300 +400 | 7,91—8,33 | Б. А. Скопинцев, Т. П. Попова (1963)            |
| То же                                | То же                      | +300 +460 | 8,00—8,36 | Д. Г. Сапожников (1967)                         |
| Оз. Пуннус-Ярви, придонный слой воды | То же                      | +400 +550 | 6,8—7,4   | Н. М. Страхов и др. (1968)                      |
| Тихий океан, придонный слой воды     | Железомарганцевые корочки  | +182      | 7,9       | V. E. Swanson, I. G. Palacas, A. H. Love (1967) |
| Эксперимент                          | Браунит                    | +345      | 8,0       | Л. П. Листова (1961)                            |
| То же                                | Вернадит                   | +290      | 9,30      | То же                                           |

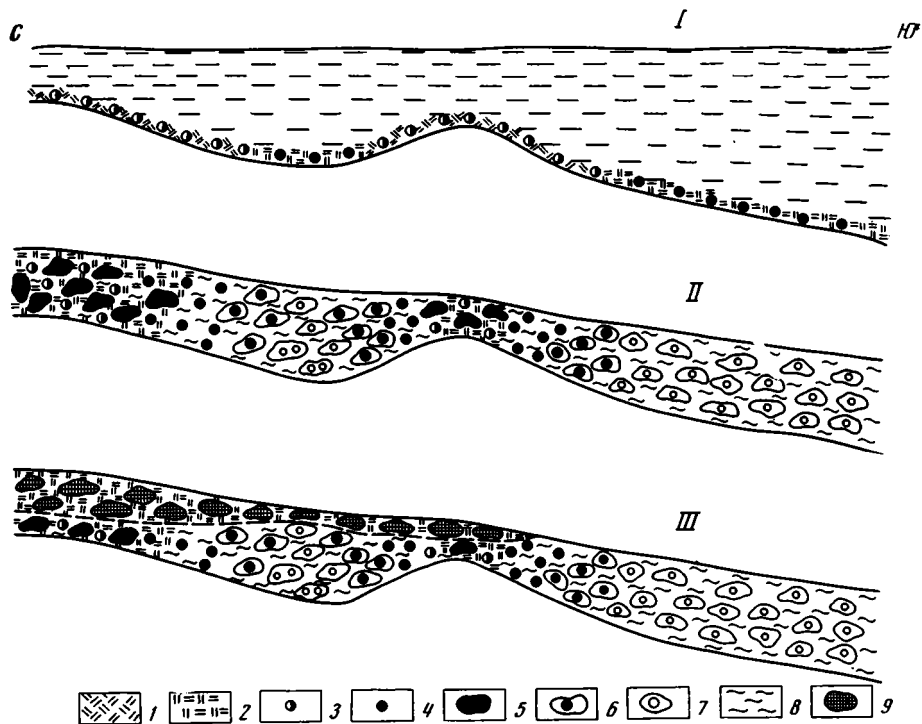
Из таблицы видно, что в современных водоемах осаждение марганца в гидроокисной форме происходит при значениях Eh +300 +400 мв и pH 7,9—8,4. Как показали исследования Б. А. Скопинцева (1956), Eh в морских водоемах (Черное море) практически не изменяется до глубины примерно 50 м, а pH в этом интервале меняется незначительно. Так как максимальная глубина марганцеворудного накопления в Никопольском месторождении не более 45 м (Страхов и др., 1968), то Eh и pH, соответственно равные +300 +400 мв и 7,9—8,4, могут быть приняты не только для прибрежных, но и для более глубоких участков олигоценового водоема, в пределах которых накапливался марганцеворудный материал.

Основными седиментационными формами марганцеворудного вещества в Никопольском олигоценовом бассейне были рассеянное тонкодисперсное субколлоидальное марганцеворудное вещество и марганцеворудные конкреции; в формировании последних определенную роль играл диагенетический подток рудного материала. Аналогичные седиментационные текстурные формы марганца наблюдаются и в современных водоемах.

Рассеянный марганцеворудный материал был представлен гидратированной двуокисью марганца, установленной В. В. Мокиевской (1961) в водах Черного моря, и полиперманганитами. Соотношение между этими химическими формами марганца в осадке определялось количеством осаждавшегося органического вещества, его наиболее реакционноспособной формы. В мелководных участках, тяготеющих к прибрежной зоне, в осадках которой органическое вещество (восстановитель) практически отсутствовало, в рассеянном марганцеворудном материале осадка преобладала гидратированная двуокись марганца. В более глубоководных участках последняя при своем осаждении испытывала частичное восстановление органическим веществом, и в марганцеворудном материале осадка этих площадей преобладал полиперманганитовый материал (фиг. 1).

Конкреционные формы марганца слагались пиролюзитом и манганитом с примесью псиломелана; нередко оба минерала слагают ритмично чередующиеся слои конкреций, свидетельствующие о периодически изменявшихся физико-химических условиях среды. Образование седиментационного манганита конкреций происходило в тех участках дна олигоценового водоема, в наддонной воде которых ощущался дефицит кислорода, обусловленный поступлением в водоем органического вещества.

Вопрос о генетической природе пиролюзита в рудах Никопольского месторождения является чрезвычайно важным для понимания происхождения рудной зональности, ибо от его решения (формируется ли пиролюзит исключительно при гипергенном окислении или наряду с гипергенным пиролюзитом существует его седиментационная форма) зависит



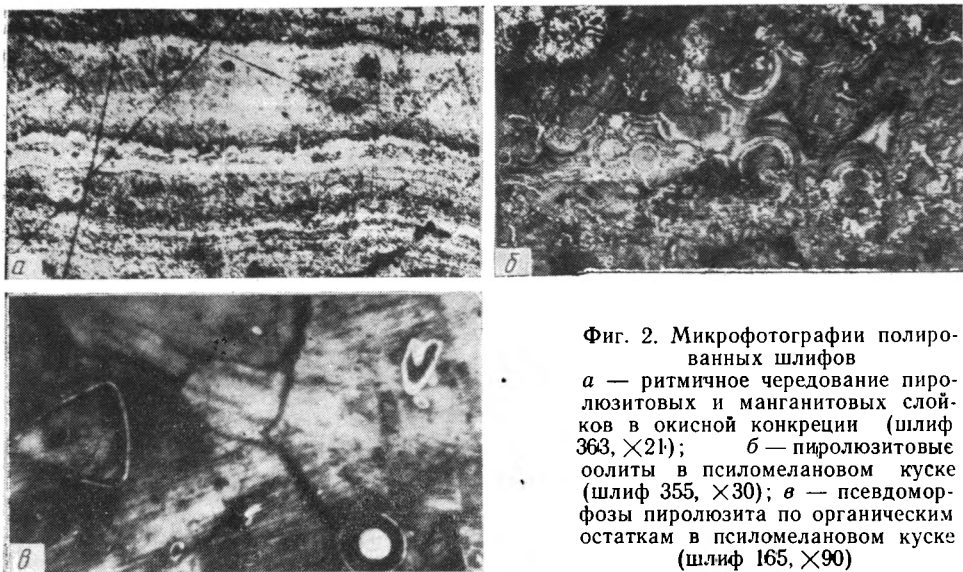
Фиг. 1. Схема формирования рудной зональности Никопольского месторождения I — на стадии седиментогенеза; II — на стадии диагенеза; III — на стадии эпигенеза I — рассеянное марганцеворудное вещество типа гидрата двуокиси марганца; 2 — рассеянное марганцеворудное вещество полиперманганитового типа; 3 — пиролюзитовые конкреции; 4 — манганитовые конкреции; 5 — окисные пиролюзит-манганит-псиломелановые кусковые руды; 6 — окисно-карбонатные конкреционно-кусковые руды (манганитовые конкреции в карбонатных кусках); 7 — карбонатные манганокальцитовые и кальциевородохрозитовые кусковые руды; 8 — рудовмещающие породы; 9 — окисленные пиролюзит-псиломелановые кусковые руды

возможность отнесения руд по минералогическому составу к окисленному или первичноокисленному типу.

Наши исследования показали, что в Никопольском месторождении встречается первичный седиментационный и вторичный окисленный пиролюзит. Возможность существования седиментационного пиролюзита подтверждается сведениями из геологической литературы и фактическим материалом, собранным на месторождении. К числу первых относятся следующие данные.

1. В современных, преимущественно океанических, железомарганцевых конкрециях ряд исследователей (Андрущенко, Скорнякова, 1967; Büser, Grütter, 1956; Murray, Renard, 1891; Barnes, 1967; Meylan, 1968; Grant, 1967, и др.) отметили присутствие пиролюзита ( $\beta\text{MnO}_2$ ) или форм марганца по степени окисленности близких к пиролюзиту (вернадит,  $\delta\text{MnO}_2$  — бернессит). Минеральный состав окисных соединений марганца в черноморских железомарганцевых конкрециях И. И. Волков и В. Ф. Севастьянов (1968) выразили эмпирической формулой  $\text{MnO}_{1,4}$  —  $\text{MnO}_2$ . Если при этом учесть, что образование пиролюзита или форм, близких к пиролюзиту, происходило на больших глубинах и, следовательно, при более низких Eh, то тем более вероятно образование пиролюзита в более мелководном Никопольском бассейне.

2. Л. П. Листова (1961) пришла к выводу, что в морской воде, обладающей буферными свойствами, на солнечном свете и при каталитическом действии двуокиси марганца возможно образование пиролюзита.



Фиг. 2. Микрофотографии полированных шлифов

*а* — ритмичное чередование пиrolюзитовых и манганитовых слоев в окисной конкреции (шлиф 363,  $\times 21$ ); *б* — пиrolюзитовые оолиты в псиломелановом куске (шлиф 355,  $\times 30$ ); *в* — псевдоморфозы пиrolюзита по органическим остаткам в псиломелановом куске (шлиф 165,  $\times 90$ )

3. К. Краускопф (1963) в результате экспериментальных исследований по осаждению марганца из растворов при  $Eh + 400\text{ мв}$  и  $pH\ 7,5-8,5$  получил бурый осадок, по составу близкий к двуокиси марганца.

4. Ч. Ф. Парк и Р. А. Мак-Дормид (1966), анализируя диаграммы условий  $Eh$  и  $pH$  для соединений марганца, пришли к выводу, что «пиrolюзит будет формироваться в той же обстановке, что и манганит с браунитом». Так как седиментационный манганит широко распространен в Никопольском месторождении, то не исключена вероятность присутствия наряду с манганитом и седиментационного пиrolюзита.

5. В. А. Передериев (1956) экспериментальным путем получил осадок, по составу отвечающий пиrolюзиту.

Седиментационный генезис пиrolюзита в первичноокисных рудах Никопольского месторождения подтверждается и фактическим материалом.

1. Наличие пиrolюзитовых слоев в марганцеворудных конкрециях, ритмично чередующихся с манганитовыми слоями. В этом случае пиrolюзит не мог возникнуть за счет манганита при его окислении (фиг. 2, *а*).

2. В манганитовых конкрециях, зацементированных в манганокальцитовых кусках (окисно-карбонатные руды), содержится до 25% пиrolюзита. Если бы пиrolюзит был окисленным, то окислению подвергся бы и манганокальцит (причем в первую очередь). Однако признаки окисления манганокальцита отсутствуют.

3. Наличие пиrolюзитовых оолитов и лизолитов в диагенетических псиломелановых кусках (фиг. 2, *б*).

4. Наличие в псиломелановых кусках фаунистических остатков (спикули губок, фораминиферы), скелеты которых замещены пиrolюзитом (фиг. 2, *в*).

5. Отсутствие в пиrolюзит-манганитовых конкрециях окислительной зональности, при которой пиrolюзит приурочивался бы к наружным частям конкреций, а манганит к внутренним. Наоборот, в большинстве пиrolюзит-манганитовых конкреций пиrolюзит приурочен к внутренним частям конкреций, а манганит к наружным.

6. В рудном пласте по направлению к его подошве во многих разрезах происходит увеличение содержания пиrolюзита в пиrolюзит-манганитовых конкрециях, тогда как в случае окисления руд мы имели бы обратную картину.



Одновременно с накоплением марганцеворудного вещества в олигоценовых морских заливах происходило накопление восстановителя — органического вещества.

О распределении органического вещества в олигоценовом морском водоеме можно судить по аналогии с современными морскими бассейнами. Еще А. Д. Архангельский выявил закономерность в распределении органического вещества в морских бассейнах, которая в дальнейшем была подтверждена Н. М. Страховым (1962): минимальные содержания органического вещества приурочиваются к песчаным породам, максимальные — к глинистым. Т. И. Горшкова (1966) на примере Балтийского моря установила, что распределение органического вещества на площади водоемов зависит и от удаленности от береговой линии.

Этот план распределения органического вещества может быть перенесен и на олигоценовый бассейн марганцеворудной седиментации: в мелководных участках накапливалось минимальное количество органического вещества (доли процента), в более глубоководных участках на площади окисно-карбонатных руд количество органического вещества увеличивалось, а в области современных карбонатных руд было максимальным (примерно 4—8%).

Как формировалась рудная зональность на стадии седиментогенеза? В мелководной прибрежной части (зона окисных руд) и на участках поднятий морского дна (другие рудные зоны) в условиях минимального количества осаждавшегося органического вещества и избыточного количества кислорода в наддонной воде формировались манганит-пирролюзитовые конкреции и осаждался рассеянный тонкодисперсный марганцеворудный материал, среди которого гидратированная двуокись марганца преобладала над веществом типа полиперманганитов (фиг. 1).

Южнее, в более глубоководной области (зона окисно-карбонатных и карбонатных руд) и в западинах морского дна прибрежной полосы (зона окисных руд), в условиях недостаточного количества кислорода в наддонной воде, вызванных осаждением значительных масс органики, формировались в зависимости от количества последней пирролюзит-манганитовые и манганитовые конкреции и осаждался рассеянный тонкодисперсный марганцеворудный материал, среди которого преобладали полиперманганиты с переменным соотношением  $MnO$  и  $MnO_2$  (опять-таки в зависимости от количества органического вещества).

Таким образом, со стадией седиментогенеза связываются начальные этапы формирования площадной рудной зональности, выразившиеся в закономерном распределении на площади месторождения конкреций различного минералогического состава и тонкодисперсного марганцеворудного материала с различным соотношением закиси и двуокиси марганца.

#### ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦЕВОРУДНОГО ВЕЩЕСТВА НА СТАДИИ ДИАГЕНЕЗА

Как было отмечено, в стадию седиментогенеза накапливались геохимически противоречивые компоненты: двуокись марганца — сильный окислитель и органическое вещество — сильный восстановитель. Поэтому основными процессами, протекавшими в стадию диагенеза, были окислительно-восстановительные реакции. В общем виде в ходе окислительно-восстановительных реакций осуществлялась редукция  $MnO_2$  с образованием закиси марганца и уголекислоты.

Конечные продукты окислительно-восстановительных реакций определялись прежде всего физико-химической обстановкой среды диагенеза и количественным соотношением (концентрациями) окислителя и восстановителя. Так как в первичном осадке соотношение между  $MnO_2$  и

органическим веществом на площади месторождения было изменчивым, то различными оказались и конечные продукты реакций.

1. В прибрежной части Никопольского олигоценового бассейна (современная зона окисных руд) и на участках поднятий морского дна (в более глубоководной области) в первичном марганцеворудном осадке с высоким содержанием  $MnO_2$  количество восстановителя (органическое вещество) было ничтожно малым (десятые и сотые доли процента), что определило окислительную обстановку диагенеза. Поэтому в стадию диагенеза на этой площади месторождения имела место редукция лишь части  $MnO_2$  преимущественно в рассеянном субколлоидальном (как наиболее реакционноспособном) марганцеворудном материале (при содержании в осадке 0,1%  $C_{орг}$  редукции подвергалось около 1,5%  $MnO_2$ ). Результатом окислительно-восстановительных процессов явилось образование полиперманганитов и в меньшей степени манганитов. Главными минералогическими формами конкреций на стадии диагенеза оставались диагенетически-седиментационные — пиролюзит и манганит с примесью псиломелана, которые в силу меньшей реакционной способности (кристаллическое сложение) не подвергались процессам редукции.

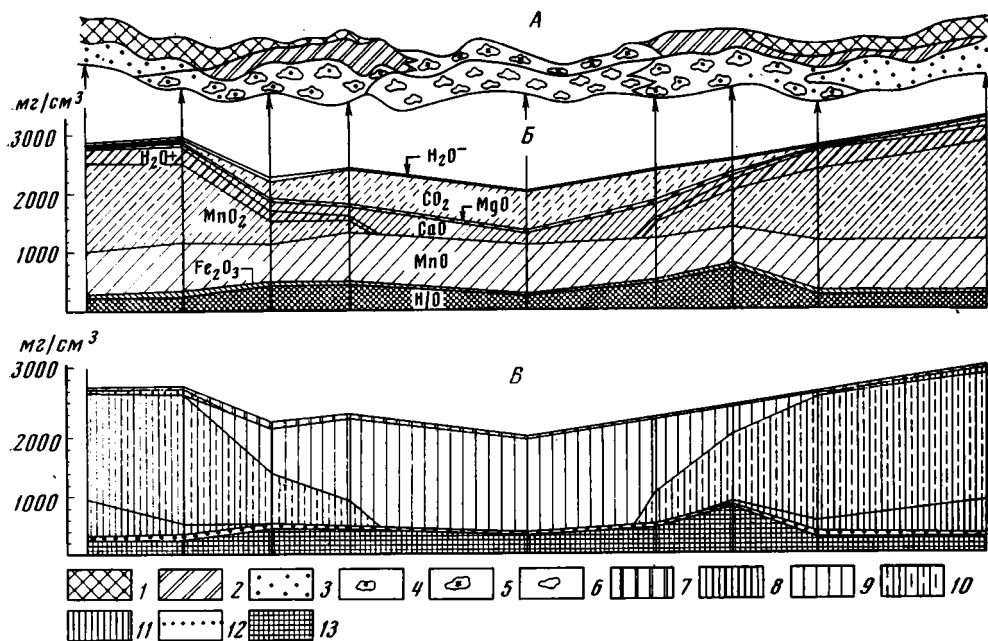
Наряду с редукцией  $MnO_2$  происходило диагенетическое стягивание рассеянных полиперманганитов и манганитов в марганцеворудные куски, дегидратация и частичная раскристаллизация материала с образованием в зависимости от степени редукции псиломелановых, манганит-псиломелановых, пиролюзит-псиломелановых кусков.

Таким образом, в результате диагенетического преобразования марганцеворудного материала в этой зоне Никопольского месторождения сформировались конкреционно-кусковые пиролюзит-манганит-псиломелановые марганцевые руды, составляющие зону первичноокисных руд (карьеры Богдановский, Шевченковский, Запорожский, Басанский и др.).

2. В более глубоководных участках олигоценового бассейна, в осадках которых содержалось большее количество седиментационной органики, создающей восстановительную обстановку диагенеза, имелись площади, в пределах которых редуцировалась вся  $MnO_2$  рассеянного субколлоидального полиперманганитового материала, и в то же время  $MnO_2$  окисных конкреций как менее реакционноспособная почти не участвовала в окислительно-восстановительных реакциях. На этих площадях поведение редуцированного  $Mn^{2+}$  было разным и определялось физико-химическим различием среды диагенеза.

В пределах одних площадей из восстановительной зоны осадка, характеризовавшейся меньшими рН, происходила миграция редуцированного марганца в верхний окислительный слой, где  $Mn^{2+}$  окислялся и принимал участие в формировании окисных конкреций. Миграция редуцированного марганца вызвала очищение рудовмещающих пород от рассеянного тонкодисперсного полиперманганитового материала. На этих площадях формировались конкреционные окисные, преимущественно манганитовые руды, залегающие полосой на южном выклинивании зоны окисных руд (Алексеевские карьеры).

В других площадях, осадки восстановительной зоны которых отличались более высокими рН, обусловленными повышенным содержанием  $CaO$  и  $MgO$ , редуцированный марганец не мигрировал, а связывался вместе с окислами этих металлов в карбонаты: манганокальцит и кальциевый родохрозит. Рассеянный карбонат марганца в процессе диагенетической концентрации стягивался в карбонатные куски, включая при этом окисные (манганитовые) конкреции. На этих участках в стадию диагенеза формировались окисно-карбонатные руды, образуя рудную зону того же названия (Алексеевский карьер «Юг-1», Марьевские карьеры, Грушевский карьер).



Фиг. 3. Геохимический (Б) и минералогический (Б) профили марганцеворудного пласта по линии разреза Богдановского карьера (А)  
 Руды: 1 — окисленные, 2 — полуокисленные, 3 — первичноокисные конcretionные, 4 — окисно-карбонатные, 5 — карбонатные, в которых двухвалентное железо окислено до трехвалентного, 6 — карбонатные. Минералы: 7 — курсит, 8 — карбонат кальция и магния, 9 — манганокальцит, 10 — манганит, 11 — пиролюзит, 12 — гидрогетит, 13 — силикаты и кварц нерастворимого остатка

3. В наиболее глубоководных участках олигоценевого бассейна, в которых накапливалось максимальное количество органического вещества, редукции подвергалась  $MnO_2$  не только рассеянного полиперманганитового материала, но и окисных конкреций. При этом диагенетическое преобразование марганцеворудного материала происходило стадийно. В первую очередь редукции подвергалась  $MnO_2$  рассеянного тонкодисперсного полиперманганитового материала как наиболее реакционноспособного с образованием карбоната марганца и стягиванием его в манганокальцитовые куски. В следующий этап редукция захватывала  $MnO_2$  окисных конкреций. Редуцированный марганец выщелачивался и также связывался в карбонаты марганца — манганокальцит и кальциевый родохрозит, участвующие в дальнейшем формировании карбонатных кусков. На месте окисных (манганитовых) конкреций оставались полости — ячейки шаровидной формы. Таким образом, на этой стадии диагенеза формировались ячеистые карбонатные марганцеворудные куски, распространение которых на площади составляет зону карбонатных руд (Марьевский, Богдановский карьеры).

Итак, на стадии диагенеза в Никопольском месторождении были сформированы новые текстурные типы марганцеворудных выделений и новые минералогические типы руд: окисные, окисно-карбонатные и карбонатные с зональным распределением их на площади месторождения. Изменение химических и минералогических компонентов руд при переходе от одного типа руд к другому, отображающее конечные результаты диагенетического преобразования марганцеворудного вещества, в рудных зонах Богдановского карьера показано на фиг. 3.

Наряду с типично диагенетическими кусковыми марганцеворудными выделениями в марганцевых рудах Никогольского месторождения при-

сутствуют и унаследованные седиментационные (рассеянный псиломелан — вадовый материал) и диагенетически-седиментационные (конкреционные) выделения. Поэтому площадная рудная зональность Никопольского месторождения в генетическом отношении является седименто-диагенетической.

### ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦЕВОРУДНОГО ВЕЩЕСТВА В СТАДИЮ ЭПИГЕНЕЗА

Стадий диагенеза не закончилось формирование рудной зональности Никопольского месторождения. Существенное перераспределение марганцеворудного материала происходило и в следующую стадию литогенеза — стадию эпигенеза, в течение которой имело место окисление первичных седименто-диагенетических марганцевых руд.

Палеогеографическая и физико-химическая обстановка времени окисления марганцевых руд во многом остается еще неизвестной. Основываясь на различном соотношении пиролюзита и псиломелана в окисленных рудах Никопольского месторождения и выводах П. Ф. Андрущенко (1954), согласно которым пиролюзит в окисленных марганцевых рудах Полуночного месторождения возникал в обстановке водо-воздушного окисления, а в обстановке воздушно-водного окисления образовывался псиломелан, можно предположить, что палеогеографическая обстановка времени окисления была неодинаковой в различных участках месторождения.

На площади зоны окисных руд, занимающей наиболее высокое гипсометрическое положение, по-видимому, существовали континентальные условия, обусловившие наиболее длительное соприкосновение атмосферного кислорода с марганцевыми рудами и интенсивное развитие окислительных процессов. Лишь на небольших площадях этой зоны, на заболоченных участках, марганцевые руды не испытали окислительного преобразования и сохранились в виде «островков» первичных седименто-диагенетических руд среди обширного поля вторичных окисленных руд (например, район Богдановского карьера).

Несколько южнее этой площади, в зоне окисно-карбонатных и северной части зоны карбонатных руд, существовала обстановка периодически осушаемой сублиторали и литорали. На этой площади процессы окислительного выветривания марганцевых руд проявлялись менее интенсивно, что обусловило формирование полуокисленных и реже окисленных марганцевых руд.

В южной части месторождения, занимающей наиболее низкое гипсометрическое положение, господствовала обстановка морской седиментации, во время которой накапливались глинистые пески, составляющие основание надрудной толщи; в этой области марганцевые руды не окислялись.

Процессы окислительного выветривания распространялись на разную глубину в различных частях месторождения. В северной части окисленные руды залегают почти сплошным покровом и имеют мощность 1,0—1,5 м. В средней части месторождения отмечаются меньшие площади распространения окисленных и полуокисленных руд, и глубина их распространения 0,40—0,60 м. На юге месторождения окисленных руд, как правило, нет.

Исследование полуокисленных марганцеворудных выделений позволило установить стадийность механизма окислительного выветривания марганцевых руд. При окислительном выветривании в первую очередь проявлялась физическая дезинтеграция рудных выделений с образованием рыхлой тонкодисперсной марганцеворудной фазы. В следующий этап осуществлялось химическое преобразование (окисление) дезинтегрированного материала с возникновением, как показали термические

и химические исследования, химического соединения типа рентгено-аморфного гидратированного твердого раствора кислорода в  $\alpha$ -курнаките (оксигидрокурнакит, по терминологии Л. О. Станкевича, 1957) с эмпирической формулой  $MnO_{1,61}$ — $MnO_{1,82}$ . Однако эта форма марганцеворудного вещества при процессе окислительного выветривания была промежуточной. В последующие стадии окислительного выветривания, дегидратации и раскристаллизации рыхлых промежуточных продуктов окисления возникали конечные минералогические продукты окисления: псиломелан (в обстановке избыточного увлажнения и более низкого Eh) и пиролюзит (в обстановке недостатка влаги и более высокого Eh).

Процессы окислительного выветривания сопровождались перераспределением валентных форм марганца и его частичным выносом в рудовмещающие породы. Последние неравномерно пигментировались гидроокислами марганца, образуя вторичные землистые марганцевые руды. Стадийность окислительного выветривания проявлялась и в избирательном окислении марганцеворудных выделений в зависимости от их структурно-текстурного типа, минералогического состава и валентных форм элементов.

Окислительное выветривание марганцевых руд определило вертикальную рудную зональность марганцеворудного пласта на значительной площади Никопольского месторождения, заключающуюся в последовательной смене в направлении к подошве пласта окисленных руд полуокисленными, а последних — первичными седименто-диагенетическими, отличающимися минералогическим составом и текстурными типами марганцеворудных выделений. Эта зональность менее отчетливо выражена в зоне окисных руд и четко представлена в зоне окисно-карбонатных и карбонатных руд.

На стадии эпигенеза окончательно оформилась рудная зональность Никопольского месторождения, представляющая собой сложное сочетание площадной седименто-диагенетической рудной зональности и вертикальной эпигенетической зональности, обусловленной процессами окислительного выветривания.

По поводу времени окислительного выветривания марганцевых руд Никопольского месторождения существует мнение, что оно происходило в эпоху нижне- и среднемиоценового континентального перерыва кислородсодержащими водами, просачивающимися через толщу надрудных олигоценовых глин. Подтверждением этой гипотезы служило: а) отсутствие на площадях развития окисленных марганцевых руд надрудных серых глин восстановительного облика и присутствие надрудных зеленовато-серых глин, являющихся продуктом окисления серых глин (Грязнов, 1964); б) окисление марганцевых руд происходило на тех площадях месторождения, в пределах которых мощности надрудных глин минимальны.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет уточнить время окисления марганцевых руд Никопольского месторождения.

1. Исследованием установлено, что в составе надрудных глин, называемых яблочно-зелеными, присутствуют серые и зеленовато-серые глины, при этом последние образуются в результате окислительного выветривания первых. Серые надрудные глины, содержащие  $Fe^{2+}$  и  $S_{орг}$ , залегают не только над неокисленными карбонатными рудами, но и встречены нами залегающими над окисленными рудами зоны окисно-карбонатных и окисных руд (разрезы Марьевского, Богдановского, Шевченковского карьеров, шахты 1-бис Грушевской площади и др.). Такое залегание надрудных серых глин восстановительного облика исключает возможность окисления руд через толщу надрудных глин.

2. Мощности надрудных зеленовато-серых и серых глин, инструментально измеренные в стенке Богдановского карьера, вскрывшего непре-

рывным разрезом различные рудные зоны, оказались одинаковыми над окисленными и неокисленными марганцевыми рудами. Поэтому вывод о том, что окисленные марганцевые руды встречаются на тех площадях месторождения, в которых имеет место уменьшение мощности надрудных глин, не подтвердился.

3. Надрудные зеленовато-серые глины, перекрывающие окисленные и первичные седименто-диагенетические марганцевые руды, не являются окисленными; они лишь затронуты окислением, и следовательно, через них не могли просачиваться кислородсодержащие атмосферные воды, которые окислили бы марганцевые руды пласта. Этот вывод основан на следующем фактическом материале:

а) желтовато-бурая окраска, возникающая при окислении  $\text{Fe}^{2+}$ , распространена в надрудных зеленовато-серых глинах отдельными пятнами; следовательно, надрудные глины не испытали сплошного площадного окислительного воздействия;

б) в надрудных зеленовато-серых глинах, в ожелезненных и неожелезненных их участках присутствует, как показал баланс железа, реакционноспособная двухвалентная форма железа в количестве 0,54—2,58%, тогда как в окисленных марганцевых рудах эта форма железа отсутствует;

в) зеленовато-серые надрудные глины сохраняют восстановительный комплекс, способный окисляться (Данилов, 1970);

г)  $E_h$  надрудных глин +140—458 мВ (рН 7,87—9,35), что позволяет классифицировать обстановку надрудных глин как слабовосстановительную и восстановительную; а  $E_h$  марганцевистых глин окисленной зоны марганцевых руд +464—560 мВ.

Приведенный материал позволяет однозначно определить время окисления марганцевых руд Никопольского месторождения как олигоценное, до накопления надрудных глин, и исключить вероятность интенсивного окисления руд в эпохи, следовавшие за отложением надрудных глин.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П. Ф. Минералогия марганцевых руд Полуночного месторождения.— Тр. ИГН, М., 1954, вып. 150, сер. рудн. месторожд., (№ 16).
- Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. Состав, строение и особенности образования железомарганцевых конкреций Тихого океана.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Бетехтин А. Г. Условия образования месторождения.— В кн.: Чиатурское месторождение марганца. М., «Недра», 1964.
- Веселов А. А., Плавшудин В. Г. О некоторых деталях олигоценовой трансгрессии в связи с последовательностью формирования рудоносных фаций Никопольского марганцевого месторождения.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Горшкова Т. И. Органическое вещество донных отложений Балтийского моря.— В сб.: Химические процессы в морях и океанах. М., «Наука», 1966.
- Грязнов В. И. О признаках сублитеральной обстановки при образовании рудных фаций Никопольского марганцевого месторождения.— Докл. АН СССР, 1954, т. 96, № 1.
- Грязнов В. И. Генезис марганцевых руд.— В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн. М., «Недра», 1964.
- Грязнов В. И., Селин Ю. И. Основные черты геологии Больше-Токмакского марганцевого месторождения (УССР).— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 1.
- Данилов И. С. Окислительно-восстановительные свойства марганцевых руд Никопольского месторождения и вмещающих их пород.— В сб.: Геология и рудоносность юга Украины, 1970, вып. 3, Днепропетровский университет.
- Краускопф К. Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Листова Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. Изд-во АН СССР, М., 1961.

- Мокиевская В. В. Марганец в воде Черного моря.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 6.
- Носовский М. Ф. О влиянии размывов на распространение марганцеворудных залежей Южной Украины.— Изв. МВО СССР. Геология и разведка, 1959, № 4.
- Носовский М. Ф. Палеогеновые отложения Северного Причерноморья (Южная Украина) — В сб.: Геология и рудоносность юга Украины. 1970, вып. 3, Днепропетровский университет.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., «Мир», 1966.
- Передериев В. А. Изоколлоидный ряд пиролюзит — псиломелан — манганит в никопольском окиснорудном горизонте.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, 1956, № 10.
- Сапожников Д. Г. Об условиях образования марганцевых месторождений юга Русской платформы и Крымско-Кавказской геосинклинали.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 1.
- Скопинцев Б. А. Окислительно-восстановительный потенциал вод Черного моря.— Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 6.
- Скопинцев Б. А., Попова Т. П. О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 97.
- Станкевич Л. О. О минеральном составе и происхождении никопольских марганцевых руд.— Изв. Днепропетровского горного ин-та, 1957, т. 34.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Страхов Н. М., Варенцов И. М., Калинин В. В., Тихомирова Е. С., Штеренберг Л. Е. К познанию механизма марганцеворудного процесса (на примере олигоценовых руд юга СССР).— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Barnes S. S. Minor element composition of ferromanganese nodules.— Science, 1967, v. 157, No. 3784.
- Büser W., Grütter A. Über die Natur der Manganknollen. Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1956, v. 36, Nr. 1.
- Grant J. B. A-comparison of the chemistry and mineralogy with the distribution and physical aspects of marine manganese concretions of the Southern Oceans.— Sedimentol. Res. Lab. Geol. Fla State Univ. Contrib., 1967, No. 19.
- Meylan M. A. Минералогия и геохимия марганцевых конкреций из Южного океана. Sedimentol.— Res. Lab. Dept. Geol. Fla State Univ. Contrib. 1968, v. 2, No. 22.
- Murray J., Renard A. F. Report on Deep-Sea Deposits Based on the specimens Collected during the Voyage of the. H. N. S. «Challenger» in the Years 1872—1876. London, 1891.
- Swanson V. E., Palacas J. G., Love A. H. Geochemistry of deep-sea sediment along the 160 w. meridian in the North Pacific Ocean.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1967, No. 575-B.

Научно-исследовательский институт геологии  
Днепропетровского университета

Дата поступления  
14.VI.1971

## **ОБ УСЛОВИЯХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В БУРОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ**

**С. Ф. ВИНОКУРОВ, Э. Г. ВАСИЛЬЕВА**

Для выяснения условий эпигенетической концентрации ряда элементов (молибдена, никеля, меди и др.) в буроугольных отложениях было проведено моделирование процесса их накопления в обстановке, приближенной к природной. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что поведение элементов зависит в первую очередь от характера геохимической обстановки, определяющей форму их гипергенной миграции (катионную или анионную). Первые (катионы) значительно сорбируются на буроугольных породах в большинстве природных обстановок, а для последних (анионных) необходимым условием является предварительный перевод их в катионную форму, что может осуществляться при совмещении сорбционного и окислительно-восстановительного или кислотно-щелочного геохимических барьеров. При прочих равных условиях степень эпигенетической концентрации рудных элементов увеличивается с возрастанием атомного веса катиона.

В буроугольных отложениях многих районов часто отмечаются аномально высокие концентрации рудных элементов (Cu, Zn, Co, Ni, U, Mo, Se и др.), в ряде случаев представляющих промышленный интерес (Евсеева, Перельман, 1962; Петров, 1961). Большинство исследователей, изучавших подобные проявления, высказывают мнение об эпигенетическом характере накопления в них рудных элементов (Некрасова, 1957; Перельман, 1968). Многочисленные исследования, проводившиеся ранее (Moore, 1955; Толмачев, 1957; Салаи, 1959; Резников, Нечаева, 1959; Андреев и др., 1962; Краускопф, 1963, и многие др.), в основном ограничивались изучением сорбции отдельных элементов на органических сорбентах в статических условиях с исходными концентрациями элементов и составом растворов, весьма далекими от природных. В связи с этим представляло значительный интерес моделирование процесса совместной эпигенетической концентрации ряда элементов, значительно отличающихся по геохимическим свойствам, в условиях, максимально приближенных к природным. Для моделирования были выбраны геологические условия, характерные для буроугольных отложений, где установлены аномальные концентрации Co, Ni, Mo, Zn, Ti и др. (Винокуров, Воскресенская, 1970).

### **ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА**

Для опытов было взято три пробы: 1 — песчанистый бурый уголь, 2 — песчано-глинистый бурый уголь и 3 — углистый песок. Содержание  $S_{орг}$  в них соответственно равно, %: 23,03; 22,20 и 0,28. Пробы состояли преимущественно из кварца, каолинита и углистого вещества с небольшой примесью сульфидов железа. В пробах бурого угля содержание фракции  $< 1 \text{ мк}$  43—53%. Эта фракция состоит из углистого вещества и каолинита. Состав тонкой фракции углистого песка такой же.



Углистый материал представлен комковатой бесструктурной гелифицированной красно-бурой и коричнево-желтой основной массой с многочисленными обрывками  $\alpha$ -суберинита и  $\alpha$ - $\beta$ -ксилинита коричневого и красно-коричневого цвета. Клеточные пространства структурных тканей обычно деформированы и пусты, но участками отмечается выполнение их сульфидами железа. Очень часто наблюдаются округлые выделения желтого резенита. Изредка встречаются участки светло-желтого или коричневого  $\Delta$ -лигнита, а также отдельные светло-желтые  $\alpha$ -рубро-склерозии и кутикулы. Состав лигнита изменяется от ксило-семифузенированного, атритового до лигно-ксило-суберинито-атритового.

Углистое вещество сильно окислено: сумма кислорода и азота в нем 28—36%. По составу оно относится к буроугольному с низкой степенью метаморфизма, о чем свидетельствует сильная гумификация, — по данным сухой перегонки, выход газа и воды в сумме составляет 34—45% на горячую массу, — а также наличие мало измененных древесных остатков и желтого цвета спор.

В связи с тем, что на изученном участке недостаточно пластовой воды, необходимой для моделирования, был синтезирован рабочий раствор, аналогичный по составу природному. При проведении эксперимента содержание рудных элементов в этом растворе несколько увеличили по сравнению с природным, но до такого предела, при котором не происходит их химического осаждения (табл. 1).

Таблица 1

Содержание основных компонентов и редких элементов в пластовой воде с участка и в рабочем растворе

| Компоненты                       | Пластовая вода | Рабочий раствор | Компоненты                 | Пластовая вода | Рабочий раствор |
|----------------------------------|----------------|-----------------|----------------------------|----------------|-----------------|
| pH                               | 7,3            | 7,3             | Редкие элементы, $10^{-5}$ |                |                 |
| Минерализация, г/л               | 1,949          | 1,955           | г/л                        |                |                 |
| Основные компоненты, г/л         |                |                 | U <sup>6+</sup>            | 6              | 60              |
| K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup> | 0,325          | 0,325           | Mo <sup>6+</sup>           | 1              | 10              |
| Ca <sup>2+</sup>                 | 0,175          | 0,175           | Co <sup>2+</sup>           | 1              | 50              |
| Mg <sup>2+</sup>                 | 0,080          | 0,080           | Zn <sup>2+</sup>           | 1              | 50              |
| Cl <sup>-</sup>                  | 0,294          | 0,315           | Cu <sup>2+</sup>           | 5              | 50              |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>    | 0,296          | 0,296           | Ni <sup>2+</sup>           | 0,1            | 10              |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>    | 0,779          | 0,764           | Pb <sup>2+</sup>           | 0,1            | 10              |

Навески пород по 15 г помещали в стеклянные цилиндрические камеры, плотно закрывающиеся крышками с трубками для ввода и стока воды. Моделирование проводили путем просачивания рабочего раствора через породы. Скорость фильтрации (60 мл/час) была выбрана в соответствии с динамической характеристикой пластовых вод участка. Однако в ходе эксперимента по мере уплотнения пород в камерах протоки несколько уменьшались. Опыты проводили в течение 6 месяцев. За это время через пробы 2 и 3 было пропущено по 70 л рабочего раствора, а через пробу 1—42 л вследствие уменьшения скорости фильтрации. В прошедшем через породы растворе (сливы) определяли через равные временные интервалы содержание рудных элементов и измеряли pH. После прохождения раствора через породу последняя величина существенно не менялась.

Расчет полноты поглощения сорбированных рудных элементов и конечных концентраций их в исследуемых породах производился по разнице содержаний в рабочем растворе до и после опыта.

В условиях эксперимента (карбонатная среда и окислительная обстановка) U и Mo не сорбировались ни одной пробой. Pb сорбирован практически полностью всеми пробами (табл. 2). Cu и Zn сорбирована-

Таблица 2

Полнота извлечения (%) химических элементов пробами пород из растворов  
с исходными концентрациями Co, Zn, Cu— $5 \cdot 10^{-4}$  г/л; Ni, Pb— $1 \cdot 10^{-4}$  г/л

| № пробы | № слива | Co | Zn  | Cu  | Ni  | Pb  | № пробы | № слива | Co | Zn  | Cu  | Ni  | Pb  |
|---------|---------|----|-----|-----|-----|-----|---------|---------|----|-----|-----|-----|-----|
| 1       | 1       | —  | 90  | 96  | —   | 70  | 3       | 7       | 40 | 90  | 100 | 60  | 100 |
|         | 2       | 80 | 100 | 100 | 100 | —   |         | 8       | *  | 92  | 100 | 40  | 100 |
|         | 3       | —  | 100 | 100 | —   | 100 |         | 9       | *  | 90  | 100 | 30  | 100 |
|         | 4       | —  | 90  | 100 | —   | —   |         | 10      | *  | 84  | 100 | 40  | 100 |
|         | 5       | *  | 90  | 100 | 55  | 100 |         | 11      | *  | 65  | 100 | 30  | 100 |
|         | 6       | *  | 100 | 100 | 27  | 100 |         | 12      | *  | 74  | 92  | 20* | 100 |
|         | 7       | *  | 85  | 100 | 35  | 100 |         | 1       | —  | 100 | 100 | —   | 50  |
|         | 8       | *  | 70  | 100 | 26  | 100 |         | 2       | *  | 60  | 100 | 0   | —   |
| 2       | 1       | —  | 100 | 100 | —   | 100 | 3       | 3       | 0  | 60  | 100 | *   | 50  |
|         | 2       | *  | 100 | 100 | *   | —   |         | 4       | —  | 60  | 100 | —   | —   |
|         | 3       | 80 | 100 | 100 | —   | 63  |         | 5       | *  | 55  | 100 | 40  | 100 |
|         | 4       | 80 | 96  | 100 | 100 | —   |         | 6       | *  | 60  | 92  | 20* | 100 |
|         | 5       | —  | 92  | 100 | —   | 100 |         | 7       | *  | 40  | 84  | 0   | 100 |
|         | 6       | 57 | 100 | 100 | 100 | —   |         | 8       | *  | 40  | 84  | 10* | 100 |
|         |         |    |     |     |     |     |         | 9       | *  | 30  | 84  | 20* | 100 |
|         |         |    |     |     |     |     |         | 10      | *  | 24* | 70  | *   | 70  |
|         |         |    |     |     |     |     |         | 11      | *  | 10* | 60  | 0   | 100 |
|         |         |    |     |     |     |     |         | 12      | *  | 0   | 47  | *   | 100 |

\* Различия в концентрации элементов в исходном и конечном рабочем растворе находятся в пределах относительной ошибки метода их определения.

лись всеми пробами, но полнота сорбции была разная: неравномерно возрастала с повышением содержания углистого вещества в пробах. Пробы 1 и 2 с большим содержанием углистого материала отличаются значительно более высокой сорбционной способностью, чем бедная им проба 3. В пробе 3 к концу эксперимента сорбция Cu резко снизилась, а Zn — полностью прекратилась. Co и Ni сорбировались в меньшей степени, чем остальные элементы, и накапливались только на породах, обладающих наибольшей сорбционной емкостью (пробы 1, 2). К концу эксперимента фиксация их практически прекратилась, что могло быть обусловлено насыщением пород этими элементами.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

U и Mo не сорбировались породами, вероятно, потому, что находились в растворе в анионной форме — уранилкарбонатный комплекс и молибдаты. Сорбция этих элементов не могла осуществляться, так как все природные органические соединения гумусового типа катиониты. Необходимое условие для сорбционного накопления породами U и Mo — их присутствие в виде положительно заряженных ионов или мицелл, образующихся в восстановительной обстановке или при подкислении среды. В природе такая среда может возникать за счет микробиологических, окислительно-восстановительных реакций (Лисицын, Кузнецова, 1967).

Результаты экспериментов по накоплению других рудных элементов, присутствовавших в растворе в катионной форме (табл. 2 и 3), соответствуют данным, полученным рядом исследователей (Каширцева, 1959; Рожкова, Щербак, 1956; Рожкова и др., 1959; Салаи, 1959, 1964; Щербак, 1957) при изучении фиксации элементов на различного типа сорбентах, преимущественно в статических условиях.

Рассчитанные значения фактора геохимического обогащения рудных элементов для условий динамической сорбции увеличиваются в десятки

Концентрация в породах, полнота поглощения и фактор геохимического обогащения \* элементов (рассчитано по пробам 1—3)

| Элементы | Проба 1                                     |                      |                                  | Проба 2                                     |                      |                                  | Проба 3                                     |                      |                                  |
|----------|---------------------------------------------|----------------------|----------------------------------|---------------------------------------------|----------------------|----------------------------------|---------------------------------------------|----------------------|----------------------------------|
|          | концентрация элементов, исходная конечная % | полнота поглощения % | фактор геохимического обогащения | концентрация элементов, исходная конечная % | полнота поглощения % | фактор геохимического обогащения | концентрация элементов, исходная конечная % | полнота поглощения % | фактор геохимического обогащения |
| Pb       | $\frac{0,001}{0,030}$                       | 100                  | 2900                             | $\frac{0,002}{0,044}$                       | 100                  | 4280                             | $\frac{\text{Н. о.}}{0,040}$                | 90                   | 3990                             |
| Cu       | $\frac{0,0008}{0,1400}$                     | 100                  | 2780                             | $\frac{0,0019}{0,2200}$                     | 100                  | 4360                             | $\frac{0,0005}{0,1800}$                     | 85                   | 3580                             |
| Zn       | $\frac{0,002}{0,130}$                       | 90                   | 2550                             | $\frac{0,008}{0,200}$                       | 92                   | 3740                             | $\frac{0,004}{0,080}$                       | 45                   | 1530                             |
| Ni       | $\frac{0,005}{0,020}$                       | 50                   | 1500                             | $\frac{0,007}{0,020}$                       | 30                   | 1200                             | $\frac{0,002}{0,003}$                       | 10                   | 100                              |
| Co       | $\frac{0,001}{0,040}$                       | 25                   | 780                              | $\frac{0,002}{0,030}$                       | 15                   | 560                              | $\frac{\text{Н. о.}}{\text{Н. о.}}$         | 0                    | 0                                |

\* Фактор геохимического обогащения показывает степень концентрации элемента в 1 г данного вещества по сравнению с его содержанием в 1 см<sup>3</sup> прошедшего раствора (Салаи, 1964).

раз (табл. 3) по сравнению с аналогичными величинами в статических условиях (Рожкова, Щербак, 1956; Рожкова и др. 1959; Салаи, 1959). Например, фактор геохимического обогащения бурых углей Pb из растворов с его содержанием  $6 \cdot 10^{-4}$  —  $10^{-5}$  г/л в статических условиях, рассчитанный по данным О. В. Щербака (1957), достигает 200, в опытах же авторов (для динамических условий) — нескольких тысяч.

Факторы геохимического обогащения пород Pb, Cu и Zn, поглощенное количество которых при небольшой длительности эксперимента еще не приводило к достижению сорбционной емкости пород в пробах, определяются главным образом объемом пропущенного раствора, а следовательно, общим количеством элемента, прошедшего через сорбент, и в меньшей степени — сорбционной емкостью пород. Факторы обогащения пород Ni и Co, поглощенное количество которых соответствует насыщению пород, определяются прежде всего сорбционной их емкостью и, по-видимому, близки к устанавливаемым в природных условиях.

В общем случае по возрастанию полноты поглощения элементов из растворов, а следовательно, по увеличению фактора геохимического обогащения рассматриваемые рудные элементы располагаются в такой ряд  $\text{Co} \rightarrow \text{Ni} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Pb}$ . Подобную же закономерность выявили Брюхер и Сабо (Салаи, 1964), изучавшие накопление различных металлов на торфах в статических условиях. Они установили, что фактор геохимического обогащения сильно повышается с ростом валентности и атомно-веса катиона.

Сопоставление экспериментально полученных данных по накоплению различных катионов на ископаемых органических материалах с характером распределения, содержанием и коэффициентами концентрации рудных элементов в буроугольных отложениях показывает, что здесь в целом имеются общие закономерности.

При эпигенетической концентрации в отложениях, обогащенных ископаемым органическим материалом гумусового типа, рудные элементы соперничают в фиксации, и при близких концентрациях в фильтрующихся подземных водах катионы с более высокой валентностью и атомным весом накапливаются с большей интенсивностью, иногда достигая рудных концентраций (Перельман, 1968).

В природных объектах часто наблюдаются отклонения от выявленной закономерности. Например, на изученных участках рудные элементы по возрастанию величины коэффициента концентрации располагаются в следующий ряд: V ( $\sim 30$ ) $\rightarrow$ Pb ( $\sim 75$ ) $\rightarrow$ Ni ( $\sim 200$ ) $\rightarrow$ Co ( $\sim 300$ ) $\rightarrow$ Zn ( $\sim 300$ ) $\rightarrow$ Cu ( $\sim 300$ ) $\rightarrow$ Mo ( $\sim 500$ ) $\rightarrow$ U ( $\sim 1000$ ). Следовательно, коэффициент концентрации Pb в природных условиях значительно меньше, чем Cu, Zn, Ni и Co. Подобные отклонения, по-видимому, обусловлены резко отличным содержанием рудных элементов в фильтрующихся подземных водах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андреев П. Ф., Андреева И. В., Рогозина Э. М. Взаимодействие солей тяжелых металлов с компонентами растительной ткани и их производными.— *Геохимия*, 1962, № 4.
- Винокуров С. Ф., Воскресенская Н. Т. О природе аномальных концентраций таллия в буроугольных отложениях.— *Геохимия*, 1970, № 12.
- Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962.
- Каширцева М. Ф. Экспериментальные данные по сорбции меди различными минеральными и органическими сорбентами.— *Сов. геология*, 1959, № 5.
- Краускопф К. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких элементов в морской воде.— В сб.: *Геохимия литогенеза*. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Лисицын А. К., Кузнецова Э. Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1967, № 1.
- Некрасова З. А. К вопросу о генезисе уранового оруденения в углях.— В сб.: *Вопросы геологии урана*, М., Атомиздат, 1957.
- Петров Н. П. Молибден в одном из буроугольных месторождений Узбекистана.— *Сов. геология*, 1961, № 9.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968.
- Резников А. А., Нечаева А. А. О сорбции молибдена в природных условиях.— *Информ. сб. ВСЕГЕИ*, Л., 1959, № 18.
- Рожкова Е. В., Щербак О. В. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1956, № 2.
- Рожкова Е. В., Разумная Е. Г., Серебрякова М. Б., Щербак О. В. Роль сорбции в концентрации урана в осадочных породах.— *Тр. II междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1958), Доклады советских ученых*, т. 3. Ядерное горючее и реактивные металлы, М., Атомиздат, 1959.
- Салаи А. Значение гумуса в геохимическом обогащении урана.— *Тр. II междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1958), Доклады иностранных ученых*, т. 8. Геология атомного сырья, М., Атомиздат, 1959.
- Салаи А. Роль гумусовых кислот в геохимии других катионов.— В сб.: *Химия земной коры*, т. 2, М., «Наука», 1964.
- Толмачев Ю. М. Адсорбция ураниловых солей на твердых адсорбентах.— *Тр. радиевого ин-та им. Хлопина*, Л., 1957, т. 6.
- Щербак О. В. К вопросу о путях образования и накопления сульфида свинца в природных условиях.— *Геохимия*, 1957, № 8.
- Moore G. W. Extraction of uranium from aqueous solution by coal and some other material.— *Econ. Geol.*, 1950, No. 1.

Дата поступления  
1.IX.1970

## **КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 550.4 : 546.4 : 553.64

### **О ФОРМЕ НАХОЖДЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ В ФОСФОРИТАХ**

**Н. А. ГРИГОРЬЕВ, П. В. ПОКРОВСКИЙ, Г. М. УТЯШЕВ,  
И. Н. БУШЛЯКОВ**

Частое присутствие бериллия в фосфоритах и ископаемых костях (Прейс, Глишинский, 1955; Лавров, 1956; Краускопф, 1959; Холодов, 1963 и др.) позволяет предполагать, что его осаждение из вод в виде фосфатов широко распространено на земной поверхности. Однако данных о форме нахождения этого элемента в фосфоритах мало. А. И. Смирнов (1959) установил, что при делении фосфоритов Каратау по удельному весу бериллий концентрируется в фосфатных фракциях. В. З. Блисковский и А. И. Смирнов (1966) показали, что наиболее высокое содержание этого элемента характерно для алюминиевых фосфатов, образующихся в результате выветривания фосфоритов. Ниже приводятся результаты исследования формы нахождения бериллия в фосфатах из сибирских фосфоритов континентального типа по классификации Б. М. Гиммельфарба (1965).

Исследованные фосфориты находятся в коре выветривания мезозойско-кайнозойского возраста, развивающейся на нижнекембрийских доломитах и известняках, прорванных дайками диоритов и диабазов, и частично на нижнедевонских андезитах, трахитах, порфиритах и их туфах. Сложены они главным образом кальциевыми фосфатами группы апатита, но в верхних частях залежей широко распространены и фосфаты алюминия: крандаллит и вавеллит. Содержание бериллия в доломитах и известняках не превосходит 0,003%. Среднее логарифмическое по 250 полуколичественным спектральным анализам — 0,0002%. В интрузивных и вулканогенных породах содержание  $\text{BeO}$  — 0,0015—0,0069% по 10 количественным спектральным анализам. В фосфориты бериллий, очевидно, поступал в основном из выветривающихся эффузивных и интрузивных пород. Распределение его в фосфоритах близкое к логнормальному в отличие от нормального распределения  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Среднее логарифмическое содержание бериллия по 1070 полуколичественным спектральным анализам — 0,001%. От нижних горизонтов к верхним оно несколько возрастает (табл. 1). Вблизи поверхности встречаются отдельные участки, где содержание  $\text{BeO}$ , по данным химических анализов, достигает сотых долей процента.

Для получения данных о формах нахождения бериллия в фосфоритах отбирались пробы фосфатов из участков с повышенным содержанием  $\text{BeO}$ .

Проба 4. Остаточный фосфорит, образовавшийся на поверхности доломитов. Взят с глубины 1 м. Главный минерал: гидроксилкарбонат-

Распределение бериллия в фосфоритах по результатам полуколичественных спектральных анализов

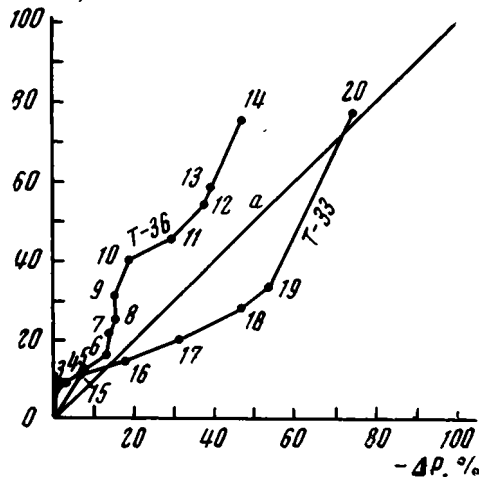
| Глубина, м | n   | lg x  | S <sup>2</sup> | A     | E     | $\sigma A/A$ | $\sigma E/E$ | $\bar{X}$ | Be/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|------------|-----|-------|----------------|-------|-------|--------------|--------------|-----------|----------------------------------|
| 0—5        | 543 | -2,87 | 0,18           | 1,99  | 11,71 | 18,9         | 53,7         | 0,0014    | 0,00007                          |
| 5—20       | 95  | -2,98 | 0,15           | -0,01 | 0,64  | -0,1         | 1,3          | 0,0010    | 0,00004                          |
| 20—40      | 107 | -3,18 | 0,15           | -0,19 | 0,54  | -0,8         | 1,1          | 0,0007    | 0,00003                          |
| 40—60      | 64  | -3,27 | 0,08           | -1,03 | 2,16  | -3,3         | 3,5          | 0,0005    | 0,00003                          |
| 60—80      | 79  | -3,17 | 0,07           | -0,92 | 2,72  | -3,3         | 4,9          | 0,0007    | 0,00004                          |
| >80        | 50  | -3,29 | 0,07           | -0,88 | 3,08  | -2,5         | 4,4          | 0,0005    | 0,00003                          |

Примечание. n — количество проб; lg x — среднее арифметическое логарифмов содержания бериллия; S<sup>2</sup> — выборочная дисперсия; A — асимметрия; E — эксцесс;  $\sigma A/A$  и  $\sigma E/E$  — стандартные отклонения асимметрии и эксцесса;  $\bar{X}$  — среднее логарифмическое содержание бериллия, %; Be/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — отношение содержания: среднего логарифмического бериллия и среднего арифметического P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

апатит. Показатель преломления тонкокристаллических зерен 1,618—1,621. Дебаеграмма обычная. Второстепенные минералы: кварц и гидромусковит.

Проба 8. Жилки из трещин выветрелых эффузивов с глубины 1 м. Главный минерал: крадаллит с повышенным содержанием воды и пониженным удельным весом. Показатели преломления тонкокристаллических зерен также пониженные:

-Δвс0, %



Кумулятивные кривые по результатам фазового динамического растворения крадаллита (Т-36) и вавеллита (Т-33)

а — линия идеальной прямой зависимости

1,560—1,570. Дебаеграмма существенно не отличается от дебаегграмм стандартных крадаллитов. Второстепенные минералы: кварц, гидроокислы марганца и железа.

Проба 36. Продукт выветривания фосфорита. Главный минерал: крадаллит состава, близкого к теоретическому. Показатель преломления тонкокристаллических зерен 1,619—1,627. Второстепенный минерал: кварц.

Проба 33. Продукт выветривания фосфорита. Главный минерал: вавеллит. Ng—1,549, Nm—1,536, Np—1,514. Дебаеграмма обычная. Второстепенные минералы: крадаллит, гидроокислы марганца, каолинит.

После дробления материал проб крупностью 0,1—0,2 мм делился в тяжелых жидкостях на ряд фракций. Однако во всех выделенных фракциях оказалось большое количество глинистых минералов и кварца, находящихся главным образом в виде сростков с фосфатами. Содержание глинистых минералов и кварца для каждой фракции рассчитывалось по результатам термовесового анализа на специальной установке, обеспечивающей точность определения потерь прокаливании около 0,2%.

Химическому анализу подвергались фракции с наименьшим содержанием кварца и глинистых минералов. При этом навески растворялись в соляной кислоте. Глинистые минералы и кварц выделялись в виде нерастворимого остатка. Все компоненты, кроме воды, анализировались из солянокислого раствора. Вода определялась из отдельных навесок с

Таблица 2

Химический состав (%) и удельный вес фосфатов из исследованных фосфоритов \*

| Компоненты                     | Гидроксил-<br>карбонат-<br>апатит<br>Проба 4 | Крандаллит  |             |            |            | Вавеллит    |
|--------------------------------|----------------------------------------------|-------------|-------------|------------|------------|-------------|
|                                |                                              | проба<br>36 | проба<br>36 | проба<br>8 | проба<br>8 | проба<br>33 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,2                                          | —           | —           | —          | —          | 0,1         |
| CaO                            | 54,0                                         | 15,5        | 18,7        | 14,4       | 13,6       | —           |
| MgO                            | 0,1                                          | 0,2         | 0,5         | 0,3        | 0,3        | 0,3         |
| MnO                            | 0,1                                          | —           | —           | —          | —          | 0,1         |
| FeO                            | 0,2                                          | —           | —           | 0,5        | 1,1        | 0,6         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,0                                          | —           | —           | —          | —          | 0,4         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,2                                          | 35,6        | 31,5        | 31,4       | 31,8       | 31,7        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 38,3                                         | 30,8        | 31,5        | 25,6       | 24,9       | 34,8        |
| SiO <sub>2</sub>               | —                                            | —           | —           | 2,6        | 2,5        | —           |
| F                              | 1,9                                          | —           | —           | —          | —          | 2,3         |
| CO <sub>2</sub>                | 2,1                                          | —           | 1,3         | 1,6        | 1,9        | —           |
| H <sub>2</sub> O               | 1,5                                          | 17,9        | 16,2        | 23,4       | 23,7       | 28,4        |
| Всего                          | 100,6                                        | —           | —           | —          | —          | 98,7        |
| —O=F <sub>2</sub>              | —0,8                                         | —           | —           | —          | —          | —1,0        |
| Сумма                          | 99,8                                         | 100,0       | 99,7        | 99,8       | 99,8       | 97,7        |
| Удельный вес                   | 3,01—3,25                                    | 2,73—2,80   | 2,80—2,95   | 2,52—2,57  | 2,48—2,52  | 2,38—2,40   |

\* Пересчет на чистый фосфат за вычетом нерастворимого остатка в пробах: 4 — 6,78%; 36, удельный вес 2,73—2,80 — 11,93%; 36, удельный вес 2,80—2,95 — 4,44%; 33 — 2,01%; в пробах 8, удельный вес 2,52—2,57 и 2,48—2,52 соответственно за вычетом нерастворимого остатка 11,08 и 7,72%, гетита — 0,70 и 0,45% и гидроокислов марганца — 0,10 и 0,36%.

Таблица 3

Поведение бериллия при делении фосфатов по удельному весу

| № пробы | Фосфат                            | Удельный вес фракций | Содержание BeO (%) в пересчете на фосфат * | Распределение, % |          |
|---------|-----------------------------------|----------------------|--------------------------------------------|------------------|----------|
|         |                                   |                      |                                            | фосфат           | бериллий |
| 4       | Гидроксил-<br>карбонат-<br>апатит | 2,58—2,73            | 0,014                                      | 1                | 1        |
|         |                                   | 2,73—2,95            | 0,017                                      | 9                | 8        |
|         |                                   | 2,95—3,01            | 0,021                                      | 12               | 14       |
|         |                                   | 3,01—3,25            | 0,018                                      | 78               | 77       |
| 8       | Крандаллит                        | <2,48                | 0,026                                      | 4                | 3        |
|         |                                   | 2,48—2,52            | 0,020                                      | 28               | 21       |
|         |                                   | 2,52—2,57            | 0,023                                      | 40               | 33       |
|         |                                   | 2,57—2,64            | 0,028                                      | 12               | 13       |
|         |                                   | 2,64—2,68            | 0,030                                      | 14               | 15       |
| 36      | То же                             | <2,73                | 0,020                                      | 5                | 5        |
|         |                                   | 2,73—2,80            | 0,028                                      | 46               | 59       |
|         |                                   | 2,80—2,95            | 0,016                                      | 45               | 32       |
|         |                                   | >2,95                | 0,021                                      | 4                | 4        |
| 33      | Вавеллит                          | <2,26                | 0,016                                      | 1                | 1        |
|         |                                   | 2,26—2,36            | 0,024                                      | 9                | 11       |
|         |                                   | 2,36—2,38            | 0,017                                      | 47               | 44       |
|         |                                   | 2,38—2,40            | 0,017                                      | 37               | 35       |
|         |                                   | 2,40—2,59            | 0,020                                      | 6                | 6        |

\* По количественным спектральным анализам, выполненным Л. И. Коленко.

поправкой на ее содержание в нерастворимом остатке. Анализ показал, что исследованные фосфаты по химическому составу близки к разновидностям, описанным в литературе (табл. 2).

Бериллий по фракциям различного удельного веса распределяется пропорционально распределению составляющих пробы фосфатов (табл. 3).

Поведение бериллия при фазовом динамическом растворении фосфатов

| Минерал,<br>№ пробы,<br>удельный вес                  | Растворитель                | Время<br>растворе-<br>ния, мин | Нерастворенная часть |        | Растворенная часть |        |
|-------------------------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------|----------------------|--------|--------------------|--------|
|                                                       |                             |                                | вес. %               | BeO, % | вес. %             | BeO, % |
| Вавеллит;<br>33                                       | HCl 0,1%                    | 60                             | 99,9                 | 0,010  | 0,1                | 0,330  |
|                                                       | HCl 1,0%                    | 100                            | 99,3                 | 0,010  | 0,6                | 0,140  |
|                                                       | HCl 5,0%                    | 125                            | 98,7                 | 0,015  | 0,6                | 0,020  |
|                                                       | HCl 15%                     | 90                             | 97,0                 | 0,015  | 1,7                | 0,008  |
|                                                       | HCl <sub>конц</sub>         | 120                            | 92,3                 | 0,020  | 4,7                | 0,011  |
|                                                       | То же                       | 480                            | 85,3                 | 0,015  | 7,0                | 0,010  |
|                                                       | »                           | 1560                           | 72,1                 | 0,015  | 13,2               | 0,007  |
|                                                       | »                           | 2280                           | 56,5                 | 0,020  | 15,6               | 0,008  |
|                                                       | »                           | 2880                           | 49,5                 | 0,015  | 7,0                | 0,012  |
|                                                       | »                           | —                              | —                    | —      | —                  | —      |
| Крандаллит;<br>36;<br>2,80—2,95                       | HCl 0,1%                    | 45                             | 92,4                 | 0,015  | 7,6                | 0,027  |
|                                                       | HCl 0,2%                    | 70                             | 86,4                 | 0,015  | 6,0                | 0,011  |
|                                                       | HCl 0,4%                    | 105                            | 84,9                 | 0,015  | 1,5                | 0,060  |
|                                                       | HCl 1,0%                    | 60                             | 84,2                 | 0,010  | 0,7                | 0,083  |
|                                                       | HCl 5,0%                    | 70                             | 84,0                 | 0,015  | 0,2                | 0,440  |
|                                                       | HCl 15%                     | 320                            | 80,4                 | 0,010  | 3,6                | 0,041  |
|                                                       | HCl <sub>конц</sub>         | 280                            | 67,2                 | 0,010  | 13,2               | 0,009  |
|                                                       | То же                       | 360                            | 59,6                 | 0,010  | 7,6                | 0,018  |
|                                                       | »                           | 1440                           | 57,3                 | 0,010  | 2,3                | 0,140  |
|                                                       | HNO <sub>3</sub> конц       | 260                            | 49,2                 | 0,010  | 8,1                | 0,047  |
|                                                       | HCl <sub>конц</sub> горячая | 48                             | 6,8                  | H. o.  | 42,4               | 0,011  |
| Гидроксил-<br>карбонат-<br>апатит;<br>4;<br>2,98—2,99 | HCl 0,1%                    | 45                             | 84                   | 0,012  | 16                 | 0,018  |
|                                                       | HCl 0,2%                    | 70                             | 59                   | 0,008  | 25                 | 0,022  |
|                                                       | HCl 0,4%                    | 95                             | 20                   | 0,012  | 39                 | 0,006  |
|                                                       | HCl 1,0%                    | 60                             | 0                    | —      | 20                 | 0,012  |
|                                                       | —                           | —                              | —                    | —      | —                  | —      |

При фильтрации соляной кислоты через пробы бериллий переходит в раствор примерно пропорционально растворению фосфатов (фигура), хотя отдельные небольшие порции растворившегося вещества оказываются то резко обогащенными, то резко обедненными этим элементом (табл. 4). Всего кислотами обработано 7 проб фосфатов. При этом в раствор перешло 77—100% бериллия.

Таким образом, распределение бериллия при делении проб в тяжелых жидкостях и поведение его при растворении фосфатов свидетельствуют о том, что значительная часть этого элемента в фосфоритах находится в составе фосфатов кальция и алюминия.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Блисковский В. З., Смирнов А. И. О радиоактивности фосфоритов.— Геохимия, 1966, № 6.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. «Недра», М., 1965.
- Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов.— В сб.: Проблемы рудных месторождений, Изд-во иностр. лит., М., 1959.
- Лавров В. В. Геохимия ископаемых костей животных прошлых эпох.— Изв. АН КазССР, сер. геол., 1956, вып. 23.
- Прейс П., Глищинский. О содержании бериллия в некоторых вавеллитах.— В кн.: Бериллий. Изд-во иностр. лит., М., 1955.
- Смирнов А. И. Новые данные по элементарному составу фосфоритов бассейна Каратау.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 1.
- Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17.

Институт геологии и геохимии  
УНЦ АН СССР  
Свердловск

Дата поступления  
13.VII.1971



## О СОДЕ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОГО ПРИТИМАНЬЯ

М. А. ПЛОТНИКОВ, К. П. ЯНУЛОВ

В Западном Притиманье широко распространены отложения, относимые к татарскому ярусу верхней перми. В свое время А. А. Малахов (1940) подразделил их на три горизонта: елвинский, мезенский и белошельский. Позднее буровыми скважинами были вскрыты отложения, лежащие ниже елвинских, и по ряду признаков также относящиеся к татарскому ярусу. Подобные отложения описал Я. Д. Зеккель (1939) в бассейне нижнего течения р. Мезень под названием верхнекимженских. С учетом сказанного в данной статье отложения татарского яруса Западного Притиманья подразделяются (снизу вверх) на четыре горизонта: верхнекимженский, елвинский, мезенский и белошельский.

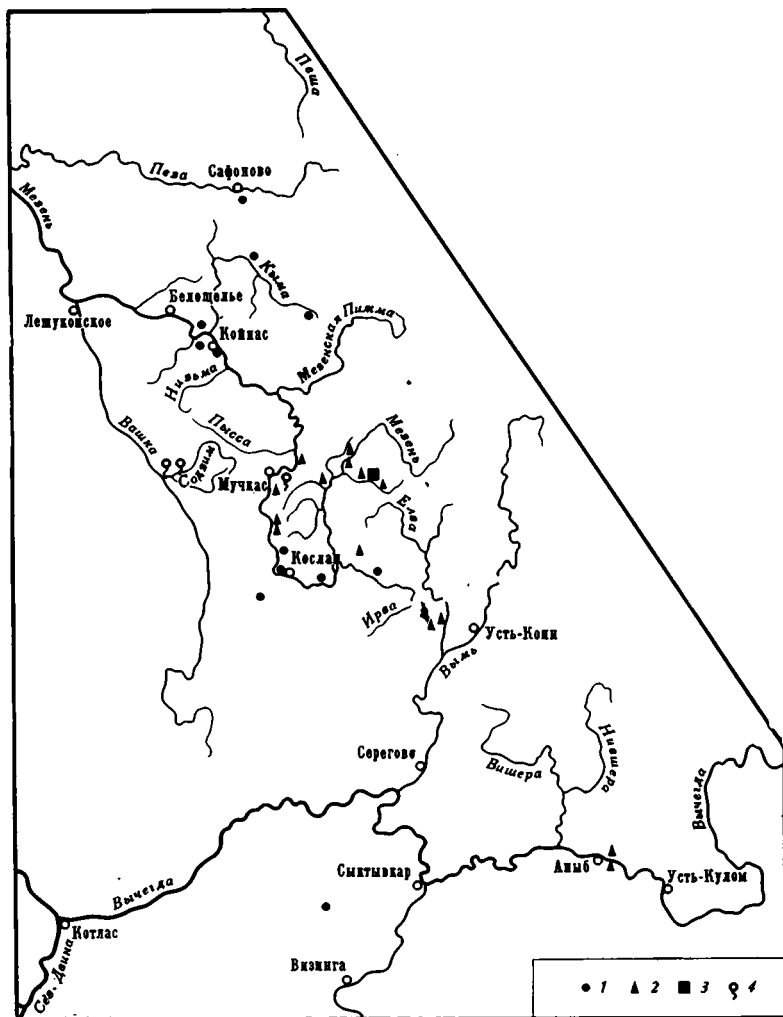
В горизонтах преобладают (в разной мере) мергели: доломитовые и известняковые. Подчиненное положение занимают пелитолиты, алевролиты, известняки и доломиты. В елвинских и белошельских отложениях привлекают внимание обильные и широко распространенные скопления микроолитового анальцима (фигура). Они были обнаружены и прослежены автором настоящей статьи (Плотников, Молин, 1969) западнее Канино-Тиманской гряды вдоль нее на протяжении около 700 км (от побережья п-ова Канина, вблизи устья р. Ярней, до Вишеры, притока Вычегды в верхнем ее течении). Минеральный состав этих микроолитовых скоплений установлен микроскопическим, химическим и рентгеноструктурным анализами. Отложения с богатым содержанием анальцима по некоторым скважинам имеют мощность до 10 м.

В литературе, отечественной и зарубежной (Дзоценидзе и др. 1956; Плотников, Молин, 1969; Keller, 1952), высказывается мнение, что микроолитовый анальцим образуется в результате взаимодействия коллоидных растворов алюмосиликатов, приносимых с суши, с солями калия и натрия, растворенными в различных водоемах (болота, озера, море), в которые поступают эти коллоидные растворы. Возможно, что таково образование микроолитового анальцима и из татарских отложений Западного Притиманья. Как и в других случаях, освещенных в литературе, в нем содержится в среднем около 20%  $Al_2O_3$ , около 3%  $K_2O$  и столько же  $Na_2O$ . В данном случае заслуживает внимания значительное содержание  $K_2O$  и  $Na_2O$ .

В елвинских отложениях на р. Елве (приток в верховьях р. Мезени) в пласте мощностью более 2 м, прослеженном на расстоянии около 4 км, М. А. Плотников встретил обильные, переполняющие пласт псевдоморфозы кальцита по неизвестному минералу. Их изучил и описал В. Б. Татарский (Плотников, Татарский, 1946) как псевдоморфозы кальцита по кристаллам гейлюссита —  $Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$  — типичного минерала содовых озер (Страхов, 1951; Ожиганова, 1953).

В тех же отложениях, вскрытых скважиной примерно в 300 км севернее Елвы Мезенской, на том же стратиграфическом уровне в довольно мощном пласте темно-серого известковисто-доломитового мергеля встречены обильные мелкие (до 2 мм) псевдоморфозы в виде правильных октаэдров. К. П. Янулов определил их как псевдоморфозы доломита по нортупиту —  $Na_3MgCl(CO_3)_2$  — минералу, как и гейлюссит, содового типа. Анализ водной вытяжки из мергеля показал присутствие в ней  $NaCl$  и  $NaHCO_3$ .

Гейлюссит и нортупит совместно с другими минералами содового типа — шортитом, пирсонитом и троней — найдены в глинистых сланцах



Схематическая карта расположения обнажений и буровых скважин.  
 1 — Буровые скважины, вскрывшие породы с микролитовым анальцимом; обнажения пород: 2 — с микролитовым анальцимом, 3 — с псевдоморфозами по гейлюсситу; 4 — соляные источники

вблизи реки Грин, Свитуотер, Вайоминг. В отложениях Green River formation, Wyoming имеются месторождения троны и соды.

В бассейне рек Мезени и Вашки М. А. Плотников (1957) обследовал ряд соляных источников. Химический анализ показал в общем сульфатно-хлоридный характер их вод, но со значительным содержанием соды.

Из приведенного фактического материала намечается следующий вывод. В татарском веке в области современных п-ова Канина, Тимана и Западного Притиманья имели место условия, благоприятные для выщелачивания  $K_2O$  и  $Na_2O$ .

Последние обеспечивали возможность образования микролитового анальцима и минералов содового типа. Широкое распространение микролитового анальцима говорит о том, что водоемы, обогащенные солями натрия и калия, были в то время обычным явлением. Находки псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу и доломита по нортупиту не противоречат этому предположению, а дополняют его, указывая на существование водоемов содового типа. Соляные источники фактически подтверждают присутствие в недрах соответствующих солей по сей день.

Необходимо отметить, что история открытия соляных месторождений показывает, что в большинстве случаев соляные источники оказывались надежным признаком присутствия в недрах залежей солей.

Все изложенное говорит о необходимости постановки в Западном Притиманье разведочно-поисковых работ на соли. По причине легкой растворимости соды —  $\text{NaHCO}_3$  и троны —  $\text{HNa}_3(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  они могли сохраниться в значительном количестве лишь при соответствующих условиях захоронения, во впадинах с водонепроницаемым дном и покрышей.

В первую очередь бурение должно быть осуществлено вблизи выходов указанных источников. Ввиду того, что источник у дер. Мучкас находится почти в зоне выходов на дневную поверхность отложений елвинского горизонта, можно думать, что обогащение его вод солями происходит за счет отложений горизонтов, лежащих стратиграфически ниже елвинских. Поэтому бурением должны быть пройдены не только татарские, но и какая-то часть казанских отложений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дена Дж. Д. и др. Система минералогии, т. II, кн. I. Изд-во иностр. лит. М., 1953.
- Зеккель Я. Д. Геологические исследования в районе Зимнего берега Белого моря, бассейна Кулая и низовьев Мезени.— Тр. Сев. геол. упр., 1939, вып. 3, Л.
- Малахов А. А. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья.— Тр. Сев. геол. упр., 1940, вып. 6, Л.
- Ожиганова А. Д. Кристаллы гейлюссита из Кулундинской степи.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1953, ч. 82, вып. 3.
- Плотников М. А., Татарский В. Б. Псевдоморфозы кальцита по гейлюсситу из татарского яруса р. Мезени.— Зап. Всер. минералог. о-ва, 1946, ч. 75, вып. 3.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 124, геол. серия (№ 45), М.
- Дзоценидзе Г. С., Чечелашвили И. Д., Схиртладзе Н. И. Литология батских отложений Окрибы. Монография № 6. Ин-т геол. и минер. АН ГрузССР. Тбилиси, 1956.
- Плотников М. А. О некоторых признаках солёности и ее характере в пермских отложениях бассейна верхнего течения р. Мезени и бассейна среднего течения р. Вашки.— Тр. Коми филиала АН СССР, 1957, № 5.
- Плотников М. А., Молин В. А. Верхнепермские и триасовые отложения Западного Притиманья. Л., «Наука», 1969.
- Keller W. D. Analcime in the Papo Agie member of the Chugwater Formation. J. Sediment. Petrol., v. 22, № 2, 1952.

Институт геологии Коми филиала АН СССР  
Сыктывкар

Дата поступления  
30.VI.1971

УДК 551.35(261.35)

## ПИТАНИЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ТЕРРИГЕННЫМ МАТЕРИАЛОМ

А. И. БЛАЖЧИШИН, Ю. Д. ШУЙСКИЙ

Одно из важнейших звеньев современного и древнего осадкообразования в водоемах — мобилизация терригенного материала на пути в конечный водоем стока. В сложившейся практике исследований обращается особое внимание на питание водных бассейнов выносами рек. Принято считать, что реки играют ведущую роль в поставке обломочного материала в моря и океаны (Страхов, 1962; Страхов и др., 1954).

Однако в последние годы исследования береговой зоны океанов и морей показали (Зенкович, 1962; Ионин, 1958; Леонтьев, Халилов, 1965), что значительный объем твердого вещества литосферы мобилизуется в результате абразии берегов и подводного склона. Здесь мы изложим итоги оценки процессов механического смыва и выноса растворенных веществ в Балтийское море. Исходными данными послужили материалы

гидрологических ежегодников и некоторых других литературных источников по жидкому и твердому стоку рек (Алекин, Бражникова, 1964; Рогов и др., 1964; Шамов, 1949; Branski, 1968; Livingstone, 1963; Fournier, 1969, и т. д.). Использование данных по скоростям отступления берегов, протяженности и высоте активных клифов, размыву подводного склона (Behrens, 1959; Büllow, 1957; Granö, 1960) позволило впервые выполнить количественный подсчет обломочного материала, поступающего в водоем в результате развития береговых процессов. Полученные количественные сведения не являются окончательными и полностью надежными, поскольку исходные данные различных исследователей получены разными методами. Тем не менее авторы считают, что приведенные расчеты и выводы в общем дают достоверную картину баланса терригенного материала в Балтийском море.

Площадь водосбора Балтийского моря (включая бассейн Ладожского озера) равна 1566 тыс.  $\text{км}^2$  — в 3,7 раза больше площади самого моря. Анализ орографических, климатических, геологических, почвенных условий показал, что на территории водосбора Балтики химическое выветривание преобладает над механическим. На обширных пространствах Германно-Польской и западной части Русской низменности большая водопроницаемость почвенного покрова приводит к тому, что подземная составляющая речного стока местами достигает 50%. Для ПНР и западных районов СССР она равна в среднем 30,5%, а для ГДР — 43,2% (Черногаева, 1969). Преобладание известняков, мергелей и других карбонатных пород в пределах водосборов Южной Балтики, Рижского и Финского заливов способствует интенсивному выносу минеральных солей в речные артерии. Так, минерализация рек Одер и Висла превышает 300  $\text{мг/л}$ , Немана составляет 280  $\text{мг/л}$ , а Нарвы и Луги — 110—120  $\text{мг/л}$ . В значительно меньшей степени минерализованы воды р. Невы и других рек, стекающих с Балтийского кристаллического щита, — в среднем 30—50  $\text{мг/л}$  (Алекин, Бражникова, 1964).

По нашим подсчетам, среднегодовой ионный сток в Балтийское море составляет 46,6 млн.  $\text{т}$ . Из них 28,1 млн.  $\text{т}$  приходится на  $\text{HCO}_3$ ; 10,4 — на  $\text{Ca}$ ; 3,1 — на  $\text{SO}_4$ ; 1,8 — на  $\text{Mg}$ ; 1,8 — на  $\text{Na} + \text{K}$ ; 1,4 — на  $\text{Cl}$ . Кроме того, реки бассейна ежегодно выносят примерно 3 млн.  $\text{т}$  биогенных элементов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{P}$ ) и 7 млн.  $\text{т}$  органических веществ. Величина подземного растворенного стока в результате разгрузки подземных вод непосредственно в море оценивается в 2 млн.  $\text{т/год}$ . Итого в море ежегодно поступает 58,6 млн.  $\text{т}$  растворенных веществ.

Взвешенный сток формируется в результате эрозии почв и горных пород атмосферными и текущими водами. Механическая эрозия в условиях равнинного водосбора Балтики в общем незначительная, особенно в северной части бассейна, где залесенность территории и характер атмосферных осадков (снег и моросящие дожди) не способствуют существенному смыву продуктов подзолистого выветривания. В южной части Прибалтики большие массивы земель распаханы, что приводит к возрастанию интенсивности механического смыва. В этих районах речные воды отличаются повышенной мутностью — 40—50  $\text{мг/л}$ , в то время как мутность северных рек редко превышает 10  $\text{мг/л}$ .

Результаты подсчета величин взвешенного стока дали сумму 5,2 млн.  $\text{т/год}$  (таблица). Значительно меньшую величину составляет сток влекомых наносов — 175 тыс.  $\text{т/год}$ . Материал речных выносов класса крупности  $> 0,05 \text{ мм}$ , как правило, не поступает за пределы береговой зоны. Так, большая часть аллювия р. Вислы (57 из 90,5 млн.  $\text{м}^3/\text{год}$ , т. е. 65%) отлагается в дельте (Branski, 1968); в устье р. Даугавы задерживается примерно 35% взвешенного материала (Рогов и др., 1964). В то же время взвешенный сток рек Фенноскандии почти полностью транспортируется в открытое море или его заливы, поскольку грубый материал улавливается котловинами проточных озер. Максимальное коли-

чество обломочного материала реки водосбора Балтики выносят в период половодий. Например, 75% среднегодового количества наносов р. Даугавы выносятся в апреле — мае (Рогов и др., 1964).

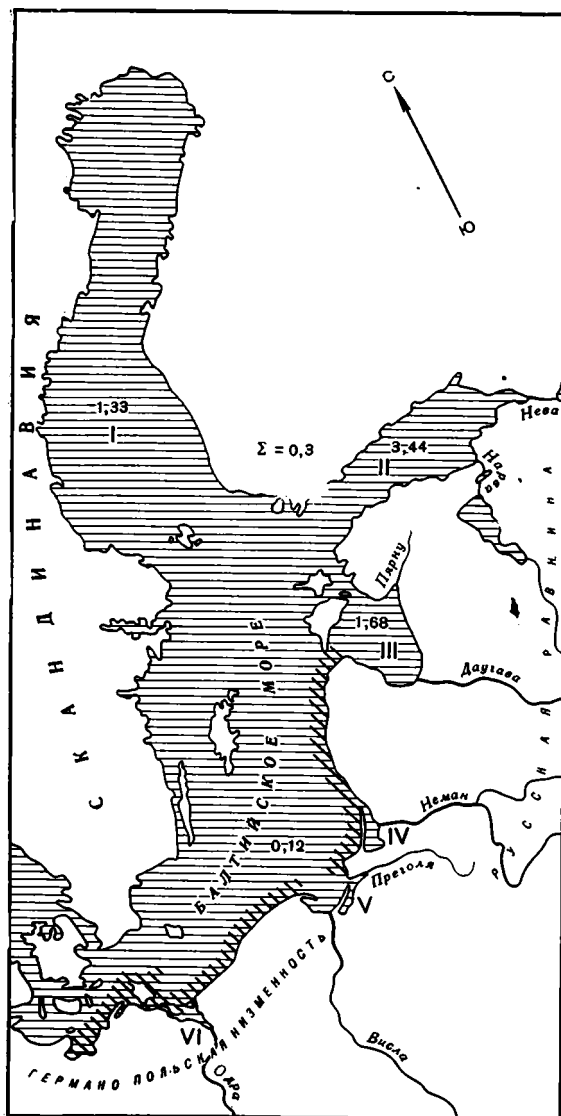
Учитывая данные по фактическому выносу взвешенного материала, можно считать, что примерно 3,5 млн. т/год, т. е. около 67% всего количества, поступает в глубоководную часть Балтийского моря. Подобная картина прослеживается и для рек, впадающих в другие водоемы, для которых характерны типы берегов бухтовый и дельтовый (Зенкович, 1962; Леонтьев, Халилов, 1965).

На Балтике отношение величины влекомых речных наносов к взвешенному и растворенному материалу дает формулу твердого стока 1:26:286. Это отношение существенно отличается от формулы стока осадочного материала для гумидной зоны 1:13:25 (Страхов и др., 1954). Как видно, химическая денудация в бассейне Балтийского моря значительно превышает механическую (в 10,6 раза). Однако это соотношение характеризует только транзитную часть материала, мобилизуемого на водосборной площади. На самом деле нужно учитывать еще и отложение твердого материала в руслах рек и котловинах проточных озер. Тогда соотношение между химической и механической денудациями на водосборной площади Балтийского моря будет ниже: для территорий, сложенных алюмосиликатными породами, оно не мо-

Ежегодное поступление терригенного материала в Балтийское море

| Составные части Балтийского моря | Речные выносы                |                         |                                    | Отложение аллювия в дельтах, тыс. т/год | Продукты разрушения берегов и их баланс, тыс. т/год |                               |                               | Сумма тыс. т/год |
|----------------------------------|------------------------------|-------------------------|------------------------------------|-----------------------------------------|-----------------------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------|
|                                  | жидкий сток, км <sup>3</sup> | ионный сток, тыс. т/год | сток взвешенных частей, тыс. т/год |                                         | абразия берегов и размыв подводного склона          | остаётся в береговой зоне     | выносятся в открытое море     |                  |
| Ботнический залив                | 181,5                        | 6317,0                  | 907,5                              | Несущественно                           | 1236—1749, среднее 1492                             | 656—960, среднее 807          | 580—789, среднее 685          | 8717             |
| Финский залив                    | 114,0                        | 5856,2                  | 815,8                              | »                                       | 342—475, среднее —413                               | 152—191, среднее 176          | 190—285, среднее 237          | 7 086            |
| Рижский залив                    | 31,2                         | 6487,9                  | 726,6                              | 325                                     | 1188                                                | 950                           | 238                           | 8 402            |
| Куршский залив                   | 23,8                         | 6784,0                  | 802,0                              | 700                                     | Несущественно                                       | Несущественно                 | Несущественно                 | 7 586            |
| Вислинский залив                 | 4,0                          | 1129,8                  | 40,0                               | 40                                      | »                                                   | »                             | »                             | 1 169            |
| Собственно Балтика               | 76,4                         | 19997,8                 | 1897,0                             | 655                                     | 22 164—24 862, среднее 23 513                       | 12 407—13 918, среднее 13163  | 9 757—10 944, среднее 10 350  | 45 408           |
| Всего                            | 430,9                        | 46572,7                 | 5189,7                             | 1720                                    | 24 930—28 274, среднее 26 606                       | 14 165—16 018, среднее 15 096 | 10 765—12 256, среднее 11 510 | 78 368           |

С учетом выноса реками биогенных компонентов (3 млн. т), органических веществ (7 млн. т) и разгрузки подземных вод на дне моря (2 млн. т) итоговая величина терригенного сноса в Балтийское море составляет 90,4 млн. т/год.



Соотношение величин взвешенного материала (показано арабскими цифрами), поставляемого в глубокую часть Балтийского моря и его заливов реками (А) и процессами прибрежно-морской абразии (Б)

$\Sigma$  — средняя величина А/Б для Балтийского моря в целом; заливы (римские цифры): I — Ботнический, II — Финский, III — Рижский, IV — Куршский, V — Вислинский, VI — Щецинский; штриховкой у берега показано полное преобладание Б над А

жет превышать 5:1 (Алекин, Бражникова, 1964).

Расчеты показали, что общее количество абразионного материала, поступающего в настоящее время в море, равно 24,9—28,2 млн. т/год (таблица); диапазон представленных величин объясняется неравномерностью отступления берегового профиля в различные годы.

Наибольшее количество материала абразии берегового и подводного склонов сносится с юго-восточного побережья между Мекленбургской бухтой и Рижским заливом (фигура). Большая скорость разрушения берегов южной и восточной Балтики (до 4—5 м/год, в среднем 0,5—1,0 м/год) обусловлена преобладанием рыхлых, легко размываемых третич-

ных и четвертичных отложений (пески, супеси, суглинки), приглубостью подводного склона, относительно высокой гидродинамической активностью прибрежных вод (Büllow, 1957). Другие участки побережья, сложенные кристаллическими докембрийскими, а также нижнепалеозойскими карбонатными породами, характеризуются широким развитием «нейтральных» почти не затронутых волновыми процессами берегов (Behrens, 1959; Granö, 1960). Поэтому с таких участков в море поступает минимально возможное количество абразионного материала.

Гранулометрическая дифференциация наносов в береговой зоне способствует концентрации материала  $>0,05$  мм у берега в аккумулятивных формах рельефа, как и у берегов других бассейнов. Исходные прибрежные отложения содержат 30—75% указанного материала. Поэтому в открытое море ежегодно выносятся примерно 10,8—12,2 млн. т мелкоалевритового и пелитового материалов, а остальные 14,2—16,0 млн. т ( $>0,05$  мм), сепарируясь во вдольбереговых потоках и поперечных миграциях наносов, идут на формирование толщ прибрежно-морских осадков.

Общее количество терригенного материала, сносимого в Балтийское море, равно 90,4 млн. т/год. Из них 58,6 млн. т приходится на растворенные вещества, что отражает преобладание химического выветривания над механическим смывом. Это преобладание вообще характерно для равнинных территорий северной гумидной и холодной зон (Страхов, 1962). Но вопреки общей закономерности количество обломочного материала, поставляемого реками в Балтийское море, значительно меньше количества абразионного материала, что также характерно и для ряда других морей, например Азовского (Хрусталева, Щербаков, 1968) и Берингова (Лисицын, 1966). Для Балтики абразионный вынос превышает аллювиальный в 5 раз, а если учесть отложение части речного обломочного материала в устьевых областях — в 7,6 раза. Из этого следует, что для многих бассейнов, как вполне вероятно и Мирового океана в целом, роль прибрежной абразии в питании твердым веществом литосферы не так уж и мала, как считалось ранее.

На примере заливов Балтийского моря (таблица) видно, что в отдельных мелководных и небольших по площади акваториях, где волновая деятельность ограничена, доля речных выносов возрастает. И наоборот, в открытой части Балтики, где развиваются волны значительных размеров с большой длиной разгона и воздействующие на выровненные берега, роль абразионных процессов в поставке обломочного материала резко увеличивается. Данное влияние иллюстрируется фигурой:  $\Sigma$  указывает на отношение речного обломочного материала, выносимого в море, к абразионному обломочному материалу в целом для Балтики. Эти отношения по отдельным заливам значительно выше, а по открытому морю — ниже.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. М., «Наука», 1964.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ионин А. С. Некоторые особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, М., 1958, т. 3.
- Леонтьев О. К., Халилов А. И. Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку, Азнефтиздат, 1965.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Рогов М. М. и др. Гидрология устьевой области Западной Двины. Л., Гидрометеоиздат, 1964.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. П., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шитова С. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Хрусталева Ю. П., Щербаков Ф. А. О балансе седиментационного материала в Азовском море. — Океанология, 1968, № 3.
- Черногаева Г. М. Водные ресурсы Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 5.
- Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР. — Тр. Гос. Гидрогр. ин-та, Л., 1949, 20 (74).
- Behrens S. Küstentypen in Schweden. Geogr. — Berichte, 1959, H. 10/11, Berlin.
- Branski J. Zmianie wody w transport rumowiska unoszonego w rzekach polskich. — Prace Państw. inst. Hydrol.-meteorol., 1968, № 95.
- Büllow K. Küstenzerfall und Küstenzurückgang. — Wiss. und Fortschr., 1957, H. 7, № 7.
- Fournier F. Transports solides effectues per les cours d'eau. — Bull. Internat. Assoc. Sci. Hydrol., 1969, v. 14, № 3.
- Granö O. Die Ufer der südküste Finnlands (geographische Übersicht). Fennia, 1960, v. 83, № 3.
- Livingstone D. A. Chemical composition rivers and lakes. — Geol. Surv. Profess. Paper., 1964, 440.
- Zaborowska-Młodzinska Z. Chemizm wod ujsciowych Odry. — Przegl. geofiz., 1963, v. 8(16), № 1—2.

Атлантическое отделение  
Института океанологии АН СССР  
Калининград

Дата поступления  
12.XI.1971

# **ВИСМУТ В МАРГАНЦЕВЫХ МИНЕРАЛАХ И РУДАХ**

**Э. Ф. КУЗНЕЦОВА**

Известно, что минералы марганца различного происхождения являются своеобразными концентраторами микроэлементов: V, Co, Cu, Ba, Cr, Ni, W, Pb, Zn, Ga, Ge. Такой по существу поликомпонентный состав большинства марганцевых минералов отражает определенные условия их образования. Поэтому вариации в составе и содержании элементов-примесей в марганцевых минералах тщательно изучаются и нередко дают возможность уточнить генезис марганцевых руд (Страхов и др., 1968).

Кроме перечисленных выше элементов-примесей марганцевые руды иногда содержат повышенные количества висмута. Концентрация висмута в них часто в сотни и тысячи раз превышает среднее содержание этого элемента в земной коре, которое, по данным А. П. Виноградова (1962) 0,009 г/т. Однако изучению закономерностей распределения висмута в марганцевых минералах до настоящего времени не уделялось должного внимания. Возможно, что одной из причин здесь явилось отсутствие достаточно чувствительных аналитических методов определения малых количеств этого элемента.

Присутствие висмута в марганцевых минералах впервые установили И. Ноддак и В. Ноддак (1935). По их данным, содержание его в псиломелане (Гарц) — 20 г/т, а в пиролюзите (Платтен, Богемия) — 150 г/т. Заметное накопление висмута отмечено также в современных марганцевых

**Содержание висмута (г/т) в марганцевых минералах и рудах**

| Месторождение            | Минерал               | Содержание висмута | Месторождение            | Минерал                  | Содержание висмута |
|--------------------------|-----------------------|--------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------|
| <b>Марганцевые</b>       |                       |                    | <b>Железорудные</b>      |                          |                    |
| Айткокче, Ман-гышлак     | Псиломелан            | Следы — 3,0        | Атансор                  | Псиломелан               | —                  |
| Булаттау                 | Марганцевая руда      | —                  | »                        | Пиролюзит                | —                  |
| Жаксы                    | Браунит               | 1,0                | Чокпак                   | Псиломелан               | —                  |
| Тособа                   | Окислы марганца       | 3,0                | Киик                     | Окислы марганца, лимонит | 30                 |
| Жюн-Жен                  | Псиломелан            | Следы              | »                        | То же                    | 260                |
| »                        | Браунит               | 7,0                | <b>Редкометалльные</b>   |                          |                    |
| Джезды                   | Псиломелан            | 1,0                | Чудское                  | Псиломелан               | 2,0                |
| Арбасоккан               | »                     | 1,2                | Кара-Оба                 | Окислы марганца и железа | 300                |
| »                        | Пиролюзит             | 2,0                | Караунгур                | Окислы марганца, лимонит | —                  |
| Мын-Арал                 | Браунит               | 2,0                | <b>Полиметаллические</b> |                          |                    |
| »                        | Коронадит             | Следы              | Акчагыл                  | Окислы марганца          | 10                 |
| Чиатуры                  | Марганцевая руда      | 0,5—0,7            | »                        | То же                    | 270                |
| Чарко Редондо, Куба      | Пиролюзит             | 1,0                | »                        | Лимонит                  | 20                 |
| Тихий океан              | Марганцевая конкреция | 3—7                | Кызыл-Эспе               | Пиролюзит                | 30                 |
| <b>Железомарганцевые</b> |                       |                    | »                        | »                        | 1,0                |
| Шоинтас                  | Псиломелан            | 0,7                | Аккемир                  | Окислы марганца          | 290                |
| Бирюк                    | »                     | 1,0                | Карагайлы                | Коронадит                | 0,5—1              |
| Сортюз                   | Браунит               | 0,7                | Кызылтау                 | Окислы марганца          | —                  |
| Восточный Кайражал       | Марганцевая руда      | 0,7                |                          |                          |                    |
| Джайрем                  | Браунит               | 0,5                |                          |                          |                    |
| »                        | Псиломелан            | 2,0                |                          |                          |                    |



конкрециях, образующихся на дне океана, которые содержат его 0,5—45 г/т (Ahrens а. о., 1967; Мего, 1965).

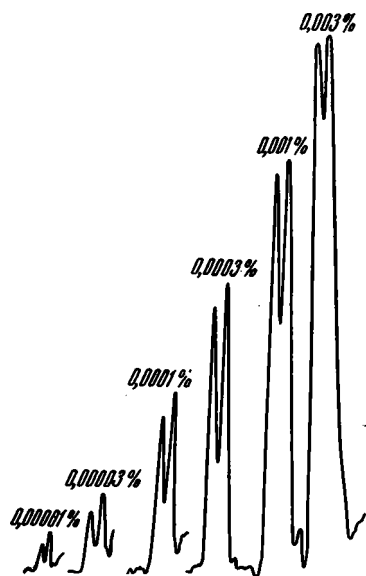
Интересные данные о распределении висмута в марганцевых минералах были получены нами при применении спектрографического метода изучения руд (Кузнецова, 1970). Анализируемые пробы разбавляются в соотношении 1 : 3 буферным веществом — сернистым кадмием, содержащим 0,05% германия. Такое разбавление способствует стабилизации разряда и уменьшает влияние валового состава проб на интенсивность спектральных линий висмута. Германий служит внутренним стандартом. 80 мг этой смеси помещается в углубление нижнего угольного электрода дуги постоянного тока и испаряется при 10 а с выдержкой 30 сек. Спектры фотографируются на дифракционном спектрографе ДФС-13 во втором порядке решетки 1200 штр/мм. Вследствие большой дисперсии (0,93 А/мм) значительно снижается интенсивность непрерывного фона и резко увеличивается чувствительность анализа. Определение висмута ведется по линиям BiI 3067,71<sup>1</sup>, 2993,35 и 2989,03 А. Наиболее чувствительная линия 3067,71 А обеспечивает возможность его определения, начиная с 0,00001% (фиг. 1). Эталоны готовят на основе, близкой по составу к анализируемым пробам. В основу висмут вводился в виде окисла. Средняя относительная квадратичная ошибка при трехкратном фотографировании спектров проб 9,0%. Всего было проанализировано 75 проб марганцевых минералов и руд из месторождений Казахстана. Полученные результаты в сокращенном виде представлены в таблице.

Содержание висмута в исследованных пробах 0,5—300 г/т. В некоторых образцах висмут не обнаружен.

Наиболее высокие содержания висмута установлены в гипергенных железомарганцевых минералах из зоны окисления гидротермальных месторождений цветных и редких металлов, в рудах которых присутствуют гипогенные минералы висмута (месторождения Кара-Оба, Акчагыл, Аккемир и др.). В отдельных пробах содержание висмута достигает 300 г/т (фиг. 2).

Низкие концентрации висмута отмечены в марганцевых минералах из железомарганцеворудных месторождений осадочного и осадочно-вулканогенного генезиса. Содержание этого элемента здесь от следов до 3 г/т. Анализ марганцевых конкреций из морских осадков (Тихий океан) показал наличие висмута в пределах 0,3—7 г/т. Это близко к результатам Л. Х. Аренса и др. (Ahrens а. о., 1967), установившим на основе анализа 32 марганцевых конкреций из Тихого, Атлантического и Индийского океанов содержание висмута в них в среднем 7 г/т.

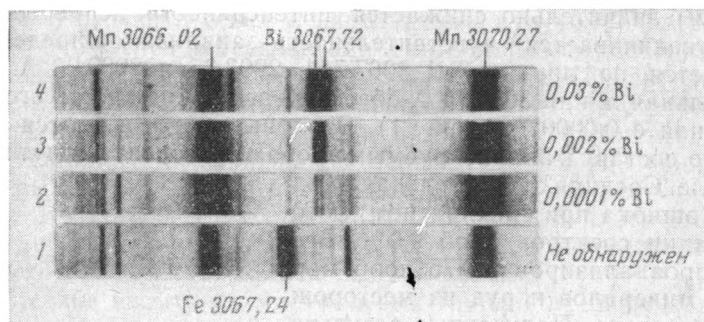
Высокое содержание висмута в марганцевых минералах из зоны окисления висмутсодержащих гидротермальных месторождений объясняется тем, что гипогенные минералы висмута (висмутин и др.) в зоне окисления разрушаются, и висмут выщелачивается грунтовыми водами,



Фиг. 1. Регистрограммы линии висмута 3067,71 А в спектрах эталонов  
Спектрограф ДФС-13 (дисперсия 0,93 А)

<sup>1</sup> При выбранной дисперсии линия 3067,71 расщепляется на две компоненты сверхтонкой структуры с расстоянием между ними 0,09 А.

из которых сорбируется гелями марганца и железа, являющимися эффективными его осадителями. Следует отметить, что гидроокислы марганца используются в аналитической практике как коллектор для выделения микроколичеств висмута из растворов (Бусев, 1953). Это согласуется с имеющимися данными о содержании висмута в природных водах. Так, в морской воде висмут установлен в количествах около  $0,00002 \text{ мг/л}$  (Мего, 1965), в трещинных водах массивов грейзенизированных гранитов и рудничных водах сульфидных месторождений — до  $0,02 \text{ мг/л}$  (Черняев и др., 1970). Содержание висмута в грунтовых водах до  $0,02 \text{ мг/л}$ , А. М. Черняев и др. (1970) относят к геохимическому фону, обусловленному выщелачиванием из пород его кларковых содержаний.



Фиг. 2. Участок спектра марганцевых минералов из различных месторождений

1 — псиломелан, Чокпак; 2 — марганцевая конкреция, Тихий океан; 3 — пиролюзит, Кызыл-Эспе; 4 — окислы марганца, Кара-Оба

Приведенные материалы представляют интерес для развития геохимических методов поисков, так как по содержанию элементов-примесей в железомарганцевых минералах приповерхностной зоны (в корах выветривания) представляется возможным в ряде случаев судить о вещественном составе залегающих на глубине первичных руд и оконтуривать перспективные площади для буровой разведки. В целом же закономерности распределения и концентрации висмута в марганцевых (и железомарганцевых) минералах пока еще изучены недостаточно, что указывает на необходимость проведения в этом направлении дальнейших исследований с использованием предлагаемой высокочувствительной количественной методики анализа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бусев А. И. Аналитическая химия висмута. М., «Вышая школа», 1953.  
 Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1962, № 7.  
 Кузнецова Э. Ф. Спектрографическое определение малых количеств висмута. — Заводская лаборатория, 1970, № 9.  
 Ноддак И., Ноддак В. Геохимия рения. В сб.: Основные идеи геохимии, вып. 2. Л., ОНТИ, 1935.  
 Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. — Тр. ГИН АН СССР, М., 1968, вып. 185.  
 Черняев А. М., Черняева Л. Е., Бабченко Н. В. Гидрохимия малых, редких и рассеянных элементов. Л., Гидрометеиздат, 1970.  
 Ahrens L. H., Willis J. P., Oosthuizen C. O. Further observation on the composition of manganese nodules; with particular reference to some of the rarer elements. — Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v. 31, No. 11.  
 Mero J. L. The Mineral Resources of the Sea. Elsevier, 1965.

## **МЕТОДИКА**

### **К МЕТОДИКЕ ОБЕСЦВЕЧИВАНИЯ ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ПРОЗРАЧНЫХ ШЛИФАХ**

**Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ**

При литолого-геохимических и минералогических исследованиях нередко возникает необходимость удаления из шлифов или аншлифов окислов и гидроокислов железа и марганца, которые затрудняют изучение свойств и диагностику минеральных частиц.

В литературе достаточно широко описаны способы удаления железа и марганца путем восстановления их окислов разными реагентами (Бутузова и др., 1967). Все эти реакции проводились на тонкорастертых, порошковатых пробах.

В настоящей заметке описывается способ удаления окисных и гидроокисных соединений железа и марганца из прозрачно-полированных или непокрытых шлифов. Ранее близким по существу методом проводилось восстановление марганца щавелевой кислотой в образцах руд Чиатурского месторождения (Штеренберг, 1967).

Удаление окислов и гидроокислов марганца и железа из шлифов проводим следующим способом. В 40—50 мл 1%-ного раствора гидроксил-амин добавляем 3—4 мл серной кислоты, разбавленной 1:3. Туда же насыпаем около 0,2 г аскорбиновой кислоты. Приготовленный таким образом реактив, восстанавливающий  $Mn^{4+}$  и  $Fe^{3+}$  на холоду, помещаем в небольшой стакан с таким расчетом, чтобы вся жидкость накрывала вертикально поставленный непокрытый шлиф. Обесцвечивание, достаточно хорошо прослеживаемое визуально, продолжается 7—8 мин, после чего шлиф осторожно промываем тонкой струей воды. Более продолжительное обесцвечивание, как и увеличение концентрации гидроксил-амин, нежелательно, поскольку при этом могут разрушаться и удаляться такие минералы, как кальцит, доломит, родохрозит и др. Вместе с тем кристаллические формы железа — гетит, гематит, лепидокрокит, маггемит, магнетит и др., а также марганцовистые — браунит и гаусманит — предлагаемым приемом не затрагиваются.

Удаление окислов железа и марганца непосредственно из открытых шлифов позволяет в ряде случаев устанавливать небольшие образования тех или иных минералов, которые как бы были «запечатаны» гидроокислами железа и марганца и поэтому не могли быть обнаружены при рассмотрении шлифов или аншлифов. Обесцвечивание в шлифах дает возможность и оценить степень коррозионности минералов, а также обнаружить небольшие участки окисных кристаллических форм железа и марганца, остающихся после растворения и т. п.

Приводим один пример удаления окислов железа и марганца из верхней части железомарганцевой конкреции, взятой со дна Тихого океана

(материал любезно предоставлен нам П. Ф. Андрущенко). После обесцвечивания удалось обнаружить небольшие неправильные скопления бесцветных прозрачных минералов, обладающих довольно правильной кристаллографической формой. Размер зерен изменялся от 0,009 до 0,3 мм. Оптические константы, замеренные с помощью иммерсии, дали возможность определить кварц. Это подтверждают и данные рентген-дифрактометрического анализа, указавшего на следующие пики А: 4,2501 (средняя интенсивность); 3,3350 (очень сильная интенсивность); 2,4505 (средняя интенсивность) и др.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А., Степанец М. И. Опыт применения хлорированного спирта для удаления свободных окислов и гидроокислов железа из современных осадков Санторинской вулканической зоны.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4.
- Штеренберг Л. Е. О биогенных структурах в марганцевых рудах.— Микробиология, 1967, т. 36, вып. 4.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
13.VI.1972

## **КРИТИКА И ДИСКУССИИ**

### **О КНИГЕ М. А. КАШКАЯ<sup>1</sup>**

**И. И. БОК, П. Т. ТАЖИБАЕВА, Д. Х. ХАЙРУТДИНОВ**

Автор книги М. А. Кашкай — крупный советский ученый-геолог широкого профиля, большой знаток метаморфических и метасоматически измененных пород и генетически связанных с ними полезных ископаемых. Он изучает месторождения рудного и нерудного сырья более 40 лет. Его книга «Алуниты...» — обобщение огромного фактического материала по алунитам и их структурным аналогам. Для написания этой книги М. А. Кашкай использовал данные по 188 месторождениям и рудопроявлениям алунита различных регионов СССР и зарубежных стран с учетом материалов 1407 литературных источников (на русском и иностранном языках). В основу монографии положены результаты личных наблюдений автора на Загликском и других месторождениях Азербайджана, а также выводы по экспериментальным исследованиям, проведенным им совместно с Ч. М. Кашкаем.

В рецензируемой книге рассматривается широкий круг вопросов. Она состоит из двух томов и шести частей, первые три части составляют первый том, последующие — второй. Общий объем труда 47 печатных листов.

Первая часть монографии наиболее обширна (стр. 11—208). В ней рассматриваются общие вопросы минералогии алунитов и их структурных аналогов. Приводятся результаты кристаллографических и рентгеноструктурных исследований, а также термограммы минералов, химическая характеристика и геохимические особенности ведущих и микроэлементов в алунитах и алунитовой группы минералов. Дано детальное описание алунитов и сокращенная характеристика структурных аналогов их (игнатьевита, натроалунита, ярозита и др., всего 25 минералов).

Вторая часть труда посвящена вопросам классификации алунитовых месторождений. Здесь последние расчленены на 10 генетических типов: вулканический, контактово-околонузливный, алунитизация пород восходящими и нисходящими сульфатными водами, гипергенный, вторично отложенный, образование алунита в заводских печах, при пожаре колчеданных и каменноугольных месторождений, преобразование алунита путем воздействия соответствующих кислых растворов (на минералы и породы), синтетические или химически осажденные алуниты.

Первые шесть типов алунитов и алунитовых месторождений рассматриваются как природные образования, остальные — искусственные. Все

<sup>1</sup> Кашкай М. А. Алуниты, их генезис и использование. М., «Недра», 1970.

типы естественных алунитов в свою очередь расчленяются на соответствующие подтипы, отдельно описаны процессы их образования.

В самостоятельную главу выделены вопросы зональности и глубинности возникновения алунитов и алунитсодержащих пород. Установлено, что алуниты могут образоваться на глубине до 800 м, доказаны зональное развитие алунитсодержащих пород, возможность возникновения и развития алунитов в разнообразных физико-химических и геологических условиях. Также в отдельной главе охарактеризованы ассоциации алунитов с другими глиноземистыми минералами.

Весьма интересны главы о физико-химических условиях алунитообразования, в том числе о синтезе алунитов на базе экспериментов, а также о термодинамических расчетах реакций возникновения их<sup>2</sup>. Показаны переходы микроклина, альбита и биотита в алуниты при разных температурах и времени в результате воздействия на них различных реагентов. Доказано, что алуниты могут образоваться в температурном интервале 22—500°С. Наибольший рН 3—5,3, наилучшие температурные условия его образования 200—300°С. При температуре выше 300°С возникает диаспор, выше 400°С — корунд. Уменьшение концентрации алюминия в растворе приводит к некоторому увеличению рН и смещает поле выкристаллизации алунита в менее кислую сторону. Наименьший рН соответствует кислотности раствора при состоянии равновесия реакции и принимает различные значения в зависимости от температуры и концентрации алюминия. Этими работами также установлено, что условия выпадения алунитов и каолинита из растворов совпадают, но интервал рН для образования каолинита несколько сужается и равен 3,5—4,7. Давление в образовании алунитов играет второстепенную роль.

Следует заметить, что для экспериментов использованы реагенты, по элементарному составу строго соответствовавшие составу алунитов, без учета возможного присутствия в природных растворах разнообразных компонентов, одни из которых будут способствовать образованию алунитов, а другие, наоборот, задерживать процессы. Поэтому выводы автора по экспериментам едва ли могут быть распространены на все процессы алунитообразования в природных условиях.

В работе отдельным разделом рассматриваются вопросы привноса — выноса материала при образовании алунитов.

В третьей части первого тома и первой части второго тома книги автор ее знакомит читателя с характерными алунитовыми месторождениями мира различного возраста и генезиса.

Во второй части второго тома дана краткая характеристика минералов алунитовой ассоциации на месторождениях (кварца, халцедона, диккита, галлуазита, цуннита, кальцита и др., всего 23 минерала).

Третья часть второго тома носит производственно-экономический характер. Здесь показано, что алунитовая руда представляет комплексное сырье, из которого можно извлечь 40 различных продуктов: серную кислоту, сульфат натрия, глинозем, квасцы, соду, цементное сырье и др. В этой части работы приводятся схемы технологии получения некоторых из этих продуктов, а также результаты экспериментального производства их в лаборатории. Использование отходов алунитового производства Кировобадского алюминиевого завода для получения силикатного цемента и других продуктов, предложенное М. А. Кашкаем, успешно прошло испытание.

Как видно из рассмотренных в монографии вопросов, алуниты и алунитсодержащие породы автором ее изучены всесторонне и глубоко. Подобного рода монографии об алунитах (да и не только об алунитах, но о любом другом отдельно взятом минерале) в списке мировой литературы

<sup>2</sup> Эти главы написаны Ч. М. Кашкаем.

не значится. Поэтому фундаментальный труд М. А. Кашкая занимает почетное место среди научно-производственной литературы, как имеющий большое практическое и теоретическое значение.

Так как в рецензируемой книге и опытами Кировобадского алюминиевого завода доказана возможность использования алунитов на производстве с большим эффектом, то в недалеком будущем, когда специалисты не только Азербайджана, но и других регионов страны начнут изучать алуниты, книга М. А. Кашкая станет настольным справочником и доброй советчицей специалистов.

В связи со сказанным нельзя не коснуться вопросов развития и изученности алунитовых пород на территории Казахстана.

Центральный Казахстан — уникальный регион распространения алунитовых месторождений и рудопоявлений. Здесь они приурочены ко вторичным кварцитам палеозоя, главным образом каменноугольного периода. Массивов вторичных кварцитов здесь приблизительно 300—400, они в общей сложности занимают много сотен квадратных километров. Около 10% площади, занятой вторичными кварцитами, составляют алунитовые кварциты с содержанием алунитов 10—50% и более. Поэтому можно допускать, что запасы алунитовых руд Казахстана практически неисчерпаемы. Однако изученность их весьма слабая.

Одновременно с алунитами во вторичных кварцитах Центрального Казахстана широко распространены другие высокоглиноземистые минералы: андалузит, диаспор, серицит, корунд, которые наряду с алунитами ждут своих исследователей. Поэтому труд М. А. Кашкая имеет большое значение для геологов, технологов, а также работников алюминиевой промышленности Казахстана. Кроме того, монография имеет воспитательное значение. Она учит молодых специалистов, как всесторонне подойти к решению важных научно-практических задач.

Книга выпущена очень своевременно.

Институт геологических наук  
Алма-Ата

Дата поступления  
5.IV.1972

## **ХРОНИКА**

### **ЗАСЕДАНИЯ КОМИССИЙ МЕЖДУНАРОДНОГО КОМИТЕТА ПО ПЕТРОЛОГИИ УГЛЕЙ**

(Югославия, 1972 г.)

**П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА**

В Белграде с 11 по 16 сентября проходили заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей. На заседаниях присутствовало 52 делегата из 16 стран мира. От СССР в работе комиссий приняли участие заместитель директора Геологического института АН СССР проф. П. П. Тимофеев и ст. научн. сотр. Л. И. Боголюбова.

Пленарное заседание 11 сентября было открыто приветствием проректора Белградского университета проф. Д. Радосавлиевича. Далее президент Международного комитета по петрологии углей Р. Ноель (Noel, Бельгия) кратко ознакомил присутствующих с решениями последнего заседания комиссий в Крефельде (ФРГ, 1971 г.). Он также указал, что в составе Международного комитета по петрологии углей в настоящее время имеются четыре международных комиссии: номенклатурная, президент В. Спакман (Spackman, США), включающая подкомиссию по номенклатуре бурых углей, президент М. Тайхмюллер (Teichmüller, ФРГ); аналитическая, президент Х. Хагеман (H. Hagemann, ФРГ); по использованию данных петрологии углей в практике коксования, президент М. Т. Маковская (Maskowsky, ФРГ); по использованию данных петрологии углей в геологии, президент Б. Альперн (B. Alpern, Франция).

Р. Ноель подчеркнул, что номенклатурная комиссия сейчас должна заниматься вопросами не только терминологии, но и генезиса углей, используя для этой цели фациальный анализ. Поскольку завершающим этапом работы аналитической комиссии, как отметил Р. Ноель, явились разработанные методы анализа каменных углей, которые опубликованы в приложении к II изданию Международного словаря по петрологии углей (1971 г.), то основной задачей этой комиссии в будущем является разработка методов анализа бурых углей.

Ниже кратко излагаются основные результаты работы комиссий.

Комиссия по углепетрографической номенклатуре. Открывая заседание, президент В. Спакман указал, что основные результаты работы комиссии по уточнению и совершенствованию терминологии мацералов и углей изложены в приложении к II изданию Международного словаря (1971 г.). Поэтому работа комиссии должна быть направлена на поиски новых путей дальнейшей детализации номенклатуры углей с использованием различных современных методов исследования.

Далее В. Спакман изложил свое предложение по проекту главы 6 III издания Международного словаря по петрологии углей, касающейся использования данных петрографии углей при брикетировании. Он указал, что для получения брикетов нужного качества необходимо определить вещественный состав угля, исследуя соотношение мацералов и микролитотипов. По мнению В. Спакмана, перед брикетированием угля необходимо также иметь сведения о степени его углефикации, которая должна определяться по величине отражательной способности витринита. Только брикеты, изготовленные из достаточно метаморфизованных углей (менее 14%  $V_r$ ), оказываются бездымными при их употреблении. В. Спакман показал, что изучение готовых брикетов помогает выявить причину их недостаточного качества, например непрочных, дымящихся при использовании, трещиноватых и т. д. При обсуждении доклада было предложено изучать различия в процессе брикетирования каменных и бурых углей.

Интересные сведения по вопросу границы бурых и каменных углей сообщил Х. Хагеман. Он отметил, что поскольку процесс углефикации растительного материала в ряду торф — бурый уголь — каменный уголь в природе протекает постепенно, установить точную границу между ними нельзя. Этот факт он подтвердил данными отсутствия строгих корреляций между величинами отражательной способности углей, относящихся к границе бурых и каменных углей, и другими параметрами: выход летучих веществ, элементарный состав, содержание воды и пр. В связи с этим Х. Хагеман счи-



тает правильным искать не четкую линию, разграничивающую бурые и каменные угли, а пограничную область, захватывающую часть бурых и часть каменных углей. В качестве параметров он предлагает использовать физические и химические свойства углей: отражательную способность и микротвердость витринита (ульминита), а также окраску щелочного раствора гуминовых кислот.

При обсуждении доклада Х. Хагемана было предложено учитывать геологические факторы, связанные с изменением давления и температуры вследствие погружения осадков на глубину.

Далее было заслушано сообщение О. Малана (Malan, Чехословакия) о литотипах углей. Автор критически отнесся к принципу выделения литотипов Е. Зонтат (Sontag, ГДР) — по структуре и цвету вещества углей, считая, что классификацию необходимо проводить по типу вещества, как это принято в Чехословакии. Далее он указал, что разграничение углей по степени углефикации при помощи терминов «мягкий бурый уголь» и «твердый бурый уголь» нецелесообразно, так как эти термины по своей сути технологические. В связи с этим он предложил степень углефикации угля обозначать приставками: «хеми», «орто» и «мета», отражающими, по его мнению, петрографические особенности угля. Л. И. Боголюбова обратила внимание на то, что нужно выделять не только литотипы, но и генетические типы (генотипы); в основу последних должны быть положена структура вещества углей.

Аналитическая комиссия. Президент Х. Хагеман изложил программу работы комиссии в связи с подготовкой к опубликованию в 1975 г. III издания Международного словаря по петрологии углей. Он отметил, что исследования аналитической комиссии будут направлены на разработку методов анализа бурых углей. Х. Хагеман подчеркнул, что Х. Якоб (Jakob, ФРГ) предложил методику изучения бурых углей с помощью флюоресцентной микроскопии. Б. Преус (Preuss, ГДР) разработал методику измерения цвета угля. Х. Хагеман полагает, что основные пункты, над которыми будет в дальнейшем работать комиссия, следующие: краткое описание методики изготовления аншлифов и тонких шлифов; краткое описание и дискуссия по методике отбора проб углей; разработка и описание методики анализа мацералов и микролитотипов бурых углей не только в аншлифах брикетов, но и кусковых углей; описание методики измерения микротвердости; измерение отражательной способности мацералов группы гуминита; применение флюоресцентной микроскопии при изучении бурых углей, а также измерение ремиссии; проведение исследования по определению показателей преломления мацералов гуминита с целью определения их степени углефикации. Предложенный план был одобрен.

Х. Якоб доложил о применении метода флюоресцентной микроскопии к изучению гумусовых веществ и битумов. Метод основан на различных эффектах свечения, появляющихся у различных компонентов углей в флюоресцирующем свете. Он также подчеркнул, что исследования в отраженном флюоресцирующем свете более эффективны по сравнению с исследованиями в проходящем флюоресцирующем свете, так как в первом случае достигаются более высокие интенсивности флюоресценции. Для флюорофотометрии (исследование в отраженном свете) могут быть использованы микроскопы-фотометры с фотоумножителем. Исследуются при этом угли в аншлифах-брикетах, которые изготавливаются без связующего вещества или со связующим веществом, не дающим эффекта флюоресценции. В качестве флюоресцирующего стандарта используется урановое стекло. Флюоресцирующая фотометрия может применяться монохроматически и спектрально. Х. Якоб установил, что вследствие гетерогенности гуминовых веществ торфов и углей при исследовании их в флюоресцентном микроскопе следует делать 300—400 измерений, иначе данные получаются не вполне удовлетворительные. Он также подчеркнул необходимость комплексного изучения составляющих угля в флюоресцентном и простом свете.

О флюоресцентной спектральной фотометрии сделал сообщение В. Гайзель (Van Gyzel, Голландия), который измерял флюоресценцию спор и пыльцы с 10 фильтрами интерференции. Результатом явились различные спектральные кривые флюоресцентной способности пыльцы и спор, зависящие от цвета последних.

Комиссия по использованию данных петрологии углей в практике коксования. Во вступительном слове президент комиссии М. Т. Маковская указала, что в настоящее время коксовая промышленность не может обходиться без данных петрографического исследования угля. Поэтому задачей комиссии является разработка методов наиболее точного прогноза коксующихся свойств углей, составления коксовых шихт, определения прочности кокса, его структуры и т. д.

Ж. Кадмор (Cudmore, Австралия) доложил материалы комиссии по применению углепетрографических исследований в практике. По его мнению, комиссия прежде всего необходимо обратить внимание на разработку методов более ускоренного петрографического исследования угля. Он считает, что для определения отражательной способности витринита достаточно производить 100 измерений по каждому образцу. Это заметно сокращает время исследования практически без потери точности метода. Он указал на возможность ускорения обработки полученных петрографических исследований за счет применения аппаратуры с регистрирующим устройством. Далее он остановился на результатах исследования по влиянию окисления на свойства углей и кокса, указав при этом, что окисление уменьшает спекаемость угля, текучесть, меняет отражательную способность витринитов и т. д. В заключение он привел данные по составлению коксовых шихт на основании углепетрографических исследований и определения стадии уг-

лефикации угля. Ж. Кадмор указал, что метод Н. Шапиро и др.<sup>1</sup> для расчета коксовых шихт неприменим к австралийским углям, обогащенным инертнитом. По его мнению, более приемлем для этих углей метод А. Беннета и Г. Тейлора.<sup>2</sup>

Н. Кей (Кае, Англия) сообщил результаты исследований по прогнозу свойств и показателей прочности кокса углей, проанализированных в различных лабораториях мира с определением отражательной способности, состава мацералов и микролитотипов углей.

Дискутировался вопрос влияния окисления угля на его коксующуюся способность и прочность кокса. Р. Маршал (Marshall, Австралия) экспериментально показал зависимость этих свойств угля и кокса от времени хранения, окружающей температуры и окисляющего агента. Отмечено, что по мере окисления изменяются дилатометрический показатель, элементарный состав, выход летучих веществ и отражательная способность. Было предложено провести такие же исследования с естественно окисленными углями.

При обсуждении планов работы комиссии на будущее было решено провести в различных лабораториях сравнительный анализ коксовых углей с выходом летучих веществ 24—26% с целью выработки единого петрографического метода прогноза коксующейся способности углей и прочности кокса. Было отмечено, что в настоящее время различные исследователи при определении коксующейся способности угля и прочности кокса по-разному оценивают некоторые компоненты угля. Указано, что наиболее широко распространены следующие методы определения прочности кокса: Н. Шапиро, П. Грея и Ж. Ейснера (Schapiro, Gray Eusher, U. S. Steel); Р. Б. Томпсона (Tompson — Bethlehem Steel). Обе методики, по мнению В. Спакмана достаточно точны, но их следует унифицировать. Также обсуждался вопрос об изучении минеральной части углей, которая является помехой при коксовании угля. Было предложено на следующем заседании комиссии сделать сообщение на эту тему.

Комиссия по использованию данных петрологии углей в геологии. Б. А. Альперн, президент комиссии, так сформулировал основные проблемы ближайшего времени, решаемые комиссией; применение данных петрографического анализа рассеянного органического вещества для прогноза нефтеносности; определения палеотемпературы и ее влияния на нефтеносность. По его мнению, решение этих проблем тесно связывается с вопросами диагностики, терминологии и классификации частичек рассеянного органического вещества в осадочных породах, а также нахождением новых эффективных методов его исследования.

В докладе Н. Бостика (Bostick, США) были освещены результаты анализа, полученные различными лабораториями мира по составу органического вещества, выделенного из пород, и определению отражательной способности рассеянных частичек витринита. Выяснилось, что данные проб анализа довольно разнообразны вследствие различной методики приготовления препаратов, применения различных увеличений, использования в одних случаях поляризованного, а в других простого света. Тем не менее результаты вызвали оживленную дискуссию. Прежде всего обсуждался вопрос выделения рассеянного органического вещества из пород. Для этой цели были предложены химические (растворение минеральной части соляной и плавиковой кислотами, экстракция органического вещества спиртобензолом) и физические методы (флотация, расхождение по удельному весу и т. д.).

После обсуждения было принято решение апробировать параллельно все методы на одном и том же материале с одновременным его исследованием петрографически, чтобы выбрать среди них наиболее подходящие для стандартизации.

Серьезное внимание было обращено на диагностику частичек рассеянного в породах органического вещества, на его источник, исходный материал (зоопланктон, водоросли, растения, битумы) и условия образования (аллохтонное, автохтонное). При решении вопросов диагностики частичек рассеянного органического вещества и их генезиса П. П. Тимофеев указал на необходимость литологического и фациального изучения вмещающих пород. Он рассказал о существенных различиях свойств, в том числе и отражательной способности кусочков витринита, возникших из одного и того же исходного растительного материала, близких по сохранности клеточной структуры ткани и типу превращения вещества, но связанных с различными литологическими и фациальными типами пород. По его мнению, эти различия, достигающие на низких стадиях углефикации витринита иногда масштаба целой стадии углефикации, обуславливаются влиянием среды захоронения на преобразование органического вещества, причем это влияние имеет место, начиная с самой ранней стадии литогенеза. Только на поздних стадиях литогенеза примерно с уровня газовых углей, отметил П. П. Тимофеев, влияние среды захоронения постепенно нивелируется. Поэтому по мнению автора, неправы те исследователи (Н. Бостик и др.), которые не учитывают степень разложения и среду захоронения органического вещества, а также стратиграфическое и структурное положение осадочных слоев, содержащих интересующее нас органическое вещество.

После дискуссии были рекомендованы следующие рабочие методы исследования, рассеянного органического вещества: оптический, измерение отражательной способно-

<sup>1</sup> Schapiro N., Gray P., Eusner C. Recent Developments in Coal Petrography Blast Furnace Coke Oven and Raw Materials Proceedings A. I. M. E., 1961, v. 20.

<sup>2</sup> Bennett A. and Taylor G. Petrographic Basis For Glassifying Australian Coals.— Proc. Australas. Inst. Mining. and Metallurgy. 1970, No. 233.

сти, сканирующая электронная и флюоресцентная микроскопия, травление, термический, химические, определение микротвердости. Наиболее эффективна из них флюоресцентная микроскопия, позволяющая точно диагностировать различные типы битумов.

Обсуждалось применение методов углепетрографии при разведке нефти и газа. М. Тайхмюллер полагает, что изменение битуминозного и угольного вещества в нефтеносных породах определяется одними и теми же геологическими факторами, а именно температурой и временем ее воздействия, вследствие чего существует тесная связь между степенью углефикации угля и образованием нефти. В связи с этим она сделала два вывода: о возможности сравнения этапов углефикации угля с соответствующими этапами генезиса нефти, о возможности применения методов углепетрографии (отражательная способность витринита, флюоресценция спор и пыльцы) для прогноза нефтеносности. Автор признает необходимость определения фациальной принадлежности пород, заключающих углистые частички, и установление тектонического развития исследуемого региона.

Далее широкая дискуссия развернулась по вопросу определения палеотемпературы в связи с фазами нефтеобразования. Обсуждалась возможность использования величины отражательной способности витринита для определения стадий изменения органического вещества, а в связи с этим и палеотемпературы. Снова встал вопрос об аллохтонных и автохтонных частичках органического вещества и методах их четкой диагностики. Имелось в виду, что только автохтонные частички органического вещества могут быть косвенными показателями стадий преобразования пород, вмещающих нефть, а также показателями палеотемпературы, при которой происходило образование нефти. После обсуждения было решено послать образцы пород членам комиссии для определения: вещественного состава органического вещества с указанием количественного соотношения в нем установленных компонентов; отражательной способности установленных компонентов органического вещества; стадий диагенеза породы по выясненной величине отражательной способности органического вещества; химического состава органического вещества, выделенного из породы.

На заключительном пленарном заседании решались многие общие и организационные вопросы (20-летний юбилей комитета, прием новых членов, увеличение членских взносов, подготовка III издания Международного словаря по петрологии углей и др.). Следующие заседания комиссий будут происходить в Париже и г. Лиле с 10 по 16 сентября перед Международным конгрессом по геохимии органического вещества, который состоится с 18 по 21 сентября 1973 г. в Париже.

В заключение следует отметить, что на заседаниях комиссий в отличие от предыдущих лет широко обсуждались вопросы прикладного значения петрографии углей в практике коксования и поисков нефти. Основой этому новому направлению в развитии работ комиссий является успешное завершение исследований в предыдущие годы по разработке номенклатуры мацералов углей, а также совершенствованию и унификации методов анализа последних.

В связи с проблемой нефтеносности и генезиса нефти вопросы диагностики терминологии и классификации рассеянного органического вещества были в центре внимания всех участников заседания. При этом была подчеркнута эффективность метода флюоресцентной микроскопии, который, по данным многих исследователей, позволяет достаточно определенно диагностировать битуминозные органические компоненты различного вещественного состава.

Все заседания, научные дискуссии и встречи проходили в дружественной и деловой обстановке.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
18.XII.1972

## СЕМИНАР «МИНЕРАЛОГИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ЦЕОЛИТОВ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА»

*А. Г. КОССОВСКАЯ*

Семинар был организован по совместной программе научных исследований Японии — США и проходил в г. Никко (Япония) с 18 по 25 июля 1971 г.

До последнего времени интересы исследователей по цеолитам были направлены почти исключительно на получение их синтетических разновидностей, применяющихся в качестве адсорбентов и молекулярных сит в различных областях промышленности. Недавнее открытие ряда месторождений цеолитовых пород среди стратифицированных вулканогенно-осадочных отложений в США и Японии привлекло внимание к ним с точки зрения возможностей их непосредственного промышленного применения либо использования как материала для получения синтетических продуктов.

Задача семинара — обсуждение современного состояния геолого-минералогического изучения цеолитов вулканогенно-осадочных толщ; выявление общих критериев для ге-

нетической типизации месторождений осадочных цеолитов; определение главных направлений дальнейших исследований.

Все доклады, прочитанные на семинаре, можно разделить на три группы: вводные — по истории исследований и современному состоянию изучения природных цеолитов в Японии и США (эти доклады были сделаны организаторами совещания проф. Ф. А. Мамптоном, США и проф. М. Коизуми, Япония); по характеристике генетических типов цеолитовых месторождений, их минералогии и генезису; по практическому использованию цеолитов.

Проф. Мамптон отметил, что, начиная с середины 50-х годов, внимание исследователей переключилось с гидротермальных цеолитов, распространенных в жилах, пустотах, миндалах диабазов, базальтов и других вулканических пород, на цеолиты стратифицированных вулканогенно-осадочных серий. Первые же результаты показали, что некоторые природные цеолиты, встречающиеся в древних засоленных водоемах западных штатов США, имеют свойства, аналогичные лучшим синтетическим цеолитам.

Проф. Коизуми подчеркнул, что интерес к изучению цеолитов в стратифицированных породах Японии возник после работы Кумбса и др. (Koombs et al., 1959 г.), выяснивших вертикальную зональность распределения цеолитов в триасовых грауватках Новой Зеландии. Цеолиты оказались индикаторами определенных этапов или уровней изменения пород при погружении в условия повышающихся температур и давлений. В Японии первые работы в этом направлении начаты в 1960 г. и проводятся особенно широко с 1966 г.

Далее последовал ряд докладов, посвященных генетическим типам цеолитовых месторождений различных стран. Доклады американских и японских ученых характеризовали два разных генетических типа цеолитовых месторождений. Первый тип связан с разложением пирокластического материала в процессе диагенеза в условиях высокоминерализованных растворов засоленных водоемов засушливого климата. Второй тип связан также с преобразованием вулканического материала, но в эпигенезе. Факторы солёности водоема в этом случае не определяли тип цеолитовых ассоциаций. Третий генетический тип так называемых чисто осадочных цеолитовых ассоциаций, широко развитых в СССР, был охарактеризован в докладе А. Г. Коссовской.

Р. А. Шепард (Геологическая служба США) сделал обзор цеолитсодержащих пород США. Он подчеркнул, что из 30 известных в США цеолитов только 6 имеют очень широкое распространение в стратифицированных вулканогенно-осадочных породах, не подвергавшихся глубокому погружению и действию гидротермальных растворов. Это анальцит, шабазит, клиноптилолит, эрионит, морденит и филлипсит. Все они отличаются повышенным содержанием кремнезема и щелочей. Пласты мономинеральных цеолитов наиболее распространены в верхнекайнозойских отложениях юго-западных штатов США. Образование цеолитов связано с разложением пирокластического материала при взаимодействии его с водами засоленных щелочных водоемов.

А. Ж. Гуд (Геологическая служба США) привел материалы массового изучения шабазита. Он отметил, что шабазиты осадочного происхождения из западных штатов США встречаются относительно реже других цеолитов.

Р. С. Сардам (университет Вайоминга, США) доложил о филлипсите в современных илах содовых озер Тил-Марш в штате Невада. Филлипсит образовался в результате взаимодействия риолитовых стекол и щелочных рассолов через стадию алюмосиликатного щелочного геля. В ряде образцов можно наблюдать одновременно все три фазы: стекло, гель, цеолиты. Вместе с филлипситом изредка встречается клиноптилолит.

Р. Л. Хей (Калифорнийский университет, Беркли, США) сообщил о формировании цеолитов и других аутигенных минералов в плейстоценовых содовых озерах Восточной Африки (район Олдаван, Танзания). Трахитовые туфы собственно озерных осадков превращены в основном в калиевые полевые шпаты и филлипсит. Осадки усыхающих водоемов представлены в основном филлипситом, эрионитом и клиноптилолитом. Туфогенные породы аллювиального генезиса богаты анальцитом, реже встречаются шабазит, филлипсит и натролит. Цеолитизированные эоловые туфы на 20—50% замещены цеолитами и давсонитом.

Обзор осадочных цеолитов Японии сделали доктора А. Иджима и М. Утада. Цеолиты распространены в вулканогенно-осадочных отложениях от меловых до четвертичных. Чаще всего они встречаются в неогеновых вулканогенно-осадочных толщах. Особенно богата цеолитами «формация зеленых туфов» миоцена, мощность которой 2—3 км, иногда до 10 км. Она прослежена вдоль берега Японского моря от о. Хоккайдо и южнее. Кроме того, цеолиты встречаются в палеогеновых кислых туфах и туфогенных породах ряда угольных месторождений и в морских отложениях, протягивающихся вдоль берега Тихого океана. Цеолиты Японии связаны с морскими, опресненными и континентальными фациями. Намечается некоторая зависимость состава цеолитов от петрохимического состава пород. Так, богатые  $\text{SiO}_2$  цеолиты (клиноптилолиты, морденит и ферьерит) встречаются главным образом как продукты изменения стекол риолитового или дацитового состава. Бедные  $\text{SiO}_2$  цеолиты (натролит, гоннардит, томсонит и др.) встречаются в пустотах основных пород. Анальцит найден во всех типах пород, включая угли. Гейтландит, ломонит и вайракт распространены также в различных типах пород, но связаны главным образом с породами, испытавшими глубокие погружения. Рассмотрена зональность распределения цеолитов и факторы, ею управляющие. Выделены следующие типы зональности: связанные с глубиной погру-

жения без влияния гидротерм и интрузий, связанные с подводной гидротермальной деятельностью, связанные с термальными контактами интрузивных тел.

Вопросы зональности были освещены также в докладах докторов М. Утада (университет Токио), С. Хонда (университет Акита) и И. Кизаки (университет Ганма).

Доктор Утада изучил неогеновые туфы Японии и среди них выделил пять зон: свежего стекла, клиноптилолит-морденитовую, анальцим-гейландитовую, ломонитовую, альбитовую. Эти зоны последовательно сменяют одна другую в разрезе и связываются с эпигенезом пород пирокластических комплексов.

Доктор Д. В. Хоукис (университет Аляска) провел статистическую обработку большого количества химических анализов гейландита и клиноптилолита и показал, что  $\text{Ca} : (\text{Na} + \text{K})$  — более точный критерий отличия этих двух очень близких цеолитов, чем  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ . Ему возражал проф. Мамптон, указавший на трудности выделения достаточно чистых клиноптилолитов и необходимость иметь более обширный аналитический материал для решения этой проблемы.

Доклад А. Г. Коссовской был посвящен обзору и генетической классификации «собственно» осадочных цеолитов СССР. Рассмотрены регионально высокие концентрации анальцима в пермских отложениях Приуралья, ломонита в меловых отложениях Приверхоянья, триасовых отложениях Полярного Приуралья, карбоновых и девонских отложениях Тувы и клиноптилолита в верхнемеловых и третичных формациях Русской платформы. Обоснована новая гипотеза, согласно которой региональная распространенность и высокое содержание цеолитов в породах обязательно требуют первоначального присутствия свежего алюмосиликатного материала, которым чаще всего является пирокластический материал. Для ряда цеолитовых концентраций, считавшихся ранее чисто осадочными, предложен термин «камуфлировано-пирокластические». Установлен последовательный ряд фациальных обстановок, благоприятных для формирования цеолитов разного химического состава.

Ряд докладов был посвящен практическим аспектам применения природных цеолитов.

Использование цеолитов в промышленности Японии рассмотрено в докладе проф. Х. Минато (университет Токио). Перспективны месторождения клиноптилолитовых туфов районов Сироши и Иайя. Добыча цеолитов в Японии 60 тыс. т в год, наибольшее количество цеолитов добывается в районе Иайя. Стоимость цеолитов после предварительной обработки 180—1100 долларов за 1 т. Добыча цеолитов особенно быстро возрастала в последние годы. Цеолиты используются в качестве адсорбентов, в бумажной промышленности, в сельском хозяйстве для удобрения, для смягчения воды и в других областях. В последнее время ведутся работы по использованию цеолитов для получения кислорода и азота из воздуха. На этом вопросе подробнее остановился проф. Тумара (университет Токио), сообщивший, что полученные таким способом газы уже используются в промышленности. Способ основан на предпочтительной адсорбции азота дегидратированным морденитом.

О промышленных возможностях использования клиноптилолита сообщил Д. В. Хоукис (университет Аляска). Клинноптилолит используется на предприятиях Айдахо в качестве адсорбента  $\text{Sr}^{90}$  и  $\text{Cs}^{137}$  из воды.

Проф. Л. В. Сенда (Политехнический институт, Ворстер) доложил о методах кристаллизации цеолитов и их применении. Добавление небольших количеств природных морденита и шабазита используется в процессе осушения кислых газов клиноптилолита — для поглощения радиоактивных отходов, морденита — для извлечения  $\text{SO}_2$  при некоторых промышленных процессах. Докладчик проиллюстрировал результаты синтеза филлипсита и анальцима из риолитовых стекол под воздействием растворов морской воды. Он подчеркнул важность изучения специфики цеолитов, формирующихся в разных геологических обстановках, и сравнения их с синтетическими цеолитами, полученными в условиях, близких к природным.

На вопросах синтеза бариевых аналогов клиноптилолита останавливался также доктор Д. В. Хоукис.

О получении синтетического бериллиевого аналога анальцима сообщили доктор С. Уеда и проф. М. Коизуми (университет Осака).

В течение семинара был проведен ряд экскурсий с осмотром месторождений цеолитов центральных районов севера Японии.

На завершающей сессии была намечена программа очередного семинара по цеолитам, который предполагается провести в 1973—1974 гг.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,  
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,  
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,  
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),  
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,  
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,  
O. I. LUNEVA, B. M. MICHALOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,  
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),  
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

---

Сдано в набор 2/IV-1973 г. Т-04894. Подписано к печати 1/VI-1973 г. Тираж 1420 экз.  
Зак. 5442. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 5. Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,5.

---

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

## ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

### Готовится к печати книга:

**Холодов В. Н. ОСАДОЧНЫЙ РУДОГЕНЕЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВАНАДИЯ. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 251. 27 л. 3 р.**

В книге описаны концентрации ванадия, связанные с углеродисто-кремнистыми отложениями и пластовыми фосфоритами в древних толщах Тянь-Шаня. Обоснована новая гипотеза этих полезных ископаемых. Охарактеризованы минералогия, геохимия, морфология рудных тел и эпигенетическая зональность урано-ванадиевого оруденения в нефтеносных карбонатных породах и предложен возможный механизм образования рудных скоплений. Разобраны принципы типизации редкометальных месторождений в осадочных породах, затронуты проблемы генезиса железных руд, бокситов, углей, черных сланцев, волконскоитов, асфальтитовых залежей и нефтей. Описаны глобальные закономерности размещения ванадиевых месторождений в литосфере и их эволюция в истории Земли.

Книга рассчитана на геологов-рудников, геохимиков, литологов, геологов-нефтяников и минералогов.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117463 МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

#### АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 32005 Днепродзержинск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91; Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»