

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1970

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1936 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 6, 1970 г.
НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Д. Бакри, С. А. Клинг, Ф. Т. Мангейм, М. К. Хорн. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря	3
В. А. Броневои, Б. М. Михайлов. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. I. Растворы окислов и гидроксидов алюминия	8
И. И. Волков, В. С. Соколов. Германий в железо-марганцевых конкрециях современных осадков	24
Ф. А. Макаренко, В. П. Зверев. Подземный химический сток на территории СССР	30
Ю. А. Лаврушин. Опыт выделения фаций и субфаций в донной морене материкового оледенения	38
Г. А. Каледа, Е. А. Калистова. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы	50
Л. М. Бирнина. Сульфатный и доломитовый метасоматоз в палеозойских отложениях Центральной части Русской платформы	63
М. П. Фивег. О метасоматической концепции Л. М. Бирниной	74
Я. Я. Яржемский. О вулканогенно-метасоматическом происхождении галогенных пород	78
Б. М. Валяев. Оценка влияния изолированности бассейна на соленакопление (по результатам расчетов водно-солевого баланса)	83
В. Н. Холодов. О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород	91

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Н. А. Созинов, Г. А. Чаплинская. О фосфатности позднекембрийских отложений Кокчетавского массива (Северный Казахстан)	103
А. В. Ильин. О находке фосфоритов в юго-восточной части Восточного Саяна	109
Г. И. Бушинский, С. И. Шуменко. Уточненное определение цеолита из меловых отложений Брянска	111
В. С. Салихов, Ю. П. Безродных. Меденосные дельтовые отложения бассейна р. Малая Лена (Западное Прибайкалье)	114

МЕТОДИКА

П. В. Зарницкий. К методике определения форм нахождения малых элементов в диагенетических карбонатных образованиях и вмещающих их породах	119
---	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

В. Ф. Петрунь, Л. С. Белокрыс. По поводу статьи М. Г. Барковской «Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном»	126
М. Г. Барковская. К проблеме неогенового вулканизма в Крыму и Северном Причерноморье	132

ХРОНИКА

С. А. Кашик, Р. Г. Матухин. Пятое совещание Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР	138
Р. Г. Матухин. Первые пять лет работы Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР	143
Авторский указатель. Содержание журнала за 1970 год	14

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 6, 1970
NOVEMBER — DECEMBER

CONTENTS

D. Bukry, S. A. Kling, F. T. Manheim, M. K. Horn. The geological significance of coccoliths in the fine-grained carbonate bands of postglacial Black Sea sediments	3
V. A. Bronovoi, B. M. Mikhailov. To the geochemistry of aluminium in the zone of hypergenesis. I. Solutions of aluminium oxides and hydroxides	8
I. I. Volkov, V. S. Sokolov. Germanium in iron-manganese concretions of recent sediments	24
F. A. Makarenko, V. P. Zverev. Underground chemical run-off on the territory of the USSR	30
Yu. A. Lavrushin. The experience of distinguishing facies and subfacies in bottom moraines of a continental glaciation	38
G. A. Kaleda, E. A. Kalistova. Recrystallization of Paleozoic carbonate rocks on the Russian platform	50
L. M. Birina. Sulfate and dolomitic metasomatism in Paleozoic deposits in the central part of the Russian platform	63
M. P. Fiv'eg. On L. M. Birina's metasomatic concept	74
Ya. Ya. Yarzhemsky. On the volcano-metasomatic origin of halogen rocks	78
B. M. Valiaev. Estimate of the basin isolation effect on salt accumulation	83
V. N. Kholodov. On the terms used in the study of secondary changes in sedimentary rocks	91

SHORT NOTES

N. A. Sozinov, G. A. Chaplinskaiia. On the phosphate content in Late Precambrian deposits of Kokchetav massif (Northern Kazakhstan)	103
A. V. Iliin. On the find of phosphorites in the south-eastern part of Eastern Sayany	109
G. I. Bushinsky, S. I. Shumenko. Detailed zeolite determination from Cretaceous deposits of Briansk area	111
V. S. Salikhov, Yu. P. Bezrodnykh. Cupreous deltaic deposits of Malaia Lena river basin (Western Baikal area)	114

METHODS OF RESEARCH

P. V. Zaritzky. On the methods of determining the mode of occurrence of minor elements in diagnostic carbonate deposits and their enclosing rocks	119
---	-----

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

V. F. Petrun, L. S. Belokry's. To the problem of Neogene volcanism in the Northern Black Sea area	126
M. G. Barkovskaiia. To the problem of Neogene volcanism in the Crimea and the Northern Black Sea area (Fifth Conference of the Siberian Division of the Commission on Sedimentary Rocks with the Department of geological, geographical and geochemical sciences of the Academy of Sciences of the USSR)	132

CHRONICLE

S. A. Kashik, R. G. Matukhin. Lithology, geochemistry, paleogeography and sedimentary minerals of the Siberian platform	138
R. G. Matukhin. The first five years in the work of the Siberian Section of the Commission on Sedimentary rocks of the Division on Geology, Geophysics and Geochemistry of the USSR Academy of Sciences	143
Author's index. Contents of the magazine for 1970	146

УДК 26.262.5.79

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КОККОЛИТОВ
В ТОНКОЗЕРНИСТЫХ КАРБОНАТНЫХ СЛОЯХ
ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ**

Д. БАКРИ, С. А. КЛИНГ, Ф. Т. МАНГЕЙМ, М. К. ХОРН

Кокколиты слагают основную массу тонких карбонатных осадков Черного моря. Происхождение этих осадков в глубоких частях Черного моря объясняют по-разному; однако сведения о деталях формирования карбонатов весьма скудны. Мы изучили тонкодисперсные карбонаты в образцах из колонок, полученных во время рейса экспедиционного судна «Атлантис II-49» (Океанографический институт, Вудс Хол, штат Массачусетс) в Черном море в апреле — мае 1969 г. Изучение светлоокрашенных и более темных слоев с помощью сканирующей электронной микроскопии и оптических исследований показывает, что кокколиты голоцена бесспорно доминируют в светлых слоях, тогда как в более темных прослоях существенным компонентом является примесь меловых и эоценовых кокколитов.

ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Н. И. Андрусов (1890) впервые описал микрофлору и фауну Черного моря по образцам, взятым в районе зондирования первой экспедиции «Черноморца» в 1890 г. Заслуживающим внимание фактом, подтвержденным дальнейшими исследованиями, было то, что в тонкозернистых глубоководных карбонатных илах скелеты карбонатных организмов встречались очень редко. Н. И. Андрусов отмечал случайные находки фораминифер, остракод, спикул губок и «эмбриональных форм пелелипод» в глубоководных осадках, тогда как в прибрежных илах «эмбрионы» встречались не часто.

По предложению Н. И. Андрусова Дж. Меррей, известный по экспедиции «Челленджера», изучил образцы, собранные «Черноморцем». Неоднократно наблюдая белую «аморфную» карбонатную фазу, Дж. Меррей (Miggaу, 1900) предполагал, что неорганическое осаждение «аморфного» карбоната кальция было вызвано главным образом условиями, которые созданы в результате биохимических процессов (восстановление сульфата). Он, кроме того, упоминал о тонкокристаллических карбонатах в осадке, взятом на одной из станций на континентальном склоне, севернее г. Самсун (Турция): «...тонкие слои или просто линии белого, мелоподобного порошкового вещества (белые слои и комочки)... состоят из кристаллического карбоната кальция в форме мельчайших продолговатых зерен с максимальным диаметром примерно 0,01 мм».

Хотя Н. И. Андрусов и Дж. Меррей проводили свои исследования раньше Х. Ломана (Lohmann, 1902), систематизировавшего данные о кокколитофоридеях, они, тем не менее, по-видимому, уже тогда были зна-

комы с этими организмами. Колонки, взятые гравитационными трубками во время экспедиции Н. М. Книповича в 1920 г., содержали относительно ненарушенные осадки, в которых можно было исследовать их первичные структуры и стратификацию. А. Д. Архангельский (1927), А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1932, 1938) в своих монументальных работах по осадкам Черного моря описали серию петрографических и химических исследований тонких карбонатных слоев и их взаимоотношения с другими типами осадков. Эти ученые четко указали на разный генезис раковинного детрита прибрежного района (переносимого до некоторой степени в более глубокие воды течением и оползанием) и тонкозернистого карбоната. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов подчеркнули характерную микрослоистость тонкозернистого карбоната, его типичную агрегатно-комковатую текстуру и особое поведение при высыхании; это позволило предположить одинаковый генезис порошкообразного карбоната независимо от того, присутствует ли он в виде небольшой примеси в мелководных раковинных илах или составляет массу осадка на больших площадях глубоководной застойной зоны. Они высказали предположение, что тонкий кальцит с содержанием $<1\%$ (Страхов, 1951) образовался в результате процессов метаболизма (обмена веществ) сульфатредуцирующими или денитрифицирующими бактериями и соответствует тому, что называется «дрюитом» (термин, применяемый для тонкозернистого, возможно, бактериогенного карбоната на Багамской отмели). А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов также вкратце упоминали о кокколитах, наблюдаемых в микроскопических препаратах, однако считали, что они были принесены из прибрежных зон и, очевидно, не были связаны с дрюитом.

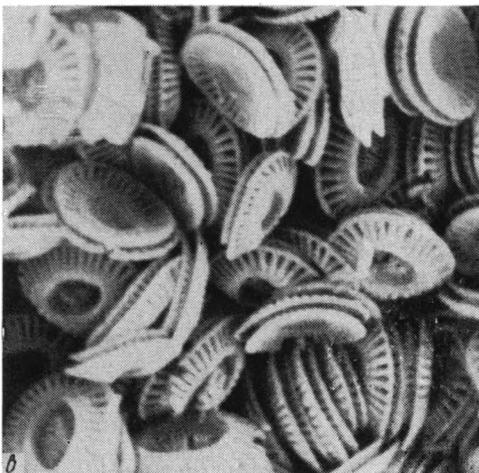
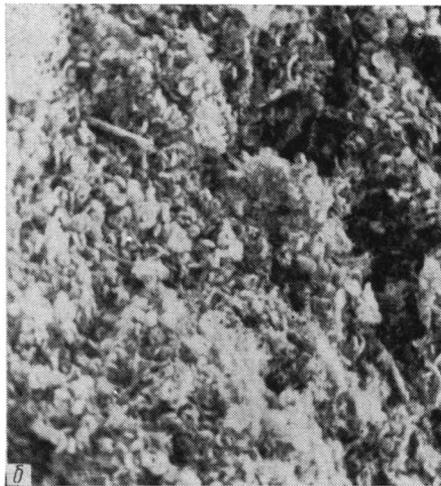
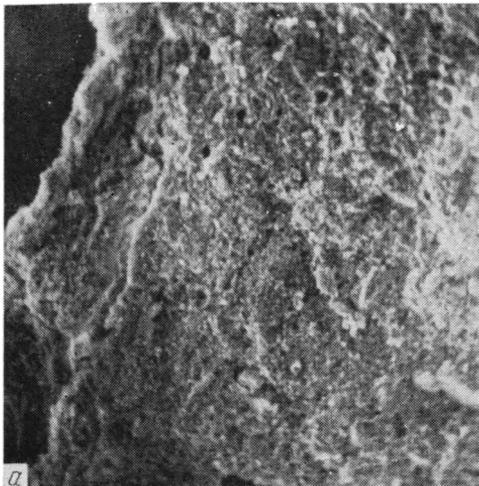
Пересматривая вопрос о тонкозернистых карбонатах, Н. М. Страхов (1947) пришел к заключению, что наличие огромных количеств дрюита нельзя объяснить осаждением CaCO_3 бактериями; он полагал, что тонкозернистый карбонат был, вероятно, коллидальным неорганическим осадком, выпавшим в результате перенасыщения воды. По Н. М. Страхову и др. (1954), в осадочном балансе карбонатов Черного моря около 50% химического (неорганического), 15—20 обломочного, 17 биогенного, менее 13% возможно бактериального происхождения.

НАХОДКИ ЖИВУЩИХ КОККОЛИТОФОРИД В ЧЕРНОМ МОРЕ

П. И. Усачев (1947) первым описал развитие кокколитофорид в Черном море. Но только Н. В. Морозова-Водяницкая (1948, 1954) и другие сотрудники Севастопольской биологической станции (Морозова-Водяницкая, Белогорская, 1957; Белогорская, 1959; Михайлова, 1964; Ланская, 1965) составили подробные списки флоры, включающие кокколитофориды, и описали их развитие в водах Черного моря. Были установлены 23 вида и 8 семейств, которым противопоставлены 75 видов, известных в Адриатическом море (Schiller, 1925). Наиболее известный из живущих видов кокколитов — *Emiliana huxleyi* (syn. *Pontosphaera huxleyi*, *Coccolithum huxleyi*), популяции которого достигают свыше 1 млн. клеток на 1 л (290 мг/м^3) (Морозова-Водяницкая, Белогорская, 1957). Хотя этот вид встречается почти везде в Черном море, максимальные его популяции обнаружены в прибрежной зоне, особенно в области Центрального и Западного Крыма и в Севастопольской бухте.

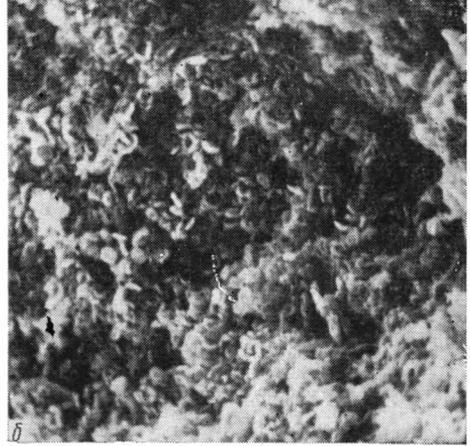
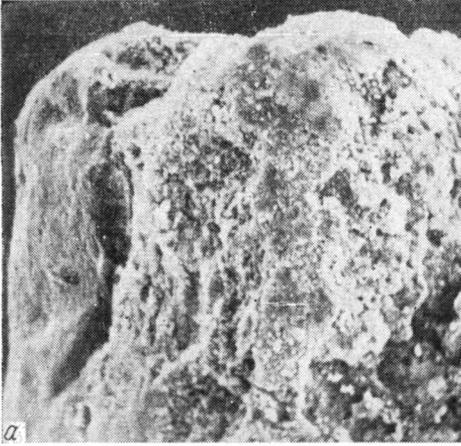
КОККОЛИТЫ В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Наши исследования проводились на поршневых и гравитационных колонках и дночерпательных образцах, взятых на станциях 1484, 1443, 1474, 1445 и 1461 (фиг. 1, таблица) «Атлантис II—49». Микрофотографии слоев белых карбонатов были изготовлены с помощью сканирующего



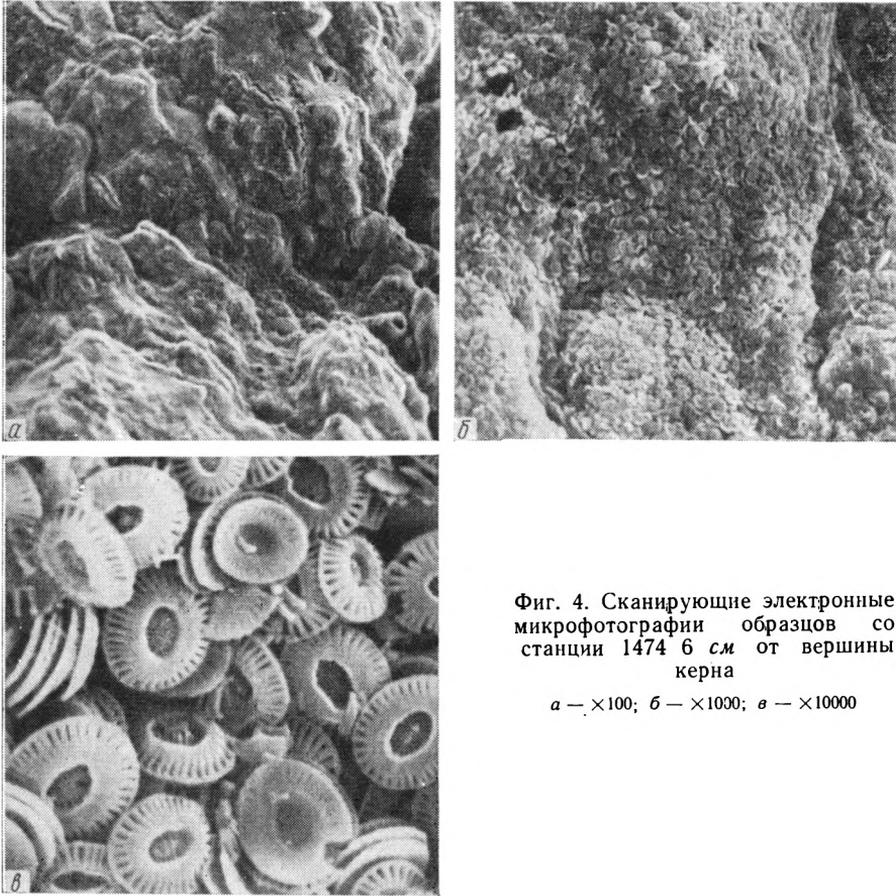
Фиг. 2. Сканирующие электронные микрофотографии образцов со станции 1484 47—50 см от вершины керна

Глубины от вершины относятся только к вершине керна, а не к действительной вершине осадка, поскольку некоторое количество материала из самых верхних частей обычно теряется в процессе получения колонки
a — $\times 100$; *b* — $\times 1000$; *в* — $\times 10000$



Фиг. 3. Сканирующие электронные
микрофотографии образцов со
станции 1443 6 см от вершины
керна

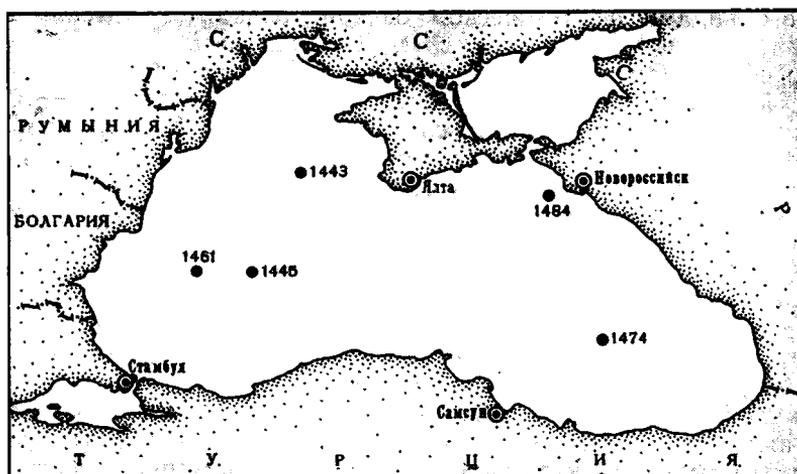
$a - \times 100$; $b - \times 1000$; $v - \times 10000$



Фиг. 4. Сканирующие электронные микрофотографии образцов со станции 1474 6 см от вершины керна

a — $\times 100$; *b* — $\times 1000$; *v* — $\times 10000$

электронного микроскопа модели JSM — II Японской электронной оптической лаборатории. Для этого брали кусочки осадков, примерно 1—2 см в диаметре, высушивали в течение ночи и покрывали сплавом золота с палладием. Исследовали поперечные разрезы слоистых образцов. На фигурах, 2, 3, 4 при $\times 100$ показан тонкослойный характер карбонат-



Фиг. 1. Карта расположения станций, на которых были изучены тонкослойные карбонатные слои

ных слоев (частично утративших эти свойства в процессе высушивания); однако такое увеличение не позволяет выявить органогенный характер отдельных кокколитовых пластиночек (около 2—3 мк в диаметре). Пластиночки отчетливо видны только при $\times 500$. Мы вначале опасались, не смешивали ли частично ранние авторы пластинки кокколитов

Список станций и их глубина

Станция	Местоположение (предварительное)	Глубина, м
1484 К	44°42,1' с. ш., 36°53,6' в. д.	340
1443 Р, G	44°35,2' с. ш., 31°55,3' в. д.	1057
1474 Р	42°23,0' с. ш., 37°36,6' в. д.	2214
1474 К	42°23,3' с. ш., 37°36,2' в. д.	2117
1461 Р	43°02,6' с. ш., 29°52,7' в. д.	1788
1445 Р	43°16,0' с. ш., 31°18,0' в. д.	1915

Р — колонки поршневой трубки; К — дочерпательные образцы; G — колонки гравитационной трубки.

с «эмбриональными раковинами моллюсков», однако различия в размерах между этими двумя группами организмов, а также предшествующие данные о малочисленности последних, убедили нас в необоснованности подобных опасений. Более того, мы не видим причин, по которым плавающие личинки пелеципод из обильных прибрежных популяций не могли быть перенесены в глубоководные области, погружаться там и смешиваться с тонкими донными илами.

Преобладающий элемент во всех сложных образцах, которые мы исследовали — кокколит вида *Emiliania huxleyi* (Lohman) Hay and Mohler. Небольшие размеры (2—3 мк) и относительно низкое содержание магнезиального кальция позволяют понять прежние идеи о том, что это — дрицит, или неорганический кальцит, входивший в состав формирующих

ся слоев осадков. *E. huxleyi* появилась в океанах примерно в конце плейстоцена, и вероятно, несколько позднее проникла в Черное море. В наших колонках она встречается не глубже 3 м. Отдельные слои мощностью обычно менее 1 мм обязаны расцвету этого вида. По Л. А. Ланской (1965), скорость деления клетки *E. huxleyi* в Черном море иногда до 4,8 делений в день, тогда как максимальная скорость размножения того же самого вида в Атлантическом океане только 1,2 деления в день (Mjaaland, 1956). Г. К. Пицык (1963) указывал на *E. huxleyi* как на индикатор ее толерантности к пониженной солености, ибо это единственный вид кокколитов, живущий в водах Азовского моря, средняя соленость которого только 11‰, по сравнению с 17—18‰ на поверхности Черного моря. Но в Каспийском море, имеющем примерно такую же соленость, что и Азовское, хотя и несколько иные ионные свойства, *E. huxleyi* не обнаружена. Только небольшие количества других видов кокколитов голоцена, например *Braarudosphaera bigelowi* (Green and Braarud) и *Syracosphaera* sp. были установлены в светлоокрашенных карбонатных слоях.

Появление слоистых карбонатных отложений, по-видимому, совпадает с древнечерноморской стадией в развитии Черного моря (Архангельский, Страхов, 1938), которая началась примерно 8 тыс. лет назад (Виноградов и др., 1962; Ogden, 1970). Ниже этой зоны кокколиты также составляют значительную часть тонкозернистого карбоната, но здесь комплексы этих кокколитов находятся в переотложенном состоянии и представляют смесь верхнемеловых и эоценовых видов. Типичный комплекс в колонке 1443 Р длиной 130 см содержит формы верхнего мела *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Eiffellithus* Bukry, *Micula decussata* Vokahina и эоценовые формы *Chiasmolithus grandis* Bramlette and Riedel, *Cyclococcolithus Formosus* Kamptner, *Reticulofenestra umbilica* Levin.

Таким образом, проведенные исследования показали, что кальцитовые скелетные пластинки золотисто-коричневых планктонных одноклеточных растений — *Coccolithophyceae* составляют значительную часть голоценовых тонкозернистых карбонатных илов в Черном море, локализуясь как в светлых слоях, которые прежде считали дрюитом, так и в более темных прослоях.

Мы благодарим наших коллег, работающих по программе Черного моря, и акад. Н. М. Страхова за помощь, обсуждения и поддержку.

Статья одобрена директором Геологической службы США. Работа № 2412 Океанографического института, Вудс Хол.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Предварительный отчет об участии в Черноморской глубомерной экспедиции 1890 года. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 1890, т. 26 (5).
- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1927, т. 5 (3—4).
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическая история Черного моря. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1932, т. 10 (1).
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Белогорская Е. В. Некоторые данные о распределении и количественном развитии фитопланктона в Черном море. — Тр. Севастоп. биол. ст., 1959, т. 12.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море. — Геохимия, 1962, № 10.
- Ланская Л. А. К биологии *Pontosphaera huxleyi* Lohm. Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М., «Наука», 1965.
- Михайлова Н. Ф. Новый для Черного моря вид кокколитофорид *Calciosolenis granii* var. *cylindrothecaeiformis* Schiller. — Тр. Севастоп. биол. ст., 1964, т. 15.
- Морозова-Водяницкая Н. В. Фитопланктон Черного моря. — Тр. Севастоп. биол. ст., 1948, т. 6.

- Морозова-Водяницкая Н. В. Фитопланктон Черного моря.— Тр. Севастоп. биол. ст., 1954, т. 8.
- Морозова-Водяницкая Н. В., Белогорская С. Е. О значении кокколитофорид, особенно понтосферы, в планктоне Черного моря.— Тр. Севастоп. биол. ст., 1957, т. 9.
- Пицик Г. К. О качественном составе фитопланктона Азовского моря.— Тр. Севастоп. биол. ст., 1963, т. 16.
- Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. М., 1951, вып. 124, серия геол. (№ 45).
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. Н., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Усачев П. И. Общая характеристика фитопланктона морей СССР.— Успехи соврем. биол., 1947, т. 23.
- Lohmann H. Die *Coccolithophoridae*, eine Monographie der Coccolithen bildenen Flagellaten, zugleich ein Beitrag zur Kenntniss des Mittelmeerauftriebs.— Arch. Protistenkunde, v. 1, 1902.
- Mjaland J. Some laboratory experiments on the coccolithophorid *Coccolithus huxleyi*.— Oikos, v. 7, 1956.
- Murray J. On the deposits of the Black Sea. Scott. Geogr. Mag., v. 16, 1900.
- Schiller J. Die planktonischen Vegetationen des Adriatischen Meeres. Die Coccolithophoriden — Vegetation in den Jahren 1911—14.— Arch. Protistenkunde, v. 51, 1925.

Геологическая служба США
 Лаборатория морской геологии
 Ла Джолла, Калифорния, 92037.
 Ситиз сервис ойл компани,
 Тенесси, Оклахома, 74150.
 Геологическая служба США,
 Океанографический институт,
 Вудс Хол, Массачусетс, 02543.

Дата поступления
 4.XI.1969

К ГЕОХИМИИ АЛЮМИНИЯ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

I. РАСТВОРЫ ОКИСЛОВ И ГИДРООКИСЛОВ АЛЮМИНИЯ

В. А. БРОНЕВОЙ, Б. М. МИХАЙЛОВ

На основании теоретических расчетов и анализа экспериментального материала рассматриваются вопросы растворимости и состава растворов окислов и гидроокислов Al в широком диапазоне значений pH при $p=1$ атм и $t=0-100^\circ\text{C}$. Полученные данные позволяют принципиально по-новому оценить потенциальную подвижность Al в зоне гипергенеза и выявить некоторые новые закономерности в его поведении, представляющие интерес для понимания процессов бокситообразования.

Al — один из главнейших петрогенных элементов осадочных горных пород, принимающий активное участие в самых различных процессах зоны гипергенеза, в том числе и процессах образования рудных концентраций этого элемента — бокситов.

Непрерывно возрастающая потребность в Al стимулирует расширение поисково-разведочных работ на бокситы и показывает необходимость научно обоснованной прогнозной оценки этих руд на все более крупных территориях.

Опыт работы по составлению легенды к карте прогнозов на бокситы СССР, проводимой в самое последнее время группой ведущих специалистов по бокситам из различных геологических учреждений страны, показал, что основная трудность таких работ прежде всего связана с весьма слабой разработанностью вопросов генезиса бокситов и, что еще хуже, почти полным отсутствием объективной и проверенной информации о поведении Al в процессах бокситообразования.

В связи с этим большое значение для проблемы бокситообразования может иметь изучение геохимии Al в условиях земной поверхности, а также выяснение причин возникновения закономерностей, установленных в поведении этого элемента.

Отсутствие достаточной информации об Al в природных водах и весьма небольшой объем лабораторных работ по определению свойств Al в растворах в диапазоне температур, давлений, концентраций элементов и физико-химических параметров, свойственных зоне гипергенеза, заставило сначала попытаться оценить поведение Al в интересующих системах теоретически с помощью простейших физико-химических расчетов. Полученные в результате этой работы выводы частично проверены по тем экспериментальным исследованиям и материалам гидрохимических наблюдений, которые удалось найти в опубликованной литературе.

Теоретические расчеты. Растворимость и состав растворов при нормальных условиях. Основные окисные и гидроокисные соединения Al в условиях зоны гипергенеза — корунд ($\alpha=\text{Al}_2\text{O}_3$), бемит ($\gamma=\text{AlOOH}$), диаспор ($\alpha=\text{AlOOH}$), байерит ($\alpha=\text{Al}(\text{OH})_3$), гиббсит

$\gamma = \text{Al}(\text{OH})_3$ и аморфная гидроокись $\text{Al}(\text{Al}(\text{OH})_3)$. Растворенные компоненты системы $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$, для которых известны данные об их стандартной свободной энергии образования (ΔF°), — Al^{3+} , $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, AlO_2^- , H_2AlO_3^- , $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ и молекулярно-дисперсная $\text{Al}(\text{OH})_3$.

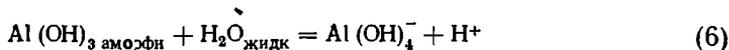
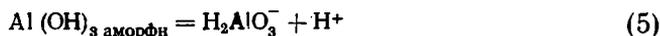
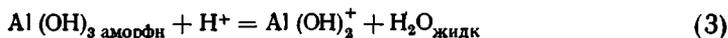
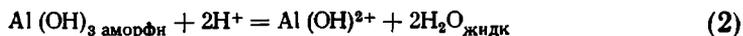
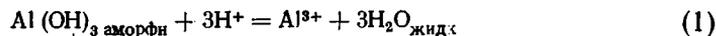
Для всех рассматриваемых окислов и гидроокислов Al, а также ионов Al^{3+} , AlO_2^- , H_2AlO_3^- — значения ΔF° заимствованы из работы Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968) без указания первоисточника; для иона $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ — из работы М. Ропач (Raupach, 1963). Значения ΔF° для ионов $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$ и $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ рассчитаны по материалам Д. Бьеррум (Латимер, 1954) и К. Гайер, Л. Томсон, О. Зайчек (Gayet, Thompson, Zajisek, 1958), а ΔF° молекулярно-дисперсной $\text{Al}(\text{OH})_3$ вычислено по произведению растворимости аморфной гидроокиси Al^1 .

Поскольку растворение окислов и гидроокислов Al не связано с его окислением или восстановлением², влияние окислительно-восстановительного потенциала можно не учитывать. Поэтому анализ равновесия между рассматриваемыми соединениями проведен с помощью диаграмм в координатах pH — активность.

Методика применяемых расчетов описана в работах Р. М. Гаррелса (1962), М. Пурбэ (Pourbaix, 1949, 1963), Р. М. Гаррелса, Ч. Л. Крайста (1968) и др.

Для иллюстрации характера и последовательности операций приведем более или менее подробный расчет равновесных соотношений между аморфной $\text{Al}(\text{OH})_3$ и раствором, содержащим ионы Al^{3+} , $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, AlO_2^- , H_2AlO_3^- , $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, а также молекулярно-дисперсную $\text{Al}(\text{OH})_3$. Для остальных рассматриваемых соединений приведены лишь окончательные результаты.

Взаимодействия между $\text{Al}(\text{OH})_3$ и водой можно представить в виде следующего ряда уравнений реакций:



По формуле $\Delta F_R^\circ = \Delta F^\circ$ (конечных продуктов) — ΔF° (исходных продуктов) (7) находим: $\Delta F_1^\circ = -13,17$ ккал/моль, $\Delta F_2^\circ = -6,98$ ккал/моль, $\Delta F_3^\circ = -0,55$ ккал/моль, $\Delta F_4^\circ = +14,50$ ккал/моль, $\Delta F_5^\circ = +14,50$ ккал/моль, $\Delta F_6^\circ = +14,50$ ккал/моль.

¹ $\Delta F^\circ_{\text{Al}(\text{OH})_2^+} = -165,5$ ккал/моль; $\Delta F^\circ_{(\text{AlOH})_2^+} = -215,1$ ккал/моль; $\Delta F^\circ_{\text{Al}(\text{OH})_3}$ в растворе = $-262,1$ ккал/моль.

² Обстановки, при которых возможно существование в воде металлического Al, не реализуются в зоне гипергенеза. Поэтому реакции между металлическим Al и водой в настоящем сообщении не рассматриваются.

В соответствии с законом действия масс для каждой реакции можно составить следующие выражения констант равновесия:

$$K_1 = \frac{[Al^{3+}] \cdot [H_2O]^3}{[Al(OH)_3] \cdot [H^+]^3}; \quad K_2 = \frac{[Al(OH)^{2+}] \cdot [H_2O]^2}{[Al(OH)_3] \cdot [H^+]^2};$$

$$K_3 = \frac{[Al(OH)_2^+] \cdot [H_2O]}{[Al(OH)_3] \cdot [H^+]}; \quad K_4 = \frac{[AlO_2^-] \cdot [H_2O] \cdot [H^+]}{[Al(OH)_3]};$$

$$K_5 = \frac{[H_2AlO_3^-] \cdot [H^+]}{[Al(OH)_3]}; \quad K_6 = \frac{[Al(OH)_4^-] \cdot [H^+]}{[Al(OH)_3] \cdot [H_2O]}.$$

Поскольку активности $H_2O_{жидк}$ и $Al(OH)_3_{тв}$ в рассматриваемых условиях близки к 1, выражения констант равновесия примут вид:

$$K_1 = \frac{[Al^{3+}]}{[H^+]^3}; \quad K_2 = \frac{[Al(OH)^{2+}]}{[H^+]^2}; \quad K_3 = \frac{[Al(OH)_2^+]}{[H^+]};$$

$$K_4 = [AlO_2^-] \cdot [H^+]; \quad K_5 = [H_2AlO_3^-] \cdot [H^+]; \quad K_6 = [Al(OH)_4^-] \cdot [H^+].$$

Прологарифмировав эти равенства и заменив выражение $-\lg [H^+]$ на pH, получаем:

$$\lg K_1 = \lg [Al^{3+}] + 3pH;$$

$$\lg K_2 = \lg [Al(OH)^{2+}] + 2pH; \quad \lg K_3 = \lg [Al(OH)_2^+] + pH; \quad \lg K_4 = \lg [AlO_2^-] - pH;$$

$$\lg K_5 = \lg [H_2AlO_3^-] - pH; \quad \lg K_6 = \lg [Al(OH)_4^-] - pH.$$

Зная величину ΔF_R^0 для каждой реакции, можно по формуле $\lg K_R = -0,733\Delta F_R^0$ рассчитать значения $\lg K_1$; $\lg K_2$ и т. д.

Подставив эти значения в соответствующие равенства, получим уравнения, связывающие активность рассматриваемых ионов с величиной pH раствора, равновесного с аморфной гидроокисью Al

$$\lg [Al^{3+}] = 9,8 - 3pH \quad (8)$$

$$\lg [Al(OH)^{2+}] = 5,1 - 2pH \quad (9)$$

$$\lg [Al(OH)_2^+] = 0,4 - pH \quad (10)$$

$$\lg [AlO_2^-] = pH - 10,7 \quad (11)$$

$$\lg [H_2AlO_3^-] = pH - 10,7 \quad (12)$$

$$\lg [Al(OH)_4^-] = pH - 10,7 \quad (13)$$

Аналогичным образом можно рассчитать уравнения, связывающие активности рассматриваемых ионов с величиной pH растворов, равновесных с другими гидроокислами Al. Реакции, для которых были проведены эти вычисления, и полученные уравнения приведены в табл. 1 и нанесены на диаграмму активность — pH (фиг. 1).

Как показывают уравнения (11 — 13), активность трех рассматриваемых отрицательно заряженных ионов Al в растворе, равновесном с аморфной гидроокисью Al, при равных pH одинакова. Объяснение этому можно видеть в том, что ионы $H_2AlO_3^-$ и $Al(OH)_4^-$ с формальных позиций представляют собой в различной степени гидратированный ион AlO_2^- и могут быть запи-

саны в виде $AlO_2 \cdot (H_2O)^-$; $AlO_2^-(H_2O)_2^-$. ΔF^0 этих ионов отличаются от $\Delta F^0_{AlO_2}$ на величину, кратную значению $\Delta F^0_{H_2O}$. Естественно, при расчетах реакций (5 и 6) должны получаться результаты, идентичные тому, который получен при расчете реакции (4). В связи с этим при анализе растворимости остальных гидроокислов Al привлекается лишь один отрицательный ион AlO_2^- .

Рассмотрим теперь вопрос о роли недиссоциированной $Al(OH)_3$ в водном растворе.

Сначала определим $\Delta F^0_{Al(OH)_3}$ в растворе, воспользовавшись уравнением $Al(OH)_3 \text{ аморфн} = Al(OH)_3 \text{ в растворе}$

$$K = \frac{[Al(OH)_3 \text{ в растворе}]}{[Al(OH)_3 \text{ аморфн}]} = [Al(OH)_3 \text{ в растворе}].$$

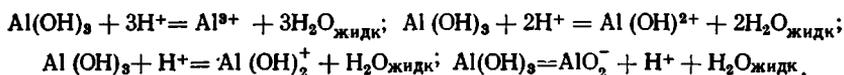
Произведение растворимости (S_p) аморфной гидроокиси алюминия в воде при $t = 25^\circ$ и $p = 1 \text{ атм}$ равно $5,1 \cdot 10^{-38}$. Отсюда равновесная концентрация $(S)Al(OH)_3$ в растворе при этих условиях $S = \sqrt[4]{S_p/27} = 3,74 \cdot 10^{-8} \text{ моль/л}$. Следовательно, $K = 3,74 \cdot 10^{-8}$; $\Delta F^0_R = 9,82 \text{ моль/л}$; $\Delta F^0_{Al(OH)_3 \text{ в растворе}} = -262,1 \text{ ккал/моль}$.

Таблица 1

Реакции и уравнения, отражающие соотношение активностей ионов с окислами и гидроокислами Al (14—17—корунд, 18—21—бемит, 22—25—диаспор, 26—29—байерит, 30—33—гибсит)

№ п.п.	Реакции	Уравнения
14	$Al_2O_3 \text{ крист} + 6H^+ = 2Al^{3+} + 3H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al^{3+}] = 8,54 - 3 \text{ pH}$
15	$Al_2O_3 \text{ крист} + 4H^+ = 2Al(OH)^{2+} + H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al(OH)^{2+}] = 4,00 - 2 \text{ pH}$
16	$Al_2O_3 \text{ крист} + 2H^+ + H_2O_{\text{жидк}} = 2Al(OH)_2^+$	$lg[Al(OH)_2^+] = 0,70 - \text{pH}$
17	$Al_2O_3 \text{ крист} + H_2O_{\text{жидк}} = 2AlO_2^- + 2H^+$	$lg[AlO_2^-] = \text{pH} - 11,75$
18	$Al_2O_3 \cdot H_2O_{\text{крист}} + 6H^+ = 2Al^{3+} + 4H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al^{3+}] = 8,35 - 3 \text{ pH}$
19	$Al_2O_3 \cdot H_2O_{\text{крист}} + 4H^+ = 2Al(OH)^{2+} + 2H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al(OH)^{2+}] = 3,40 - 2 \text{ pH}$
20	$Al_2O_3 \cdot H_2O_{\text{крист}} + 2H^+ = 2Al(OH)_2^+$	$lg[Al(OH)_2^+] = 1,20 - \text{pH}$
21	$Al_2O_3 \cdot H_2O_{\text{крист}} = 2AlO_2^- + 2H^+$	$lg[AlO_2^-] = \text{pH} - 12,35$
22	$Al_2O_3 \cdot H_2O_{\text{крист}} + 6H^+ = 2Al^{3+} + 4H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al^{3+}] = 7,94 - 3 \text{ pH}$
23	$Al_2O_3 \cdot H_2O_{\text{крист}} + 4H^+ = 2Al(OH)^{2+} + 2H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al(OH)^{2+}] = 3,44 - 2 \text{ pH}$
24	$Al_2O_3 \cdot H_2O_{\text{крист}} + 2H^+ = 2Al(OH)_2^+$	$lg[Al(OH)_2^+] = -1,28 - \text{pH}$
25	$Al_2O_3 \cdot H_2O_{\text{крист}} = 2AlO_2^- + 2H^+$	$lg[AlO_2^-] = \text{pH} - 12,38$
26	$Al_2O_3 \cdot H_2O_{\text{крист}} + 6H^+ = 2Al^{3+} + 6H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al^{3+}] = 6,46 - 3 \text{ pH}$
27	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O_{\text{крист}} + 4H^+ = 2Al(OH)^{2+} + 4H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al(OH)^{2+}] = 1,89 - 2 \text{ pH}$
28	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O_{\text{крист}} + 2H^+ = 2Al(OH)_2^+ + 2H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al(OH)_2^+] = -2,76 - \text{pH}$
29	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O_{\text{крист}} = 2AlO_2^- + 2H_2O_{\text{жидк}} + 2H^+$	$lg[AlO_2^-] = \text{pH} - 13,82$
30	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O_{\text{крист}} + 6H^+ = 2Al^{3+} + 6H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al^{3+}] + 5,7 - 3 \text{ pH}$
31	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O_{\text{крист}} + 4H^+ = 2Al(OH)^{2+} + 4H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al(OH)^{2+}] = 1,2 - 2 \text{ pH}$
32	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O_{\text{крист}} + 2H^+ = 2Al(OH)_2^+ + 2H_2O_{\text{жидк}}$	$lg[Al(OH)_2^+] = -3,5 - \text{pH}$
33	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O_{\text{крист}} = 2AlO_2^- + 2H_2O_{\text{жидк}} + 2H^+$	$lg[AlO_2^-] = \text{pH} - 14,6$

Роль недиссоциированной $\text{Al}(\text{OH})_3$ в водном растворе по отношению к ионам Al можно определить, исходя из реакций:



Вычислив ΔF_R^0 и $\lg K$ каждой реакции, получаем уравнения

$$\begin{aligned} \lg \frac{[\text{Al}(\text{OH})_3]}{[\text{Al}^{3+}]} &= 3\text{pH} - 16,9; \quad \lg \frac{[\text{Al}(\text{OH})_3]}{[\text{Al}(\text{OH})_2^+]} = 2\text{pH} - 12,3 \\ \lg \frac{[\text{Al}(\text{OH})_3]}{[\text{Al}(\text{OH})_2^+]} &= \text{pH} - 7,6; \quad \lg \frac{[\text{Al}(\text{OH})_3]}{[\text{AlO}_2^-]} = 3,5 - \text{pH} \end{aligned}$$

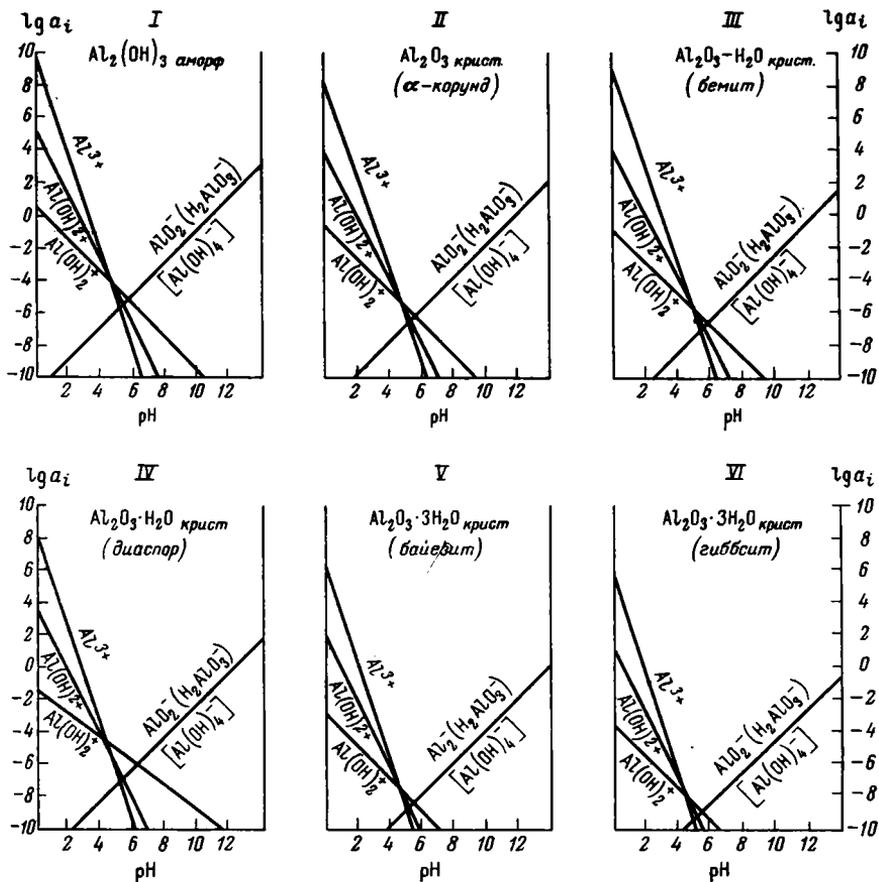
Используя их, можно определить величину pH при любом произвольно выбранном соотношении активностей реагирующих веществ. Результаты расчетов сведены в табл. 2.

Таблица 2

Значение pH в растворе аморфной гидроокиси Al при стандартных условиях

Реагирующие вещества	Величина отношений активностей							
	10	2	1	0,5	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}
$\frac{[\text{Al}(\text{OH})_3]}{[\text{Al}^{3+}]}$	6,0	5,7	5,6	5,4	5,3	5,0	4,6	4,3
$\frac{[\text{Al}(\text{OH})_3]}{[\text{Al}(\text{OH})_2^+]}$	6,6	6,3	6,2	5,8	5,6	5,2	4,6	4,2
$\frac{[\text{Al}(\text{OH})_3]}{[\text{Al}(\text{OH})_2^+]}$	8,6	7,9	7,6	6,9	6,6	5,6	4,6	3,6
$\frac{[\text{Al}(\text{OH})_3]}{[\text{AlO}_2^-]}$	2,5	3,2	3,5	4,2	4,5	5,5	6,5	7,5

Жирной линией на этой таблице отмечена область значений pH , при которой те или иные ионы Al доминируют или играют существенную роль в растворе (см. фиг. 1). Как видим, соответствующая этим pH концентрация молекулярно-дисперсной $\text{Al}(\text{OH})_3$ в растворе не поднимается выше 0,01—0,001 по отношению к концентрации доминирующего иона. Однако это положение справедливо лишь для тех соединений, минимальная величина равновесной ионной растворимости которых более чем в 10^3 раз выше равновесной концентрации молекулярно-дисперсной $\text{Al}(\text{OH})_3$ в растворе. В тех же случаях, когда это условие не выдерживается, т. е. величина ионной растворимости соединения не столь велика, роль молекулярно-дисперсной $\text{Al}(\text{OH})_3$ в растворе значительно усиливается в связи с гидролизом ионов Al и образованием молекулярно-дисперсной $\text{Al}(\text{OH})_3$. Поэтому, определяя роль $\text{Al}(\text{OH})_3$ в растворе, необходимо провести расчеты для каждого рассматриваемого соединения отдельно. По величинам равновесной ионной растворимости каждого из них (см. фиг. 1) и равновесной концентрации $\text{Al}(\text{OH})_3$ в растворе составлена табл. 3, в которой показаны относительные количества молекулярно-дисперсной $\text{Al}(\text{OH})_3$ в растворе по отношению к концентрации доминирующего иона или группы ионов в зависимости от pH . Нулями в этой таблице обозначены активности $\text{Al}(\text{OH})_3$ в растворе, которые более чем в 10^3 ниже активности доминирующего иона (или группы ионов), а единица означает, что в растворе данного соединения доминирует молекулярно-дисперсная $\text{Al}(\text{OH})_3$.



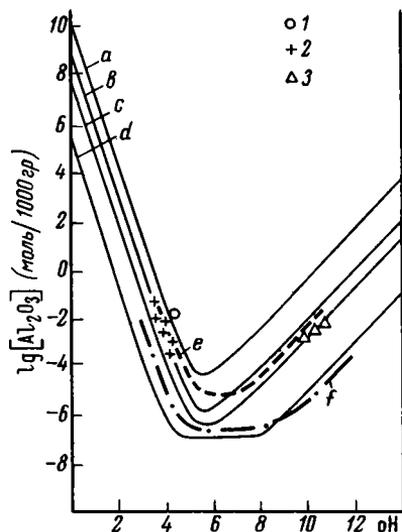
Фиг. 1. Диаграммы активность — pH водных растворов некоторых окислов и гидроокислов Al при стандартных условиях ($t=25,15^{\circ}$; $p=1$ атм)

Итак, роль молекулярно-дисперсной $Al(OH)_3$ в растворах различных соединений существенно различна. В то время как при растворении аморфной гидроокиси Al активность $Al(OH)_3$ в растворах не превышает 0,001 (причем достигает этой величины лишь при $pH=5-6$) суммарной активности ионов, при растворении гибсита $Al(OH)_3$ в растворе абсолютно доминирует (при $pH=5-7$) или играет существенную роль ($pH=4-9$). Область pH, в пределах которой активность $Al(OH)_3$ в растворах рассматриваемых окислов и гидроокислов Al не опускается ниже 0,01 суммарной ионной активности, выделена на табл. 3 жирной линией.

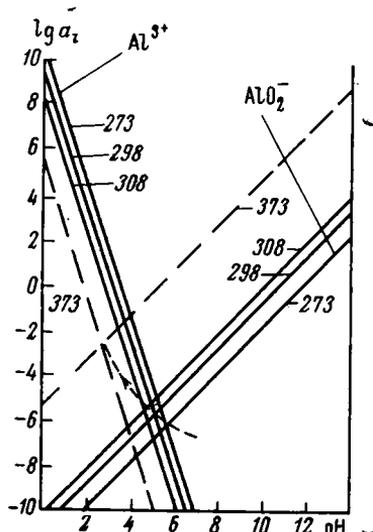
Таблица 3

Соотношение активности молекулярно-дисперсной суммы активностей ионов Al в растворах окислов и гидроокислов Al при стандартных условиях

Растворяющееся вещество	pH														
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$Al(OH)_3$ аморфн	0	0	0	0	0	10^{-3}	10^{-3}	0	0	0	0	0	0	0	0
$\alpha-Al_2O_3$ крист	0	0	0	0	0	10^{-3}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-3}	0	0	0	0	0	0
$Al_2O_3 \cdot H_2O$ крист	0	0	0	0	10^{-3}	0,5	0,5	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	0	0	0	0	0
$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ крист	0	0	0	10^{-3}	0,5	1	1	1	0,8	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	0	0	0



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Суммарная диаграмма растворимости некоторых окислов и гидроокислов Al при $t=25,15^\circ$ и $p=1$ атм

a — аморфная $Al(OH)_3$, *b* — α -корунд, *c* — бемит (и диаспор), *d* — гиббсит (и байерит), *e* — экспериментальная кривая (Magistd, 1925), *f* — экспериментальная кривая (Gayer, Thompson, Zajicek, 1958); 1—3 — экспериментальные данные: 1 — (Britton, 1925), 2 — (Heyrovsky, 1920), 3 — (Kolthoff, 1920)

Фиг. 3. Диаграмма изменения растворимости и состава раствора аморфной гидроокиси Al в диапазоне температур $0-100^\circ$

Суммарная диаграмма растворимости аморфной гидроокиси Al, α -корунда, бемита и гиббсита с учетом равновесных концентраций всех рассмотренных ионов и молекулярно-дисперсной $Al(OH)_3$ приведена на фиг. 2. Кривые растворимости диаспора и байерита очень близки к соответствующим кривым бемита и гиббсита. Поэтому на данной фигуре они не показаны.

Как следует из этой диаграммы, растворимость различных окислов и гидроокислов Al существенно различна. Наиболее растворима при нормальных условиях $Al(OH)_3$ аморфн. наименее растворим гиббсит. Разница в растворимости этих соединений достигает почти пяти порядков. Корунд и бемит по растворимости занимают промежуточное положение, причем корунд несколько более растворим, чем бемит.

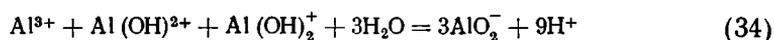
Об абсолютных величинах растворимости приходится судить осторожнее, поскольку для их расчета использованы значения активностей. Как известно, термодинамическая концентрация (активность — a_i) в общем случае в той или иной мере отличается от истинной — моляльной концентрации (m_i). Для введения поправок необходимо предварительно рассчитать коэффициент активности (γ_i) и уже после этого по формуле $a_i = \gamma_i \cdot m_i$ можно определить моляльную концентрацию. Расчет коэффициента активности иона Al^{3+} по формуле Дебая-Гюккеля в зависимости от ионной силы раствора показал, что $\gamma_i \approx 1$ (0,8—0,9) при значениях активности Al^{3+} не выше 10^{-1} . При больших величинах концентрации разница между ионной силой и активностью резко возрастает.

Поэтому о величине абсолютной растворимости рассмотренных соединений можно судить только в ограниченном диапазоне pH, когда активность доминирующего иона или группы ионов не превышает 10^{-1} . Аналогичные цифры для Fe получены Р. М. Гаррелсом (1962).

Коэффициент активности в общем случае ≤ 1 , и только в сильно концентрированных растворах может быть > 1 . Поэтому при теоретическом

расчете растворимости в целом можно судить лишь о минимальной растворимости соединений. Однако природные воды являются сильно разбавленными растворами, поэтому можно принять активность ионов Al равной моляльности, считая, что $\gamma_i \approx 1$ в определенном диапазоне рН.

Изменение растворимости и состава растворов в диапазоне температур 0—100°. Судя по диаграмме, активность — рН (см. фиг. 1), изоэлектрическая точка системы Al(OH)₃ заморфн — H₂O жидк при нормальных условиях соответствует примерно значениям рН=5,2—5,6. Более точно положение этой точки можно определить из уравнения реакции:



$$K_{34} = \frac{[\text{AlO}_2^-]^3 \cdot [\text{H}^+]^9}{[\text{Al}^{3+}] \cdot [\text{Al}(\text{OH})^{2+}] \cdot [\text{Al}(\text{OH})_2^+] \cdot [\text{H}_2\text{O}]^9}$$

Отсюда:

$$\lg \frac{[\text{AlO}_2^-]}{[\text{Al}^{3+}] \cdot [\text{Al}(\text{OH})^{2+}] \cdot [\text{Al}(\text{OH})_2^+]} = 9\text{pH} - 47,13 \quad (35)$$

отношение

$$\frac{[\text{AlO}_2^-]}{[\text{Al}^{3+}] + [\text{Al}(\text{OH})^{2+}] + [\text{Al}(\text{OH})_2^+]} = 1 \quad \text{при pH}=5,3.$$

Иными словами, при рН=5,3 произведения активностей положительно и отрицательно заряженных ионов Al в водном растворе, равновесном с Al(OH)₃ заморфн, при нормальных условиях равны. Поскольку в реакцию (35) не входят растворяющиеся соединения, можно сделать и более широкий вывод о том, что независимо от того, какое соединение Al растворяется, знак заряда преобладающих в растворе ионов Al и положение изоэлектрической точки контролируются (при стандартных условиях) только величиной рН. Этот вывод подтверждается сходством диаграмм (см. фиг. 1), построенных для различных соединений в соответствии с уравнениями табл. 1.

Уравнение (35) показывает, что значение рН изоэлектрической точки реакции (34) зависит только от величины lgK этой реакции. В свою очередь, lg K в условиях зоны гипергенеза зависит главным образом от температуры. Эту зависимость можно выразить следующим образом:

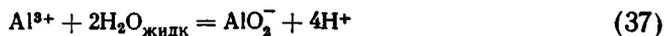
$$\lg K_R = \frac{\Delta F_R}{4,57 \cdot 10^{-3} \cdot T}, \quad \text{где } \Delta F_R = \Delta H_R - T \cdot \Delta S_R.$$

Отсюда

$$\lg K_R = - \frac{\Delta H_R - T \cdot \Delta S_R}{4,57 \cdot 10^{-3} \cdot T} \quad (36)$$

Пользуясь уравнением (36), можно в первом приближении количественно оценить изменение положения изоэлектрической точки относительно рН при колебаниях температуры. В связи с тем, что в условиях гипергенеза диапазон колебаний температуры невелик (0—50°, реже до 100°), ΔH_R и ΔS_R принимаются постоянными и равными стандартным значениям этих величин.

Наличие значений ΔH° и S° только для ионов Al³⁺ и AlO₂⁻ вынуждает упростить реакцию (34), которая примет вид



$$\lg \frac{[\text{AlO}_2^-]}{[\text{Al}^{3+}]} = 4\text{pH} - \lg K_{37}$$

Определив значения $\lg K_{37}$ по уравнению (36) для $t=0; 25; 35^\circ$, можно вычислить значения pH изоэлектрической точки при этих условиях (табл. 4).

Для того чтобы определить степень ошибки, возникающей при определении pH изоэлектрической точки

Таблица 4

Измерение pH изоэлектрической точки раствора аморфной гидроокиси Al при изменении температуры

T	lg K ₃₇	pH	
		вычисленное	исправленное
273	-21,2	5,4	6,2
298	-18,0	4,5	5,3
308	-15,8	3,9	4,7

в результате всех упомянутых выше упрощений, можно вычислить $\lg K$ реакции (37) для $t=25^\circ$ тем же методом, что и реакции (34), а затем по $\lg K$ определить pH. Соответствующим образом, уточнив значение pH изоэлектрической точки при $t=0$ и 35° , получаем значения, соответственно равные 6,2 и 4,7 (см. табл. 4)³.

Изменение температуры в системе $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ оказывает влияние

не только на положение изоэлектрической точки, но и на растворимость окислов и гидроокислов Al.

Этот вопрос можно разобрать на примере реакций (1) и (4), для всех членов которых известны ΔH° и S° .

Проведя соответствующие расчеты по формуле (36) аналогично тому, как это было сделано для реакции (37), получаем значения $\lg K_1$ и $\lg K_4$ для 0; 25 и 35° (табл. 5).

Определив $\lg K_R$ при разных температурах, нетрудно составить соответствующие им уравнения и нанести их на диаграмму (фиг. 3). Эта диаграмма и данные табл. 5 позволяют сделать несколько интересных выводов, справедливых и для других соединений Al.

Таблица 5

Изменение ионной растворимости аморфной гидроокиси Al при изменении температуры

Реакции	T	lg K		Уравнения
		вычисленное	исправленное	
(4)	273	+11,1	+11,1	$\lg[\text{Al}^{3+}] = 11,1 - 3 \text{ pH}$
	298	+9,8	+9,8	$\lg[\text{Al}^{3+}] = 9,8 - 3 \text{ pH}$
	308	+8,9	+8,9	$\lg[\text{Al}^{3+}] = 8,9 - 3 \text{ pH}$
(7)	273	-9,0	-11,9	$\lg[\text{AlO}_2^-] = \text{pH} - 11,9$
	298	-7,8	-10,7	$\lg[\text{AlO}_2^-] = \text{pH} - 10,7$
	308	-7,3	-10,2	$\lg[\text{AlO}_2^-] = \text{pH} - 10,2$

1. С увеличением температуры изоэлектрическая точка системы $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ сдвигается в более кислую область. Величина смещения на 1° не остается постоянной с возрастанием температуры, а постепенно и во все большей степени уменьшается.

2. С увеличением температуры суммарная равновесная концентрация Al в изоэлектрической точке резко возрастает, причем скорость изменения концентрации с изменением t на 1° при более высокой темпера-

³ Аналогичным образом устанавливается зависимость положения изоэлектрической точки от температуры и для растворов, равновесных с другими соединениями Al системы $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$.

туре резко выше, чем при более низкой. В диапазоне температур 0—35° она равна в среднем 0,0171 моль/град, а в интервале 35—100° — 0,0441 моль/град.

3. С увеличением температуры при постоянных рН уменьшается равновесная концентрация положительно заряженных ионов и увеличивается концентрация алюминат-ионов, т. е. в сильноокислых растворах (в кислой области по отношению к изоэлектрической точке) с возрастанием температуры растворимость окислов и гидроокислов Al уменьшается, а в щелочных и субнейтральных — возрастает.

Экспериментальные исследования. Просмотр опубликованных работ по экспериментальному изучению интересующих нас систем показал, что эти системы в чистом виде при низкой температуре (0—100°) и нормальном давлении исследованы крайне слабо. Значительная часть экспериментов выполнена в начале века, когда отсутствовали или применялись ограниченно точные химические, физико-химические и физические методы количественного анализа и идентификации компонентов изучаемой системы. Это обстоятельство зачастую приводило к получению искаженных или неверно интерпретируемых результатов. Большинство же современных экспериментов проводилось с естественными объектами (породами и минералами), содержащими большое количество разнообразных примесей, влияние которых на растворимость Al без специальных исследований учесть невозможно.

Наиболее широко среди советских исследователей известна посвященная этому вопросу статья О. Мэджистеда (Magistad⁴, 1925). Ссылки на К. В. Корренса (Correns, 1940), Д. Бардоши (Bardossy, 1959) и А. П. Виноградова (1957), обнаруженные нами в работах Ф. В. Чухрова (1955), Ж. П. Лажуани, М. Бонифа (1964), Ф. Н. Лоугнэна (1964), У. Д. Келлера (1963), Д. Бардоши (Bardossy, 1959) и др., видимо, основаны на недоразумении. При проверке этих ссылок по соответствующим статьям выяснилось, что источник материалов один — работа О. Мэджистеда.

Обычно считается, что кривая растворимости, полученная О. Мэджистедом, относится к аморфной гидроокиси Al. Сравнение этой кривой с кривыми, рассчитанными теоретически (см. фиг. 2), показывает, что экспериментальная кривая занимает некоторое среднее положение между кривыми равновесной растворимости аморфной гидроокиси Al и бемита. Объяснение этого можно видеть в указании О. Мэджистеда на то, что аморфная гидроокись Al некоторое время до опыта выдерживалась при комнатной температуре. Это позволяет предполагать частичную стабилизацию геля с образованием смеси различных плохо окристаллизованных гидроокислов Al. В таком случае кривая растворимости должна отражать некоторый суммарный эффект, что, видимо, и наблюдается на фиг. 2. Почти постоянная растворимость вещества, исследованного О. Мэджистедом, в диапазоне рН \cong 5—8, вероятно, объясняется низкой чувствительностью применявшихся методов анализа раствора на Al, которые не позволяли получить точные значения растворимости при содержании Al₂O₃ менее 1 мг/л.

Данные И. М. Колтоффа (Kolthoff, 1920) и И. Геровски (Heyrovsky, 1920_{1, 2}) рассматривались В. М. Латимером (1954) как результат растворимости аморфной гидроокиси Al в интервалах рН раствора 9,5—10,5 и 3,2—4,2. Однако на фиг. 2, по данным расчетов, значения растворимости, полученные И. Колтоффом и И. Геровски, почти точно совпадают с кривой растворимости бемита. Поскольку у обоих авторов имеются указания на некоторый интервал времени, отделяющий эксперимент от мо-

⁴ В большинстве работ фамилия Magistad не совсем верно пишется в русской транскрипции — Магистад вместо Мэджистед, на что еще в 1956 г. указал Н. И. Антипов-Каратаев.

мента получения геля $Al(OH)_3$, объяснение расхождения экспериментальных и теоретических данных может быть аналогично тому, которое дано выше при обсуждении кривой О. Мэджистеда. Подтверждением этого может служить работа Х. Бриттона (Britton, 1925), проводившего эксперименты со свежесажженной гидроокисью Al при $pH=4,2$. Полученный им результат точно совпадает со значением растворимости аморфной $Al(OH)_3$, рассчитанной теоретически (см. фиг. 2).

Исследование К. Гейера, Л. Томпсона и О. Зайчека (Gayer, Thompson, Zejicek, 1958), выполненное на вполне современном уровне, могло бы дать весьма интересные результаты. Однако методы подготовки материала к растворению и некоторая небрежность в его характеристике значительно снижают значение этой работы. Дело в том, что до экспериментов с растворением авторы подвергли гель $Al(OH)_3$ сушке при 50° в течение двух дней, а затем прокалили его при 500° . Полученный кристаллический продукт по п. п. авторы отнесли к тригидрату, но отсутствие указаний на условия рентгенографического изучения этого вещества не позволяет безусловно согласиться с ними, несмотря на то, что экспериментаторы приводят значения для трех главнейших линий рентгенограммы (4,62; 4,27; 2,20 Å). Не исключена возможность, что в данном случае получено одно из синтетических производных глинозема. Значения растворимости этого вещества близки к теоретической кривой растворимости гиббсита (см. фиг. 2).

Таким образом, можно констатировать, что результаты экспериментальных исследований растворимости гидроокислей алюминия качественно хорошо согласуются с теоретическими расчетами, хотя количественные показатели в большинстве случаев формально значительно отклоняются друг от друга. Для объективной проверки причин этого расхождения необходимо проведение более тщательных экспериментов с точной диагностикой растворяющейся фазы до и после эксперимента.

Еще меньше сведений в опубликованной литературе о составе растворов, равновесных с гидроокислами Al , хотя проявление ими амфотерных свойств отмечалось неоднократно.

В работах Д. Крюгера, Л. Арстронга, И. Н. Антипова-Каратаева и Г. М. Кадер (1956, 1958), К. В. Корренса (1964) и др. имеются указания на то, что в опытах с выщелачиванием алюмосиликатов в электродиализаторах Al обнаруживается как в католитной, так и анолитной жидкостях. Причем, по данным К. В. Корренса (1964), количество Al в анолитной жидкости резко уменьшается с понижением pH раствора от 10 до 6,2. Еще более определенно по этому поводу высказался Д. Крюгер, пришедший к выводу, что в щелочной среде Al почти полностью выносятся в анолит (как анион), в кислой — в католит (как катион), а в среде близкой к нейтральной ($pH=7$) частично выносятся в анолит, частично в католит. Материалы И. Н. Антипова-Каратаева в рассматриваемом аспекте менее представительны, так как сам автор допускает возможность искажения результатов в связи с ненаправленной автодиффузией ионов, возникающей при выключении электродиализаторов на ночь (около 10—15 час. ежесуточно).

Эти данные безусловно свидетельствуют о наличии в растворах двух противоположно заряженных типов ионов Al . Однако рассчитать по имеющимся материалам соотношение положительно и отрицательно заряженных ионов для конкретных pH невозможно, так как для этого необходимы точные значения концентрации Al и водородного иона в некоторые моменты времени. В упомянутых выше работах приводятся только суммарные значения за весь эксперимент или часть эксперимента.

Интересные данные были получены в 1962 г. А. Гербийоном и М. Гастюш (1962), показавшими, что при диализе свежевывапавшего гелия

гидроокиси Al в целлюлозном мешке рН раствора стремился полностью стабилизироваться при значениях 5,2—5,4, независимо от исходного значения концентрации водородных ионов. Эти цифры совпадают со значением рН изоэлектрической точки системы $Al_2O_3 \cdot H_2O$, вычисленной теоретически ($pH=5,3$).

Аналогичные данные получены при изучении коррозии Al. По данным Ж. Петрай (Patrie, 1949, 1952), Р. Харт (Hart, 1957), М. Пурбэ (Pourbaix, 1949, 1963) и др., минимальное растворение окисленного Al наблюдается при рН раствора, равном 5—6.

В 1967 г. была опубликована большая работа Д. Хем и К. Робертсон (Hem, Roberson, 1967), в которой на экспериментальном материале рассматриваются вопросы образования, состава и устойчивости комплексных соединений Al.

В числе многих весьма интересных выводов эти авторы отметили, что при $pH < 5$ в растворе количественно абсолютно доминируют катионы, а при $pH = 7,5—9,5$ — алюминат-ионы.

Катионы Al^{3+} , $Al(OH)^{2+}$, $Al(OH)_2^+$ описаны в работах Р. Скофилда и А. Тейлора (Schofield, Taylor, 1954), К. Фринка и М. Пиич (Frink, Peech, 1963), М. Ропач (Roupach, 1963), Л. Силлена и А. Мартелла (Sillén, Martell, 1964), К. Гайера, Л. Томпсона, О. Зайчека (Gajer, Thompson, Zajcek, 1958), а анионы AlO_2^- , $H_2AlO_3^-$, $Al(OH)_4^-$ в статьях Э. Делтомб и М. Пурбэ (Deltombe, Pourbaix, 1955), З. Сзабо, Л. Ксани, М. Кавай (Szabo, Csanyi, Kawai, 1955), М. Ропач (Roupach, 1963) и др.

Некоторые авторы при обработке экспериментальных материалов пришли к выводу о существовании наряду с мономерными ионами димерных и полимерных ионов Al самого разнообразного состава (Fauc-herre, 1954; Sillén, 1954_{1,2}, 1959; Brosset, 1952; Ruff, Tyree, 1958; Hsu, Bates, 1954; Fripiat, Cauwelaert, Bosmans, 1965; и др.). Однако роль этих соединений в растворах Al определена еще недостаточно. Некоторые исследователи считают, например, что соединения этого типа являются промежуточными образованиями от растворимых форм к осадку состава $Al(OH)_3$ аморфн (Frink, Peech, 1963; и др.).

В настоящей работе полимерные модификации ионов Al не рассматривались в связи с трудностями и большими ошибками, возникающими при определении их термодинамических констант.

Использование материалов гидрохимических наблюдений для оценки растворимости и состава растворов Al в чистом виде почти невозможно в связи с наличием в природных водах значительного количества различных компонентов (Si, Na, K, Ca, Mg и т. д.), влияние которых на растворимость Al в настоящее время трудно учитывать.

Некоторые выводы. По существующим представлениям, Al — один из наименее подвижных элементов в зоне гипергенеза. В связи с этим можно было бы ожидать, что природные воды (кроме метеорных) представляют собой растворы, насыщенные йли почти насыщенные Al.

К существенно иному заключению можно прийти, сравнивая наблюдаемые в природных водах концентрации растворенного глинозема с рассчитанной величиной суммарной равновесной растворимости⁵ различных алюминий содержащих минералов при разных значениях рН раствора.

Зависимость величины равновесной концентрации Al (в миллиграммах Al_2O_3 на 1 л раствора) от величины рН иллюстрируется табл. 6. Как следует из этой таблицы, величина равновесной концентрации Al зави-

⁵ Как уже было отмечено, расчеты растворимости соединений, изложенные выше, позволяют получить значения, так называемой, минимальной растворимости (Гаррелс, 1954), отличающиеся в общем случае от истинной растворимости на величину, кратную коэффициенту активности. В связи с этим здесь и ниже под концентрацией Al, вычисленной теоретически, следует понимать минимальную равновесную концентрацию.

сит не только от кислотно-основных свойств раствора, но и от вида растворяющегося соединения. В то время как растворимость гиббсита при рН 4—9⁶ не превышает 0,002—0,2 мг/л Al₂O₃, минимальная растворимость аморфной гидроокиси Al не опускается ниже 5—9 мг/л, а при рН < 5 или рН > 6 резко возрастает, достигая сотен и первых тысяч миллиграммов Al₂O₃ в 1 л раствора.

В природных водах количество растворенного глинозема от 0,001—0,1 мг/л до 1—20 мг/л и более. Причем очень большие концентрации

Таблица 6

Рассчитанная равновесная растворимость окислов и гидроокислов Al при стандартных условиях в диапазоне рН 4—9

рН	Al(OH) ₃ —аморфный		Al ₂ O ₃ α-корунд.		Al ₂ O ₃ ·H ₂ O—бемит		Al ₂ O ₃ ·3H ₂ O—гиббсит	
	Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃	
	моль/л	мг/л	моль/л	мг/л	моль/л	мг/л	моль/л	мг/л
4,0	10 ⁻²	1020	10 ^{-3,2}	64	10 ^{-4,2}	7	10 ^{-6,8}	0,02
4,5	10 ^{-3,3}	51	10 ^{-4,6}	3	10 ^{-5,5}	0,4	10 ^{-7,0}	0,003
5,0	10 ^{-4,1}	9	10 ^{-5,5}	0,4	10 ^{-6,4}	0,07	10 ^{-7,6}	0,002
5,3	10 ^{-4,4}	5	10 ^{-5,8}	0,2	10 ^{-6,8}	0,05	10 ^{-7,8}	0,002
6,0	10 ^{-4,3}	6	10 ^{-5,7}	0,2	10 ^{-6,5}	0,06	10 ^{-7,8}	0,002
6,5	10 ^{-3,8}	16	10 ^{-5,3}	0,5	10 ^{-6,2}	0,07	10 ^{-7,8}	0,002
7,0	10 ^{-3,3}	51	10 ^{-4,8}	2	10 ^{-5,7}	0,02	10 ^{-7,6}	0,004
8,0	10 ^{-2,3}	510	10 ^{-3,8}	16	10 ^{-4,7}	2	10 ^{-6,8}	0,02
9,0	10 ^{-1,3}	5100	10 ^{-2,8}	160	10 ^{-3,8}	16	10 ^{-5,8}	0,02

Al₂O₃ (выше 5—10 мг/л) установлены главным образом в водах с достаточно низкими или высокими значениями рН (< 5 или > 8). Исходя из этого и данных табл. 6, можно было бы ожидать в большей части водоемов самопроизвольное осаждение гиббсита и ряда других гидроокислов, по отношению к которым природные воды оказываются перенасыщенными глиноземом в сотни и тысячи раз. Однако такого явления не происходит. В тех же достаточно редких случаях, когда наблюдается осаждение глинозема из природных вод (Теобалд, Лэкин, Хоукинс, 1964; Зеленов, 1960, 1962, 1963; и др.), а также в лабораторных экспериментах, моделирующих природные процессы, первоначально образуется не гиббсит (или другая кристаллическая модификация гидроокиси), а аморфный продукт, отвечающий по составу гидрату окиси Al (Wey, Siffert, 1962; Caillere, Henin, 1962; Колеман, 1964; и др.). Кристаллические минералы окиси и гидроокиси Al формируются позднее, уже при раскристаллизации аморфного осадка.

Таким образом, хотя теоретически раствор, насыщенный относительно аморфного глинозема, резко пересыщен относительно кристаллических форм окиси и гидроокиси Al, осаждение из него кристаллических соединений при нормальных условиях практически не происходит. Это связано, вероятно, с очень небольшой скоростью образования кристаллических модификаций при низкой температуре и давлении. В связи с этим поведение Al в процессах гипергенеза определяется метастабиль-

⁶ Опыт гидрохимических исследований последних лет показал, что диапазон колебаний рН природных вод достаточно велик: от 0,02—1,0 до 12,0—13,4. Однако если исключить из рассмотрения такие специфические обстановки, как термальные источники, рудничные воды и эвапориты, пределы колебаний рН вод в зоне гипергенеза значительно сужаются и их можно ограничить значениями рН 4—9 (Беккинг, Каплан, Мур, 1969; и др.).

ным равновесием этого элемента в растворах с аморфным гидратом окиси Al, а не стабильным равновесием с его кристаллическими формами⁷.

Сравнение величин растворимости аморфной гидроокиси Al с концентрациями Al₂O₃ в природных водах показывает, что последние почти повсеместно в той или иной степени недосыщены по отношению к этому соединению. Наиболее близки к насыщению (вероятно, иногда даже пересыщены) воды холодных субарктических климатических зон.

Воды умеренного, субтропического и особенно тропического гумидного климата в той или иной степени недосыщены глиноземом по отношению к аморфной гидроокиси Al, причем в наиболее жарких областях степень недосыщенности особенно велика — в десятки, сотни, тысячи раз и более (в зависимости от величины pH).

В связи с этим, подавляющее большинство природных вод можно считать потенциально агрессивными растворами по отношению к минеральным соединениям, содержащим Al.

Весьма интересным и своеобразным исключением в этом отношении следует считать океанические воды. Судя по последним исследованиям (Sackett, Arrhenius, 1962; и др.), средняя концентрация Al₂O₃ в водах мирового океана 0,002—0,003 мг/л, что почти точно соответствует рассчитанной равновесной растворимости гиббсита при pH=6,5—7,5 и t=15—25° равной 0,002—0,004 мг/л, т. е. в океанических водах Al в растворе находится не в метастабильном, а в стабильном равновесии с растворяющейся твердой фазой. Этот вывод хорошо согласуется с гипотезой о стационарности химических потенциалов и концентраций главных элементов в водах мирового океана, высказанной недавно М. М. Ермолаевым (1966).

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
24.XII.1969

ЛИТЕРАТУРА

- Антипов-Каратаев И. Н., Кадер Г. М. К вопросу о генезисе глинистых минералов при выветривании первичных минералов (экспериментальные исследования).— Тр. Почв. ин-та АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1956, № 51.
- Антипов-Каратаев И. Н., Кадер Г. М. Опыт экспериментального изучения процессов гидролиза первичных минералов и образование вторичных глинистых минералов. Тр. 5-го совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Беккинг Л., Каплан Н., Мур Д. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.— В сб.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах (в связи с вопросом о генезисе бокситов). Изд. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4.
- Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы равновесия. М., «Мир», 1968.
- Гербийон А., Гастюш М. К. Синтез и генезис гидраргиллита.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 3.
- Зеленов К. К. Гидротермы активных вулканов Курильской гряды как источник накопления железа и алюминия в морских бассейнах.— В сб.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг.— Сов. геология, 1963, № 3.
- Ермолаев М. М. Вычисление значений свободных энергий некоторых гипергенных минералов на основе предположения о стационарности химических потенциалов и концентраций главных элементов в водах Мирового океана.— В сб.: Кора выветривания, вып. 7. М., «Наука», 1966.

⁷ Аналогичные данные были получены (Кравскорф, 1963; Siever, 1957, 1962; и др.) для Si, поведение которого в зоне гипергенеза определяется метастабильным равновесием с аморфным кремнеземом. По отношению к кварцу и другим кристаллическим модификациям кремнезема большинство природных вод резко пересыщено.

- Келлер У. Д. Основы химического выветривания.— В сб.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Колеман Н. Т. Разложение глини и судьба алюминия.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Корренс К. В. Опыты по разложению силикатов и некоторые вопросы химического выветривания.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования.— В сб.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Лажуани Ж. П., Бонифа М. Долериты бассейна реки Конкуре и их латеритизация (Гвинея, Западная Африка).— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Латимер В. М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Лоугэн Ф. К. Некоторые вопросы выветривания силикатных минералов.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Теобалд П. К., Лэкин Х. У., Хоукинс Д. Б. Осаждение алюминия, железа и марганца в месте слияния ручья Дир-Крик с рекой Спейи в округе Саммит, Колорадо.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Bardossy G. The geochemistry of Hungarian bauxites. Parts 3—4.— *Acta Geol. Acad. sci. hung.*; t. 6, 1—47, fasc 1—2, 1959.
- Britton H. T. S. Electrometric studies of the precipitation of hydroxides. Part II: The precipitation of hydroxides of zinc, chromium, beryllium, aluminium, bivalent tin and zirconium by use of the hydrogen electrode and their alleged amphoteric nature.— *J. Chem. Soc.*, 1925, p. 2120—2141.
- Brosset C. On the reactions of aluminium ion with water.— *Acta chem. scand.*, v. 6, p. 910—940, 1952.
- Caillere S., Henin S. Vues d'ensemble sur le probleme de la synthese des mineraux phylliteux a basse temperature. In *Colloques Intern., CNPS, No. 105, Genese et synthese des argiles, Paris, 1962.*
- Correns C. W. Die chemische Verwitterung der silikate.— *Naturwissenschaften*, H. 24, 369—376, 1940.
- Deltombe E., Pourbaix M. Comportement electrochimique de l'aluminium. Diagramme d'equilibres tension — pH du systeme Al—H₂O a 25° C. Rapport technique RT. 42 du Cebelcor, 1955.
- Faucherre J. On the constitution of basis metallic ions.— *Soc. Chim. France Bull.*, v. 253, No. 57, 1954.
- Frink C. R., Peech M. Hydrolysis of the aluminium iron in dilute aqueous solutions.— *Inorganic Chemistry*, v. 2, 1963.
- Fripiat J. J., Cauwelaert F. and Bosmans H. Structure of aluminium cations in aqueous solutions.— *J. Chemistry*, v. 69, 1965.
- Gayer K. H., Thompson L. C., Zajicek O. T. The solubility of aluminum hydroxide in acidic and basic media at 25° C.— *Canad. J. Chem.*, v. 36, No. 9, 1958.
- Hart R. K. The formation of films on aluminium immersed in water.— *Trans. Faraday Soc.*, 53, No. 7, 1957.
- Hem J. D., Roberson C. E. Form and stability of Aluminium Hydroxide Complexes in Dilute Solution. Chemistry of aluminium in natural water. Geolog. survey water-supply paper 1927-A, 1967.
- Heyrovsky I. The electroaffinity of aluminium. Part I: The ionisation and hydrolysis of aluminium chloride.— *J. Chem. Soc.*, v. 117, 1920.
- Heyrovsky I. The electroaffinity of aluminium. Part. II: The aluminium electrode.— *J. Chem. Soc.*, v. 117, 1920₂.
- Hsu P. H., Bates T. F. Formation of X-ray amorphous and crystalline aluminium hydroxides.— *Mineral. Mag.*, v. 33, 1964.
- Kolthoff I. M. Die azidemetrische Bestimmung schwerer Metalle in ihren Salzen.— *Z. anorg. allgem. Chem.*, Bd. 112, No. 3—4, 1920.
- Magistad O. C. The aluminium content of the soil solution and its relation to soil reaction and plant growth.— *Soil Sci.*, v. 20, No. 3, 1925.
- Patrie J. Le mecanisme de l'oxydation electrolytique et la formation des couches d'oxyde d'alumine.— *Rev. Aluminium*, No. 161, 1949.
- Patrie J. Contribution a l'etude des phenomenes de passivation de l'aluminium immerge en milieu nitrique. These Grenoble, 1952.
- Pourbaix M. Thermodynamics of dilute aqueous solutions. Paris, 1949.
- Pourbaix M. Atlas d'equilibres electrochimiques. Paris, 1963.
- Ruff I. K., Tyree S. Y. Light-scattering studies on aqueous aluminum nitrate solutions.— *Chem. Soc. J.*, v. 28, 1958.
- Sackett W., Arrhenius G. Distribution of aluminum species in the hydrosphere. I, Aluminum in the Ocean.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 26, 1962.
- Schofield R. K., Taylor A. W. The hydrolysis of aluminum salt solutions.— *Chem. soc. J.*, 1954.

- Siever R. The silica budget in the sedimentary cycle.— *Amer. Mineralogist*, v. 42, 1957, No. 11—12.
- Siever R. Silica solubility, 0°—200° C, and the diagenesis of siliceous sediments.— *The J. Geol.*, v. 70, No. 2, 1962.
- Sillen L. G. On equilibria in systems with polynuclear complex formation; Methods for deducing the composition of the complexes from experimental data — «Core+links» complexes. *Acta chem. scand.*, v. 8, 1954.
- Sillen L. G. On equilibria in systems with polynuclear complex formation. II. Testing simple mechanisms which give «core+links» complexes of composition B (A+B) n. *Acta chem. scand.*, v. 8, 1954₂.
- Sillen L. G. Quantitative studies of hydrolytic equilibria. *Chem. Soc. (London) — Quart. Rev.*, v. 13, No. 2, 1959.
- Sillen L. G., Martell A. E. Stability constants of metal ion complexes.— *Chem. Soc. Spec. Publ.*, v. 17, 1964.
- Szabo Z. G., Csanyi L. G., Kovai M. Determination of the solubility products of metal hydroxide precipitates. I. Reaction of aluminum ions with hydroxide ion.— *Z. analyt. Chem.*, v. 146, p. 401—414 (Lugerman), 1955.
- Wey R., Siffert B. Reactions de la silice monomère leculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . *Genese et synthese des argiles*, Paris, 1962.
-

ГЕРМАНИЙ В ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

И. И. ВОЛКОВ, В. С. СОКОЛОВ

Изучено поведение Ge в процессе образования железо-марганцевых конкреций Черного моря, Индийского и Тихого океанов. Установлено, что содержание Ge в конкрециях во всех случаях ниже, чем во вмещающих осадках и составляет в среднем (в скобках цифры для вмещающих илов) для Черного моря $1,7 (2,2) \cdot 10^{-4}\%$, для Индийского океана $0,9 (1,5) \cdot 10^{-4}\%$, для Тихого океана $0,9 (1,8) \cdot 10^{-4}\%$. Все цифры — в расчете на бескарбонатное вещество осадков. Сделан вывод о тесной генетической связи Ge с глинистой частью современных осадков.

Изученность поведения рассеянных и редких элементов при образовании конкреций очень неравномерна и относительно участия некоторых из них в этом процессе данные или вовсе отсутствуют, или имеют схематический характер. К таким элементам относится, в частности, Ge, геохимии которого в современных осадках посвящено несколько работ (El Wardani, 1958; Burton a. oth., 1959; Turekian, Wedepohl, 1961; Соколов, Пилипчук, 1969). Значительно больше данных по концентрации Ge в железо-марганцевых конкрециях из современных осадков (Страхов и др., 1968), однако определения Ge в конкрециях Черного моря отсутствуют.

Имеющиеся в литературе данные показывают, что Ge не накапливается в железо-марганцевых конкрециях мелководных морских осадков, концентрации его не превышают $1-2 \cdot 10^{-4}$, что близко к содержанию в современных морских отложениях. Результаты определений Ge в океанских марганцевых конкрециях противоречивы. С. А. Эль Вардани (El Wardani, 1958) не обнаружил Ge при анализе четырех образцов конкреций. В то же время Д. Райли и П. Синасени (Riley, Sinhaseni, 1958) в двух образцах конкреций из Тихого океана обнаружили $6 \cdot 10^{-4}\%$ Ge, что втрое превышает среднюю концентрацию в глинистых илах, которая, по данным С. А. Эль Вардани, равна $2 \cdot 10^{-4}\%$. И, наконец, имеются данные по содержанию Ge в кислотной вытяжке из конкреций Тихого океана, — $1,8$ и $3,2 \cdot 10^{-4}\%$ (Burton a. oth., 1959). По приведенным данным составить представление о содержании Ge в океанских конкрециях очень трудно.

Цель настоящей работы — изучение поведения Ge в процессе образования конкреций в Черном море и осадках океана. Материалом послужили образцы железо-марганцевых конкреций и вмещающих илов, полученные на конкреционном поле Черного моря у юго-западного побережья Крыма. Расположение станций и характеристика образцов описана нами ранее (Волков, Севастьянов, 1968). Океанские конкреции — это образцы из Тихого и Индийского океанов, причем вмещающие илы из Тихого океана представлены красными глинами, а из Индийского — высококарбонатными глобигериновыми осадками.

Ge в конкрециях и илах Черного моря

№ стан- ций	Интер- вал, см	Характеристика пробы	Содержание, %				Ge, $\mu\cdot 10^{-4}$ % на бескарбо- натное вещество
			Ge, $\mu\cdot 10^{-4}$	MnO	Fe ₂ O ₃	CaCO ₃	
5	0—0,5	Конкреции	1,6	10,51	31,76	12,7	1,7
		Ил буровато-желтый; покрыт кон- крециями	1,7	0,41	6,55	21,09	2,2
6	2—5	Ил светло-серый	1,9	0,04	4,26	22,31	2,5
		Конкреции	1,5	7,45	37,15	11,1	1,7
7	15—20	Ил серый с черными включениями	1,6	0,03	5,38	19,50	2,0
		Конкреции	1,7	2,95	47,10	8,3	1,9
11	18—22	Ил глинистый желто-бурый	1,6	—	—	—21,37	2,0
		Ил глинистый серый	1,6	—	—	—	—
12	18—20	Конкреции	1,0	12,66	31,44	12,5	1,1
		Ил серый с кремовым оттенком	1,6	0,04	4,98	25,28	2,1
15	3—5	Ил серый с голубоватым оттенком; содержит прослой черного цвета	1,6	0,05	6,13	—	—
		Конкреции	1,3	13,13	29,80	13,9	1,5
16	18—20	Ил серый; содержит примазки и прослой черного цвета	1,8	0,05	6,26	23,82	2,4
		Конкреции	1,6	8,42	42,45	11,6	1,8
23	2—5	Ил серый	1,8	0,05	4,79	—	2,4
		Конкреции	1,5	13,81	33,09	14,8	—
34	0—1	Ил светло-серый с буроватым от- тенком; содержит конкреции	1,6	0,18	5,37	27,62	2,2
		Ил серый с зеленоватым оттенком	1,6	0,06	4,15	26,26	2,2
41	10—15	Конкреции	1,7	6,93	41,94	9,05	1,9
		Ил глинистый желтовато-бурый с коричневым оттенком	1,5	0,13	3,58	24,15	2,0
41	18—24	Ил глинистый серый с зеленоватым оттенком, имеет примеси гидро- троилита	1,8	—	1,11	23,90	2,4
		Конкреции	1,8	1,83	52,27	10,30	2,0
41	2—5	Ил глинистый с зеленоватым оттен- ком	1,6	0,05	4,98	19,07	2,0
		Ил серый; содержит черные при- мазки	1,7	0,05	5,49	16,00	2,0
41	0—1	Конкреции	1,4	18,02	26,08	12,36	1,6
		Ил желтовато-бурый; имеются многочисленные конкреции	1,5	0,53	6,76	—	—
41	18—22	Ил серый с зеленоватым оттенком	1,6	0,07	4,38	—	—
		То же	1,6	0,07	4,23	—	—
Среднее для конкреций			1,5				1,7
Среднее для вмещающих илов			1,65				2,2

Химическое определение Ge в осадках проводилось калориметрически с фенилфлуороном (Назаренко и др., 1958), после кислотного разложения пробы, осаждения Ge с Fe(OH)₃ и отгонки GeCl₄. Из табл. 1 видно, что содержания в конкрециях и вмещающих илах Черного моря очень сходны. Концентрация Ge в конкрециях $1,0—1,8 \cdot 10^{-4}\%$, среднее из 10 определений $1,5 \cdot 10^{-4}\%$. Во вмещающих илах концентрации Ge $1,5—1,9 \cdot 10^{-4}\%$, в среднем $1,65 \cdot 10^{-4}\%$.

Таким образом, при образовании конкреций в осадках Черного моря концентрирование Ge не происходит. Не замечено также и перераспределение Ge по вертикали отложений между восстановленной и окисленной зонами, что характерно для основных элементов, формирующих конкреции — Fe и Mn, а также ряда сопутствующих им малых элементов (Севастьянов, Волков, 1965, 1967). Сравнивая содержание Ge в конкрециях с содержанием Fe и Mn, следует отметить отсутствие какой-либо корреляции между ними.

Таблица 2

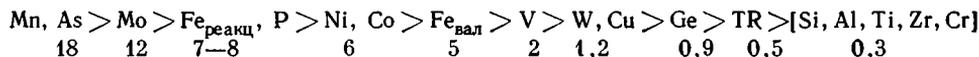
Ge в конкрециях и осадках океанов

№ станций	Характеристика пробы	Ge, $\mu \cdot 10^{-4}$		CaCO ₃ , %
		на натуральное вещество	на бескарбонатное вещество	
Индийский океан				
4878	Конкреции	0,9	0,9	0,53
»	Ил глобигериновый с примесью глинистого	0,7	1,6	56,30
4885	Конкреции	0,9	0,9	0,32
»	Ил глобигериновый	0,2	1,2	82,86
4897	Конкреции	0,8	0,8	0,53
»	Ил глобигериновый с примесью глинистого	0,8	1,7	53,35
4890	Конкреции	1,1	1,1	0,77
4892	»	1,0	1,0	0,32
4902	»	1,0	1,0	0,27
5186	»	0,9	0,9	0,30
Среднее для конкреций		0,9	0,9	
Среднее для вмещающих карбонатных илов		0,6	1,5	
Тихий океан				
5988	Конкреции	0,5	0,5	Сл.
»	Красная глина	1,4	1,4	1,0
6015	Конкреции	1,3	1,3	Сл.
»	Красная глина	2,2	2,2	Сл.
Среднее для конкреций		0,9	0,9	
Среднее для красных глин		1,8	1,8	

Коэффициенты обогащения (отношение концентрации элемента в конкрециях к концентрации во вмещающих илах), вычисленные для Ge, 0,9—1,1, в среднем 0,9.

При пересчете на бескарбонатное вещество (поскольку некоторая разница в содержании CaCO₃ в конкрециях и илах имеется) содержание Ge немного возрастает, но принципиально картина его поведения не меняется. Только средний коэффициент обогащения конкреций Ge уменьшается до 0,8.

Сопоставляя полученные коэффициенты с аналогичными величинами для макро- и микроэлементов конкреций (Волков, Севастьянов, 1968), можно видеть, что в ряду подвижности при формировании конкреций Ge занимает промежуточное положение между группой элементов, связанной с глинистой частью осадков (инертными), и элементами, тяготеющими к рудной части конкреций. Ряд подвижности для черноморских конкреций имеет следующий вид:



Такое же промежуточное положение в ряду подвижности занимают редкие земли (Фомина, Волков, 1969).

Данные по содержанию Ge в железо-марганцевых конкрециях и вмещающих илах океанов приведены в табл. 2. Из таблицы видно, что концентрация Ge в конкрециях Индийского океана, формирующихся из сильно обогащенных биогенным CaCO₃ илов, близка, а в некоторых случаях превышает содержание его во вмещающих осадках. Коэффициент обогащения таких конкреций в среднем 1,5. Содержание Ge во вмещающих глобигериновых илах 0,2—0,8 · 10⁻⁴%, в среднем 0,6 · 10⁻⁴%, и

уменьшается с ростом содержания CaCO_3 . Конкреции содержат сравнительно равные количества Ge, в среднем $0,9 \cdot 10^{-4}\%$. Поскольку скелеты фораминифер не накапливают Ge, а конкреции формируются за счет минеральной части осадков, то для выяснения истинной картины поведения Ge в процессе образования железо-марганцевых конкреций океана результаты анализа пересчитаны на содержание в бескарбонатном веществе осадков. Данные в расчете на бескарбонатное вещество показывают, что содержание Ge в конкрециях ниже, чем в бескарбонатной части осадков, и коэффициент обогащения в этом случае < 1 , в среднем 0,6.

Аналогичные результаты получаются при сравнении содержания Ge в конкрециях и красных глинах Тихого океана, практически лишенных карбонатов. Абсолютные концентрации Ge в красных глинах ($1,8 \cdot 10^{-4}\%$) много выше, чем в карбонатных илах. Однако содержание Ge в конкрециях из красных глин Тихого океана также невелико, в среднем $0,9 \cdot 10^{-4}\%$. Поэтому коэффициент обогащения конкреций Ge в этом случае равен 0,5.

Наши данные показывают малую геохимическую подвижность Ge при образовании железо-марганцевых конкреций Черного моря и океанов. Они полностью совпадают с имеющимися в литературе сведениями о морских и озерных железо-марганцевых конкрециях и осадочных марганцевых рудах (Страхов и др., 1968). Указанные авторы ни в одном случае не обнаружили накопления Ge в конкрециях и осадочных рудах: коэффициенты концентрации относительно вмещающих осадков 0,5—0,7.

Итак, при образовании конкреций океана (и в карбонатных осадках, и в красных глинах) Ge ведет себя одинаково — в конкрециях не накапливается, оставаясь связанным с вмещающими илами. Как и в Черном море, в ряду подвижности элементов при образовании океанских конкреций Ge располагается непосредственно перед Si и Al, содержание которых характеризует поведение глинистого вещества осадков в процессе формирования конкреций. Поскольку во всех случаях коэффициент обогащения для Ge несколько выше, чем для Si и Al (для которых он равен 0,3—0,4), то, видимо, Ge попадает в конкреции в двух различных формах. Часть Ge приходит в конкреции в составе глинистого материала — эта часть элемента инертна и геохимически мало активна. Помимо этого, Ge попадает в конкреции в составе рудообразующих компонентов, связанный, по-видимому с гидроокисью Fe и гидратированной двуокисью Mn — это геохимически подвижная часть Ge.

Гидроокись Fe и гидратированная двуокись Mn при величинах pH морской воды являются прекрасными коллекторами для Ge, существующего в растворе в основном в виде аниона HGeO_3^- (Тананаев, Шпирт, 1967). Извлечение Ge из растворов (в том числе и из морской воды) при величине pH, близкой к нейтральной, с помощью $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\text{MnO}(\text{OH})_2$ изучалось рядом исследователей (Burton, Culkin, Raley, 1959; Тананаев, Шпирт, 1962; Надеждин, Ковалева, 1965; Разенкова, 1967). Следует также напомнить, что гидроокись Fe широко используется в аналитической практике как коллектор для количественного выделения микроколичеств Ge (Сендульская, Шпирт, 1960; Куус, 1961; Решетникова, 1967). Взаимодействие гидроокиси Fe с германат-ионами в растворе носит не только абсорбционный характер; при этом происходит образование труднорастворимых германатов железа.

Таким образом, в морской и океанской воде существуют благоприятные физико-химические условия для извлечения Ge свежееобразовавшимися гидроокисями трехвалентного Fe и четырехвалентного Mn, перевода в осадки в реакционноспособной форме и затем (в диагенезе) в железо-марганцевые конкреции. Однако в железо-марганцевых конкрециях современных осадков Ge не концентрируется. Имеющиеся в литературе данные по геохимии марганцевых и железных руд осадочного генезиса показывают, что Ge в марганцевых рудах не накапливается; содержания

его в осадочных рудах не превышают кларковых содержаний в осадочных породах в целом (Страхов и др., 1968; Седенко и др., 1968). В осадочных железных рудах повышенные концентрации Ge встречаются лишь тогда, когда области сноса Fe были богаты Ge (Григорьев, Момджи, 1966). На основании этого факта указанные авторы не считают накопление Ge характерным для чисто осадочных железных руд.

Отсутствие связи Ge с Fe и Mn в современных морских осадках подтверждается малыми концентрациями его в конкрециях. По-видимому, причиной малой геохимической подвижности Ge является его тесная связь с силикатной, глинистой фазой современных осадков, которую неоднократно отмечали различные исследователи (El Wardani, 1958; Широков, Седенко, 1965; Соколов, Пилипчук, 1969). С. А. Эль Вардани на примере пелагических осадков Тихого океана показал, что Ge генетически связан с глинистыми минералами морского дна, причем его содержание возрастает с уменьшением размерности глинистых частиц. Указанный автор считает, что наиболее высокие концентрации Ge связаны с «гидрогенными» глинистыми минералами пелагических осадков, образовавшимися в морской воде и при своем образовании извлекавшими Ge из морской воды с включением его в решетку алюмосиликатов, где он изоморфно замещает Si. С этим процессом, по мнению С. А. Эль Вардани, связано и низкое содержание Ge в воде океана $5-6 \cdot 10^{-9}\%$. В железо-марганцевые конкреции силикаты, представленные главным образом глинистым веществом осадков, попадают в основном в результате чисто механического захвата глинистых частиц в процессе стягивания рудного вещества и роста конкреций. Содержание силикатов в конкрециях изменяется довольно значительно, но в среднем по сравнению с вмещающими илами, конкреции в 2,5—3 раза ими обеднены (Волков, Севастьянов, 1968). В силу этого конкреции обеднены Ge по сравнению с вмещающими илами.

Доминирующая роль глинистого вещества в поведении Ge в осадочном процессе по сравнению с гидрооксидами Fe и Mn связана, по-видимому, с большей концентрацией глинистых частиц в ходе седиментации (подвижные формы Fe и Mn даже в красных глинах редко составляют больше 5% массы осадка).

В заключение следует обратить внимание на одну интересную закономерность в поведении Fe в марганцеворудном процессе. Если в чисто осадочных марганцевых рудах Ge не концентрируется, то в вулканогенно-осадочных (марганцевых и железных) он является характерным элементом, накапливающимся до концентраций $10-16 \cdot 10^{-4}\%$, что примерно на порядок превышает его кларк в осадочных породах. Еще более высокие концентрации Ge наблюдаются в отложениях современных гидротерм (в среднем $45 \cdot 10^{-4}\%$) (Страхов и др., 1968). Мы обратили внимание на это обстоятельство потому, что проблема источников Fe, Mn и малых элементов в осадках и конкрециях океана до сих пор включает и вулканогенный фактор, а некоторые исследователи считают, что подводная вулканическая деятельность — основной поставщик указанных элементов. Однако данные о распределении Ge в осадках и конкрециях океана не подтверждают мнения о сколь-нибудь ощутимом влиянии современного подводного (и надводного) вулканизма на поступление химических элементов в пелагические осадки и конкреции.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Григорьев В. М., Момджи Г. С. Геология месторождений редких элементов. Вып. 29. В кн.: Редкие элементы в железных рудах. М., «Недра», 1966.

- Куус Х. Я. Исследования соосаждения германия с гидроокисями железа и других металлов.— Ж. аналит. хим., 1961, т. 16, № 2.
- Надеждин Д. С., Ковалева И. Б. Адсорбция германия из раствора на двуокиси марганца.— Цветные металлы, 1965, № 11.
- Назаренко В. А., Лебедева Н. В., Равицкая Р. В. Метод определения германия в рудах, углях и промышленных отходах.— Заводск. лаборатория, 1958, т. 24, № 1.
- Разенкова И. И. О механизме образования германийсодержащих бурых железняков.— Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 4.
- Решетникова Т. М. Концентрирование германия соосаждением с гидроокисью железа при анализе подземных вод.— В сб.: Новые методы анализа химического состава подземных вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1967.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Перераспределение железа и марганца при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в осадках кислородной зоны Черного моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, М., «Наука», 1967, т. 83.
- Седенко С. М., Миронюк Л. М., Савченко В. В. О содержании германия в марганцевых рудах Никопольского бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Сендульская Т. И., Шпирт М. Я. О соосаждении микроколичеств германия с гидроокисью железа.— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
- Соколов В. С., Пилипчук М. Ф. Германий в современных осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 3.
- Страхов Н. М. Типы накоплений марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. Тр. Геол. ин-та АН СССР. М., «Наука», 1968, вып. 185.
- Тананаев И. В., Шпирт М. Я. Сорбция германия из водных растворов его двуокиси на Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO .— Ж. неорг. хим., 1962, т. 8, № 2.
- Тананаев И. В., Шпирт М. Я. Химия германия. М., «Химия», 1967.
- Фомина Л. С., Волков И. И. Редкоземельные элементы в железо-марганцевых конкрециях Черного моря.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 1.
- Широков А. З., Седенко С. М. Германий в основных типах осадочных горных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Burton J. D., Culkin F., Riley J. P. The abundances of gallium and germanium in terrestrial materials.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1959, v. 16, No. 1/3.
- El Wardani S. A. Marine geochemistry of germanium and the origin of Pacific pelagic clay minerals.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, v. 15, No. 3.
- Riley J. P., Sinhaseni P. Chemical composition of three manganese nodules from the Pacific ocean.— J. Marine Res., 1958, v. 17.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, No. 2.

Южное отделение
Института океанологии АН СССР
Геленджик

Дата поступления
21.VII.1969

ПОДЗЕМНЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ СТОК НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Ф. А. МАКАРЕНКО, В. П. ЗВЕРЕВ

Подземный сток — основной механизм миграции химических элементов в земной коре. Рассмотрены особенности изменения подземного химического стока на территории СССР. Показано, что он варьирует в зависимости от возраста складчатости, увеличиваясь от древних к более молодым структурам, интенсивности тектонических движений, рельефа, типа ландшафта и целого ряда других факторов.

Количественная оценка подземного химического стока на территории СССР дана на основании картирования его модуля. Установлено, что общий вынос солей с подземными водами составляет $278,89 \cdot 10^6$ т/год.

Подземным стоком называются процессы постоянного передвижения гравитационных подземных вод, заключенных в горных породах верхней части земной коры, от областей питания к местам дренирования. Одновременно с массами воды мигрируют находящиеся в растворенном состоянии химические элементы, поступающие в подземные воды в результате различных физико-химических и биологических процессов, происходящих в системе горные породы — живое вещество — вода. Эта масса перемещающегося растворенного вещества и определяет собой подземный химический сток.

Первые и, пожалуй, единственные исследования, посвященные изучению этой проблемы — работы Ф. П. Саваренского (1948) и Ф. А. Макаренко (1948, 1961), в которых показано, что основной движущей силой химической денудации и других связанных с ней геологических процессов (выветривание, карст и др.) являются подземные воды.

В последние годы изучение гидросферы Земли достигло весьма значительных успехов. Накоплен огромный фактический материал по химическому составу, расходу водных масс, путям их миграции и другим параметрам атмосферных, поверхностных и подземных вод. Эти данные послужили основой для ряда обобщающих работ (Макаренко, 1948; Виноградов, 1967; Алекин, Бражникова, 1964; «Подземный сток...», 1966; Зверев, 1968; и др.) и для составления карт распределения отдельных параметров природных вод на территории СССР (большинство из них опубликовано в Физико-географическом атласе мира, 1964 г.).

В то же время роль отдельных типов природных вод в развитии геологических процессов не всегда достаточно правильно оценивается. Так, многие исследователи (Clark, 1924; Полдерварт, 1957; Алекин, 1964; и др.) считают основным механизмом химической денудации земной коры поверхностный сток. При этом обычно остается в тени входящий в него собственно подземный химический сток. Изучение его имеет большое значение для многих разделов гидрогеологии, динамической и инженерной геологии, литологии и других отраслей геологии.

Наиболее полное представление о величинах, вариациях в пространстве и особенностях подземного химического стока дает его карто-

вание, методике и результатам которого и посвящена настоящая работа.

Особенности картирования. При составлении карты подземного химического стока был использован его модуль. Модулем подземного химического стока мы называем не всю массу перемещающихся с подземными водами солей, а лишь часть их, выносимую подземными водами из толщи земной коры в единицу времени. В районах, дренируемых реками, мигрирующие вещества в конечном итоге попадают в них и затем выносятся в океан или внутренние водоемы, где и происходит их аккумуляция; в бессточных же районах они накапливаются в приповерхностных условиях, являясь причиной континентального засоления. Таким образом, подземный химический сток для конкретного региона, выделяемого по общности гидрогеологических условий, может быть выражен уравнением:

$$q_{\text{пкс}} = c_{\text{п}} \cdot q_{\text{пс}}, \quad (1)$$

где $q_{\text{пкс}}$ — подземный химический сток в г/сек; $c_{\text{п}}$ — средняя сумма растворенных солей в г/л; $q_{\text{пс}}$ — подземный сток в г/сек. От этого уравнения можно перейти к уравнению модуля подземного химического стока, который является наиболее наглядной и удобной характеристикой при картировании

$$M_{\text{пкс}} = \frac{q_{\text{пкс}}}{S} = c_{\text{п}} \cdot M_{\text{пс}}, \quad (2)$$

где $M_{\text{пкс}}$ — модуль подземного химического стока в г/сек. км²; S — площадь конкретного региона в км²; $M_{\text{пс}}$ — модуль подземного стока в г/сек. км².

Величина модуля подземного стока в наших расчетах дана по карте подземного стока на территории СССР в масштабе 1:5 000 000 (1964).

Для определения средней солёности подземных вод, разгружающихся в местные дрены, была использована установленная Ф. А. Макаренко (1950) закономерность, определяющая, что химический состав многих рек в межень в среднем соответствует составу грунтового и подземного стоков речных бассейнов; Преимущество этого метода состоит в том, что меженный состав рек автоматически суммирует по расходу все составляющие подземного стока как собственно грунтовых, так и разгружающихся вод более глубоких водоносных комплексов.

Обычно при таких расчетах учитывались лишь грунтовые воды. В то же время доля подземных вод нижних гидродинамических зон в химическом стоке, несмотря на ничтожную роль в общем водном стоке, в отдельных случаях может быть весьма велика. Наши исследования, выполненные в 1968 г. на Талыше, показали, что доля разгружающихся высокоминерализованных напорных вод в солевом расходе отдельных небольших рек может достигать 85% и более.

Таким образом, средняя солёность подземных вод каждого бассейна вычислялась как среднее взвешенное меженной солёности малых рек по расходу за период от 3 до 10 лет. Общая минерализация и расходы речных вод брались по данным Гидрологических ежегодников (1936—1966), в которых, начиная с 1936 г., сосредоточено несколько десятков тысяч химических анализов многих поверхностных водотоков. Несколько тысяч анализов, относящихся к межени, использованы в наших расчетах. Предпочтение отдавалось пробам, отобраным в зимнюю межень, когда в средних и высоких широтах питание рек полностью обеспечивается грунтовым стоком.

Для бессточных районов (Казахстан и Средняя Азия) общая минерализация подземных вод верхней гидродинамической зоны определялась как среднее взвешенное солёности грунтовых вод по площади распространения вод различной минерализации.

В тех районах, где режимные наблюдения сравнительно редки и имеется фактического материала недостаточно (в основном это Сибирь

и Дальний Восток), данные о подземном химическом стоке отдельных бассейнов распространялись на большие сходные в климатическом, геологическом и гидрогеологическом отношении площади.

Для картирования модуля подземного химического стока были выбраны следующие его градации в $г/сек \cdot км^2$: $<0,05$; $0,05-0,1$; $0,1-0,25$; $0,25-0,5$; $0,5-0,75$; $0,75-1,0$; $1,0-1,5$; $1,5-2,0$; $>2,0$. Выбранные пределы охватывают практически все наблюдаемые на территории СССР значения модуля подземного химического стока. Некоторое исключение составляет выбор верхней границы. Наибольшее значение модуля подземного стока ($3 г/сек \cdot км^2$) наблюдается в ряде высокогорных районов. Однако принятый масштаб картирования не позволяет ввести более дробную градацию.

Изолинии модуля подземного химического стока строились путем приближенной интерполяции значений модуля для выбранных точек с обязательным учетом границ гидрогеологических структур, распространения характерных литологических комплексов, климатической зональности, рельефа местности и ряда других физико-географических и геологических особенностей.

На карте также выделены районы со сложными условиями формирования подземного химического стока, для которых характерна значительная пестрота модулей подземного стока и химического состава подземных вод. Они оконтурены особым знаком. На карте для них указан интервал изменения модуля подземного химического стока. Окончательный вариант карты выполнен в масштабе 1:10 000 000 В. П. Зверевым, В. И. Кононовым и В. Д. Безродновым под редакцией Ф. А. Макаренко и В. П. Зверева (см. фигуру).

Общие закономерности. Картирование подземного химического стока позволило подойти к выявлению его основных закономерностей распределения и вариаций на территории СССР.

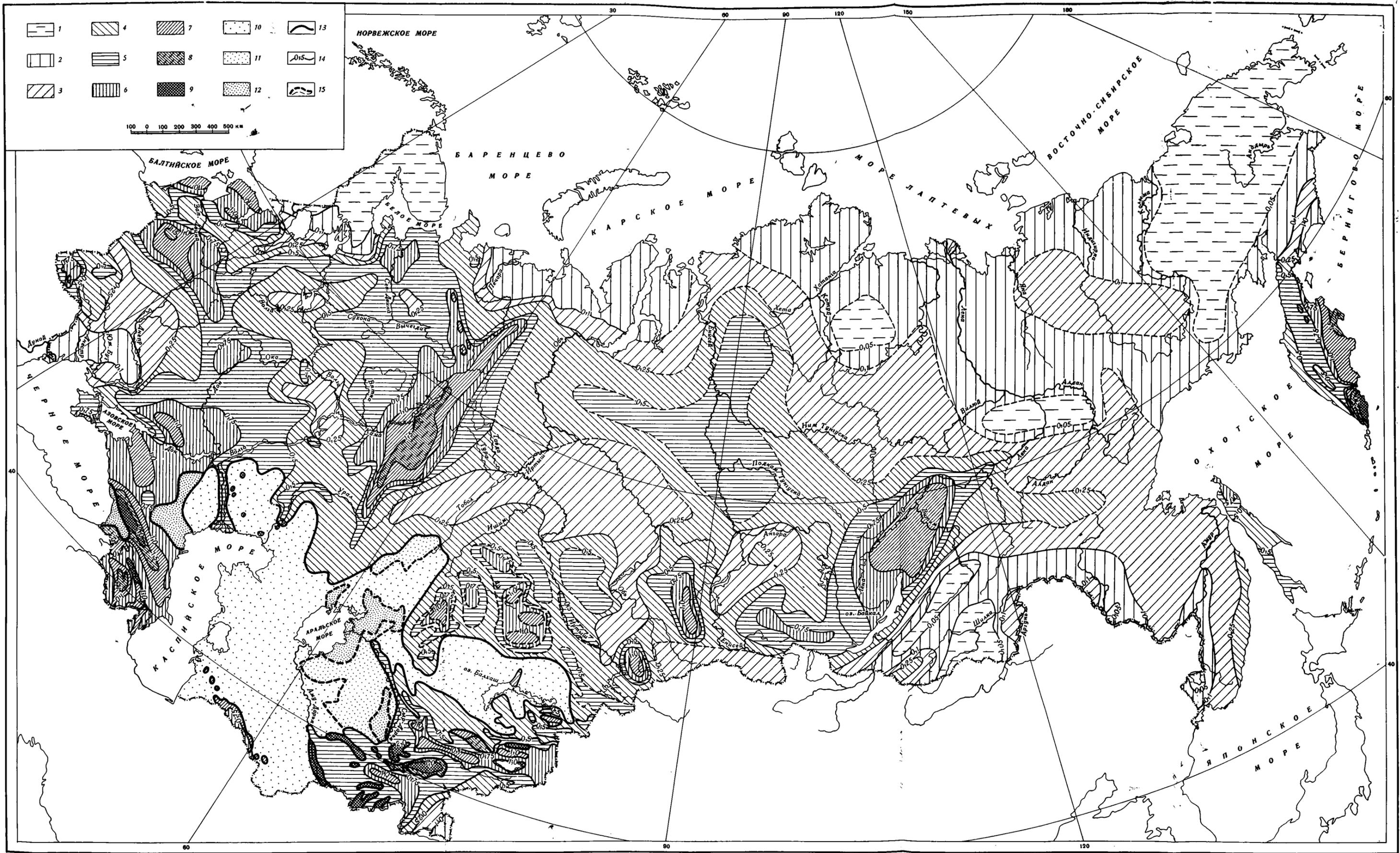
В первую очередь следует отметить влияние на изменение подземного химического стока геоструктурных условий. Наименьшими значениями модулей подземного химического стока характеризуются территории щитов (в среднем $0,148 г/сек \cdot км^2$). Для отдельных структур этот модуль колеблется в сравнительно больших пределах, определяемых климатическими, ландшафтными, геоморфологическими и другими факторами.

Таблица 1

Подземный химический сток в областях с различным возрастом складчатости

Области и районы	Возраст складчатости	Модуль подземного химического стока, $г/сек \cdot км^2$
Крайние северные и восточные районы СССР	Архейский	0,038
	Герцинский	0,058
	Мезозойский	0,10
	Мезо-кайнозойский	0,126
	Кайнозойский	0,566
Остальная территория СССР	Архейский	0,166
	Байкальский	0,274
	Каледонский	0,440
	Герцинский	0,915
	Кайнозойский	1,680

В пределах платформ модуль подземного химического стока сравнительно мало изменчив и близок среднему взвешенному — $0,492 г/сек \cdot км^2$. Это объясняется значительными размерами большинства платформ, достигающих нескольких миллионов квадратных километров и охватывающих целый ряд климатических и ландшафтных зон.



Карта подземного химического стока на территории СССР

Модуль подземного химического стока, $г/сек \cdot км^2$: 1 — $< 0,05$; 2 — $0,05-0,1$; 3 — $0,1-0,25$; 4 — $0,25-0,5$; 5 — $0,5-0,75$; 6 — $0,75-1,0$; 7 — $1,0-1,5$; 8 — $1,5-2,0$; 9 — $> 2,0$; участки со сложными изменениями модуля подземного химического стока в интервалах, $г/сек \cdot км^2$: 10 — $0,05-1,0$; 11 — $0,25-1,5$; 12 — $1,0-2,0$; 13 — граница участков со сложными изменениями модуля подземного химического стока; 14 — изолинии равных значений модуля подземного химического стока; 15 — изолинии и границы предположительные

Значительно больший разброс модулей подземного химического стока отмечается в пределах горноскладчатых областей. В первую очередь это объясняется тем, что отдельные сравнительно небольшие структуры находятся в различных климатических зонах. Поэтому нередко разновозрастные структуры обладают резко различными модулями подземного химического стока. Все же вычисление средневзвешенных по стоку модулей подземного химического стока для разновозрастных структур (табл. 1) показало, что прослеживается довольно тесная связь между возрастом складчатости и модулем подземного химического стока. Естественно, что его наименьшими значениями обладают наиболее древние структуры, породы которых длительное время находятся в зоне интенсивного водообмена. Для более молодых структур наблюдается постепенное увеличение модулей подземного химического стока. Особое место занимают кайнозойские структуры, в пределах которых подземный химический сток имеет максимальные значения. Наблюдаемая зависимость, очевидно, связана со значительной проницаемостью более древних структур и, возможно, меньшей подвижностью их в неотектонический этап развития. Несомненно, интенсивные неотектонические движения способствуют увеличению подземного химического стока, так как в зону активного водообмена вовлекаются все новые объемы горных пород. Если сравнить две герцинские структуры — Урал и Тянь-Шань, то резко бросается в глаза, что омоложенный в кайнозой Тянь-Шань обладает значительно более высокими модулями подземного химического стока. Интересно отметить, что увеличение подземного химического стока в молодых структурах происходит на участках, характеризующихся как положительными, так и отрицательными направлениями движения коры. В областях интенсивных поднятий это связано с увеличением нормы стока за счет больших количеств выпадающих атмосферных осадков, а в областях опусканий — с образованием мощных потоков подземных вод в межгорных артезианских бассейнах, приуроченных к выполненным молассам впадинам.

Далее следует остановиться на общей природной зональности, заключающейся в последовательной смене климатических зон и связанном с этим многообразием ландшафтов. С одним из основных показателей климатических особенностей местности — количеством атмосферных осадков — тесно связана величина собственного подземного стока, которая имеет также довольно четкие зональные изменения на территории Европейской части СССР и Западной Сибири. Помимо величин подземного стока климатическая зональность определяет и связанную с ней общую соленость грунтовых вод, которая для верхней гидродинамической зоны изменяется обратно пропорционально массе воды, участвующей в стоке. Поскольку модуль подземного химического стока определяется как произведение обратно пропорционально изменяющихся величин — модуля подземного стока и солености, его пространственные вариации имеют довольно сложную зависимость. Так, на Европейской части СССР минимальные значения подземного стока ($0,05-0,1$ г/сек·км²) приурочены к крайним юго-западным и северо-восточным районам; по мере продвижения этих зон соответственно к северу и югу происходит постепенное увеличение модуля подземного химического стока до $0,5-0,45$ г/сек·км², а затем в центральных частях платформы одновременное, но непропорциональное изменение названных выше параметров приводит к снижению модуля до $0,25-0,5$ г/сек·км². Подобная же картина наблюдается и в пределах Западной Сибири.

В целом для территории СССР довольно четко устанавливается связь величин модулей подземного химического стока с ландшафтной зональностью. Она прослеживается для равнинных и горных ландшафтов. Минимальные значения модулей подземного химического стока характерны для областей распространения тундрового ландшафта; далее на

Таблица 2

Подземный химический сток в различных ландшафтных зонах СССР

Ландшафтная зона	Площадь, 10 ⁶ км ²	Водный сток, км ³ /год	Модуль подземного стока, г/сек·км ²	Химический сток, 10 ⁶ т/год	Модуль химического подземного стока, г/сек·км ²
Тундры	2816	102,5	1,15	12,893	0,144
Тайги	3592,2	196,19	1,73	44,120	0,389
Леса	2939	167,22	1,80	40,807	0,441
Степи	2837	71,19	0,80	42,183	0,472
Пустыни	2744	28,8	0,33	45,408	0,525
Субтропиков	74,4	13,3	5,83	4,620	2,03
Горно-тундровая	1243,8	54,1	1,38	4,287	0,109
Горно-таежная	2206,4	172,95	2,48	22,042	0,317
Горно-лесо-луговая	1616,1	151,08	2,96	33,035	0,649
Горно-субтропико-пустынная	548,1	73,5	4,25	31,126	1,80

Таблица 3

Подземный химический сток в различных тектонических структурах СССР

Структура, регион	Площадь, 10 ⁶ км ²	Подземный сток, км ³ /год	Вынос ионов, 10 ⁶ т/год						Сумма	Модуль под- земного хими- ческого стока, г/сек·км ²	
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻			
Щиты	Балтийский	314	15,55	0,070	0,026	0,040	0,332	0,052	0,025	0,545	0,055
	Украинский	143,8	1,8	0,110	0,023	0,037	0,436	0,026	0,042	0,674	0,149
	Анабарский	105	2,2	0,017	0,004	0,010	0,069	0,012	0,007	0,119	0,036
	Алданский	205,3	16,1	0,341	0,132	0,059	1,330	0,344	0,040	2,246	0,347
	Сумма	768,1	35,65	0,538	0,185	0,146	2,167	0,434	0,114	3,584	0,148
Платформы, плиты	Русская	3641,4	158,65	10,366	2,531	5,221	33,399	10,137	6,873	67,517	0,579
	Сибирская	3723,4	129,85	6,011	1,986	5,896	22,376	5,163	8,855	50,289	0,428
	Байкальская	262,7	15,08	0,575	0,215	0,064	2,465	0,302	0,071	3,692	0,516
	Скифская	227,0	4,99	0,574	0,504	1,307	1,634	3,167	1,158	8,344	1,162
	Западно-Сибир- ская	2990	126,67	3,417	1,260	2,486	14,896	3,268	2,401	27,728	0,368
Туранская	1482	14,91	2,357	0,898	5,201	3,050	7,290	5,805	24,601	0,525	
Сумма	11726,5	450,15	23,299	7,396	20,175	76,820	29,327	25,163	182,170	0,492	
Горные складчатые области	Саяно-Алтай- ская	784,1	62,5	2,150	0,402	0,422	8,180	0,811	0,201	12,166	0,492
	Центрально- Казахстанская	1038	13,8	1,106	0,460	2,439	3,328	3,267	2,505	13,105	0,401
	Уральская	488,0	28,7	1,097	0,409	0,633	4,924	0,741	0,356	8,160	0,530
	Джунгаро- Тянь-Шаньская	471,9	71,2	4,553	1,164	3,211	10,585	8,285	3,252	31,050	2,14
	Байкальская	1032	59,35	1,420	0,262	0,461	5,523	0,692	0,220	8,578	0,263
	Верхояно-Чу- котская	1677	55,4	0,721	0,145	0,485	2,924	0,698	0,259	5,232	0,10
	Амурская и Си- хоте-Алиньская	909,6	46,5	0,624	0,112	0,399	2,363	0,400	0,103	4,001	0,137
	Альпийская Ев- ропейской ча- сти СССР	268,5	50,38	2,490	0,817	1,054	9,706	2,561	0,715	17,343	2,06
	Альпийская Азиатской части СССР	92,5	7,19	0,232	0,033	0,070	0,681	0,203	0,057	1,276	0,437
	Охотско-Чукот- ская	583,2	38,5	0,394	0,061	0,127	1,346	0,279	0,110	2,317	0,126
	Курило-Кам- чатская	591,8	116,1	1,077	0,456	1,269	5,330	1,659	0,760	10,551	0,566
	Таймырская	198	5,1	0,053	0,017	0,037	0,190	0,029	0,038	0,364	0,058
	Сумма	8134,6	554,72	16,037	4,338	10,607	55,080	19,625	8,576	114,263	0,450

юг по мере смены ландшафтных зон средние величины модулей подземного химического стока увеличиваются, достигая максимума в равнинных и горных субтропических ландшафтах (табл. 2).

Почти повсеместно модуль подземного химического стока увеличивается с ростом абсолютных отметок местности. Эта закономерность, устанавливается не только в горных областях (Кавказ, Карпаты, Алтай), но и на равнинных возвышенностях (Валдайская, Тиман и др.). Помимо того, что возникновение современных горных систем, как правило, связано с районами интенсивных неотектонических движений, для них характерна высокая норма стока, а также значительная расчлененность, способствующая промыванию зоны активного водообмена. В пределах горных сооружений, ориентированных нормально к преобладающим направлениям движения влажных масс воздуха, наблюдается резкая асимметрия в распределении модулей подземного химического стока, наибольшие значения которого отмечаются на склонах с наибольшей нормой атмосферных осадков (Урал, Сихотелинь, Камчатка).

На территории СССР площадь, занятая равнинами, составляет $15100 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, модуль подземного химического стока для нее равен $0,402 \text{ г/сек} \cdot \text{км}^2$. Горные сооружения занимают $5600 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, для них этот модуль составляет $0,515 \text{ г/сек} \cdot \text{км}^2$.

Из уравнения (1) следует, что величина подземного химического стока определяется значениями водного подземного стока и суммой растворенных солей. Аномально высокими значениями подземного стока, а следовательно, и подземного химического стока характеризуются отдельные гидрогеологические бассейны: крупные выполненные аллювием долины рек (Волга, Амударья), мощные конусы выноса предгорий Средней Азии, карстовые районы, в пределах которых поверхностный сток практически отсутствует (Крым, Силурийское плато в Прибалтике), вулканические районы, где лавовые и пепловые поля аккумулируют мощные потоки подземных вод (Камчатка, Малый Кавказ). Особенности перечисленных гидрогеологических бассейнов

Таблица 4

Регion	Площадь, 10^6 км^2	Подземный сток, $\text{км}^3/\text{год}$	Вынос ионов, $10^6 \text{ т}/\text{год}$						Модуль подземного химического стока, $\text{г/сек} \cdot \text{км}^2$	
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$	HCO_3^{-}	HCO_3^{2-}	Cl^{-}		Сумма
Европейская часть СССР	4954,7	251,03	14,383	4,167	7,956	47,888	16,560	9,061	100,015	0,641
Сибирь и Дальний Восток	12943,6	693,85	17,654	5,365	12,844	70,187	14,574	14,102	134,725	0,329
Казахстан и Средняя Азия	2837,4	103,9	7,981	2,448	10,234	16,744	18,540	10,736	66,683	0,236
Сумма	20735,7	1048,78	39,958	11,980	31,034	134,819	49,674	33,899	301,364	0,461

определяются их геолого-геоморфологическим положением и литологией водовмещающих пород. Аномально высокие значения модулей подземного химического стока связаны также и с участками разгрузки напорных высокоминерализованных вод (долина р. Камы, Жигулевские поднятия, долина р. Лены и т. д.) и распространения хорошо растворимых горных пород, где увеличение подземного химического стока происходит за счет высокой солености подземных вод. Последнее наиболее характерно в местах сосредоточения каменной соли (соляные купола Прикаспия; Предуралье, Донбасс, Сибирская платформа) и гипсов (Предуралье, Алтырско-Горьковское поднятие и т. д.).

Резко отрицательно на величинах подземного химического стока сказывается распространение многолетнемерзлых пород, которые препятствуют формированию грунтового стока. Как правило, в районах развития многолетней мерзлоты величина подземного химического стока незначительна и намного ниже, чем в одновозрастных тектонических структурах в районе ее отсутствия. Этим, в частности, объясняются крайне низкие значения модуля подземного химического стока области мезозойской складчатости, целиком находящейся в зоне многолетней мерзлоты. Для районов, лишенных многолетнемерзлых пород (имеющих площадь $9500 \cdot 10^3 \text{ км}^2$), модуль подземного химического стока составляет $0,635 \text{ г/сек} \cdot \text{км}^2$. В районах распространения многолетнемерзлых пород ($11200 \cdot 10^3 \text{ км}^2$) модуль подземного химического стока имеет вдвое меньшую величину $0,316 \text{ г/сек} \cdot \text{км}^2$.

В большинстве случаев влияние перечисленных выше факторов тесно переплетается и не всегда представляется возможным выделить ведущий, который лишь в особо благоприятных условиях подавляет остальные, создавая участки с повышенными значениями модулей подземного химического стока.

Количественная оценка. Карта модуля подземного химического стока позволила подойти к его количественной оценке. Результаты его определения в пределах основных тектонических структур, регионов и на территории СССР сведены в табл. 3, 4.

Приведенные в этих таблицах данные несколько отличаются от опубликованных нами ранее (Макаренко и др., 1968), так как использование более полного материала дало возможность уточнить величину подземного химического стока. Ее сравнение с данными о полном ионном стоке на территории СССР (Алекин, Бражникова, 1964) показывает, что из 514,41 млн. т растворенных веществ, участвующих в химическом стоке на территории СССР, на долю подземного химического стока приходится 278,89 млн. т, или 54,3%.

Таким образом, количественная оценка подземного химического стока показала, что он является основным механизмом перераспределения вещества в толще земной коры и выноса воднорастворимых соединений с территории континентов, т. е. главным механизмом подземной химической денудации и начальным этапом образования морских и континентальных осадков (Страхов, 1963).

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. М., «Наука», 1964.
Виноградов А. П. Введение в геохимию моря. М., «Наука», 1967.
Гидрологический ежегодник, т. 1—9., Гидрометеоздат. 1936—1966.
Зверев В. П. Роль атмосферных осадков в круговороте химических элементов между атмосферой и литосферой.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 3.
Карта подземного стока (зона интенсивного водообмена), под редакцией Б. И. Куделина. М., ГУГК, 1964.
Макаренко Ф. А. О закономерностях подземного питания рек.— Докл. АН СССР, 1947, т. 57, № 5.

- Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока.— Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1948, т. 1.
- Макаренко Ф. А. О гидрохимическом районировании грунтовых вод по химическому составу малых рек.— Докл. АН СССР, 1950, т. 74, № 3.
- Макаренко Ф. А. Характеристика грунтового стока бассейна Дона (режим, баланс, гидрохимия и геологическая деятельность). Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, т. 34.
- Макаренко Ф. А., Зверев В. П., Кононов В. И. О подземном химическом стоке на территории СССР.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1.
- Подземный сток на территории СССР, под ред. Б. И. Куделина. М., Изд-во МГУ, 1966.
- Полдериарт А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Саваренский Ф. П. О химической денудации в верховьях рек Волги, Москвы и Оки.— Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, М., 1948, т. 1.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гьгеолтехиздат, 1963.
- Clark F. The date of geochemistry. U. S. Geol. Surv. Bull. 770, Washington, 1924.

Геологический институт
Академии наук СССР
Москва

Дата поступления
13.III.1970

УДК 551.312.48.532.212

**ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ ФАЦИИ И СУБФАЦИИ
В ДОННОЙ МОРЕНЕ МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ***

Ю. А. ЛАВРУШИН

На основе особенностей движения ледников в донной морене выделяются динамические фации: пластического течения (монолитная морена), крупных отторженцев, движения льда по линиям надвигов (чешуйчатая морена), преобразованной донной морены. В отложениях фации монолитной морены выделяется 6 субфаций.

Донная морена материкового оледенения — закономерно построенный генетический тип континентальных отложений, в накоплении которого основную роль играет динамика движения ледника. Как установлено гляциологами, основными типами движения льда в ледниках являются пластическое течение, глыбовое скольжение по ложу и движение льда по линиям внутренних сколов (Шумский, 1955, 1962 и др.).

Интенсивная геологическая деятельность ледника на контакте ледник — ложе приводит к обогащению его нижних слоев обломочным материалом. В результате образуется мореносодержащий лед, дающий начало отложенным донным моренам. Формирование мореносодержащего льда происходит за счет вдавливания в лед отдельных обломков коренных пород, потерявших связь с ложем, в ходе пластичного течения или глыбового скольжения по ложу, срыва выступов рельефа ледникового ложа, особенно при внезапных перемещениях льда по плоскостям внутренних разрывов, и т. д. Обогащение нижних слоев льда обломочным материалом может происходить по-разному. Важно подчеркнуть, что процесс формирования мореносодержащего льда тесно связан со всеми тремя типами движения ледника. В результате любой обломок, сорванный с ложа, каковы бы ни были его размеры, неизбежно облекается пластичным под нагрузкой льдом. Отсюда ясно, что мореносодержащий лед — не инородное инертное тело в леднике, а закономерная составная часть его толщи; он активно участвует в ее движении и подчиняется всем закономерностям последнего. Однако вследствие повышенного внутреннего трения движение мореносодержащего льда осуществляется в целом медленнее, чем непосредственно покрывающих слоев чистого льда. Это отставание особенно значительно в более низких и перегруженных обломочным материалом слоях, для которых требуются все большие и большие нагрузки и градиенты давления. Последнее особенно важно для понимания условий преобразования мореносодержащего льда в неподвижную донную морену.

К краю ледника нагрузки на нижние слои льда уменьшаются и в конце концов становятся уже недостаточными для преодоления внутреннего трения придонных слоев морены и придания им необходимой пла-

* Доклад, прочитанный на Первом семинаре по континентальному осадконакоплению, организованном Комиссией по осадочным породам 4.II.1970 г.

стичности. В результате слои льда останавливаются и превращаются в неподвижный субстрат, по которому продолжает двигаться лежащая выше толща. Таким образом, на некотором расстоянии от центра материкового ледника начинается накопление неподвижной донной морены, отлагающейся послойно.

Но на этом процесс формирования донной морены не заканчивается. Остановившаяся льдонасыщенная донная морена в дальнейшем, под воздействием некоторых процессов динамометаморфизма льда (Шумский, 1955), значительно преобразуется, что выражается прежде всего в выжимании из нее льда в ходе интенсивно идущих процессов режеляции при динамическом воздействии ледника. В результате отложение донной морены происходит без водной фазы (Шанцер, 1966; Лаврушин, 1969, 1970).

К изложенным чрезвычайно общим представлениям о подледном накоплении донной морены необходимо добавить, что ее формирование может происходить не только в периферической области материкового ледника, но и в более глубоких, прилежащих к центру областях. Здесь аккумуляция имеет очаговый характер и может быть обусловлена неровностями рельефа ледникового ложа или внезапными изменениями скорости движения ледника. Аналогично очаги экзарации имеются и в области аккумуляции донной морены. Более того, общая картина накопления донной морены еще более усложнится, если постоянно иметь в виду, что ледниковый щит по своей структуре — достаточно неоднородное образование.

Известно, что внутри современных ледяных щитов Гренландии и Антарктиды и даже внутри небольших куполов существуют участки с более быстрым («ледяные реки») и замедленным движением льда (Евтеев, 1964; Гросвальд, Кренке, 1961; Фриструп, 1964). Различия в скорости движения льда обуславливают неодинаковую степень экзарации ложа и, следовательно, разную мощность мореносодержащего льда и накапливающейся донной морены. Большое влияние на мощность донной морены оказывает также динамическое состояние ледникового покрова — находится ли он в стадии деградации или наступания. Однако в любом случае строение донной морены контролируется типом движения ледника. Непосредственное отражение внутренней сущности динамики накопления толщи мореносодержащего льда состоит в проявлении различных типов деформаций и динамометаморфизма льда, которые обусловлены его пластическим течением и движением ледяных чешуй по линиям внутренних сколов. Реликтовые признаки этих процессов, названные гляциодинамическими текстурами, были обнаружены в ископаемых толщах донных морен¹. Изучение гляциодинамических текстур дает возможность разобраться в динамике накопления толщи донных морен и тем самым может служить своеобразным ключом для фациального расчленения последних на динамической основе.

Данные гляциологов, а также проведенные в последние годы личные исследования автора по выяснению основных особенностей строения мореносодержащего льда в областях современного (Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, Гренландия) и плейстоценового оледенения (Русская равнина, Польша), позволяют прийти к выводу, что главную роль в накоплении донной морены играют пластическое течение льда и движение ледяных чешуй по линиям внутренних сколов. Эти типы движения льда

¹ Гляциодинамические текстуры отражают внутреннюю динамику накопления донных морен. Часть их, особенно гляциодинамические текстуры, обусловленные движением льда по линиям внутренних сколов (Лаврушин, 1969), были в свое время многими исследователями описаны как гляциодислокации. Во многих случаях такое отнесение этих текстур, с нашей точки зрения, неоправданно. Под гляциодислокациями мы понимаем все нарушения, которые созданы ледником в породах ложа, оставшихся не вовлеченными в его поступательное движение.

обуславливают наиболее важные и существенные особенности строения донных морен. Поэтому возможно различать динамические фации донной морены, отложенной при преимущественно пластическом типе движения льда, с одной стороны, и донной морены, отложенной при движении льда преимущественно по линиям внутренних сколов — с другой. Кроме этого, характерным признаком донных морен местами являются отторженцы, возникновение которых также обусловлено движением ледяных чешуй по линиям внутренних сколов.

Донная морена, обогащенная отторженцами, представляет собой третью равноправную группу отложений, которая заслуживает выделения в самостоятельную динамическую фацию. Наконец, несколько особое положение занимают осадки фации преобразованной донной морены, по существу не связанные с динамикой движущегося ледника (см. таблицу).

Субфации

Донная морена	Фация пластического течения (моноклистной морены)	Послойно-пластического течения льда (плитчатая морена) Зоны интенсивного дробления льда в приподошвенной части Зоны выдавливания и складкообразования Зоны замедленного пластичного течения льда Участков «очагового» замедления скоростей течения льда Флют-морены
	Фация крупных отторженцев	
	Фация движения льда по линиям надвигов (чешуйчатой морены)	Чешуйчатого строения с сохранившимися реликтами пластического течения в моренных чешуях Чешуйчатого строения с брекчированной текстурой моренных чешуй Чешуйчатого строения с «интрузиями» подстилающих пород в морену
	Фация преобразованной морены	Грязевых потоков Перлювиальных образований

Выделение указанных динамических фаций донной морены, изучение их сочетания друг с другом в пространстве, с нашей точки зрения, имеет принципиальное значение для характеристики этого сложного генетического типа континентальных отложений и позволит в дальнейшем сделать ряд выводов в палеогляциологическом аспекте.

Фация пластического течения. В общем виде пластическое течение может начаться лишь при активном развитии деформации сдвига. Возможность появления пластического течения в толще льда для склона в 1° возникает уже при мощности 62,5 м. В этом случае вес толщи льда становится достаточным для преодоления предела его упругости на сдвиг² (Шумский, 1955).

² Предел упругости ледникового льда при 0° на сдвиг не превышает $0,1 \text{ кг/см}^2$, а осязательное движение начинается при напряжении около 1 кг/см^2 .

В то время как в горных ледниках важнейшей причиной возникновения пластического течения служит составляющая сила тяжести, в материковых ледниках тот же тип движения сводится к радиальному растеканию от области питания под влиянием веса массы льда. При этом фактором, определяющим возникновение пластического течения, в материковом покрове являются горизонтальные градиенты давления, обусловленные уменьшением мощности льда от его центра к периферии и увеличением уклонов поверхности ледника в том же направлении. Отсюда есть основания предполагать, что во внутренней части идеального, однородного по своей структуре ледникового щита, где поверхность почти горизонтальна и соответственно горизонтальные градиенты давления ничтожны, заметное пластическое течение будет проявляться только на больших глубинах, находящихся под значительным вертикальным давлением. Ближе к краям щита уклоны его поверхности возрастают, соответственно увеличиваются градиенты давления и пластическое течение может охватить значительную по вертикали толщу льда. Наконец, вблизи края щита мощность льда и вертикальные нагрузки невелики и соответственно уменьшается роль пластических деформаций.

Широкое распространение пластического течения льда в ледниках обуславливает ряд характерных особенностей строения донной морены, накапливающейся в этих условиях. Прежде всего донная морена этой фации образует единый более или менее монолитный пласт³. Ему свойственно широкое проявление различных гляциодинамических текстур пластического течения (Лаврушин, 1969), в целом повышенная плотность (Easterbrook, 1964; Шанцер, 1966; Лаврушин, 1969), упорядоченная ориентировка длинных осей валунов и мелкоземистых частиц в направлении движения ледника (Шанцер, 1966; Richter, 1929; Seifert, 1954; и др.).

Необходимо отметить, что форма проявления пластического течения льда в самом основании ледникового покрова зависит не только от указанных выше обстоятельств, но и от рельефа ледникового ложа и типа слагающих его пород, а это, в свою очередь, обуславливает несколько отличную динамику накопления донной морены в разных частях ледникового покрова. В результате образовавшаяся в условиях пластического течения донная морена может от места к месту менять свое строение, сохраняя, однако, те основные черты, которые мы указали при общей характеристике рассматриваемой фации. Отложения донной морены, накапливавшиеся в несколько различных условиях пластического течения, т. е. в несколько иной динамической обстановке, мы выделяем в качестве соответствующих субфаций. Первая из них — субфация донной морены послойно-пластического течения льда. Интенсивность пластических деформаций сдвига зависит не только от величины и ориентировки механических напряжений в толще льда, но и от особенностей его внутренней структуры.

Внутренняя структура льда неоднородна и меняется от слоя к слою, преобразуясь в ходе перекристаллизации, сопровождающей пластическое течение. В связи с этим скорости течения меняются скачкообразно, и течение льда приобретает послойный характер. На границах слоев с различными скоростями течения возникают поверхности скольжения, по которым слои перемещаются друг по другу. При этом на поверхностях скольжения происходит высвобождение теплоты трения, вызывающее временное частичное плавление льда, сменяющееся впоследствии новой

³ Учитывая этот один из характерных признаков донной морены, может быть, для краткости имеет смысл называть рассматриваемую фацию — фацией монолитной морены, постоянно имея в виду, что накопление ее происходило в условиях пластического течения льда.

его кристаллизацией. Как принимает большинство гляциологов, именно этот процесс приводит к образованию голубых лент или огив, придающих толще ледникового льда характерную полосчатость. Крайне важным для нас в этом процессе является то, что при образовании голубых лент воздушные пузырьки удаляются или всплывают кверху, а содержащийся во льду моренный материал при плавлении льда оседает вниз. Гляциодинамические текстуры отложенных морен, соответствующие полосчатости послойно-дифференцированного течения толщи льда, выражены в виде плитчатости. Плитчатая донная морена широко распространена на территории Русской равнины. Наиболее яркая ее особенность — наличие тонких миллиметровых и субмиллиметровых, горизонтально расположенных или несколько срезающих друг друга достаточно выдержанных песчаных присыпок, придающих толще плитчатость. Присыпки или полоски песка мы рассматриваем как реликты голубых лент. Толщина прослоев морены между песчаными полосками различна — от нескольких до 20 см (Лаврушин, 1970, фототаблица I, 2).

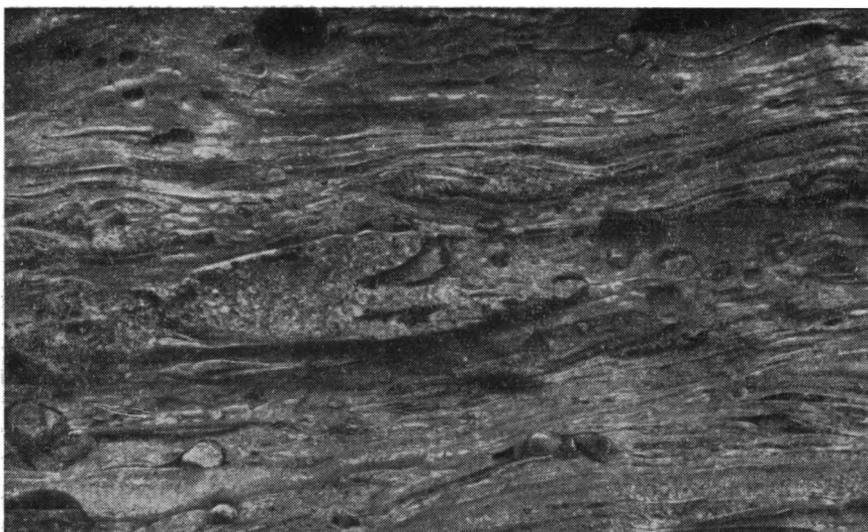
Важно подчеркнуть также, что межслоевое скольжение льда является мощным фактором истирания обломочного материала и приводит к растаскиванию продуктов дробления вдоль слоев и постепенному их смешиванию. Особенно ярко следы такого растаскивания бывают выражены в нижней части моренного пласта. Процесс образования плоскостей скольжения на контакте с неровным ледниковым ложем происходит не всегда параллельно последнему. Часто поверхности скольжения выходят за пределы этого контакта и внедряются на некоторое расстояние в толщу льда. В результате в процессе послойного пластического скольжения происходит захват пород ледникового ложа, который в ископаемых моренных толщах рассматриваемой субфации бывает выражен в виде полос или языков, образующих гляциодинамические текстуры захвата (Лаврушин, 1970, фототаблица I, 3). Эти текстуры неоднократно наблюдались в различных районах областей современного и плейстоценового оледенения и являются характерным признаком субфации послойного пластического течения. Наконец, механизм пластического течения проявляется также внутри полос льда. Здесь следы этого течения представлены обычно в виде деформированных в направлении внутреннего скольжения цепочек воздушных или мелкоземистых включений, образующих внутрислойную микросдвиговую текстуру полос скольжения. Эти микросдвиги внутри лент — отражение внутреннего скольжения ледяных кристаллов. В отложенных, существенно суглинистых или супесчаных моренах рассматриваемые проявления пластического течения бывают выражены в виде чешуйчато налегающих друг на друга пластинок, придающих толще своеобразную кливажированность. При рыхлении морена в этом случае распадается на очень характерную оскольчато-щебневатую или мелко параллелепипедальную отдельность, покрытую пленками окислов железа или слегка опесчаненную по плоскостям, являющуюся непосредственным признаком внутренних гляциодинамических текстур полос скольжения⁴.

Такова самая общая характеристика динамической обстановки накопления донной морены в процессе послойного дифференцированного пластического течения льда и ее основные текстурные особенности.

Субфация зоны интенсивного дробления льда в приподошвенной части. Это явление связано с возникновением резких перепадов скоростей и повышенных горизонтальных давлений

⁴ Оскольчатого типа текстуры могут образоваться и вторично под воздействием процессов периодического промерзания и оттаивания при увлажнении и высыхании поверхности выходов морены. Поэтому для установления их первичной гляциодинамической природы необходимо делать достаточно глубокие зачистки. Вместе с тем небезынтересно отметить, что подобного типа отдельность была встречена нами в докембрийских тиллитах формации Свеанор на Шпицбергене.

вблизи выступов рельефа ледникового ложа, образованных твердыми породами и являющихся препятствиями, тормозящими движение льда. В результате в основании ледника наравне с пластическим течением интенсивно идет процесс дробления, или милонитизации, льда. Последствия интенсивной милонитизации наблюдались нами в толще мореносодержащего льда ледника Фредериксхоб-Исблинк в Гренландии на участках, прилежащих к проксимальным склонам бараньих лбов. На таких



Фиг. 1. Гнейсовидная текстура мореносодержащего льда в леднике Фредериксхоб-Исблинк

участках в толще мореносодержащего льда было отмечено весьма сложное, иногда даже причудливое, сочетание линзочек разных типов льда, в которых содержался разнородный в гранулометрическом отношении материал. Часть этих линзочек была рассечена чрезвычайно приближенными друг к другу плоскостями скольжения; другие имели каплеобразную форму и придавали толще в целом очень своеобразную гнейсовидную текстуру (фиг. 1).

Таким образом, в самом основании ледника, на отдельных благоприятных участках или даже в целых зонах довольно значительного протяжения, создается весьма сложная динамическая обстановка формирования моренного пласта, при которой пластическое течение, происходящее в условиях чрезвычайно повышенных градиентов давления, сопровождается процессом милонитизации.

В результате образуется весьма пестрая в литологическом отношении толща морены, которой свойственно сочетание линзочек разнородного материала. Другая характерная особенность отложений рассматриваемой субфации — ярко выраженная сланцеватая или гнейсовидная текстура. Наиболее часто отложения субфации зон милонитизации бывают приурочены к выступам рельефа ледникового ложа.

Многие исследователи при изучении донных морен описывали участки, в пределах которых можно наблюдать внутри моренного пласта интенсивно развитую складчатость. Эти участки мы предлагаем выделить в субфацию зоны выдавливания и складкообразования. Зоны выдавливания, по данным гляциологов, бывают приурочены к участкам, где ледник встречает на своем пути препятствие или движение его замедляется по какой-либо другой причине. В результате напор прибывающих сзади новых масс льда создает большие градиенты горизон-

тального давления, и пластическое течение осложняется процессами выдавливания, направленными из областей повышенного в участки меньшего давления. Выдавливание обычно сопровождается образованием разнообразного типа складок. Зоны складчатости в толщах донных морен несомненно свойственны особой динамической обстановке в нижних частях ледникового покрова, и, с нашей точки зрения, накапливающиеся в их пределах образования заслуживают выделения в отдельную субфацию зоны выдавливания (Лаврушин, 1970; фототаблица I, 4, 5).

Нередко в области аккумуляции донной морены описываются толщи, в которых текстуры пластического течения выражены недостаточно четко или даже на небольших по протяженности участках обнажений их вообще не видно. Вероятно, накопление такой монолитной толщи донной морены может быть связано также с особой динамической обстановкой в основании ледника, в процессе которой плоскости скольжения удалены друг от друга на значительное расстояние. Необходимо оговорить, что заметить подобные, сравнительно редкие и слабо выраженные плоскости скольжения на увлажненных выходах суглинистых и супесчаных морен достаточно трудно, поскольку сопровождающие их тончайшие песчаные присыпки могут быть обнаружены только при крайне тщательном наблюдении. Они проявляются в виде трещинок только на подсохших, но не замкнутых стенках при высыхании. Поэтому есть основания думать, что морены, совершенно лишённые гляциодинамических текстур, в природе вряд ли существуют, если исключить их грубые гравелисто-валунные разности. Однако участки донных морен, в разрезах которых эти текстуры выражены слабо, несомненно имеются. Более подробное динамическое истолкование этих отложений в настоящее время дать невозможно, поскольку необходимо провести их дальнейшее изучение. Тем не менее, поскольку отложения подобной, относительно монолитной, донной морены распространены достаточно широко, считаем возможным выделить их в субфацию зоны замедленного пластического течения льда.

По-видимому, в настоящее время есть все основания ставить вопрос о выделении еще двух субфаций донной морены, накопление осадков которых происходит также в ходе пластического течения льда. Прежде всего это морены, накапливающиеся в очагах аккумуляции в зоне транспортировки моренного материала. Мы имеем в виду донную морену, накапливающуюся в участках резкого замедления скорости течения льда вблизи выступов коренных пород. Характерный пример таких образований — морена областей друмлинного ландшафта. Отражением противоположного динамического аспекта, связанного с особенно быстрым продвижением ледника, являются весьма специфические образования, описанные в литературе как флют-морены (фиг. 2).

Не исключено, что дальнейшее изучение донных морен как генетического типа континентальных отложений позволит полнее охарактеризовать динамическую обстановку их накопления в условиях пластического течения льда и более подробно произвести соответствующее субфациальное расчленение.

Фация движения льда по линиям надвигов. Лед помимо пластичности всегда сохраняет свойства твердого тела (предел упругости льда на сжатие и растяжение вдвое превышает предел упругости на сдвиг). В результате под большим горизонтальным напором продольные напряжения могут передаваться линейно, как в твердом теле, так что каждый донный участок ледника толкает расположенный впереди или тянет за собой расположенные позади участки, находящиеся в условиях иной скорости пластического течения. Такое движение называют глыбовым скольжением по ложу. Необходимо отметить, что большое влияние на тип движения ледника оказывает сила трения о ложе. При прочих рав-

ных условиях, чем больше сила трения, тем больше относительная роль пластического течения и меньше роль глыбового скольжения. Часто мощные горизонтальные сжатия, сопровождающие глыбовое скольжение, превышают предел прочности льда и вызывают образование поверхностей скалывания. По этим поверхностям скалывания и внутренним плоскостям разрывов может происходить движение отдельных блоков



Фиг. 2. Флют-морена вблизи края ледника Фредериксборг-Исблинк
Вдали виден вал конечной морены 1890 г.

льда друг по другу. В результате глыбовое скольжение переходит в новый тип движения льда — скольжение серии пластин льда по внутренним плоскостям разрывов, или движение по надвигам. Этот последний тип движения льда подробно описан в литературе (Philipp, 1920), так же как и его отражение в строении донной морены (Лаврушин, 1970; фототаблица I, 8; фототаблица II, 1).

Динамическую фацию донной морены, отложенной в результате движения чешуй льда по линиям внутренних сколов, отличает ряд особенностей. Прежде всего донная морена этой фации не образует единого монолитного пласта валуновых суглинков. Для нее характерна чешуйчатость — чередование чешуй валуновых суглинков с чешуями пород ледникового ложа, часто не потерявшими окончательной связи с последними. В результате толща донной морены приобретает весьма сложное и пестрое строение⁵. Во время движения моренных чешуй по линиям внутренних сколов, ввиду создающихся больших напряжений, внутри них не всегда сохраняются гляциодинамические текстуры пластического течения и нередко существенно искажается первоначальная ориентировка длинных осей валунов, совпадающая обычно с направлением движения ледника⁶. Нередко к основанию моренных чешуй бывает приурочено появление гляциодинамических текстур вторичного пластического течения, ориентированных параллельно поверхностям надвигов (Лаврушин, 1970, фототаблица II, 2, 3). Тем не менее в ряде мест в мо-

⁵ Учитывая этот характерный признак, вероятно, в целях введения более краткого названия рассматриваемой фации можно предложить термин «фация чешуйчатой донной морены». При этом надо иметь в виду, что образование такой морены происходило в результате движения чешуй льда по линиям внутренних сколов.

⁶ При измерении ориентировки длинных осей валунов, в целях восстановления путей движения ледникового покрова, это необходимо учитывать. Методически более правильно производить подобные измерения в фации донной морены, отложенной при пластическом течении льда, лучше даже в субфации послойно-пластичного течения. Соответственно в случае, когда имеется несколько разновозрастных морен, сравнимые результаты можно получить только при изучении ориентировки валунов в одноименных фациях (субфациях).

ренных чешуях можно наблюдать и первичные гляциодинамические текстуры пластического течения, а также ряд интересных особенностей, вызванных взаимодействием ледника с ложем и обусловивших возникновение таких явлений, как гляциодиапиры, гляциокупола и гляциодайки.

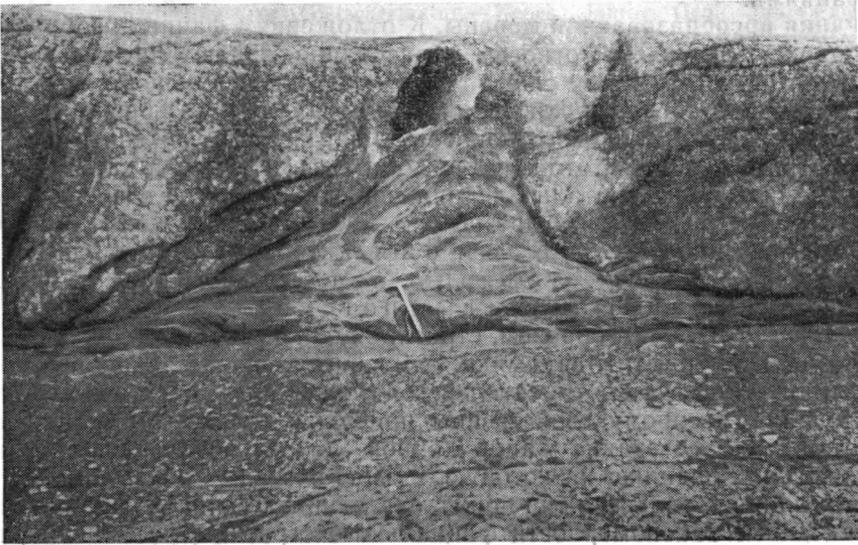
Таким образом, движение ледяных чешуй по линиям внутренних сколов оказывает существенное влияние на строение донной морены и характеризует особую динамическую обстановку формирования моренного пласта. Возникновение плоскостей разрыва в теле ледника и движение по ним может быть обусловлено разными причинами. К числу наиболее важных и вероятных гляциологи относят уменьшение уклона ледникового ложа, увеличение в приподошвенной части ледника содержания моренного материала, резкое изменение скорости движения ледника и, наконец, существенное уменьшение мощности льда в периферической части ледникового покрова. Уже простое перечисление причин возникновения рассматриваемого движения ледника показывает, что оно может быть свойственно не только какой-либо одной динамической зоне ледникового щита, а многим из них. Поэтому отражение его в строении донной морены также встречается достаточно широко.

Как это ясно из общей характеристики отложений рассматриваемой фации морены, морфологическое проявление движения льда по линиям внутренних сколов бывает выражено в серии надвигов. Среди отложений рассматриваемой фации можно выделить три субфации, несколько отличающиеся друг от друга по своей динамической характеристике.

Первая из них — субфация чешуйчатого строения с сохранившимися реликтами первичных текстур пластического течения в моренных чешуях. Вторая — субфация чешуйчатого строения с брекчированной текстурой моренных чешуй. Третья — субфация чешуйчатого строения с «интрузиями» подстилающих пород в морену. Механизм явлений активного внедрения пород ледникового ложа по разрывам и трещинам в толще ледника, возникающим при движении ледяных чешуй по линиям внутренних сколов, изучен еще не во всех деталях. Тем не менее имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют высказать мнение, что наиболее полное развитие этот механизм получает в области распространения глинистых, алевроитовых или даже песчаных пород на ледниковом ложе при значительной скорости движения ледника по надвигам. Именно в результате такого интенсивного динамического воздействия на ложе более пластичные, чем лед, породы активно внедряются по трещинам и плоскостям, возникающим в моренных чешуях, в виде диапиров, даек и куполов. Справедливость подобного мнения до некоторой степени подтверждается материалами Н. А. Цытовича (1945), который установил, что некоторые мерзлые глины имеют коэффициент вязкости на целый порядок меньше, чем у чистого льда. Широкое проявление гляциодиапиризма в плейстоценовых моренах описано на территории Польши (Różycki, 1967, 1967; Rutkowski, 1959), а также известно на территории Белоруссии (устное сообщение Г. И. Горецкого). В современных ледниках явление гляциодиапиризма наблюдалось нами в осевой зоне краевой части ледника Фредериксхоб-Исблинк в Гренландии. Здесь эти проявления были приурочены к участку ледникового ложа, сложенному алевроитами морского генезиса. По целому ряду признаков было установлено, что рассматриваемый край ледника испытал в недалеком прошлом интенсивные глыбовые подвижки по надвигам. Глыбы или ледяные чешуи, надвинутые друг на друга, были разбиты трещинами, по которым из зон надвигов произошло активное внедрение с образованием гляциодиапиров и гляциодаек. Как и в плейстоценовых моренах, в толще морено-содержащего льда, вмещающей диапиры и дайки, наблюдался очень ак-

тивный контакт с последними (фиг. 3), подчеркнутый вторичными мелкими срезами или сколами и т. д.

Необходимо отметить, что имеющаяся внутри диапиров сложная складчатая текстура, а также встречающиеся «взвешенные» валуны и обломки мореносодержащего льда однозначно указывают на то, что внедрения происходили в пластичном, а не плавучем состоянии. Отмеченный выше активный контакт диапиров и даек и связь их с зонами надвига свидетельствуют о том, что внедрения происходили во время



Фиг. 3. Гляциодиапир в краевой части ледника Фредериксхоб-Исблинк
В приконтактной зоне вмещающей его толщи мореносодержащего льда видны вторичные
мелкие сколы

движения ледника. Конечно, рассмотренный случай является достаточно частным и характеризует только условия краевой зоныдвигающегося ледника. Но, как правильно показал Е. Рутковский (Rutkowski, 1959), «интрузии» пород ледникового ложа распространены гораздо шире и далеко не обязательно связаны только с краем ледникового покрова.

Фация крупных отторженцев. Наличие отторженцев в донной морене, как отмечалось выше,— один из характерных признаков донной морены, иногда свойственных ей на значительных толщах (укажем хотя бы на Вышневолоцко-Новоторжскую зону отторженцев на Русской равнине). Но к отложениям рассматриваемой фации мы относим участки пласта донной морены, обогащенные только крупными отторженцами, поскольку последние, в отличие от мелких, оказывают существенное влияние на динамику ее накопления.

Возникновение крупных отторженцев является следствием движения льда по линиям внутренних сколов и связано с отрывом чешуй пород ледникового ложа от всего основания. Оторвавшаяся чешуя пород ледникового ложа может переноситься ледником до тех пор, пока будут достаточно велики горизонтальные градиенты давления. По мере снижения их отторженец будет играть все большую и большую роль участка ледникового ложа для лежащих выше, продолжающих еще двигаться, слоев льда. В связи с тем, что каждый отторженец является своеобразным упором и увеличивает неравномерность давления в толще окружающего его мореносодержащего льда, во время движения могут возникнуть разнообразные гляциодинамические текстуры пластического течения и давления (Лаврушин, 1969, 1970). Внутри отторженца, если

он сложен рыхлыми породами, могут возникать складчатые и разрывные нарушения. Более того, этот процесс, конечно, не прекращается и в случае остановки отторженца в основании продолжающего двигаться льда. Поэтому к прилежащей к отторженцу толще донной морены могут быть приурочены гляциодинамические текстуры как пластического течения, так и движения льда по линиям внутренних сколов. В связи со всем изложенным, фация отторженцев донной морены, хотя и образует самостоятельную группу отложений, в динамическом отношении все же занимает промежуточное положение между двумя рассмотренными выше фациями.

Фация преобразованной морены. К отложениям фации преобразованной донной морены мы относим образования, заключенные в верхних, еще достаточно льдистых слоях толщи мореносодержащего льда, которые вытаивают при поверхностном стаивании льда, особенно усиленно при деградации ледникового покрова. Чаще всего отложения, образующиеся в этих условиях, отличаются достаточно хорошей промытостью благодаря воздействию талых ледниковых вод. С другой стороны, им нередко бывают свойственны чрезвычайно несортированные грубые образования грязевых потоков. В связи с этим, вероятно, будет целесообразно выделять среди них субфацию перлювиальных образований и субфацию грязевых потоков.

Заключение. Таким образом, строение донной морены отражает внутреннее закономерности динамики движения ледника. Донная морена, как генетический тип континентальных отложений, — достаточно сложное образование, которому свойственны присущие только ему фации и их сочетания. Эти сочетания фаций донной морены обусловлены динамикой движения ледника, на которую, в свою очередь, оказывает значительное влияние рельеф и тип пород, слагающих ледниковое ложе. Отсюда описанные закономерности фациального строения, несомненно, имеют общее значение и должны проявляться в той или иной степени в донных моренах любого возраста. В самом общем виде соотношение описанных фаций может быть следующим. Большая часть области аккумуляции донной морены оказывается сложенной отложениями фаций пластического течения, различные субфации которых могут указывать на несколько различную динамику этого типа движения льда. Отложения фации отторженцев залегают в виде линз в толще осадков фации пластического течения. В местах, где существовали выступы рельефа ледникового ложа, на участках интенсивного обогащения моренным материалом нижних слоев льда или в связи с резким изменением скоростей движения льда могут накапливаться отложения фации чешуйчатой морены, замещающая по простиранию осадки фации пластического течения. Наконец, отложения фации преобразованной донной морены непосредственно могут перекрывать все предыдущие фации.

Необходимо подчеркнуть, что изложенные представления отличаются известной схематичностью, поскольку не всегда учитывают сложность структуры когда-то существовавших ледниковых покровов. Автор, понимая это, все же счел возможным познакомить читателей с результатами своих исследований, проведенных в последние годы, хотя они являются предварительными, и изложенные здесь выводы во многом носят характер рабочей гипотезы.

ЛИТЕРАТУРА

- Гросвальд М. Г., Кренке А. Н. Вопросы гляциологии Земли Франца-Иосифа. Гляциологические исследования, 1961, № 6.
Евтуев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. — Результаты исследований по программе МГГ, 1964, № 2.
Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969.
Лаврушин Ю. А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.

- Фриструп Б. Новейшие исследования гренландского ледникового покрова.— В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М., «Прогресс», 1964.
- Цытович Н. А. К теории равновесного состояния в мерзлых грунтах.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1945, т. 9, № 5, 6.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1966, вып. 161.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шумский П. А. К теории движения и колебания ледников.— Материалы гляциол. исслед., 1962, № 6.
- Easterbrook J. Void ration and bulk densities as means of identifying Pleistocene tills.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, No. 8.
- Philipp H. Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur.— Neues Jahrb. Geol. und Paleontol. Bd., 1920, B. XLIII.
- Richter K. Studien über fossile Gletscherstruktur.— Z. Gletscherkunde, 1929, Bd. 17, H. 1—3.
- Rozycki S. Z. Middle Poland. Guide-Book of excursion from the Baltic to the Tatras. Part II, v. 1, INQUA VI-th Congress, Warszawa, 1961.
- Rózycki S. Z. Plejstocen Polski srodkowej. Warszawa, 1967.
- Rutkowski E. Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur.— Przegl. geol., 1959, No. 1.
- Seifert G. Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abild der Eisbewegung zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn.— Meyniana, 1954, B. 2.

Геологический институт
Москва

Дата поступления
11.III.1970

УДК 552.541.543(47)

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г. А. КАЛЕДА, Е. А. КАЛИСТОВА

В условиях платформы перекристаллизация карбонатных пород определяется гидродинамическим и гидрохимическим режимами, а давление и температура имеют резко подчиненные значения.

Эпигенез карбонатных пород привлекал значительно меньше внимание исследователей, чем эпигенез пород терригенных. Мономинеральный или биминеральный состав карбонатных пород сильно ограничивает возможности возникновения в них минеральных новообразований. Основные изменения, происходящие в карбонатных породах при автоэпигенезе, сводятся к изменению морфологии их зерен и перераспределению карбонатного вещества в пределах пласта или толщи. Этому способствует сравнительно легкая растворимость карбонатных минералов. В случае привноса или выноса вещества развиваются выщелачивание, замещение одних минералов другими, выполнение различного рода пустот, пор, каверн, трещин.

В широком смысле, любое изменение морфологии кристаллических индивидуумов без изменения их химического и минералогического состава называется перекристаллизацией.

Перекристаллизация, сопровождающаяся увеличением размеров зерен кристаллов, называется обычно собирательной перекристаллизацией (Бакли, 1954). В геолого-петрографической же литературе принято под перекристаллизацией понимать лишь процессы, приводящие к увеличению размеров кристаллов, а для образования мелких кристаллов за счет распада крупных обычно употребляют термин «грануляция» (Швецов, 1958). В этом узком понимании будет использоваться термин перекристаллизации в настоящем сообщении.

Мерой перекристаллизации горных пород является соотношение между исходными «седиментационными» размерами слагающих их кристаллических индивидуумов и размерами последних, возникших в процессе диагенеза, катагенеза или метаморфизма. Однако, имея дело с горными породами, мы не знаем точно исходных первичных седиментационных размеров кристаллов и можем измерять только существующие в настоящее время зерна, а о первых судить на основании общих соображений и аналогий, предполагая, что хемогенный седиментационный кальцит морских осадков является микрозернистым, пелитоморфным. Поэтому задача изучения распределения перекристаллизации по разрезу и в пространстве сводится прежде всего к анализу распределения размерности кристаллов различных минеральных видов.

Однако при таком статистико-количественном размерном подходе к изучению карбонатных пород не могут быть четко разделены собственно перекристаллизация, т. е. изменение размерности кристаллических индивидуумов, и кальцитизация, т. е. образование новых кристаллических индивидуумов за счет привноса новых порций химических соединений.

Перекристаллизация, как и кальцитизация, связана с перераспределением вещества. Различия между ними — лишь в масштабах его пространственного перемещения. В одном случае перераспределение происходит между отдельными рядом расположенными кристаллами, в другом — между разными, часто значительно удаленными частями одного и того же пласта или даже разными горизонтами и системами. Анализ распределения размерности зерен карбонатных минералов по разрезу дает, строго говоря, суммарную картину распределения процессов перекристаллизации и кальцитизации.

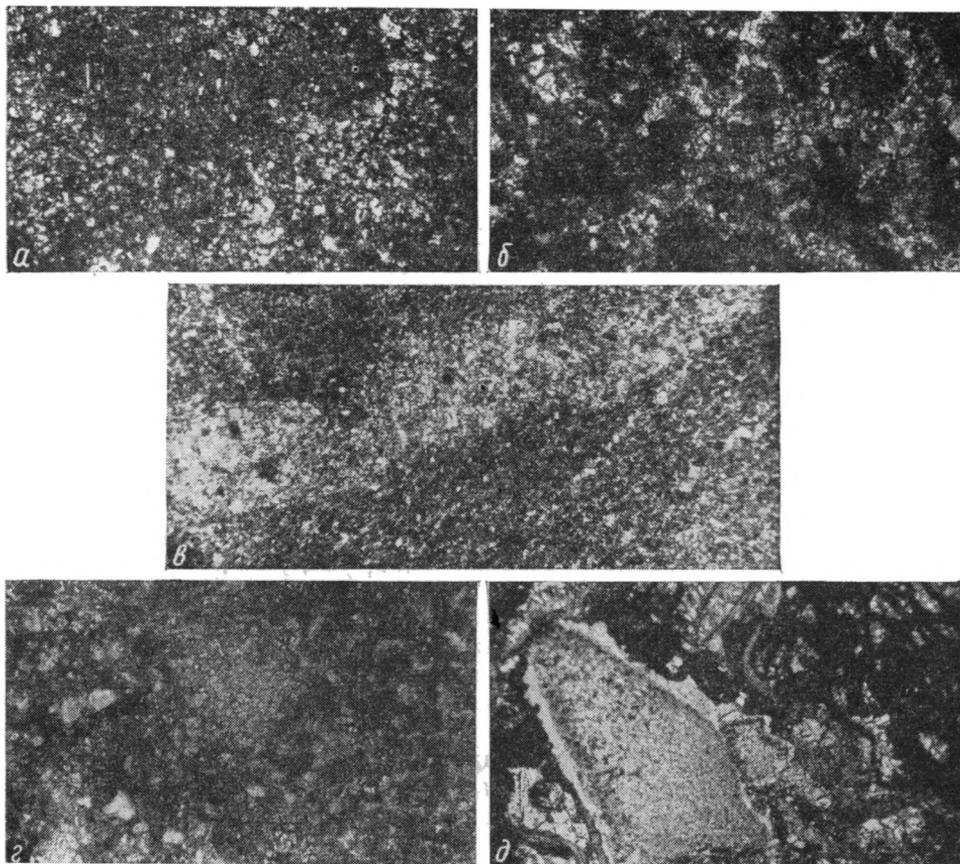
Фактическим материалом для составления настоящего сообщения послужили образцы, шлифы и петрографические описания разрезов 11 опорных скважин, расположенных в центральных и восточных районах Русской платформы, и некоторых других разрезов. Эти материалы любезно предоставили в распоряжение авторов сотрудники ВНИГНИ И. Г. Гассанова, А. А. Рыжова, Т. В. Макарова, С. М. Аронова и др. Пользуемся случаем выразить им свою признательность. Общее количество петрографических описаний с подсчетами и заново проведенных подсчетов в шлифах превышает 3000.

Прежде всего определялось соотношение между микрозернистым кальцитом и другими его разновидностями, которое производилось на глаз с помощью специальных вспомогательных таблиц. При этом определялась сумма всех компонентов породы, принимаемая за 100%, включая микрозернистый и перекристаллизованный кальцит, затем высчитывалось содержание перекристаллизованного кальцита от суммы всех видов кальцита, не образующего форменные компоненты, что значительно повышало точность определения процентного содержания перекристаллизованного кальцита. Размеры карбонатных минералов, слагающих форменные компоненты, не учитывались, поскольку они обычно отражают внутреннее строение скелетных остатков организмов. Вопрос об их перекристаллизации следует рассматривать особо.

Точные замеры зерен кальцита и доломита и содержание микроскопически различных примесей проводили при помощи окуляр-микрометра в шлифах вдоль случайно выбранных линий. Движение шлифа осуществлялось при помощи шлифоводителя. Линии опробования разбивали на произвольные, неравные по своей длине участки, характеризующиеся примерно одинаковыми структурно-текстурными особенностями. Для каждого такого участка определяли средний размер карбонатных минералов и содержание других минеральных образований. Методом среднего взвешенного рассчитывали характеристики для всего шлифа в целом. Расчеты производили в вычислительном центре ВНИГНИ.

Большой просмотренный нами петрографический материал позволил установить многообразие морфологических типов перекристаллизации карбонатных пород Русской платформы, влияние первичных структур и текстур на интенсивность и характер перекристаллизации, закономерности распределения ее по разрезу на крупных структурных элементах (сводах, прогибах, синеклизах). Кроме того, было проведено качественное сравнение характера процессов перекристаллизации палеозойских карбонатных отложений Русской платформы и геосинклинальной области.

Морфологические типы перекристаллизации. Имеющийся обширный фактический материал позволяет выделить значительное количество морфологических типов перекристаллизации, отличающихся друг от друга соотношением перекристаллизованных и неперекристаллизованных участков горных пород. Выделяются следующие основные типы перекристаллизации: рассеянная, агрегатно-рассеянная, прожилковая, кружевная, пятнистая, сплошная. Кроме того, на отдельных участках шлифов иногда наблюдаются дополнительные типы перекристаллизации: пойкилитовая, регенерации, инкрустации, выполнения пор. Последний случай,



Фиг. 1. Некоторые морфологические типы перекристаллизации (Бузулукская скважина)
 а — рассеянная и агрегатно-рассеянная, кизеловский горизонт (C_1), б — кружевная, кизеловский горизонт (C_1), в — прожилковая, кизеловский горизонт (C_1), г — пятнистая, ссикамский горизонт (P_1), д — регенерационная, верейский горизонт (C_2)

а иногда и два предыдущих являются, по существу, не перекристаллизацией, а кальцитизацией. Некоторые из перечисленных типов показаны на фиг. 1.

Указанная последовательность типов перекристаллизации от рассеянной до сплошной соответствует развитию этого процесса и может рассматриваться как ряд от низших зачаточных типов перекристаллизации к высшим, охватывающим всю породу.

Рассеянная перекристаллизация характеризуется тем, что среди микрoзернистой массы наблюдаются отдельные более крупные зерна кальцита. Довольно часто этот тип перекристаллизации наблюдается в микрoзернистых тонкослойных известняках с примесью мелкодетритового материала. Возможно, некоторые из более крупных кристаллов кальцита — это тонкоперетертый раковинный материал органогенного происхождения, что доказать невозможно вследствие малой величины обломков. В указанных известняках отмечается заметное содержание пирита и обуглившихся растительных остатков или битумов. Текстура таких известняков меняется от тонкослойной до беспорядочной.

Агрегатная рассеянная перекристаллизация отличается от предыдущей тем, что более крупные зерна кальцита образуют скопления (агрегаты) среди микрoзернистой массы. Она характерна для тех же типов пород, что и предыдущая, но представляет дальнейшее развитие процессов перекристаллизации.

При *прожилковой* перекристаллизации среди микрoзернистого в той или иной степени перекристаллизованного карбоната кальция наблюда-

ются прожилки кальцита, обычно более крупнозернистые, чем окружающая масса.

Отчетливо различаются два типа прожилков, впервые выделенных нами при изучении карбонатных пород Южного Тянь-Шаня (Каледа 1955): выполнения и перекристаллизации (см. также Страхов и др., 1957). Первые характеризуются четкостью и прямолинейностью границ. По зальбандам часто развиваются крустификационные текстуры. Присутствующие в породе форменные компоненты, рассеянные такими прожилками, мысленно легко соединить. Прожилки этого типа образуются не в результате перекристаллизации, а в результате кальцитизации.

В отличие от них вторые характеризуются неровными, расплывчатыми очертаниями и отсутствием крустификационных агрегатов по их зальбандам. Если эти прожилки рассекают форменные компоненты, то части последних нельзя соединить, так как середина их изъедена и перекристаллизована вместе с веществом самого прожилка. В изученных нами карбонатных породах палеозоя Русской платформы значительно чаще встречаются прожилки перекристаллизации, чем выполнения.

Кружевная перекристаллизация представляет собой дальнейшее развитие агрегатно-рассеянной и прожилковой перекристаллизации. Скопления более крупных зерен кальцита в виде различных узоров внедряются в микрозернистую карбонатную массу, разъединяя ее на отдельные участки.

Пятнистая перекристаллизация представляет собой сравнительно крупное скопление перекристаллизованных зерен кальцита среди микрозернистой массы. От агрегатно-рассеянной она отличается более крупным размером участков, сложенных перекристаллизованным карбонатом кальция. Этот тип перекристаллизации чаще всего встречается в отложениях карбона.

Сплошная перекристаллизация — предельный случай развития перекристаллизации. Выделяются две ее разновидности. В первом случае карбонатная порода полностью или почти полностью перекристаллизована. Во втором случае среди перекристаллизованной породы встречаются реликты первичного микрозернистого карбоната, либо форменные микрозернистые компоненты. На Русской платформе чаще встречается последняя разновидность.

Пойкилитовая перекристаллизация характеризуется тем, что отдельные более или менее значительные участки в шлифах сложены монокристаллом кальцита или же зернами с одинаковой оптической ориентировкой; в них включены мелкие зерна карбоната, являющиеся реликтами первичной породы.

При перекристаллизации, регенерации и кальцитизации вокруг первичного достаточно крупного кристалла образуется каемка, имеющая общие с ним кристаллографические направления. Наличие грануляционной каемки вокруг него затрудняет развитие процесса регенерации.

Нередко регенерация наблюдается только на тех участках, где отсутствует интенсивная грануляция. Однако слабо развитая грануляция не препятствует образованию регенерационных каемок.

Влияние примесей. Влияние примесей на перекристаллизацию карбонатных пород в настоящее время освещено в целой серии работ (Зильберминц, Маслов, 1928; Каледа, 1955; Григорьев, 1956; Каледа и др., 1958; Соколов, 1962). Установлено, что примеси, содержащиеся в горных породах, могут быть разделены на три группы: благоприятствующие перекристаллизации, затрудняющие перекристаллизацию, инертные (Каледа и др., 1958).

Примеси первой группы повышают растворимость основного компонента породы. Для карбонатных пород такими веществами являются растворы угольной кислоты, поэтому петрографически они не устанавливаются. Примеси второй группы понижают растворимость основного компонента породы либо вызывают разобщенность его зерен. Примеси треть-

ей группы химически почти не влияют на растворимость основного компонента и, как правило, встречаются в породах в грубо дисперсном состоянии.

Новые данные не противоречат ранее полученным выводам (Каледа и др., 1958). Очень четко устанавливается весьма слабая перекристаллизация тонкослоистых, глинистых и кремнистых известняков доманиковых фаций, глинистых известняков D₃ (франский ярус, воронежские и семилукские слои), C₁ (частично в турне и тульском горизонте), а также глинистых известняков казанского и татарского ярусов. Сульфатсодержащие известняки обычно характеризуются слабым развитием процессов перекристаллизации, так как сульфат кальция понижает растворимость кальцита (Страхов, 1951).

Следует отметить, что между степенью перекристаллизации кальцита и количеством гипса выявилась статистическая зависимость. Однако, поскольку часть исследованных пород является органогенными известняками, испытанными после перекристаллизации сульфатный метасоматоз, то эта связь оказывается формально не очень жесткой. Доломиты менее чувствительны к сульфатной примеси, и довольно часто встречаются крупнозернистые доломиты с высоким содержанием сульфатных минералов.

Рассеянное органическое вещество также значительно затрудняет перекристаллизацию. Для изучения его влияния нами были определены размеры зерен кальцита в шлифах из образцов, которые использовались при количественных люминесцентных анализах. Оказалось, что с возрастанием содержания битуминозных веществ уменьшается размер зерен кальцита.

Влияние на перекристаллизацию первичных структур и текстур. На характер перекристаллизации большое влияние оказывает первичный состав и первичные структурно-текстурные особенности горных пород. Тонкослоистые известняки с глинистой и другими примесями перекристаллизованы очень слабо, для них характерны низшие типы перекристаллизации: рассеянная, агрегатно-рассеянная, а иногда (если присутствуют фораминиферы) выполнения пор за счет выделения кальцита в камерах фораминифер.

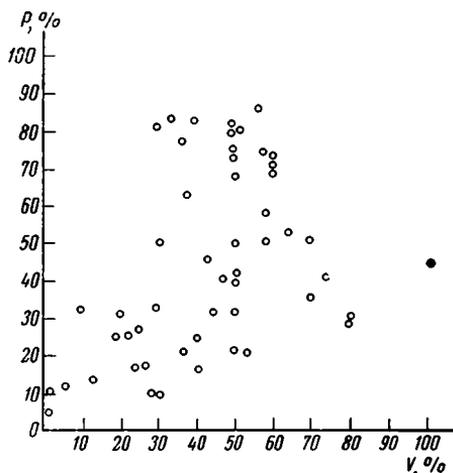
С увеличением содержания скелетных остатков организмов резко возрастает степень перекристаллизованности известняков. Зависимость эта имеет статистический, корреляционный характер и хорошо видна на приведенных графиках рассеивания, по одной оси которых отложено содержание органических остатков, по другой — размер кальцитовых зерен (фиг. 2).

На перекристаллизацию (в частности, на формирование ее морфологических типов) оказывают влияние не только количество органогенных остатков, но и их типовой состав. Особенно сильно перекристаллизовываются известняки с остатками иглокожих. Вокруг обломков криноидей, эхиноидей и др. образуются регенерационные «лимбы». Крупные монокристаллы, из которых сложены их скелеты, кристаллографически «организуют» окружающие пространства. Однако наличие вокруг обломков грануляционных каемок, возникших на стадии седиментогенеза в результате окатывания этих обломков и соударения с другими, делает часто невозможным образование регенерационных «лимбов».

По остаткам членистоногих, брахиопод, пелеципод нередко развиваются крустификационные каемочки. Возникают они, вероятно, во многих случаях на стадии диагенеза, но могут образовываться и на поздних этапах категенеза. Крустификационные (инкрустационные) каемочки бывают двух типов: не связанные с внутренней текстурой обломка и связанные с нею. В последнем случае в кристификационной оболочке можно увидеть признаки кристаллических особенностей самого обломка. Так, муаровым погасанием иногда характеризуются не только обломки трилобитов, но и

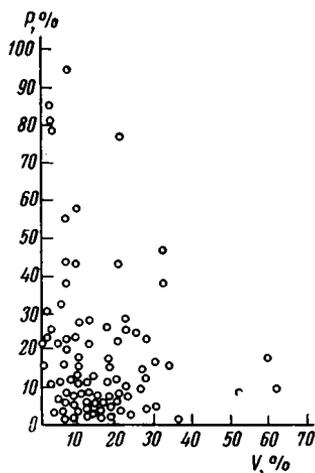
окружающая их каемочка. Таким образом, во втором случае крустификационная каемочка является особым случаем ранее описанной регенерации, характерной для поликристаллических обломков организмов с призматическим или фибровым строением скелетных частей.

Распределение перекристаллизации по разрезу. Первичный состав пород оказывает очень большое влияние на их перекристаллизацию, поэтому от слоя к слою, от горизонта к горизонту степень перекристаллизации сильно варьирует.



Фиг. 2. Зависимость перекристаллизации от содержания в породе (C_2) остатков организмов (Ульяновская скважина)

V — содержание организмов; P — перекристаллизованный карбонат



Фиг. 3. Зависимость перекристаллизации от содержания в породе (D) остатков организмов (Ульяновская скважина)

Условн. обозн. см. на фиг. 2

При петрографической обработке материалов единичных скважин и отдельных стратиграфических горизонтов сначала создается впечатление, что никаких закономерностей в распределении перекристаллизации по разрезу не наблюдается: перекристаллизованный в той или иной степени известняк чередуется с неперекристаллизованным. Однако более внимательный, даже чисто качественный анализ позволяет уловить некоторые закономерности: широкое распространение перекристаллизованных карбонатных пород в P и C , почти полное отсутствие их в O и в более глубоких горизонтах платформенного чехла. На этот факт автор обращал внимание лет 10—12 назад (Каледа, 1958). Статистическая обработка материала выявила более сложную картину распределения процессов перекристаллизации по разрезу Русской платформы.

Для каждого крупного стратиграфического подразделения определялось среднее процентное содержание перекристаллизованного кальцита по всем шлифам. Результаты этого подсчета приведены в табл. 1, 2. В табл. 1 показан средний процент перекристаллизованного кальцита в изученных скважинах. При этом в знаменателе первой дроби дано количество всех изученных шлифов, в числителе — средний процент перекристаллизации, в знаменателе второй дроби указано количество шлифов в которых в той или иной степени отмечается перекристаллизация, так как из подсчета исключены шлифы, сложенные только микрозернистым кальцитом, качественное же соотношение между числителем и знаменателем то же, что и в первой дроби.

В табл. 2 показан средний процент перекристаллизации на основании изученного материала по 11 скважинам.

Таблица 1

Средний процент перекристаллизованного кальцита в скважинах

Скважина	P	C ₃	C ₂	C ₁	D ₃
Ульяновская	$\frac{6,8}{36}$	$\frac{32,3}{29}$	$\frac{20,7}{61}$	$\frac{6,3}{35}$	$\frac{11,6}{170}$
	$\frac{40,7}{6}$	$\frac{48,9}{19}$	$\frac{44,7}{51}$	$\frac{27,6}{8}$	$\frac{19,1}{104}$
Порецкая	Нет шлифов известняков	$\frac{15,5}{25}$	$\frac{28,0}{49}$	$\frac{20,0}{16}$	$\frac{15,7}{62}$
		$\frac{35,4}{11}$	$\frac{47,5}{29}$	$\frac{53,4}{6}$	$\frac{25,5}{39}$
Любимская	$\frac{1,3}{21}$	$\frac{11,3}{23}$	$\frac{9,5}{37}$	Доломиты. Нет шлифов известняков	$\frac{5,7}{113}$
	$\frac{6,4}{4}$	$\frac{65,5}{4}$	$\frac{58,7}{6}$		$\frac{26,5}{31}$
Шарья	$\frac{11,3}{39}$	$\frac{29,9}{9}$	$\frac{9,7}{96}$	Перерыв	$\frac{3,8}{211}$
	$\frac{30,0}{15}$	$\frac{38,4}{7}$	$\frac{38,6}{24}$		$\frac{31,6}{14}$
Мосоловская	Перерыв	Перерыв	$\frac{27,6}{21}$	$\frac{18,1}{15}$	$\frac{14,2}{124}$
			$\frac{41,4}{14}$	$\frac{38,8}{7}$	$\frac{36,4}{59}$
Бузулукская	$\frac{3,7}{99}$	$\frac{10,4}{93}$	$\frac{12,6}{111}$	$\frac{14,3}{15}$	Не вскрыто
	$\frac{30,8}{12}$	$\frac{32,4}{30}$	$\frac{37,5}{56}$	$\frac{33,3}{2}$	
Котельничская	$\frac{9,3}{101}$	$\frac{0,1}{85}$	$\frac{2,7}{56}$	$\frac{25,0}{6}$	$\frac{9,5}{229}$
	$\frac{34,0}{37}$	$\frac{6,9}{1}$	$\frac{26}{6}$	$\frac{65,2}{2}$	$\frac{33,9}{66}$
Опаринская	$\frac{15,0}{82}$	$\frac{16,5}{39}$	$\frac{18,2}{87}$	$\frac{38,4}{10}$	$\frac{13,3}{73}$
	$\frac{28,8}{43}$	$\frac{37,7}{17}$	$\frac{48,0}{33}$	$\frac{63,9}{6}$	$\frac{27,0}{36}$
Мелекесская	$\frac{19,2}{9}$	$\frac{7,7}{64}$	$\frac{18,7}{137}$	$\frac{19,2}{148}$	$\frac{25,2}{100}$
	$\frac{28,8}{6}$	$\frac{38,0}{13}$	$\frac{46,6}{55}$	$\frac{38,5}{74}$	$\frac{45,9}{55}$
Прудская	Перерыв	Перерыв	$\frac{17,4}{93}$	$\frac{26,7}{24}$	$\frac{17,8}{103}$
			$\frac{52,5}{31}$	$\frac{49,4}{13}$	$\frac{29,2}{63}$
Зубово-Полянская	Перерыв	Перерыв	$\frac{20,7}{31}$	$\frac{14,6}{13}$	$\frac{17,8}{109}$
			$\frac{30,1}{26}$	$\frac{68,3}{3}$	$\frac{24,6}{79}$

Первая особенность распределения перекристаллизации — степень перекристаллизации карбонатных пород закономерно возрастает от пермских отложений к верхне-, средне- и нижнекаменноугольным и резко уменьшается в девонских.

Зона интенсивного возрастания перекристаллизации сверху вниз по разрезу, строго говоря, ограничена пермскими и верхне- и среднекаменноугольными отложениями. В С₁, по одним данным, происходит некоторое усиление перекристаллизации по сравнению с С₂, по другим — некоторое ослабление.

Таблица 2

Изменение перекристаллизации известняков по разрезу

Возраст отложений	Среднее содержание перекристаллизованного кальцита, %			
	во всех известняках		в известняках с признаками перекристаллизации	
	от общего количества шлифов	по отдельным скважинам	от общего количества шлифов	по отдельным скважинам
P	8,1	8,2	30,6	28,4
С ₃	11,5	16,5	38,7	37,9
С ₂	14,7	16,1	42,7	42,8
С ₁	10,2	14,7	44,9	47,0
D	9,8	10,2	27,5	26,6

По ордовичским и более древним отложениям пока нет достаточно представительного статистического материала. Судя по просмотренным шлифам, здесь почти исключительно микрозернистые не перекристаллизованные известняки. Даже в органогенных разностях, часто встречающихся в О, следы перекристаллизации ничтожны. Слабая перекристаллизованность карбонатных пород глубоких горизонтов Русской платформы свидетельствует о том, что в условиях платформы возрастание температуры и давления с глубиной не оказывает практически никакого существенного влияния на процессы перекристаллизации карбонатных пород.

Вторая особенность распределения перекристаллизации карбонатных пород по разрезу Русской платформы — заметное ее усиление ниже уровня стратиграфических перерывов в разрезах. Причем в одном случае перекристаллизация резко возрастает непосредственно под поверхностью перерыва, в другом — несколько ниже этой поверхности. Первый случай наблюдался в Порецкой скважине в основаниях башкирского яруса, яснополянского и задонского горизонтов, фаменского яруса; в Любимской скважине в основаниях яснополянского горизонта и котельнической пачки верхнешигровского горизонта; в Бузулукской скважине в основаниях башкирского и турнейского ярусов; в Прудах в основании башкирского яруса. Второй случай наблюдался ниже перерыва в основании рудкинского горизонта Порецкой скважины, в Ульяновской скважине в основаниях яснополянского горизонта и башкирского яруса; в Прудах в основании евлановского горизонта.

Весьма интенсивная перекристаллизация характерна для башкирских отложений, залегающих под предверейским перерывом. На фоне общей очень слабой перекристаллизации девонских отложений евланово-ливенские, залегающие под задонским перерывом, характеризуются высокой степенью перекристаллизации.

Здесь, по данным С. В. Тихомирова (1967 г., устное сообщение), зона повышенной перекристаллизации переходит с одного стратиграфического горизонта на другой (в связи с трансгрессивным залеганием их на задонских отложениях).

Третья особенность распределения перекристаллизации карбонатных пород на Русской платформе заключается в том, что первичный состав в каменноугольных и пермских отложениях оказывает значительно большее влияние на интенсивность и характер перекристаллизации, чем в девонских и более древних отложениях. Так, для отложений карбона характерна достаточно тесная корреляция между количеством органических остатков и степенью перекристаллизации: с увеличением количества органических обломков степень перекристаллизации возрастает. Для девонских отложений эта зависимость становится значительно менее четкой, а иногда вообще отсутствует (фиг. 3).

Все три сформулированные нами особенности распределения перекристаллизации имеют статистический характер. Они выведены в результате анализа средних из большого числа наблюдений. В отдельных скважинах и районах могут быть отклонения от этих общих закономерностей в зависимости от состава пород и местных особенностей гидродинамики.

Распределение перекристаллизации по крупным структурным элементам Русской платформы. Была сделана попытка выяснить распределение перекристаллизации и на отдельных крупных структурных элементах Русской платформы (своды, синеклизы, впадины). В целом достаточно отчетливо устанавливается, что процессы перекристаллизации значительно интенсивнее идут на положительных структурах, чем на отрицательных (табл. 3).

Таблица 3

Перекристаллизованность известняков на сводах и прогибах Русской платформы								
Возраст отложений	Среднее содержание перекристаллизованного кальцита, %							
	во всех изученных образцах известняков				в образцах известняков с признаками перекристаллизации			
	от общего количества шлифов		по отдельным скважинам		от общего количества шлифов		по отдельным скважинам	
	своды	прогибы	своды	прогибы	своды	прогибы	своды	прогибы
P	11,0	5,1	10,3	8,8	31,8	27,5	34,5	24,0
C ₂	11,1	10,5	16,1	14,8	41,0	35,3	43,3	32,2
C ₃	17,6	14,4	17,9	14,8	44,3	41,9	44,5	41,5
C ₁	18,2	18,6	21,8	17,2	50,1	38,4	54,6	36,98
D	13,2	10,4	14,2	12,2	25,7	37,3	26,5	35,1

Качественное соотношение числовых показаний во 2 и 4, 3 и 5, 6 и 8, 7 и 9-м столбцах аналогично описанному для табл. 2 (столбцы 2 и 3, 4 и 5-й).

Однако от этой общей закономерности наблюдаются заметные отклонения, связанные, по-видимому, с изменениями структурного плана платформы, в процессе ее развития. Различия средних значений перекристаллизованности между положительными и отрицательными структурами для верхних горизонтов более четкие, чем для нижних. По отдельным показателям для девонских известняков наблюдаются даже обратные соотношения.

Довольно четкая зависимость между содержанием органических остатков и степенью перекристаллизации, характерная для сводовых разрезов каменноугольных и пермских отложений, слабее выражена в разрезах прогибов и депрессий.

Перекристаллизация и пористость. В литературе нередко можно встретить утверждение, что «перекристаллизация увеличивает пористость». В большинстве случаев оно неверно. При перекристаллизации, происходящей под давлением, объем сокращается, так как несколько мелких зерен занимает больший объем, чем одно зерно с равным количеством тех же ионов. В большинстве случаев в условиях платформы перекристаллизация и увеличение пористости — следствия одной и той же при-

чины: переработки горных пород циркулирующими подземными водами, что сопровождается и перекристаллизацией минералов на месте и одновременным выносом части вещества. По данным Н. А. Мельниковой, на площадях Красноярской, Султтангуловской, Твердиловской, Бобровской, Родинской и других Оренбургской области общая пористость сильно перекристаллизованных известняков 3—16%, а слабо перекристаллизованных 0—3%. К участкам перекристаллизации приурочены поры размером 0,06—0,2 мм и более.

Сильно перекристаллизованные башкирские отложения, лежащие под предверейским перерывом или евлано-ливенские, лежащие под предзаконским перерывом, характеризуются также повышенной вторичной пористостью.

В этом отношении весьма интересны данные по Самарской Луке, где отложения, залегающие под задонским перерывом, характеризуются высокими значениями перекристаллизованности, но и значительной пористостью. Разные стратиграфические горизонты, лежащие под указанным перерывом, имеют одинаковую характеристику на кривых ПС.

Вместе с тем имеются многочисленные случаи, когда сильно перекристаллизованные известняки, сложенные средне- и крупнозернистым кальцитом, являются малопористыми.

Некоторые различия перекристаллизации карбонатных пород геосинклинальных областей и Русской платформы. Для выяснения особенностей процессов перекристаллизации на Русской платформе и в геосинклинальных областях нами были изучены процессы перекристаллизации каменноугольных девонских и лудловских отложений в разрезе Тянь-Шаня. К сожалению, собрать достаточно представительный материал по горному обрамлению Русской и Скифской платформ не удалось.

В изученной нами геосинклинальной области в целом процессы перекристаллизации развиты, во-первых, значительно шире, чем на Русской платформе, во-вторых, в ней более резко, чем на платформе увеличивается степень перекристаллизации от молодых к древним отложениям (в пределах рассмотренного стратиграфического материала). В интрагеосинклиналях в общем процессы перекристаллизации развиты слабее, чем в интрагеоантиклиналях, что связано с разным фациальным составом исходных пород и в известной мере сближает процессы перекристаллизации на платформах и геосинклиналях. Отмечается усиление процессов перекристаллизации от периферических зон геосинклинальных областей к центральным с характерными для них интрузивными породами, резкие различия степени перекристаллизации отдельных тектонических зон, разделенных разломами, интенсивное усиление процессов перекристаллизации в приконтактных частях интрузии. Довольно характерно для геосинклиналей срастание крупных зерен, происходящее, по-видимому, с перестройкой кристаллической решетки. Более широко, чем на платформе, развиты лапчатые формы кальцита, а также его сдвойникованные зерна, практически отсутствующие или редко встречающиеся на платформе.

Приведенный выше анализ большого фактического материала по перекристаллизации карбонатных пород палеозоя Русской платформы позволяет сделать следующие чисто эмпирические по своему характеру выводы:

1. Интенсивность и морфологический тип перекристаллизации зависят главным образом от первичного седиментационного состава горных пород.

2. Перекристаллизация увеличивается сверху вниз по разрезу от чермских отложений к нижнему карбону и резко ослабевает в девонских и более древних отложениях.

3. Перекристаллизация усиливается под зонами перерывов;

4. Перекристаллизация сильнее проявляется на положительных структурах, чем на отрицательных.

5. Зоны перекристаллизации часто характеризуются и повышенной пористостью.

Каков же механизм процесса, определяющего эти закономерности?

Выводы, сформулированные в пунктах 2, 3, 4 и 5, свидетельствуют о том, что в условиях Русской платформы на процессы перекристаллизации карбонатных пород не оказывает существенного влияния повышение давления и температуры с глубиной. Следовательно, основные факторы, определяющие различия в перекристаллизации по разрезу и тектоническим элементам — гидродинамический и гидрохимический. В складчатых областях температурный фактор, бесспорно, имеет большее значение.

Перекристаллизация минералов может идти тремя различными способами: путем перехода части вещества в раствор и последующего осаждения его вновь; расплавлением и новым повторным застыванием; в результате объединения решеток в твердой фазе, без промежуточного растворения или расплавления.

Второй способ, вследствие диссоциации кальцита на Ca^{2+} и CO_3^{2-} при высокой температуре еще до точки плавления, невозможен; третий, как видно из изложенного материала, по-видимому, на платформах существенного значения не имеет.

Процесс растворения кальцита состоит из трех стадий: 1) диссоциация кальцита на поверхности раздела твердой и жидкой фазы на карбонат-ион (CO_3^{2-}) и ион кальция (Ca^{2+}); 2) реакция между карбонат-ионом (CO_3^{2-}) и растворенным в воде углекислым газом (CO_2) с образованием бикарбонат-ионов: $\text{CO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{HCO}_3$; 3) удаление ионов Ca и его растворимых бикарбонатных солей от контакта твердой и жидкой фазы в результате диффузии и движения жидкости.

Если бы реакции 1 и 2 проходили мгновенно, то скорость растворения определялась бы лишь скоростью переноса жидкости. При неподвижной поровой жидкости быстро наступает равновесие между раствором и твердой фазой и процесс растворения прекращается.

В. М. Гортиков и Л. И. Пантелеева (1937) измеряли скорость растворения в кислотах быстро вращающихся кристаллов кальцита и пришли к выводу, что при возрастании скорости вращения кристалла скорость растворения увеличивается.

Этим объясняется выщелачивание известняков ниже поверхностей, отвечающих перерывам.

По той же причине процессы растворения должны интенсивнее протекать в породах с высокой первичной пористостью и проницаемостью, чем в породах мало проницаемых. Поэтому выщелачиванию и перекристаллизации скорее подвергаются органогенные известняки, чем микрозернистые, пелитоморфные. Приуроченность проявлений карста, особенно микрокарста, к первым неоднократно отмечалась в литературе (Соколов, 1962). С глубиной меняется не только подвижность воды, но и состав подземных вод. Бикарбонатные воды, характерные для верхних частей литосферы, с глубиной заменяются сульфатными и сульфатно-хлоридными. Из закона Нернста и правила доминантной соли Н. М. Страхова (1951) следует, что растворимость кальцита в последних должна быть весьма низкая (Каледя, 1958; Соколов, 1962), что хорошо подтверждается экспериментальными данными О. К. Янатьевой (1956). Об этом же косвенно свидетельствуют и материалы, приведенные в настоящей работе, о низкой перекристаллизации гипсосодержащих известняков.

Однако для перекристаллизации необходимо, чтобы происходило не только растворение, но и осаждение вещества. Перекристаллизация

возможна потому, что с увеличением дисперсности увеличивается растворимость.

М. А. Цветкова (1949), проводившая эксперименты под действием слабой HCl на песчаники с известковым цементом, отмечала, что, несмотря на разрушение мелкозернистого кальцита цемента, крупнозернистый кальцит почти не меняется.

Г. И. Теодорович (1950) подтверждает, что при обработке анализов карбонатных пород 2%-й HCl обычные зерна кальцита теряют полировку и темнеют через 30 сек.; грубозернистый кальцит при протравлении слабо темнеет лишь через 2 мин.

И. Миллер (1952), изучавший растворимость весьма чистого тонкозернистого известняка и оптического кальцита, установил, что у первого она значительно выше, чем у второго. Из его данных следует, что в углекислых водах разница в растворимости при $t=42$ и 75° составляет 10%. Различия в растворимости микрозернистого и крупнозернистого кальцита наглядно проявляются в процессах метасоматической доломитизации. Г. И. Теодорович (1950) и С. Г. Вишняков (1951) отмечали большую устойчивость к доломитизации крупнозернистых разновидностей известняков по сравнению с мелкозернистыми.

Специальные исследования физико-химиков, начиная с работ Г. А. Хюллета и В. Освальда, показали, что в определенных значениях концентраций один и тот же раствор может быть недонасыщенным для мелких кристаллов и перенасыщенным для крупных. Делались попытки выразить эту зависимость в математической форме. Известна формула Освальда-Фрейндлиха

$$C_r = C_\infty e^{F/r},$$

где C_r — концентрация насыщенного раствора для малого кристалла с радиусом r ; C_∞ — концентрация насыщенного раствора для большого кристалла; e — основание натуральных логарифмов;

$$F = \frac{2\sigma M}{RTd},$$

где σ — удельная поверхностная энергия граней, равновесной формы кристалла; d — плотность кристалла; M — молекулярный вес растворимого вещества, T — абсолютная температура; R — газовая постоянная.

Растворимость кристаллов с увеличением размера уменьшается сначала постепенно, а затем по достижении определенной величины резко уменьшается, асимптотически приближаясь к теоретическому значению растворимости бесконечно больших кристаллов. В физико-химических опытах было установлено, что различия в степени растворимости имеют существенное значение только для чрезвычайно малых кристаллов размерами порядка $1 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ см, для более крупных размеров различия в растворимости имеют пренебрежительно малые значения (Полторак, 1957; Пунин, 1964, 1965). Однако в геологическом масштабе времени эти пренебрежительно малые для химика различия могут иметь петрографическое значение.

Следует также учитывать, что растворимость минералов и скорость роста зависят не только от их размеров, но и от наличия в них примесей и дефектов кристаллической решетки (Григорьев, 1961; Пунин, 1965). Это приводит к тому, что однородные хомогенные известняки более устойчивы к процессам перекристаллизации, чем известняки гетерогенные, состоящие из обломков различных организмов и хомогенных кристаллов, более склонных к перекристаллизации, чем первые.

Возможно, что для перекристаллизации при геологических процессах наличие разных по своему строению кристаллов имеет большее значение, чем наличие кристаллов разного размера. При этом частые смены температур, давления и состава подземных вод резко способствуют процессам перекристаллизации, выщелачивания и кальцитизации и их чередованию во времени.

Таким образом, все перечисленные совокупности физико-химических условий создают предпосылки для наиболее интенсивной перекристаллизации органогенных пористых известняков, залегающих в верхней части осадочного чехла (в зоне активного водообмена) с частыми сменами температур и химического состава подземных вод.

Детальное изучение процессов перекристаллизации и кальцитизации осадочных и, прежде всего, карбонатных пород может иметь важное значение для познания геологической истории подземных вод платформенных территорий. Работы эти пока еще только начаты.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакли Г. Рост кристаллов. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород.— Докл. АН СССР, 1951, т. 76, № 1.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
- Горелик С. С. Отдых и рекристаллизация.— В кн.: Металловедение и термическая обработка стали, серия 1. М., Гостехиздат, 1961.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов.— Зап. Всес. минер. о-ва, 1956, сер. 2, ч. 85, вып. 2.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961.
- Зильберминц В. А., Маслов В. П. К литологии каменноугольных известняков Донецкого бассейна.— Тр. Ин-та прикладн. минералог. и металлург. М., Изд-во НТУ ВСНХ, 1928, вып. 35.
- 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.
- Полторак О. М. Термодинамика кристаллов.— Ж. физ. химии, 1957, т. 31, вып. 11.
- Пунин Ю. О. Перекристаллизация с укрупнением зерна в водном растворе.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 3.
- Пунин Ю. О. К вопросу о механизме перекристаллизации.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 4.
- Соколов Д. С. Основные условия развития Карста. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1951, вып. 124.
- Страхов Н. М. (ред.). Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Поволжской области. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Цветкова М. А. Изменение структуры порового пространства пород-коллекторов нефти под влиянием обработки их соляной кислотой.— Докл. АН СССР, 1949, т. LXIV, № 4.
- Швецов М. С. О некоторых вторичных изменениях известняков.— Тр. МГРИ, 1958, т. 33.
- Янатьева О. К. О характере растворимости доломита в воде и в растворах серно-кислого кальция при различных парциальных давлениях CO_2 .— Ж. неорган. химии, 1956, т. 1, вып. 7.
- Miller J. A portion of the system calcium carbonate-carbon dioxide-water, with geological implications. Amer. J. Sci., 1952, v. 250, No. 3.

ВНИГНИ
Москва

Дата поступления
13.XI.1969

УДК 553.22.549.76.31

**СУЛЬФАТНЫЙ И ДОЛОМИТОВЫЙ МЕТАСОМАТОЗ
В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ¹**

Л. М. БИРИНА

Ангидриты морфологически делятся на пластовые, пятнистые (гнездовые и обломочные), полосчатые, жильные и дендритовидные. Пластовые разности состоят из слившихся между собой гнезд. Все гнезда образовались метасоматически. Полосчатые ангидриты-доломиты — результат избирательного метасоматоза породы, состоящей из пористых гранулярных слоёчков и плотных микрзернистых. Годичной слоистости в ангидритах нет. Доломитизация сопутствует ангидритообразованию, создавая ореол вокруг ангидритовых толщ. Все доломиты метасоматические, в том числе и микрзернистые их разности. Спутниками ангидрита, кристаллизационно с ним сопряженными, кроме гипса и доломита, являются также кремнезем, целестин, флюорит и др.

Структурные и текстурные особенности ангидрита, а также совместная кристаллизация с кремнеземом, флюоритом и др. позволяют уверенно считать эти образования вулканогенно-метасоматическими.

Ангидриты и доломиты центральной части Русской платформы присутствуют почти во всех горизонтах палеозоя. Содержание их в отложениях меняется по разрезу и площади. Больше всего ангидритов и доломитов P_1 в фаменском ярусе; много их в ярославской серии, D_2 и казанском ярусе; они спорадически развиты в надверейской карбонатной толще C и франских отложениях.

Проведенные в течение многих лет и по огромному kernovому материалу исследования давно привели автора к выводу о метасоматическом происхождении этих ангидритов (Биринa, 1951, 1961).

Мало кому известно, что до середины прошлого века исследователи гипс-ангидритовых отложений всех стран единодушно считали их метасоматическим образованием, возникшим путем химического взаимодействия сульфата магния, содержащегося в циркулирующих водах, с кальцитом. Характер взаимоотношения сульфатов с вмещающими их породами не оставлял сомнений в метасоматическом их происхождении. Некоторые исследователи связывали возникновение метасоматических процессов с проникновением в породы серных возгонов по трещинам при вулканических излияниях (Романовский, 1864). К метасоматическим образованиям относил сульфаты и Н. А. Головкинский (1869).

Позднее выяснились некоторые особенности строения сульфатоносных толщ, казалось бы трудно совместимые с представлением о вторичном их происхождении. В частности, казался совершенно необъяснимым пла-

¹ Работа доктора геол.-минералог. наук Л. М. Бириной была доложена на 2-м семинаре по результатам глубокого бурения на Русской платформе. Она была подвергнута на семинаре резкой критике со стороны М. П. Фивега, Я. Я. Яржемского, А. И. Осиповой и других лиц, выступавших в прениях. Решением семинара доклад Л. М. Бириной публикуется совместно с критическими замечаниями. — *Прим. ред.*

стовый характер гипс-ангидритовых отложений, нередко наблюдающаяся в них частая перемежаемость с осадочными породами, приуроченность к определенным фациям, отсутствие следов вулканической деятельности во вмещающих отложениях. Возникли новые представления, из которых наибольшее распространение получила гипотеза химического осаждения сульфатов вместе с другими солями в результате выпаривания морской воды в лагуне, отделенной от моря каким-либо барьером, баром, так называемая, теория баров, создателем которой был К. Юксениус.

Несмотря на высказывавшиеся уже тогда серьезные возражения, теория баров быстро и надолго приобрела большую популярность и, по существу, уже около века господствует во всех классических руководствах по исследованию соленакопления. В настоящее время на основе такого толкования происхождения ангидритов построены почти все фациальные схемы древних отложений, содержащих ангидриты и другие соли, в СССР и за границей.

Между тем отождествление процессов осадконакопления в современных мелких усыхающих водоемах с процессами, обусловившими появление мощных толщ древних солей, зиждется на весьма шатких основаниях. Сравнивая древние и современные отложения солей, можно увидеть между ними весьма мало сходства — различны их минералогический состав, структура и текстура. ↓

В древних толщах преобладает ангидрит, тогда как ни в одном современном солеродном бассейне мы не найдем этого минерала в сколько-нибудь заметном количестве — сульфат кальция представлен там исключительно гипсом. Эта особенность древних сульфатов давно замечена исследователями и много лет является предметом широкого обсуждения в существующей специальной литературе. Химики ставили специальные эксперименты, чтобы выяснить, при каких условиях может происходить садка ангидрита из морской воды, минуя стадию гипса. Известно, что ангидрит первым оседает из водной среды лишь при $t > 42^\circ$, которая в природе наблюдается редко, в обычных же условиях сначала оседает гипс. Применяя растворы с разной концентрацией солей, обычных в морской воде, удалось подобрать сочетание солей в маточном растворе, при котором сульфат сразу стал оседать в виде ангидрита при $t \leq 20^\circ$ (D'Ans u. a., 1955).

Казалось бы задача решена, объяснение найдено. Но встал вопрос, как могло держаться в бассейне на одном уровне содержание солей катализаторов в течение таких колоссальных отрезков времени без изменения и при отсутствии отложения этих «сопутствующих» солей в осадке. Станным кажется и отсутствие ангидрита в зал. Кара-Богаз-Гол, где комплекс сопутствующих солей так богат. Почему в этой классической природной лаборатории ангидрит не образуется даже при наличии значительно более высокой температуры раствора?

Все это привело к следующему допущению, также распространенному в геологической литературе, что сульфат сначала образовался в виде гипса и лишь позднее «перекристаллизовался» в ангидрит.

На невероятность этого предположения давно указывали исследователи. Петрографические данные, как известно, говорят, что никаких реликтов гипса в ангидритах нет. Наоборот, внутри гипса почти всегда обнаруживаются участки ангидрита, что свидетельствует о вторичности гипса по соотношению к ангидриту².

Тем не менее даже в новейшей литературе можно встретить утверждение, что ангидрит образовался из гипса. Можно лишь удивляться, с какой легкостью некоторые геологи переводят более стойкую, в усло-

² В работе Л. Ф. Дельвига (Dellwig, 1955) указываются псевдоморфозы ангидрита по гипсу без приведения конкретных данных в пользу такого заключения.

виях земной коры, легко образующуюся разность сульфата — гипс, в малоустойчивый ангидрит, для образования которого требуются особые условия, по существу нам совсем неизвестные, так как в настоящее время ни в одном бассейне, ни на одном континенте таких условий нет. Необоснованность такого толкования совершенно очевидна. Петрографические наблюдения и геологические данные говорят о том, что ангидриты являются первичной формой выделения сульфатов в древних осадочных толщах, и, следовательно, минералогически не могут быть приравнены к современным отложениям сульфатов в лагунах и озерах.

Различие древних и современных солей по текстуре заметить труднее, но все же возможно. По моим наблюдениям, в зал. Кара-Богаз-гол самосадочная соль состоит из разнородных и в какой-то мере разновременных групп кристаллов, кристаллизационно сопряженных лишь в отдельных местах, тогда как древние соли представляют собой единый кристаллизационный агрегат, расположение зерен в котором напоминает обычную кристаллическую породу. Мощные пачки древней соли кристаллизовались в основном одновременно, в отличие от периодически выпадающих и разрастающихся в разное время кристаллов самосадочной соли.

Исследуя в течение ряда лет палеозойские отложения на Русской платформе, я еще в 1943 г. на основе имевшегося у меня тогда небольшого материала пришла к выводу о метасоматическом происхождении развитых в них сульфатных толщ, образовании их в результате воздействия вулканогенных эксгаляций на известняки. Таким образом, наблюдения привели меня к тому же взгляду на формирование древних сульфатов, который существовал у геологов в середине прошлого века, хотя соответствующие литературные материалы тогда мне не были знакомы.

Этот вывод в свое время подвергся резкой критике, к сожалению, преимущественно устной. В качестве доводов приводилось видимое отсутствие следов вулканической деятельности в сульфатоносных отложениях, а также отсутствие на платформе разломов и трещиноватости, по которым могли бы проникнуть эманации. Позднее следы магматической деятельности были открыты во многих районах: в Московской синеклизе, вблизи Татарского свода, на Вятском валу, в Башкирии. Найдены вулканические образования и непосредственно в галогенных толщах (Белоруссия и др.). Установлены и многочисленные крупные и мелкие разломы в фундаменте.

Вместе с тем в печати уже появились и новые высказывания в пользу метасоматического происхождения ангидритов. И. В. Хворова (1958) отнесла ангидриты S_2 к метасоматическим, а флюорит прямо к вулканогенным продуктам. М. С. Швецов (1948) указывает на замещение ангидритом карбонатной породы в слоях D. Многочисленные данные о явлениях метасоматоза приведены в статьях А. Фаулера (Fowler, 1944), Р. К. Данхема (Dunham, 1948), С. Е. Голлингворта (Hollingworth, 1948), Ф. Г. Стьюарта (Stewart, 1949), посвященных эвапоритам Англии. Мощные толщи гипса, образовавшегося путем метасоматического замещения известняков, известны в Иране, Британской Колумбии, Африке и в меньшем объеме в Западной Сибири (р. Абакан), Казахстане (Писарчик, 1958). Наконец, обстоятельный анализ данных в пользу метасоматического происхождения галогенных толщ в целом и критический разбор существующих теорий галогенеза приведен в статьях Н. А. Кудрявцева (1966_{1, 2}). Значительно пополнились и мои наблюдения. В 1948—1957 гг. и позднее мною были детально изучены ангидриты Pz_1 , D, C и P в Урало-Поволжье попутно и по специальному заданию и подтверждена правильность высказанного мною ранее предположения о вулканогенно-метасоматическом их происхождении. Материалы этих исследований и составляют главную часть моего сообщения.

Прежде чем приступить к дальнейшему изложению, хочу сказать, что, несмотря на обширнейший список работ по ангидритам, они еще слабо изучены, и особенности их строения до сих пор мало известны. Внешняя однородность и однообразие этих отложений приводят к тому, что литологи нередко описывают целую пачку ангидритов по одному куску, преимущественно визуалью. Между тем только послойное изучение разреза по полированным образцам и в шлифах позволяет понять структуру и текстуру ангидритовых пород.



Фиг. 1

Фиг. 1. Замещение ангидритом микро-
слоистой карбонатной породы

Пришлифовка, нат. вел. Тапьянская скважина,
кунгурский ярус

Фиг. 2. Внутрислоевое смятие в ангидри-
тизированном микрослоистом доломите

Пришлифовка, нат. вел. Котельничская сква-
жина, фаменский ярус



Фиг. 2

Перехожу к изложению конкретного материала.

Морфологически выделения ангидрита можно разделить на *пластообразные*, или *массовые*, *пятнистые* (гнездные и обломочные) *полосчатые*, *жилные* и *дендритовидные*.

Пластообразные ангидриты, как это давно установлено детальными исследованиями Н. А. Головкинского (1869), Б. П. Кротова (1926) и подтверждается моими наблюдениями, представляют по существу слившиеся гнезда, в которых основная порода сохранилась лишь в виде тончайших пленок и перемычек. По простираию эти «пласты» быстро выклиниваются, не прослеживаясь даже в двух соседних скважинах. Между тем наличие гнездовой формы само по себе уже говорит о вторичности этих образований ангидрита по отношению к вмещающим породам.

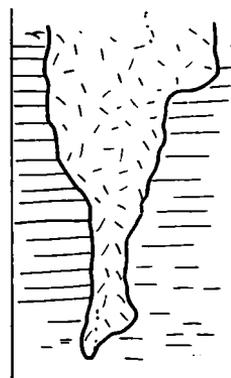
На шлифованном срезе можно видеть, что образовались эти ангидриты не в пустотах и подлостях, а путем замещения вмещающей их карбонатной породы — внутри их нередко можно различить полурастворенные слои вмещающей породы с характерной для нее текстурой, вплоть до косослоистой, наблюдать разъедание форменных компонентов породы, расщепление слойков, их замещение (фиг. 1). Нередко наблюдается смятие слоечков, быстро затухающее кверху (фиг. 2), вследствие чего деформированные слойки оказываются зажатыми меж-

ду правильными горизонтальными слоями. При этом слои перевертываются, опрокидываются, видно волочение по наслоению сдвинутых частей их; встречающиеся на пути крупные компоненты породы (например, гальки) вздыбливаются. Все это несомненно указывает на движение ангидритобразующих веществ, размягчавших и деформировавших на своем пути карбонатные слои. Следы течения иногда непосредственно запечатлены в контурах гнезда ангидрита — струеобразных или в виде загустевшей капли (фиг. 3). Весьма любопытны встреченные в кунгурском ярусе следы нагнетания ангидритообразующих веществ с образованием гофрировки, не затрагивающей текстуры вмещающих отложений, — наложенной гофрировки, сквозь которую можно различить горизонтально залегающие слои карбонатной породы.

Структурные особенности кристаллических агрегатов ангидрита в гнездах не характерны для осадочных пород — наиболее распространена в них флюидная и веерообразная структура, свойственная магматическим породам. При этом кристаллические агрегаты смежных гнезд между собой структурно сопряжены — волокна ангидрита располагаются в них как бы в едином структурном рисунке, образуя в целом веерообразный пучок более крупного размера. Такая структурная сопряженность наблюдается в ангидритовых гнездах в латеральном направлении и по вертикали.

Все эти данные, несомненно, говорят об образовании ангидритов в результате метасоматических реакций, преобразовавших на обширных пространствах карбонатные пласты на большую глубину.

Размеры зоны синхронного метасоматоза и его время установить по скважинам затруднительно вследствие неполноты ядерного материала. О верхнем временном пределе метасоматоза дают некоторое представление следы размыва ангидритовых слоев (фиг. 4) с отложением галек на их поверхности. В фаменском ярусе следы перерывов и прослои



Фиг. 3. Гнездо ангидрита в виде загустевшей капли

Зарисовка, нат. вел. Котельничская скважина, С

Фиг. 4. Вздыбленные при ангидритизации слои карбонатной породы размыты и перекрыты тонкослоистым доломитом

При шлифовке, нат. вел., Котельничская скважина, фаменский ярус



обломочных ангидритов многочисленны: они появляются в разрезе нередко через 1—2 м. Это говорит о том, что метасоматоз здесь охватывал не сразу всю толщу ангидритов, а периодически преобразовал пачку за пачкой. Однако наблюдаются и толщи, вовсе лишенные следов перерыва и переотложенного ангидритового материала, например галогенные образования кунгура на платформе. Здесь метасоматоз, очевидно, охватывал сразу всю толщу, включающую в настоящее время ангидриты. Верхний предел времени данного метасоматоза устанавливается как доуфимский по наличию обломков этих ангидритов в покрывающих их уфимских отложениях. Присутствие в обломках трещин выветривания

с развившимся по ним огипсованием говорит о том, что ангидритизация происходила ранее регионального осушения, завершившего отложение нижнепермских слоев на платформе. Подтверждает позднее время метасоматоза отсутствие в кунгурских ангидритах следов смятия, волочения и прочих нарушений текстуры основной породы. В реликтах последней первоначальная горизонтальная слоистость обычно хорошо различима.

Таким образом, можно выделить метасоматоз ранний, происходивший периодически в еще не вполне затвердевшем осадке, после отложения относительно небольших толщ его, т. е. диагенетический, и поздний, эпигенетический, в уже прочно слежавшемся, значительно литифицированном осадке.

Обломочные ангидриты в керне мало чем отличаются от гнездных. Лишь при шлифовании обнаруживаются угловатые контуры и слоистое расположение включений ангидрита, характерные для компонентов обломочного происхождения.

В соответствии с наличием диагенетического и эпигенетического метасоматоза среди обломочных ангидритов различимы две разности: 1) состоящие из удлиненных, несколько смятых обломков, точнее, обрывков, размяченных ангидритизацией слоек с неровными краями, лежащих с некоторым облекаянием неровностей поверхности наслоения — диагенетические; 2) состоящие из угловато-окатанных обломочков ангидрита, уже прочно затвердевшего — эпигенетические.

Сульфатный метасоматоз нередко сопровождался брекчированием вмещающих пород, иногда довольно интенсивным. Наблюдаются и мелкие, быстро затухающие разрывы и разрывы в виде довольно длинных жил (район с. Тапья) (Бирина, 1960). Тупые концы таких жил (район с. Вояды) указывают на то, что и жильные выделения имеют метасоматический характер (замещение стенок трещин).

Полосчатые ангидриты представляют собой переслаивание правильных слоечков ангидрита и доломита. Наличие таких слоистых ангидритов было одним из главных аргументов в пользу седиментационной гипотезы. Чередование слоек связывается обычно с сезонными изменениями условий отложения, то вызывавшими садку ангидрита, то прекращавшими ее. Исходя из такого представления, производили даже подсчет времени отложения всей толщи.

Исследования этих пород в шлифах и пришлифовках показали ошибочность данных представлений. Выяснилось, что ангидрит не создает, а лишь подчеркивает слоистость, свойственную вмещающей породе. Так называемая годичная слоистость — результат избирательного пропитывания породы, состоящей из переслаивающихся между собой тончайших прослоек непроницаемого микрозернистого карбоната и более пористых, легко пропитывавшихся, нередко еще более тонких, прослоечков гранулярного материала.

Как правило, эти чередующиеся слои бывают тем толще, чем грубее зерна в гранулярных прослоях; в тончайшем переслаивании и зерна-гранулы столь мелки, что почти не различимы. Рассматривая в зоне метасоматоза такую породу с грубым составом гранулярных прослоев, легко заметить приуроченность ангидритизации к последним: на фоне тонкочешуйчатых образований ангидрита резко выделяются галечки карбонатных пород. В более тонком переслаивании обломочные частицы в ангидритизированном слоечке различаются труднее, присутствие их здесь подсказывается ориентировкой реликтовых компонентов породы по наслоению и иногда циклическим изменением их размеров в слоечке снизу вверх. В микрослоистом чередовании приуроченность ангидритизации к гранулярным слоечкам можно лишь предполагать по еле заметным в ангидритовых «микрослоях» комочкам микрозернистого карбоната. Характерно что и в таких тончайших слоечках при большом увеличении

можно заметить свойственную ангидриту гнездную форму, свидетельствующую о его вторичности.

Там, где примесь обломочного материала в слоях микрозернистого карбоната уже совсем исчезает и внешне как бы имеется настоящее переслаивание ангидрита и карбоната, в полированном срезе все равно обнаруживается метасоматический характер залегания ангидрита — он расщепляет слои доломита.

Таким образом, годичной слоистости в ангидритовых толщах не существует. Ангидрит лишь приспособляется к первичной слоистости, ясной, или скрытой, но отнюдь не участвует в ее формировании.

О *дендритовидных* выделениях ангидрита я уже писала (Бирина, 1966), поэтому останавливаться на их характеристике не буду.

Появление дендритов такого размера говорит о значительной мощности толщи, охватывавшейся ангидритизацией одновременно, и об ее размягченности (наличие вязкой среды).

Ангидритовый метасоматоз придает карбонатным породам стекловидность, особенно хорошо заметную в тонкослоистых глинистых разностях, которые превращаются в хрупкие сланцы, легко рассыпающиеся на плитки. Породы становятся полупрозрачными, их контуры слегка просвечивают в прозрачной массе ангидрита.

По степени метасоматоза ангидритизированные карбонатные породы могут быть подразделены следующим образом: 1) ангидритовый доломит, в котором сохранились еще все черты и особенности строения замещенного известняка; 2) ангидрит-доломит, характеризующийся уже значительным его растворением, но менее чем наполовину; 3) доломит-ангидрит, при господстве ангидрита, но с еще хорошо различимым в его прозрачной массе строением и составом основной породы; 4) доломитовый ангидрид, в котором присутствие замещенной породы и ее строение заметны лишь местами. Аналогичное деление следует дать для ангидритизированных карбонатных глин.

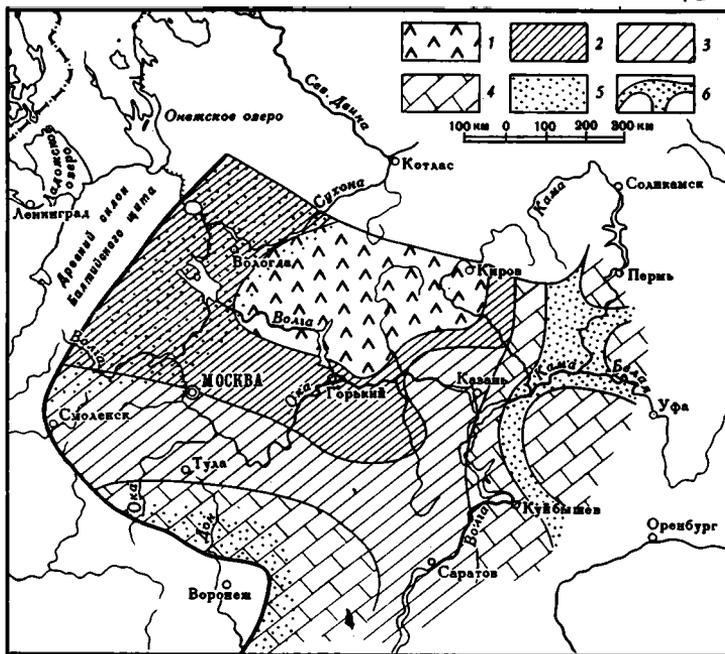
Форма ангидритовых выделений меняется в зависимости от состава и текстуры пород. В массивных карбонатных породах это преимущественно округлые гнезда, в слоистых — вытянутые линзы, в карбонатных песчаниках ангидрит слагает цемент и т. д.

Генетическая сопряженность ангидритов и доломитов, установленная путем наблюдений, учитывается во всех существующих схемах доломито- и ангидритообразования. Садка доломитов считается первым этапом процесса солеобразования. Отрицая справедливость данной схемы для древних ангидритов, считая их метасоматическими, естественно прийти к заключению, что и доломиты сопутствующие им в древних толщах, тоже метасоматические, т. е. первичных или раннедиагнетических доломитов в ангидритсодержащих отложениях нет.

Наличие метасоматических доломитов в древних отложениях хорошо известно. В настоящий момент ставлю под сомнение вопрос о существовании в них доломитов иного типа.

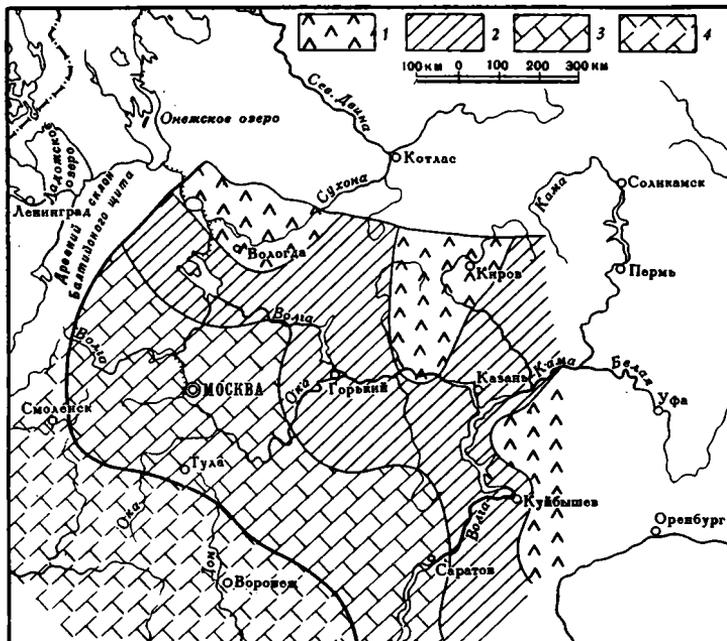
Для выделения первичных доломитов обычно пользуются двумя признаками: отсутствием каких-либо следов фауны и микрозернистостью породы. Однако то и другое свойственно и вторичным доломитам, а именно тем, которые образовались из микрозернистых известняков. Ведь размеры первоначальных зерен, бесспорно, сказывались на величине возникающих при доломитизации кристаллов: мелкие зерна известняка превращались в мелкие же зерна доломита, если не всегда, то, во всяком случае, не редко. Что касается фауны, то она отсутствует и в известняках микрозернистого строения. Следовательно, веских данных для выделения первичных доломитов не существует.

Генетическая сопряженность метасоматической доломитизации с ангидритизацией ранее никем не указывалась. Между тем наличие ее в имеющемся материале выступает весьма наглядно. Эта связь четко видна



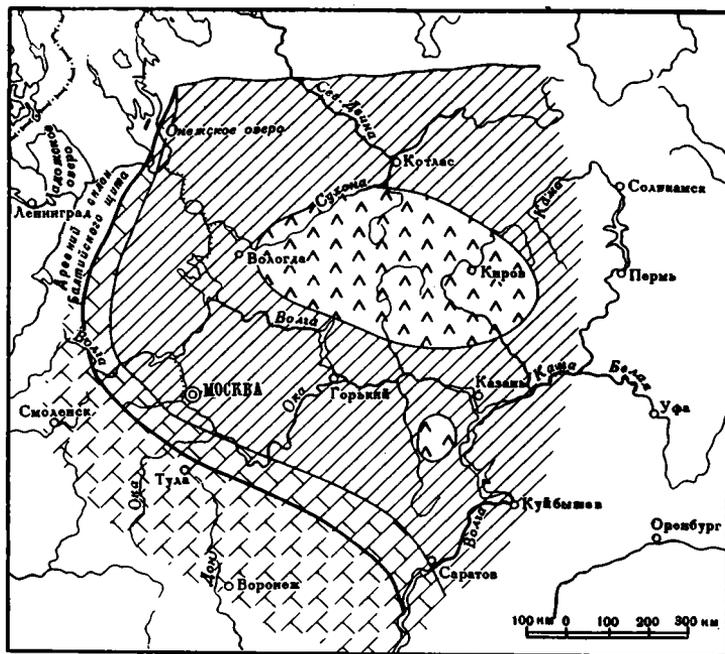
Фиг. 5. Схематическая карта сульфатности и доломитности верхней части фаменских отложений

1 — зона максимальной сульфатности (и доломитности); 2 — зона значительной сульфатности и сплошного распространения доломитов; 3 — зона развития доломитов с прослоями известняков; 4 — зона преимущественного развития известняков; 5 — шлейф песков; 6 — зона развития песчаных фаций по следу древнего русла Камы — Волги



Фиг. 6. Схематическая карта сульфатности и доломитности визейско-нижнепермских отложений

1 — зона максимальной сульфатности и сплошной доломитности; 2 — зона значительной доломитности; 3 — зона значительного развития известняков; 4 — зона предполагаемого развития известняков



Фиг. 7. Схематическая карта сульфатности и доломитности над-верейских отложений карбона

Усл. обозн. см. на фиг. 6

на картах и профилях, показывающих распространение ангидритов и доломитов в разрезе и на площади. Доломиты как бы образуют оторочку вокруг залежи ангидрита снизу и с боков (в кровле оторочка маломощна и не всегда присутствует) (фиг. 5, 6, 7). Еще очевиднее выступает эта связь при изучении пород по периферии области интенсивного развития метасоматоза, где в непосредственном соседстве можно наблюдать доломит, ангидрит и неизменный известняк (фиг. 8).

В свою очередь, ангидрит нередко обнаруживается внутри участка доломитизации в известняке, и чем крупнее этот участок и полнее доломитизация, тем больше в нем гнезд ангидрита.

Весьма любопытно проследить такую связь в послонных метасоматических доломитовых преобразованиях известняка по тонким извилистым жилкам. В известняках, очевидно с начальной стадией преобразования, эти жилки имеют кальцитовый состав, затем по краям жилок начинают вырисовываться ромбические грани, потом весь карбонат жилки разделяется на ромбоэдрические зерна, иногда зонарные, и внутри, в расширенных участках жилки, появляются выделения ангидрита.

Таким образом, доломиты — спутник ангидритов, притом почти неизменный.

К числу обычных, но не обязательных, спутников относится также гипс. Кроме гипса, образовавшегося путем позднейшей переработки ангидрита, иногда наблюдаются вкрапления кристаллов гипса или тонкая кайма на краю ангидритовых гнезд. Соотношение кристаллизационных форм в этих случаях позволяет считать их сингенетичными ангидриту. Широко распространено окремнение, кристаллизационно сопряженное с ангидритом (Бирина, 1965). Вокруг гнезд ангидрита имеется оторочка халцедона, в жилах кремня внутри присутствует ангидрит. Образованиям этим нередко свойственна вихреобразность, прямо указывающая на их вулканогенное происхождение.

Кристаллизации сульфатов иногда сопутствуют метасоматические выделения флюорита. Как любопытный случай следует отметить доломит, в котором внутренняя часть отдельных зонарных ромбоэдров сложена в одних случаях ангидритом, в других — флюоритом.

Нередки в ангидритах жилки и вкрапления битумов нефтяного ряда и явной нефти, пузырьков газа. Интересно, что никакого разрушения ангидрита под воздействием нефти (в течение сотен миллионов лет) ни в одном из исследованных мною многочисленных образцов нефтеносных ангидритов не наблюдалось.



Фиг. 8. Флюидально вытянутое гнездо ангидрита, отороченное каймой доломита в известняке

Нат. вел., Кушкульская скважина, турнейский ярус

К числу сопутствующих ангидритизации явлений следует отнести и корочку обесцвечивания, нередко наблюдающуюся вокруг гнезд ангидрита, напоминающую следы спекания (горячий контакт) вокруг изверженных пород.

Таким образом, сульфатный метасоматоз окружен зоной метасоматической доломитизации. Ему сопутствует окремнение, флюоритизация, целестинизация и, вероятно, многие другие более редкие, и, может быть, более ценные, минералообразования, связанные с вулканогенными эманациями — источником ангидритового метасоматоза.

В разрезе максимальная сульфатизация и доломитизация приурочены к концу крупных циклов осадконакопления. В эти моменты земная кора расширялась в наибольшей степени, разломы и трещины раскрывались, открывая путь глубинным эманациям. Пары окислов серы, встречая влажные пористые пласты, соединялись с насыщавшей их водой. Образовавшаяся серная кислота сразу вступала во взаимодействие с известняками, давая сульфаты. Проникавшие одновременно соединения магния превращали известняк вокруг гнезд ангидрита в доломит, а иногда в магнетит. В зависимости от состава остальных компонентов в эманациях местами выделялся флюорит, целестин, халцедон и прочие сопутствующие минералы.

Таким образом, гипотеза химического осаждения ангидритов в отшнурованных барами заливах — всего лишь поэтический вымысел, увлекший геологов в сторону от истинного пути и надолго задержавший развитие науки об ангидритах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бирин Л. М. Рельеф и тектоническое строение турнейского континента в южном Подмосковье.— Тр. МФ ВНИГРИ, 1951, вып. 2, М., Гостоптехиздат.
- Бирин Л. М. Зона трещиноватости и гидрохимического преобразования в нефтеносных доломитах, подстилающих ирбеньскую свиту ангидритов.— Новая нефть, техн., геология, 1960, № 5.
- Бирин Л. М. О метасоматическом происхождении ангидрита в палеозое.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 66, отд. геол. 1961, т. 36, № 5.
- Бирин Л. М. Кремнисто-ангидритовые выделения в палеозое центральной части Русской платформы.— Минералог. сб., 1965, № 19, вып. 3, Изд-во Львовск. ун-та.
- Бирин Л. М. Дендритовидные и пламенивидные ангидриты в верхнепалеозойских отложениях центральной части Русской платформы.— Минералог. сб. 1966, № 20, вып. 1.
- Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского края.— В сб.: Материалы для геологии России, 1869, т. 1.

- Кротов Б. П. О гипсе и ангидрите в верхних горизонтах казанского яруса в окрестностях г. Казани.— Зап. Росс. минералогич. о-ва, 1926, сер. 2, ч. 55.
- Кудрявцев Н. А. О галогенном метасоматозе. В сб.: Проблема происхождения нефти. Киев, «Наукова Думка», 1966.
- Кудрявцев Н. А. О закономерностях накопления ископаемых солей. Сов. геология, 1966, № 7.
- Писарчик Я. К. Гипсы и ангидриты. В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 2. Гостоптехиздат, 1958.
- Романовский Г. Д. Нефть, асфальт и горючие сланцы в волжских берегах. Горный ж., ч. IV, 1864.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 2, М.—Л., Госгеолтехиздат, 1948.
- D'Ans, J. D., Bredtschneider, H. Eick, H. E. Freund. Untersuchungen über die Calcium Sulfate, Kal. und Steinsalz, 1955, B. 1, H. 9.
- Dellwig L. F., Origin of the Saline Salt in Michigan. J. Sediment. Petrol., 1955, v. 25, No. 2.
- Stewart F. H., The petrology of the evaporites of the Eskdale No. 2 boring, East Yorkshire. Part I. The lower evaporite bed.— J. Mineralogical Soc., 1949, v. 28, No. 206.
- Dunham R. C. A contribution to the petrology of the Permian evaporite deposits of northeastern England.— Proc. Yorks. Geol. Soc. 1948, v. 27, p. 217.
- Fowler A. A deep bore in the Cleveland Hills — Geol. Mag. v. 81, 1944.
- Hollingworth S. E. 1948. Evaporites — Proc. Yorks. Geol. Soc., v. 27, p. 192.

ВНИГНИ
Москва

Дата поступления
3.IV.1970



УДК 553.22.549.76.31

О МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ Л. М. БИРИНОЙ

М. П. ФИВЕР

Представления о сульфатном метасоматозе карбонатных пород Русской платформы и вулканогенном генезисе сульфатных толщ не согласуются с огромным фактическим материалом, собранным при их изучении.

В докладе Л. М. Бириной в более широком плане, чем в ранее опубликованных работах, изложены соображения относительно генезиса ангидритовых пород. Несколько слов было сказано и относительно происхождения доломитов, залегающих вместе с ангидритами.

Никто не возражает, что явления замещения карбонатов сульфатом кальция свойственны известнякам и известковистым песчаникам. С этим столкнулись многие петрографы при изучении условий возникновения коллекторов нефтяных и газовых месторождений. Многочисленными наблюдениями подтверждено, что сульфат кальция достаточно подвижен не только в зоне гипергенеза, но и катагенеза. Это — общепризнанное положение.

При ознакомлении же с концепцией Л. М. Бириной бросается в глаза прежде всего резко утрированное представление о размере метасоматоза и его универсальности: она полагает, что все ангидритовые породы литосферы образованы за счет метасоматоза. Свообразны утверждения относительно возникновения агентов минерализации — паров окислов серы, которые поступали в земную кору, якобы, из мантии по разломам в фундаменте. Л. М. Биринина полагает, что за счет именно этих паров во влажных известняках образовалась сначала серная кислота, а затем и ангидрит.

Л. М. Биринина не хочет считаться с тем фактом, что представления об ангидритах только как о небольших по площади распространения линзах с невыдержанными минеральным составом и текстурами безвозвратно ушли в прошлое. На основании новых данных можно говорить о многих ангидритовых горизонтах, развитых на обширных площадях, измеряемых часто сотнями тысяч квадратных километров (ангидриты данково-лебедянского, филипповского, днепровско-ратынского и других горизонтов в пределах Русской платформы, кембрийские Сибирской платформы и многие др.). Они находятся в постоянных, выдержанных на больших площадях, парагенетических взаимоотношениях с доломитами, доломитизированными мергелями и соляными породами. Все эти породы закономерно чередуются в разрезе с четко выраженной периодичностью и генетически связаны между собою.

Набор пород циклов закономерно меняется в зависимости от условий движения отдельных территорий площади седиментации. Как показано на многих новых палеогеографических картах, ангидритовые породы в сочетании с доломитами и доломитизированными известняками, фациально сменяемые в краевых частях бассейна мергелями, располагаются в пределах менее подвижных частей платформенных впадин. В границах

же более интенсивно прогибавшихся впадин платформ, предгорных и межгорных прогибов располагаются соленосные серии, в циклических наборах которых преобладающая роль принадлежит каменной соли, иногда с калийными породами. Доля ангидрита в их составе резко снижается. Именно такое распределение пород характерно для иренского времени в восточной части Русской платформы (Фивег, Банера, 1968). Аналогичная картина наблюдается и для верхнего девона Русской платформы (Страхов, 1962). Ангидриты среди пород этого возраста развиты преимущественно в пределах Русской платформы («Геологическое строение СССР», т. I, 1968), их же участие в соленосных сериях Днепровско-Донецкой и Припятской впадин незначительно, несмотря на то, что между этими впадинами во время существования солеродных бассейнов интенсивно проявлялась вулканическая деятельность (Махнач и др., 1966).

В тех случаях, когда в пределах платформенных впадин по условиям конседиментационных движений не достигается пространственного разделения пород галогенного цикла седиментации, пласты ангидритовых пород залегают под каменной солью, часто выходя за границы ее распространения. Хорошо известен пример многоциклической соленосной серии германского цехштейна. Во всех четырех циклах этой серии ангидриты (А1 — ангидритовый узловатый сланец района Верры, А2 — базальный ангидрит, А3 — основной ангидрит, А4 — пегматитовый ангидрит) располагаются на больших площадях над пластами доломитов или мергелей и везде перекрываются каменной солью (Richter-Bernburg, 1955).

В одноциклических сериях платформенных впадин, например верхнеюрской гаурдакской в Средней Азии, толща ангидритов, достигающая 400 м, залегают в основании мощной каменной соли с калийными горизонтами в верхней части разреза. Ангидриты массивные мраморовидные с редкими пропластками известняка (0,1—10,0 см). В верхних 30—35 м встречаются линзы и прослои каменной соли. Ангидритовый горизонт распространен на значительной площади (Петров, Чистяков, 1964).

Объяснения этим четко выявленным закономерностям распределения ангидритов на территории распространения бассейнов аридных зон, исходя из концепции Л. М. Бириной, дать невозможно.

Здесь следует подчеркнуть, что мы рассматриваем всю совокупность пород бассейнов повышенной солености как генетически единый комплекс, созданный в результате «сгущения» океанической воды, в той или иной мере разбавляемой водами суши в пределах впадин аридных зон, обладавших разной интенсивностью конседиментационных прогибаний. По Л. М. Бириной и Н. А. Кудрявцеву (1966), все породы соленосных серий образованы вне зависимости друг от друга за счет отдельно поступавших флюидов разного состава. Пространственное совмещение этих пород является случайным, а не парагенетическим.

Л. М. Биринина в начале своего доклада указала, что одно из возражений против ее концепции сводилось к невозможности при наличии флюидов объяснить пластовое залегание ангидрита на больших площадях. Ведь если флюиды поступали по трещинам, то доломиты, ангидриты и соли в плане залегали бы полосами, положение которых определялось бы ориентировкой зон трещиноватости, как это было хорошо показано в докладе М. С. Пичугина («Геологические условия развития метасоматического доломитизации в палеозое Русской платформы») и четко выявляется в особенностях залегания серы в месторождениях Шар-су, Гаурдакском, Раздольском, Мишракском и многих других, для которых доказано метасоматическое образование серы по гипсово-ангидритовым породам. Причем для этих месторождений морфология рудных тел везде контролируется зонами дробления вдоль тектонических разломов (Сokolov, 1959).

Если бы действительно происходило столь интенсивное выделение эманаций из мантии, то как могла образоваться существующая сейчас зональность подземных вод, о которой нам докладывали Т. П. Афанасьев и Е. А. Басков? Вряд ли можно уйти от ответа на этот вопрос, ссылаясь на то, что современная зональность солевого состава вод литосферы — послепалеозойское образование, что после этого времени поступление агентов минерализации из мантии прекратилось. Как быть тогда с Таджикской впадиной, с ее верхнеюрской и нижнемеловой соленосными сериями, или Предкарпатским предгорным прогибом, с его нижнемиоценовыми соленосными сериями? На этот вопрос концепция Л. М. Бириной ответов не дает.

Следует отметить еще одно существенное обстоятельство: если Н. А. Кудрявцев свои соображения основывал на литературном материале, то Л. М. Бириня подходит к решению этого вопроса, вооруженная собственным большим фактическим материалом полевых наблюдений, ею петрографически обработанных. Именно это обстоятельство может вызвать большее доверие к ее выводам. Поэтому возникает необходимость оценки материала, положенного в основу ее концепции.

Для своих построений Л. М. Бириня использовала отдельные образцы зерна. Уже это обстоятельство вызывает опасение. Всем, кто занимался изучением пород соленосных серий, хорошо известно, что только сплошное изучение разреза, а не отдельных образцов, дает возможность создать верное представление о породе. К сожалению, по керну не всегда удается охарактеризовать особенности текстур и периодичности строения изучаемых размеров и, конечно, особенности внутренней тектоники пород, которая в значительной мере определяет текстуру. Исчерпывающие данные о породе, а следовательно, и особенностях ее формирования, могут быть получены только при изучении больших ее обнажений в подземных горных выработках или карьерах. На случайно же подобранном керновом материале можно резко исказить действительную картину.

Из работ Г. Рихтера-Бернбурга (Richter-Bernburg, 1955) по изучению ангидритовых горизонтов цехштейна явствует, что их мощности, текстуры, структуры и минеральный состав закономерно изменяются от периферии к центру впадины. На периферии в местах поступления вод, питающих бассейн, ангидриты обладают большей мощностью, массивной текстурой и содержат прослойки доломитов. В центре же впадин, пройдя через ряд промежуточных текстур, ангидриты становятся тонкополосчатыми и битуминозными. Это обстоятельство говорит о том, что получить необходимые данные об условиях формирования ангидритов можно только после изучения породы на всей площади ее распространения. Отрывочно собранные данные мало ценны для генетических выводов.

Исходя из приведенных соображений, фактический материал, положенный в основу работ Л. М. Бириной, можно считать недостаточным для обоснования сделанных ею выводов.

Дело осложняется еще и необычными объяснениями текстурных и структурных особенностей ангидритов. Без всяких оснований нормально седиментационную последовательность тонкослойных ангидрито-доломитовых битуминозных пород Л. М. Бириня объясняет избирательным замещением некоторых карбонатных прослоек ангидритом. Типичные для ангидритовых прослоек текстуры деформаций (червеобразно изогнутых прослоев) она рассматривает как показатель нагнетания серной кислоты и т. д.

Л. М. Бириня полагает, что развиваемые ею положения были намечены еще работами известных геологов прошлого столетия Н. Головкинским и Г. Романовским. Развитие их идей было задержано теорией «осаждения», которую Л. М. Бириня ошибочно приписывает К. Оксену. Она расценивает эту гипотезу как «поэтический вымысел», гос-

подствующий во всех классических руководствах. Этим, конечно, очень преувеличивается роль К. Оксениуса. Как известно, «теория осаждения» была подробно изложена в «Учебнике химической и физической геологии» Г. Бишофом еще в 1855 г. Там же было отмечено, что сгущение растворов могло происходить в аридной обстановке при отрицательном балансе по воде. Н. Оксениусу же принадлежит только скромная роль приспособления идеи Г. Бишофа к реальной природной обстановке. Она свелась к обоснованию примитивной схемы с руководящей ролью баров. Современные представления о соленакоплении ничего общего с этой теорией не имеют. Они основываются на данных палеогеографии этих соленакопления с учетом петрографии, геохимии и физической химии растворов (Фивег, 1959, 1966; Страхов, 1962). Применение созданных этой теорией положений на практике обеспечивает постановку поисковых и разведочных работ, следовательно, и критерий практики не создает стимула к пересмотру основ теории. Речь идет только о ее совершенствовании. С этой точки зрения нет никаких оснований отказываться от теории «осаждения» и идти на замену ее идеями, высказываемыми Л. М. Бириной и Н. А. Кудрявцевым.

ЛИТЕРАТУРА

- Геологическое строение СССР, т. 1. «Недра», 1968.
- Кудрявцев Н. А. О закономерностях накопления ископаемых солей.— Сов. геология, 1966, № 7.
- Махнач А. С., Корзун В. П., Курочка В. П., Лапуть В. А., Урьев И. И., Шевченко Т. А. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, «Наука и техника», 1966.
- Петров Н. П., Чистяков П. А. Литология солевых и красноцветных отложений мезозоя юго-западных отрогов Гиссара. Ташкент, изд-во УзбССР, 1964.
- Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородка серы.— Тр. ГИГХС, М., 1959, вып. 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., изд-во АН СССР, 1962.
- Фивег М. П. О геологических особенностях формирования соленосных толщ.— Тр. ВНИИГ, Л., Госхимиздат, 1959 (вып. 23).
- Фивег М. П. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3, 4. Львов, изд-во Львовского ун-та, 1966.
- Фивег М. П., Банера Н. И. Палеогеография кунгурского соленакопления восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1.

Институт геологии
Ленинград

Дата поступления
3.IV.1970

УДК 553.22.549.76.31

О ВУЛКАНОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД

Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ

Критически рассматриваются представления о вулканогенном и метасоматическом происхождении сульфатных и галогенных толщ.

На протяжении последних лет Н. А. Кудрявцев и Л. М. Бирина высказывают соображения о вулканогенно-метасоматическом формировании галогенных образований. Разумеется, продукты вулканогенной деятельности и метасоматические процессы существовали и оказывали влияние на формирование всех осадочных пород и галогенных, в частности. Л. М. Бирина привела по этому вопросу ссылки на высказывания И. В. Хворовой, М. С. Швецова, Ф. Стюарта. Могу добавить, что изучение боратов и боросиликатов галогенных пород, привело меня к заключению, что повышенные их количества в этих породах (от десятых долей до 15% и более окиси бора на всю массу галогенных отложений) связаны с поступлениями вулканогенного бора в бассейны накопления галогенных отложений на разных стадиях пегниогенного процесса.

Однако не следует утверждать, как это делает Л. М. Бирина, что все проявления желвачного, линзовидного, гнездовидного окремнения в доломитовых и ангидритовых породах (а также, можно добавить, возникновение опаловых, халцедоновых, нередко идиоморфного эпигенетического кварца в каменной соли и других галогенных породах) связаны только с вулканогенным кремнеземом. В продуктах гипергенных изменений терригенных минералов галопелитового вещества галогенных пород появляются такие новообразования, как несколько специфического характера иллит (с повышенным содержанием магния, калия и других элементов), хлориты, гематит, гетит, разные модификации кремнезема. Последние в конечном итоге приводят к кварцевым новообразованиям эпигенетического типа, и их непосредственная связь с галопелитовым веществом галогенных пород не вызывает никаких сомнений.

Л. М. Бирина в самом начале своего доклада указывает, что изучила «огромный керновый материал», в результате чего и пришла к выводу о метасоматическом происхождении ангидритовых пород. К сожалению, она не изучала гипсовые и ангидритовые образования в обнажениях горных пород, карьерах, подземных горных выработках. Отсюда у нее и неверные представления о том, что ангидритовые слои представляют собой слившиеся гнезда ангидрита, что по простиранию они «быстро выклиниваются, не прослеживаясь даже в двух соседних скважинах». В подтверждение своих представлений она ссылается на работы Н. А. Головкинского (1868 г.).

Однако Н. А. Головкинский в своей работе «О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна» (1868 г.) при характеристике гипса на стр. 316 пишет: «Гипс встречается в Казанской губер-

нии в различных горизонтах формации известняка и верхних полосатых мергелей, являясь в виде мощных пластов, прослоек, неправильных, более или менее сферических конкреций или мелких кристаллических частиц, наполняющих маленькие пустоты неплотного известняка». Судя по этой выписке, Н. А. Головкинский, как видно, не ограничивает образование гипса в окрестностях Казани лишь конкрециевидными формами, но пишет и о его мощных пластах. А это уже звучит по-иному, чем в «цитате из Головкинского», которую Л. М. Бириня прочитала на семинаре 17 декабря.

На стр. 318 Н. А. Головкинский пишет: «В известном горизонтальном направлении часто число и объем конкреций постепенно увеличиваются, так что они сливаются в целые пласты по несколько метров толщиной; но как бы чист ни казался с первого взгляда такой гипс, при тщательном осмотре всегда можно найти в нем известняковые перегородки, разделяющие отдельные конкреционные массы».

Таким образом, и в этой выписке, и в приведенной мною выше, Н. А. Головкинский говорит о разных условиях залегания гипса, неизменно указывая на его мощные пласты, а не только на линзы, как стремилась показать это в своем докладе Л. М. Бириня.

Разбирая различные возможные пути образования гипса Камско-Волжского региона, Н. А. Головкинский пишет: «... Я сильно склоняюсь в пользу мнения, что при разложении растительных и животных организмов медленно развивался сероводород, который, приходя в соприкосновение с окисью железа, ближайшими частями известняка и прославившейся здесь водою, содержащей, между прочим, углекислоту, углекислую известь и кислород, давал воду и гипс» (стр. 322). Таким образом, Н. А. Головкинский предполагал образование гипса химическим путем за счет местного известняка, сероводорода, органических остатков и окиси железа. Такое предположение столетней давности находит значительно большие логические обоснования, чем предлагаемая ныне концепция Л. М. Бириной, которая, хотя и ссылается на приведенную работу Н. А. Головкинского, тем не менее в качестве метасоматического агента привлекает какие-то извне приходящие сернокислотные растворы вулканогенного первоисточника, воздействующие на известняки с появлением на их месте гипса.

Если бы Л. М. Бириня при своем посещении подземных выработок Соликамского месторождения могла более внимательно ознакомиться со вскрытой частью разреза калийных солей Кунгура, то она бы убедилась, что, например, в каменной соли, подстилающей сильвиниты пласта Красный 1-й, имеется пачечка (мощностью 5—6 см) перемежающихся тонких (в 1—3 мм толщиной) доломитовых и ангидритовых пород, называемая «книжечкой», прослеживающаяся в выработках всего Соликамского комбината. Она могла бы увидеть двухметровой мощности горизонт доломитовых и доломит-ангидритовых пород в 15 м ниже кровли нижней (подстилающей продуктивную толщу) каменной соли, который проследит как в скважинах, так местами и в горных выработках в пределах Верхнекамского месторождения на сотни тысяч квадратных километров. В пределах Старобинского (Белорусского) месторождения верхнего девона многие доломитовые, ангидритовые слои в хорошо и детально изученных многочисленных разрезах прослежены в качестве маркирующих горизонтов в пределах всей или почти всей разведанной (и эксплуатирующейся) части этого крупного месторождения.

Около 35—40 лет назад в разрезах верхоленской толщи верхнего кембрия в окрестностях р. Унга (близ железнодорожной ст. Залари Восточно-Сибирской ж. д.) и других местах по многочисленным карьерам описаны В. П. Масловым, А. И. Горавским, мною, а позднее дополнительно разведаны и более детально описаны и другими исследователями гипсовые пласты под названиями «Тройной», «Толстый» и др., состоящие из

гипсовых прослоев и слоев при их мощности 5 см — 2 м и прослеживающиеся в многочисленных эксплуатационных карьерах на десятки километров.

Не учла Л. М. Бирина и очень большие материалы по литологии мощной (около 2500 м) толщи нижнекембрийских пород Восточной Сибири, где обычно доминирующие в разрезах, так называемые, несоляные (ангидритовые, доломитовые, доломит-ангидритовые, ангидрит-доломитовые) породы чередуются со слоями каменной соли. В породах усольской, бельской, булайской, ангарской свит Иркутского амфитеатра прослежены многочисленные доломитовые, ангидритовые (и их смешанного состава) слои и пачки слоев различной (от нескольких сантиметров до 30—40 м) мощности на многие сотни километров по простиранию. Здесь мы имеем горные породы с прекрасно выраженной слоистостью, приуроченные к строго определенному стратиграфическому положению, т. е. слои доломитовых, ангидритовых и других галогенных пород с отчетливыми чертами их седиментационного происхождения.

Вне внимания Л. М. Бириной осталось строение гипсовой толщи на Новомосковском и других месторождениях Подмосковского бассейна, детально описанных В. С. Яблоковым, Н. М. Никитиным и А. П. Ясверевым. И в кернах и в сплошном 10-метровом разрезе в шахте прослеживаются на большие расстояния тонкие целестиновые прослои.

Отбрасывая всем известные факты, относящиеся к характеристике доломитовых, ангидритовых образований, Л. М. Бирина стремится свести все их поведение лишь к локальным проявлениям в галогенных породах, в то время как на самом деле они имеют в их разрезах большие мощности и региональные площади сплошного своего развития, значительно большие, чем вмещающиеся в этих образованиях отложения более легко растворимых соляных пород (каменной соли и, тем более, калийных соляных пород, когда они имеются в законченном комплексе отложений галогенной седиментации).

Предположения Л. М. Бириной о метасоматическом происхождении доломитовых и ангидритовых пород не подтверждены ею ни с геохимических, ни с петрографо-литологических позиций. Если (как она пишет) доломитовые и ангидритовые породы образовывались путем воздействия серной кислоты на ранее отложенные известняки, то откуда в процессе вулканической деятельности поступали в толщи известняков столь огромные количества серной кислоты, чтобы могли образовываться на колоссальных территориях (в сотни тысяч и даже миллионы квадратных километров) мощные (иногда в 200—300 м) скопления слоистых ангидритовых пород; откуда привносился в больших количествах магний, чтобы в этом же процессе могли образоваться еще более широко распространенные (и еще более мощные) слоистые, нередко содержащие ангидрит, доломитовые породы? Отрицающая возможности седиментационного образования доломитовых и ангидритовых пород, Л. М. Бирина должна была бы подробно остановиться на этих вопросах, так как иначе представления о метасоматическом происхождении упомянутых образований оказываются беспочвенными.

Известно, например, что даже в случаях гипергенных изменений серных месторождений, залегающих в известняках, в их кровле возникают не ангидритовые и доломитовые породы, а, так называемые, «квасцовые шляпы», в которых магнезиальные минералы играют ничтожную роль.

Во время доклада Л. М. Бирина показала около сотни шлифов и пришлифовок различных керновых образцов. С помощью этого материала Л. М. Бирина стремилась доказать в основном три свои главные положения, которые характеризуют, по ее мнению, особенности метасоматического происхождения ангидритовых и содержащих ангидрит доломитовых пород.

Одна из фотографий иллюстрирует веерообразную структуру ангидрита, которая, как утверждает Л. М. Бириня, свойственна магматическим породам. Но ведь веерообразное (также пучковидное, радиально-лучистое) строение присуще весьма многим осадочным образованиям и, в частности, связанным непосредственно с различными галогенными отложениями, так же как халцедону, арагониту, магнезиту, полигалиту, гидроборачиту, преображенскиту, колеманиту, иногда — стронциохильгардиту, борациту и многим другим.

Многие фотографии керновых образцов передают тонкое чередование ангидритовых прослоев (2 см — 1 м) с такими же по мощности прослоями доломитовых (или ангидрит-доломитовых) отложений. В этой перемежаемости Л. М. Бириня видит результаты метасоматического замещения ранее бывших слоистых известняков сернокислотными растворами (!), с образованием прослоев более или менее чистого ангидрита с ангидрит-доломитовыми пропластками. Все, изучавшие галогенные породы, столь отчетливую перемежаемость объясняли седиментацией, а тонкое переслаивание, например, глинистых, алевроито-глинистых отложений пресноводных озер рассматривали с позиций обычного нормального осадконакопления.

Наконец, значительное количество фотографий керна Л. М. Бириней относится к явлениям разрывания доломитовых и ангидрит-доломитовых прослоев ангидритом. Эти явления она также рассматривает с неясных позиций проявления метасоматических процессов. Л. М. Бириня отбрасывает известное всем петрографам положение о значительной пластичности ангидритовых образований по сравнению с доломитовыми. Если бы она познакомилась с поведением ангидритовых прослоев; например, в каменной соли солянокупольных структур, то могла бы увидеть, как эти ангидритовые прослои часто растягиваются и разрываются на массу четковидных, линзовидных образований. Поэтому весьма трудно решить, что является наиболее пластичным компонентом в общей хлоридно-сульфатной массе проявлений соляной тектоники — сама ли каменная соль или заключенные в ней ангидритовые прослои. Мне приходилось также неоднократно наблюдать, когда при переслаивании ангидритовых и доломитовых (содержащих обычно то или иное количество ангидрита) прослоев происходит интенсивная гофрировка более пластичного ангидрита и разрывание им на отдельные участки и куски соседних ангидрит-доломитовых (менее пластичных, чем ангидритовые) прослоев. Внешне этот процесс протекает крайне разнообразно. В особенности многообразно с разрывами доломитовых и доломит-ангидритовых пород, соприкасающихся с ангидритовыми прослоями или гнездами, протекают процессы гидратизации ангидрита с превращением его в гипс. Как известно, переходы ангидрита в гипс наблюдаются часто и сопровождаются значительным увеличением объема пород, что ведет к появлению монопетрографических брекчий из пород, вмещающих ангидритовые образования¹. Здесь мы сталкиваемся с проявлениями, так называемой, «ангидритовой тектоники». Вполне возможно, что и она могла сказаться на появлении тех брекчиевидных участков в перемежаемости ангидритовых и доломитовых пород, которые показаны на микрофотографиях керновых образцов Л. М. Бириней.

Таким образом, все основные петрографические положения Л. М. Бириней не имеют никакого отношения к метасоматическому происхождению ангидритовых и ангидрит-доломитовых пород в том виде, в каком

¹ Ж. Милло в своей работе «Геология глин», 1964 г. (русский перев. под ред. А. Г. Коссовской, 1968 г.) на стр. 69 отмечает: «Лучшим примером образования гидратированных кристаллов является кристаллизация гипса из ангидрита. При этом преобразовании, требующем две молекулы воды, наблюдается увеличение объема и возникновение давления в 1100 атм; это явление, известное в горном деле и инженерных работах, часто вызывает катастрофы».

она стремится доказать нам в своем докладе. Содержание микрофотографий керновых образцов Л. М. Бириной без всяких затруднений объясняется с позиции нормальных седиментационных условий накопления галогенных отложений, нередко затронутых в разной мере постседиментационными проявлениями соляной (и так называемой ангидритовой) тектоники, собирательной кристаллизации, перекристаллизации, заполнения (залечивания) трещин.

Демонстрируемые Л. М. Бириной три палеогеографические карты распространения доломитовых и ангидритовых образований в центральной части Русской платформы также объясняются нормальной седиментационной обстановкой начальных стадий галогенного осадконакопления, при которых наибольшая площадь занята доломитовыми породами, а меньшая — ангидритовыми, представляющими последующую (после доломита) стадию аридного хемогенного осадконакопления.

В докладах и статьях по вопросу о метасоматическом происхождении галогенных образований Н. А. Кудрявцев и Л. М. Биринина неизменно и постоянно в подтверждение своих взглядов ссылаются друг на друга. В частности, и в рецензируемом докладе Л. М. Биринина замечает, что Н. А. Кудрявцев проводит «... обстоятельный анализ данных в пользу метасоматического происхождения галогенных пород в целом», а Н. А. Кудрявцев для подтверждения своих геологических представлений приводит петрографические доказательства Л. М. Бириной.

В приведенных замечаниях я стремлюсь лишь показать свое отношение к некоторым установкам Л. М. Бириной, вытекающее из многолетнего петрографического изучения всего комплекса галогенных пород и различных месторождений полезных ископаемых галогенного происхождения.

Институт геологии
Ленинград

Дата поступления
3.IV.1970

УДК 551.481.16.464

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ИЗОЛИРОВАННОСТИ БАССЕЙНА НА СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ

(по результатам расчетов водно-солевого баланса)

Б. М. ВАЛЯЕВ

Обычно считают, что соленакопление может происходить в бассейнах, которые отвечают трем условиям: расположены в зоне аридного климата, относительно мелководны и имеют ограниченную связь с океаном. Расчеты водно-солевого баланса, выполненные автором, показали, что наиболее важна изолированность бассейна от океана, которая должна быть весьма высокой, т. е. по-существу бассейн соленакопления должен быть «экстра-изолированным».

Постановка задачи. Соленакопление может происходить только в таком бассейне, который располагается в зоне аридного климата и имеет отрицательный баланс по воде, т. е. испарение с его поверхности должно превышать принос в него пресных вод реками, атмосферными осадками, а также вероятное поступление пластовых, а, в ряде случаев, и глубинных вод через дно бассейна. При соблюдении этого условия в полностью изолированном от океана море уровень воды начнет понижаться, а соленость его вод возрастать, так как количество солей, растворенных в водах бассейна, остается неизменным, тогда как объем вод в бассейне сокращается. Такое прогрессивное засоление неизбежно приведет к осадению даже легкорастворимых солей. Следовательно, аридность климата — первое необходимое условие соленакопления.

При том же самом условии, уровень и объем воды в морском бассейне¹, соединяющемся с океаном, останется неизменным, так как убыль воды в нем компенсируется притоком океанических вод. Это постоянное добавление минерализованных вод взамен пресных, уносимых путем испарения, приводит к тому, что возрастает не только концентрация, но и общая масса солей, растворенных в водах бассейна. Причем, естественно, засоление бассейна происходит особенно быстро, если перетекание воды идет только из океана в бассейн, строго компенсируя снижение его уровня, что возможно лишь в том случае, когда солеродный бассейн соединяется с океаном узким и неглубоким проливом.

При широком и глубоком проливе возникает интенсивный и, главное, двусторонний обмен водами морского бассейна и океана. Приток вод из океана превысит дефицит, связанный с отрицательным водным балансом, и, как следствие, возникнет компенсирующее противотечение, направленное из моря в океан. Поскольку придонное течение в проливе, на-

¹ В дальнейшем все рассуждения будут вестись применительно к морским бассейнам, соединяющимся с океаном. Но они в равной мере справедливы и по отношению к морским и океаническим заливам, лагунам и т. п., т. е. любым полуизолированным бассейнам с соленой водой.

правленное в океан, уносит воды более «солевые», чем поступающие в бассейн. с поверхностным течением океанические воды, существенного увеличения минерализации вод в бассейне не произойдет. Таким образом, в этом случае соленость вод в бассейне будет зависеть от соотношения объемов и минерализации вод, которыми он обменивается с океаном и, следовательно, в первую очередь, от сечения пролива, т. е. изолированности бассейна. Следовательно, изолированность бассейна — второе необходимое условие соленакопления.

Наконец, большинство специалистов считают, что соленакопление может происходить только в сравнительно мелководных бассейнах (Валашко, 1962; Иванов, 1967; Страхов, 1962; Busson, 1968; Lotze, 1957 и др.), т. е. считают незначительность глубины бассейна третьим необходимым условием соленакопления. Ниже будет сделана попытка оценить влияние перечисленных трех факторов на соленакопление количественно, путем расчета водно-солевого баланса бассейна².

Решение задачи (расчет). Обозначим через V и C объемы воды и концентрацию солей в них; через v — объемы воды, поступающие в бассейн или уходящие из него за год; через T — различные отрезки времени. Тогда, в частности:

V, C — для бассейна в какой-то момент времени;

V_n, C_n — для бассейна начальные;

V_n, v_n, C_n — для притока океанических вод в морской бассейн;

V_c, v_c, C_c — для вод, сбрасываемых из бассейна в океан;

V_p, v_p — для речных вод; V_o, v_o — для атмосферных осадков;

V_n, v_n — для испарения.

Кроме того, h_n — величина испарения, $м/год$; $C_{o.c.} = 35\text{‰}$ — средняя соленость океанических вод; S, H_{cp} — площадь поверхности и средняя глубина бассейна.

Водный баланс любого морского бассейна (если не учитывать обмен водами с литосферой, величину которого трудно оценить, через дно) в какой-либо отрезок времени определяется таким уравнением:

$$V = V_n - v_n T + v_p T + v_o T + v_n T - v_c T, \text{ или} \\ V - V_n = (v_n - v_c - v_n + v_p + v_o) T. \quad (1)$$

Аналогичный баланс по соли (пренебрегая минерализацией речных вод и атмосферных осадков и не учитывая, как уже отмечалось, вероятный принос солей минерализованными гидротермами) выглядит так:

$$vC = v_n C_n + v_n C_n T - v_c C_c T. \quad (2)$$

Поскольку море соединяется с океаном, его уровень, а следовательно и объем остаются неизменными, т. е. $V = V_n$. Будем также считать, что начальная концентрация солей в водах бассейна равнялась солености вод океана, т. е. $C_n = C_n$, а концентрация солей в водах придонного течения, направленного из бассейна в океан, соответствует средней солености вод бассейна в рассматриваемый момент времени, т. е. $C_c = C$. Уравнение (2) при этом приобретает такой вид:

$$VC = V_n C_n + v_n C_n T - v_c C T. \quad (3)$$

Если обозначить через K отношение концентрации солей³, растворенных в водах бассейна в какой-то определенный момент, к начальной концентра-

² В этой статье автор не рассматривает вопроса о возможном значительном влиянии на темп и характер засоления бассейна поступления высокоминерализованных глубинных вод через его дно.

³ Здесь и ниже имеется в виду увеличение концентрации тех ионов, которые продолжают удерживаться в растворе, не выпадая в осадок.

ции, то $K = \frac{C}{C_n}$, а с учетом уравнения (3):

$$K = \frac{V + v_n T}{V + v_c T} \quad (4)$$

Уравнение (1), учитывая, что $V = V_n$ также упростится:

$$v_n - v_c = v_n - v_p - v_o = v_{нэ} \quad (5)$$

$v_{нэ}$ — «эффективное» испарение, равное разности объемов правой части уравнения (5).

Из уравнения (4) следует, что засолонение морского бассейна (т. е. рост K) может происходить лишь при условии $v_n > v_c$, а из уравнения (5) вытекает, что это возможно лишь, когда $v_{нэ} > 0$, или $v_n > v_p + v_o$. (6)

При одном и том же количественном значении $v_{нэ}$ величины v_n и v_c могут сильно изменяться, определяясь в основном величиной и глубиной пролива, соединяющего морской бассейн с океаном. Из уравнений (4) и (5) следует, что концентрация солей в бассейне по сравнению с первоначальной за отрезок времени T вырастает тем больше, чем меньшие количественные значения имеют v_n и v_c и максимально — при отсутствии стока, т. е. при $v_c = 0$. Следовательно, объем притока океанических вод, равный эффективному испарению, можно назвать «оптимальным» притоком ($v_{го}$), а режим соленакопления при таком условии также оптимальным.

Чем больше величина v_n превосходит величину $v_{по} = v_{нэ}$, тем большее количество воды вытекает из морского бассейна в океан; такой обмен водами с океаном приводит к «промыванию» моря и предотвращает его засолонение. Следовательно, отношение $\frac{v_n}{v_{по}} = \frac{v_n}{v_{нэ}}$ можно назвать коэффициентом «промываемости» (β) бассейна, а обратное отношение $\frac{v_{нэ}}{v_n} = \frac{v_{го}}{v_n}$

коэффициентом «изолированности» (α) бассейна.

Естественно, что

$$\beta = \frac{1}{\alpha}, \text{ а } v_n = \frac{v_{нэ}}{\alpha} \quad (7)$$

Решая совместно уравнение (5) и (7), находим, что

$$v_c = v_{нэ} \frac{1 - \alpha}{\alpha} \quad (8)$$

Теперь из уравнения (4) найдем время, за которое концентрация солей в водах бассейна изменилась в K раз, или от C_n до C :

$$T = \frac{V(K-1)}{v_n - Kv_c} \quad (9)$$

Подставив в уравнение (9) значение v_n из уравнения (7) и v_c из уравнения (8) и проведя необходимые преобразования, находим:

$$T = \frac{V}{v_{нэ}} \frac{(K-1)\alpha}{1 + K(\alpha-1)} \quad (10)$$

Мы получили очень важный вывод о том, что время увеличения первоначальной солености вод в K раз прямо пропорционально объему бассейна, обратно пропорционально величине эффективного испарения и каким-то более сложным способом зависит от коэффициента изолированности бассейна (α).

Попробуем представить зависимость (10) в виде системы более простых уравнений, решение которых можно было бы изобразить графически.

Отношение $\frac{V}{v_{из}}$ можно обозначить через T_0 , которое показывает отрезок времени, в течение которого с поверхности в бассейне испаряется количество воды, равное его объему, и следовательно, за это время концентрация солей в водах бассейна (при оптимальном режиме) по сравнению с первоначальной возросла бы вдвое.

Произведем некоторые упрощения:

$$T_0 = \frac{V}{v_{из}} = \frac{SH_{ср}}{Sh_{из}} = \frac{H_{ср}}{h_{из}}. \quad (11)$$

Из уравнения (11) следует, что параметр T_0 зависит от средней глубины бассейна $H_{ср}$ и величины эффективного годового испарения ($h_{из}$).

Второй множитель правой части уравнения (10) обозначим через n , т. е.

$$n = \frac{(K-1)\alpha}{1+K(\alpha-1)}. \quad (12)$$

Тогда уравнение (10) можно записать так:

$$T = T_0 n. \quad (13)$$

а также

$$n = \frac{T}{T_0}. \quad (14)$$

Уравнение (14) позволяет понять физический смысл n . Поскольку

$$T = \frac{V_{из}}{v_{из}}, \quad \text{а } T_0 = \frac{V}{v_{из}}, \quad \text{то:} \\ n = \frac{V_{из}}{V}. \quad (15)$$

Параметр n в уравнениях (12) и (13) показывает нам, во сколько раз количество воды, «эффективно» испарившейся с поверхности бассейна, т. е. вызвавшей приток эквивалентного количества океанических вод), должно превышать объем бассейна для достижения заданной величины (K) при определенном значении коэффициента изолированности бассейна (α).

Максимально достижимое увеличение концентрации (K_m) солей в водах бассейна по сравнению с первоначальной для различных значений α определяется такими условиями, при которых концентрация солей в бассейне становится постоянной и равной C_m , а обмен солями между морем и океаном — эквивалентным, т. е.

$$v_n C_n = v_c C_m \quad \text{и} \quad K_m = \frac{C_m}{C} = \frac{v_n}{v_c}. \quad (16)$$

С учетом уравнений (7) и (8)

$$K_m = \frac{1}{1-\alpha}. \quad (17)$$

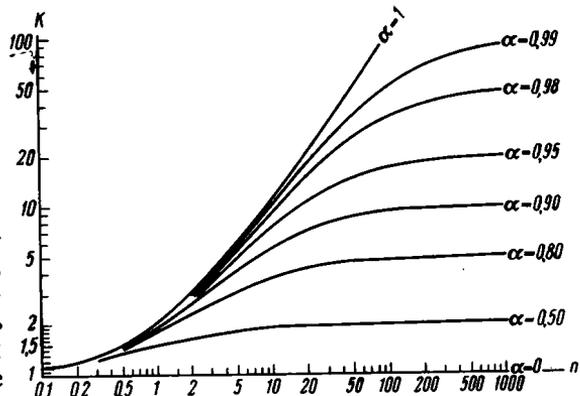
Графическое решение уравнения (12) при различных значениях α приведено на фиг. 1; уравнения 17 — на фиг. 2; уравнения 11 — на фиг. 3, где видно, что «сгущение» морских вод идет тем быстрее (T_0 меньше), чем более мелководен бассейн и более аридным является

климат; уравнения (13) — на фиг. 4, где показано время T , необходимое в конечном итоге при различных условиях (n и T_0) для достижения заданной степени увеличения (K) концентрации солей в водах бассейна.

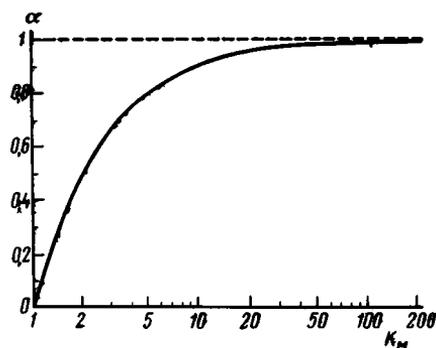
Обсуждение результатов расчета. Мы знаем, что для того, чтобы из морской воды началась садка гипса, необходимо увеличить концентрацию солей в ней в 5 раз, для садки галита — в 10,5 раза и для садки калийных солей — в 58,3 раза (Иванов, 1967). Если теперь обратиться к графикам фиг. 1, 2, то нетрудно увидеть, что для такого «сгущения» морских вод необходимо, чтобы коэффициент изолированности (α) бассейна составлял для садки гипса не менее 0,8, для галита 0,9 и для калийных солей 0,98. Это значит, что выпадение гипса в осадок может происходить только в бассейне, в котором в океан выносится (v_c) не более 20% объема воды, поступающей (v_n) через пролив из океана в бассейн; для накопления галита — это не более 10%, а для калийных солей менее 2%. Следовательно, накопление солей, особенно таких растворимых, как NaCl или калийные соли, может происходить в морских бассейнах, имеющих весьма затрудненную связь с океаном через узкий и неглубокий пролив, который не допускает возникновения значительного компенсационного придонного течения, направленного из бассейна в океан.

Таким образом, графики фиг. 1 и 2 наглядно показывают, что степень изолированности бассейна — один из самых важных критериев, контролирующих соленакопление. Если, например, коэффициент изолированности какого-то солевого бассейна от океана $\alpha = 0,85$, то это значит, что в бассейне может идти садка гипса, но как бы долго ни продолжался процесс испарения вод с его поверхности и накопления гипсов, степень концентрации солей в водах этого бассейна не достигнет значений, необходимых для осаждения галита, а тем более калийных солей⁴.

Кстати, это обстоятельство может приводить к наблюдаемым несоответствиям в объемах выпавших гипсов и ангидритов, с одной стороны, и каменной соли — с другой. Оказывается, коэффициент изолированности бассейна α является как бы своеобразным светофором, разрешающим садку из сгущающихся морских вод одних солей и не допускающим выпадения в осадок других, более растворимых. Поступление новых порций океанической воды в бассейн приводит к осаждению все новых масс сернокислых солей, тогда как концентрация ионов Na^+ и Cl^- может (достигнув макси-



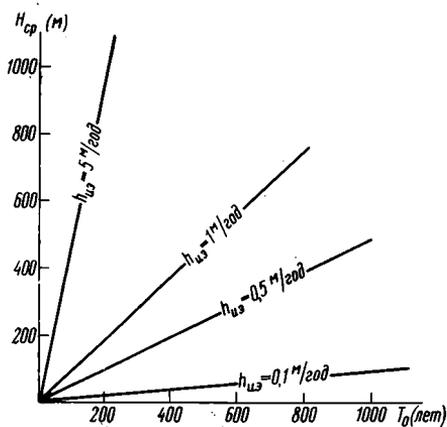
Фиг. 1. Зависимость увеличения (K) концентрации солей в водах бассейна по сравнению с первоначальной от отношения (n) количества «эффективно» испарившейся воды к объему бассейна и от коэффициента изолированности (α) бассейна от океана



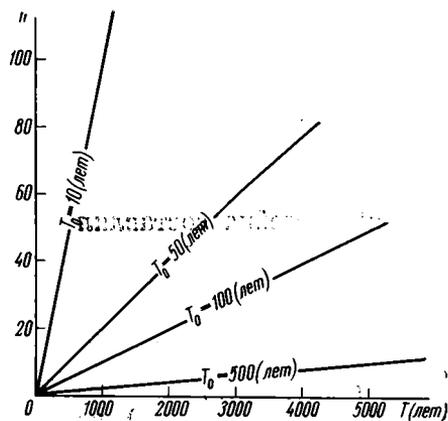
Фиг. 2. Зависимость между предельно возможным значением концентрации (K_m) солей в водах бассейна по сравнению с первоначальной и коэффициентом его изолированности (α)

⁴ Кстати, это обстоятельство может приводить к наблюдаемым несоответствиям в объемах выпавших гипсов и ангидритов, с одной стороны, и каменной соли — с другой. Оказывается, коэффициент изолированности бассейна α является как бы своеобразным светофором, разрешающим садку из сгущающихся морских вод одних солей и не допускающим выпадения в осадок других, более растворимых. Поступление новых порций океанической воды в бассейн приводит к осаждению все новых масс сернокислых солей, тогда как концентрация ионов Na^+ и Cl^- может (достигнув макси-

С другой стороны, из рассмотрения графиков на фигурах 1 и 4 видно, что от степени изолированности бассейна зависит темп его засолонения и скорость накопления солей. Действительно, для достижения какого-то значения K надо тем меньше испарить воды (меньше n), чем большее значение имеет коэффициент изолированности бассейна α .



Фиг. 3. Зависимость времени T_0 удвоения первоначальной концентрации солей в водах бассейна при оптимальном режиме от средней глубины (H_{cp}) бассейна и величины эффективного годового испарения ($h_{из}$)



Фиг. 4. Общая зависимость времени (T) достижения заданного увеличения концентрации (K) солей в водах бассейна по сравнению с первоначальной от параметра T_0 (зависящего от глубины бассейна и климата) и n (зависящего от коэффициента изолированности бассейна)

Скорость же садки также увеличивается при большем значении α , так как при этом меньшая часть солей, поступающая ежегодно в бассейн с океаническими водами, уносится из бассейна с придонным течением обратно в океан, а следовательно, большая их часть осаждается в бассейне.

Необходимо подчеркнуть, что выводы о решающем влиянии изолированности на соленакопление справедливы для бассейнов любой глубины, так как параметр, характеризующий глубину бассейна, в системе решаемых уравнений отсутствует.

Однако это не значит, что глубина бассейна не оказывает никакого влияния на соленакопление. Напротив, как видно из фиг. 3, при одном и том же объеме бассейна процесс засолонения и соленакопления в нем происходит со скоростью, приблизительно обратно пропорциональной его средней глубине. Сгущение морских вод и садка солей в мелководных лагунах происходит на наших глазах. Темп засолонения глубоководных бассейнов в десятки и сотни раз ниже, чем мелководных, но с позиции геологического времени все же необычайно высок. Рассмотрим это на нескольких примерах,

Красное море — типичное средиземное море, расположенное в зоне аридного климата. С океаном (Индийским) оно соединяется через Аденский залив узким (≈ 26 км) и неглубоким (≈ 200 м) Баб-эль-Мандебским проливом и имеет следующие характеристики (БСЭ),

$$V = 215\,000 \text{ км}^3; H_{cp} = 490 \text{ м};$$

мума для данного значения α) оставаться постоянной — недостаточной для садки каменной соли. Этим же обстоятельством могут объясняться и несоответствия в количествах осаждаемой каменной соли и различных калийных солей, так как накопление последних происходит лишь при значениях α , близких к 1.

$$v_{из} \approx v_n = 1532 \frac{\text{км}^3}{\text{год}}; v_n = 15360 \frac{\text{км}^3}{\text{год}}; h_{из} \approx h_n = 3,5 \frac{\text{м}}{\text{год}};$$

$$\alpha = \frac{v_{из}}{v_n} = \frac{1532}{15360} \approx 0,1$$

По графику фиг. 2 легко найти, что при этом значении α максимально возможный рост концентрации солей в водах Красного моря может достичь лишь $K_m = 1,1$, соответственно $C_m = C_n \cdot K_m = 35\text{‰}$, $11,1 = 3,9\text{‰}$, что хорошо согласуется с наблюдаемой величиной солености вод Красного моря ($39\text{—}41\text{‰}$).

Следует отметить, что для Красного моря параметр T_0 невелик ($T_0 = 140$ лет, см. фиг. 3), и оно не превращается в солеродный бассейн только потому, что недостаточно изолировано от мирового океана. Если бы, например, сузить сечение Баб-эль-Мандебского пролива, так, чтобы $\alpha = 0,95$, то концентрация солей в Красном море возросла бы в 11 раз (т. е. в нем шла бы садка галита) при $n = 21$ (см. фиг. 1) уже через $T = 2940$ лет (см. фиг. 4). При оптимальном же режиме, т. е. при $\alpha = 1$, это время составило бы лишь $T = 1400$ лет. Если Красное море было бы еще более глубоководным, как, например, Черное ($H_{ср} \approx 1300$ м) или Средиземное ($H_{ср} \approx 1500$ м), то и тогда при $\alpha = 0,95$ садка каменной соли началась бы соответственно через 7800 и 9000 лет, а при $\alpha = 1$ — через 3700 и 4300 лет. Все эти величины в геологическом масштабе представляют незначительные промежутки времени.

Из приведенных примеров видно, что именно изолированность морей от океана определяет предрасположенность и принципиальную возможность к превращению их в бассейны соленакопления. При обычных для зон аридного климата величинах испарения $h_n = 1\text{—}3$ м/год, такие бассейны могли быть как мелководными, так и глубоководными морями, типа современных Красного, Черного или Средиземного (значение T_0 для последних оказывается равным нескольким тысячам лет, т. е. составляет допустимую для соленакопления величину).

Более того, глубина этих бассейнов могла сильно изменяться даже в течение одного короткого цикла соленакопления. От тех высоких степеней изоляции, при которых в бассейнах (связанных с океаном через пролив) может происходить соленакопление, до полной изоляции и прекращения связи с океаном переход совсем небольшой, почти незаметный. Уровень воды (или, точнее, рапы) в полностью изолированном бассейне в условиях аридного климата начинает быстро снижаться (Фивег, 1964) вплоть до полного осушения. Вот почему признаки мелководья в верхних частях соленосных циклов еще не говорят о наличии на протяжении всего цикла соленакопления мелководных условий. Поэтому не случайно как раньше (Фивег, 1956; Яншин, 1961; Richter-Bernburg, 1953), так и в последнее время (Borchert, 1969; Dellwig, Evans, 1969; Schmalz, 1969), некоторые исследователи склонялись к мнению о глубоководности многих солеродных бассейнов геологического прошлого. Пожалуй, именно с этих позиций можно дать объяснение и неожиданным находкам соленосных отложений под дном глубоководных морей и океанов (Burk et al., 1969; Cholet et al., 1968; Glangeaud et al., 1966; Rona, 1969). Что же касается механизма засолонения глубоководных морей, казавшегося прежде неясным, то из расчетов, выполненных выше, следует, что придумывать какой-то особый механизм засолонения для глубоководных бассейнов нет необходимости. Солнечное испарение может привести к накоплению солей не только в мелководных лагунах, но и в глубоких морских бассейнах.

И, наконец, последний вывод, вытекающий из проведенных расчетов и графических построений. В том же Красном море, которое не попадает в ряд мелководных бассейнов, соленакопление могло бы происходить

и при гораздо меньшей степени аридности климата. Так, при значении $h = 1 \text{ м/год}$ (что совпадает со средней величиной испарения для Земли) садка каменной соли началась бы при $\alpha = 1$ через 4900 лет, а при $\alpha = 0,95$ через 10 000 лет. Это полностью подтверждает вывод Н. М. Страхова (1962) о том, что для соленакопления нет необходимости в каких-то экстрааридных условиях. Расчеты показывают, что из трех условий, выполнение которых необходимо для превращения любых морей, заливов, лагун в бассейны соленакопления, наиболее капризным и чувствительным является изолированность от океана, которая должна достигать весьма высоких степеней, т. е. по существу бассейны должны быть «экстраизолированы». Что же касается климата, то соленакопление может происходить даже в условиях «полуаридного» климата, равно как и не только в мелководных бассейнах, но и достаточно глубоководных. Это наглядно можно иллюстрировать примером такого сравнительно изолированного средиземного моря как Красное, которое тем не менее превращается в бассейн соленакопления по причине недостаточной изолированности от океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования солей. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Иванов А. А. О глубинах солеродных бассейнов геологического прошлого. Литол. и полвн. ископ., 1967, № 2.
- Красное море, БСЭ, изд. 2, т. 23.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Фивег М. П. Типы солеродных бассейнов. Тр. ВНИИГ, Л., 1956, вып. 32. Госхимиздат.
- Фивег М. П. О значении колебаний уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации соленосных серий. Тр. ВНИИГ, Л., 1964, вып. 45. Госхимиздат.
- Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геология и геофизика, 1961, № 1.
- Borghert H. Principles Oceanic Salt Deposition and Metamorphism.— Geol. Soc. of Amer. Bull., v. 80, No. 5, 1969.
- Burk C. A., Ewing M., Worzel J. L. et al. Deep-Sea Drilling into the Challenger Knoll, Central Gulf of Mexico.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 53, No. 7, 1969.
- Busson G. La sedimentation des evaporites. Comparaison des données sahariennes a quelques theories, hypotheses et observations classique ou nouvelles.— Mémoires du muséum national d'histoire naturelle, t. XIX, fasc. 3, Paris, 1968.
- Cholet J., Damotte B., Grau G. et al. Recherches préliminaires sur la structures géologiques de la marge continentale du golfe de Gascogne: commentaires sur quelques profils de sismique réflexion «Flexotir».— Rev. Inst. Franç. Pétrole, No. 9, 1968.
- Dellwig L. F., Evans R. Depositional Processes in Salina Salt of Michigan, Ohio and New York.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 53, No. 4, 1969.
- Glangeaud L., Alinat J., Polvêche J., et al. Grandes structures de la mer Ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales.— Bull. Soc. Géol. de France, sér. 7, v. VIII, No. 7, 1966.
- Lotze F. Steinsalz and Kalizalze, Berlin, 1957.
- Richter-Bernburg G. Stratigraphie Gliederung des deutschen Zechsteins.— Z. Dtsch. Geol. Ges. B. 105, No. 4, 1953.
- Rona P. A. Possible Salt Domes in the Deep Atlantic of Northwest Africa.— Nature, v. 224, No. 5215, 1969.
- Schmalz R. F. Deep-water evaporite deposition: a genetic model.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 53, № 4, 1969.

Геологический институт
Москва

Дата поступления
18.XII.1969

УДК 983.72.551.552.14

О ТЕРМИНАХ, ПРИМЕНЯЕМЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В. Н. ХОЛОДОВ

Определяйте значение слов, и
вы избавите человечество от поло-
вины его заблуждений.

Декарт

Рассматривается эволюция терминов «сингенез» и «эпигенез»; доказыва-
ется, что в настоящее время в литологии сосуществуют три разных пони-
мания этих терминов. Предлагается сохранить термины «сингенез» и «эпи-
генез» для обозначения рудных скоплений, образовавшихся одновременно
или одновременно с вмещающей их породой, отказаться от стадийного
употребления этих терминов, а вместо неаккуратно употребляемого генетиче-
ского их толкования, ввести новые понятия — «автогенез» и «аллогенез».

Создание общей теории литогенетических процессов, а также усилен-
ные поиски и разработка нефтяных и газовых месторождений, место-
рождений урана и редких металлов в осадочных породах в последнее
время заставили обратить самое серьезное внимание на изучение вто-
ричных (постлитификационных) изменений осадочных образований.

В этой области появилось много новых работ и обозначилось несколь-
ко различных методических подходов (Копелиович, 1965; Коссовская,
Шутов, 1956; Перозин, 1961; Каледя, 1958; Холодов и др., 1961; Головин,
1965; Батулин и др., 1965).

К сожалению, множество публикуемых исследований в сочетании с
наличием нескольких школ и некоторой безответственностью в отноше-
нии употребляемых терминов привели к очевидной путанице; во многих
отношениях различные исследователи перестают понимать друг друга,
так как обозначают одними и тем же терминами разные явления.

Особенно плохо обстоит дело с применением таких основополагаю-
щих понятий, как «сингенез» и «эпигенез». Недопустимый разностью в
толковании этих терминов и заставил предпринять экскурс в область
истории рудной геологии, геохимии и петрографии осадочных пород.

Понятия о «сингенетических» и «эпигенетических» месторождениях
зародились во второй половине XVIII в. Судя по комментариям Брошан
де Виллие (Villiers, 1800), еще в лекциях А. Г. Вернера предлагалось
различать среди жильных месторождений пласты (Lager), возникшие
одновременно с вмещающей породой и «жилы» (Gänge), образовавшие-
ся позднее. По-видимому, такое подразделение руд связано с попыт-
кой А. Г. Вернера наметить определенную последовательность в образо-
вании осадочных формаций и с затруднениями, возникшими при оценке
возраста жил, пересекающих осадочное напластование.

С тех пор понятия «сингенетический» и «эпигенетический» применя-
лись в рудной геологии как синонимы «одновременный» или «неодно-

временный» по отношению к рудовмещающим породам; такое временное толкование этих слов можно проследить вплоть до середины XX в.

Большинство геологов, изучавших рудные месторождения Европы в первой половине XIX в., придавало большое значение формам залегания полезного ископаемого. В связи с этим широкое распространение в это время получили геометрические классификации, в которых в основном учитывалась морфология рудных тел (пласты, жилы, штоки, почки, вкрапленники и т. п.).

Особняком стоит система А. Бюра (Burat, 1845), который предложил различать слоистые и неслоистые месторождения, считая, что первые образовались одновременно (*gîtes contemporains*) с вмещающими породами, а вторые — позднее (*gîtes postérieurs*). При этом форму рудной залежи А. Бюра не считал решающим признаком одновременности образования полезного ископаемого и вмещающей его породы — ряд типичных пластовых месторождений железных руд, связанных с метаморфическими толщами, а также знаменитые медистые сланцы Мансфельда он относил к группе поздних образований. Таким образом, если А. Г. Вернер полностью отождествлял время образования полезного ископаемого и морфологический тип его скоплений, то А. Бюра в основу подразделения месторождений положил не морфологию рудных тел, а способ рудообразования.

Примерно через 30 лет после А. Бюра А. В. Гроддек (Groddek, 1879) несколько видоизменил его классификацию, сохранив, однако, основное деление на руды, образовавшиеся одновременно с вмещающими породами и образования более поздние, чем вмещающая порода.

Следует подчеркнуть, что ни А. Г. Вернер, ни А. Бюра, ни А. В. Гроддек не пользовались терминами «сингенетические» и «эпигенетические» месторождения, хотя придавали этим понятиям большое значение. Сами термины «сингенез» и «эпигенез» ввели в учение о рудных месторождениях А. Стельцнер (Stelzner, Bergeat, 1904—1906) и Р. Бек (Beck, 1901)¹. Эти исследователи создали общую классификацию месторождений полезных ископаемых, в основе которой лежало деление их на первичные и вторичные. К категории первичных относились все известные в то время месторождения магматического и осадочного происхождения; вторичных — главным образом россыпи и элювиальные образования.

В классе первичных месторождений оба исследователя предложили различать сингенетические, т. е. образовавшиеся одновременно с вмещающими породами, и эпигенетические, или образовавшиеся после вмещающих пород.

Если судить по предложенной классификации, то в одних случаях авторы считали достаточным для отнесения рудных скоплений к первой или второй группе определить форму залегания (жилы, выполнения пустот и т. п.), а в других — основывались на характеристике рудного процесса в целом (магматические выделения, контактово-метаморфические месторождения). Иначе говоря, критерии для разграничения «сингенетических» и «эпигенетических» образований не были строго выдержанными.

Взгляды А. Стельцнера и Р. Бека получили широкое распространение. В России их сторонником стал К. И. Богданович (1903); в своем курсе «Учение о рудных месторождениях» он принял в качестве основы предложенную ими систематику.

Следующий шаг в развитии представлений о «сингенетических» и «эпигенетических» месторождениях сделал В. Эммонс (Emmons, 1917). В книге «Введение в учение о рудных месторождениях» он определил

¹ Как выяснилось впоследствии, термины «сингенез» и «эпигенез» были ими употреблены не совсем точно. «Генезис» (греч.) — происхождение, приставка «син» придает корню смысловой оттенок одновременно и совместно: «сингенез» — образование теми же процессами, «сорождение»; «эпигенез» — образование в результате действия более поздних процессов.

рассматриваемые понятия так, как это сделали Р. Бек и А. Стельцнер. Он писал: «Сингенетическими называются такие месторождения, которые были образованы одновременно с включающими их породами». «Эпигенетические месторождения образованы позднее пород, включающих их» (Эммонс, 1925, стр. 19).

Однако классификация месторождений, принятая В. Эммонсом, в отличие от его предшественников, была строго генетической. К группе сингенетических в работе «Вторичное обогащение рудных месторождений» В. Эммонс отнес скопления металлов, возникшие в процессах осадкообразования или в связи с магматической деятельностью, а к эпигенетическим — сформированные пирогидатогенными растворами пегматиты, образованные эманациями контакто-метаморфические месторождения, концентрации металлов глубокой жильной зоны, образованные при высоких температурах и давлениях, месторождения, сформированные восходящими горячими растворами у поверхности, и месторождения, возникшие в результате выпадения рудных компонентов из холодных метеорных вод.

Очевидно, по В. Эммонсу, для того чтобы определить сингенетично ли данное месторождение вмещающей его породе, нужно изучить его генезис и глубоко понять способ возникновения. Критерием различия одновременности или неодновременности оруденения и рудовмещающих пород становятся не только пространственные взаимоотношения, но и сам процесс рудообразования.

В более поздних работах геологов-рудников общепринятым оказалось *временное* понимание терминов «сингенез» — «эпигенез», в общем близкое взглядам В. Эммонса. Так, В. А. Обручев считал, что «сингенетическими» следует называть месторождения одновременные с окружающей породой, а «эпигенетическими» — месторождения моложе тех пород, среди которых они затвердели.

В «Петрографическом словаре» Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве (2-е издание) термин «эпигенетические месторождения» поясняется так: «Месторождения неодновременные с вмещающими их породами, образовавшиеся позднее, путем выполнения трещин и пустот или путем химических превращений, метасоматоза, контактметаморфизма и т. п. (жилы, штоки, линзы и т. д.)» (1937, стр. 383).

В книге П. М. Татарнинова (1955) «Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых» сказано следующее: «Эндогенные и экзогенные процессы могут приводить к образованию двух групп месторождений: сингенетических, возникающих одновременно с вмещающими породами, типичным примером которых являются осадочные месторождения, и эпигенетических, возникающих после образования вмещающих пород, к которым относится подавляющее большинство магматогенных и очень многие из месторождений выветривания» (стр. 71).

Если попытаться встать на точку зрения исследователей, защищавших временное понимание разбираемых терминов и учесть также наиболее современные взгляды на стадии осадочного пороодообразования (Вассоевич, 1957, 1962; Страхов, 1960), то станет очевидным, что осадочные сингенетическими они называют руды, возникшие одновременно с превращением ила в породу, т. е. на стадиях седиментогенеза и диагенеза, тогда как эпигенетическими — образовавшиеся позднее, в ходе катагенеза, выветривания или метаморфизма.

В 20—30-е годы рассматриваемые термины оказались преокупированы, т. е. употреблены в новом, ранее не свойственном им смысле. В работах ряда исследователей им было придано *стадиальное* значение. Начало такому искажению существа распространенных терминов положил А. Е. Ферсман (1922). В своей широко известной работе «Геохимия России» он впервые применил термин «сингенез» для обозначения самой

ранней стадии образования осадка на дне водоемов. А. Е. Ферсман писал: «В настоящее время мы определенно различаем два момента в истории осадочной породы: образование самого осадка и его диагенез; все минералы, образовавшиеся, как составная часть самого осадочного процесса, мы называем первичными (синхроничными) минералами осадка. Таковы, например, CaCO_3 раковин или береговых оолитов, свободное образование горошинок болотных руд в озерах и т. д. Однако гораздо важнее нам представляется второй момент в истории образования породы, который мы называем *диагенезом*» (стр. 29, разрядка автора). И далее: «В общем, с генетической точки зрения мы можем различать в осадочных породах три группы образований:

- I. Сингенеза и диагенеза . . . водный бассейн с его биохимией + осадок на дне водоема
- II. Катагенеза . . . серия разнородных слоев.
- III. Гипергенеза . . . (как современного, так и древнего — в периоды материковых перерывов) . . . атмосфера и биосфера + порода». (Там же, стр.

Очевидно, что стадию накопления осадков А. Е. Ферсман и именовал сингенезом.

Следует, однако, подчеркнуть, что, как отметил Н. Б. Вассоевич (1957), в терминологии А. Е. Ферсмана наблюдается некая двойственность. С одной стороны, во введенных им понятиях «сингенез», «диагенез», «катагенез» несомненно проступают черты стадий осадочного породообразования, т. е. определенных временных этапов в развитии осадка и породы, тогда как, с другой стороны, в ряде случаев эти же термины обозначают геохимический тип процесса, т. е. используются в более узком геохимическом смысле. Пример сказанного — термин «катагенез», который то характеризовал «... всю совокупность химических преобразований породы после того, как она оказалась отделенной от водного бассейна слоем нового осадка, и вплоть до того момента, когда она сделалась поверхностью материка, т. е. оказалась на границе с атмосферой» (Ферсман, 1953, стр. 37), то представлял собой «... совокупность химических и минералогических процессов, вызываемых на границе разнородных минеральных комплексов, свит, пород и т. д.» (Ферсман, 1934, стр. 286).

Не случайно поэтому и понятие «сингенез», наряду со стадийным значением, получило в трактовке А. Е. Ферсмана второе значение — определенного геохимического типа процесса. Так, в т. III «Геохимии» он писал: «Педогенез (почвообразование на материке) — совокупность химических, биохимических, минералогических и геофизических процессов, приводящая к накоплению на поверхности Земли своеобразного естественно-исторического тела, называемого почвой (граница лито- и атмосферы)».

«Сингенез (почвообразование водных бассейнов) — аналогичный процесс и образование на дне водоемов: озер, болот, океанов, морей (морские илы, осадки и пр.— границ лито- и гидросферы)» (Ферсман, 1955, стр. 703).

Идеи А. Е. Ферсмана были развиты Л. В. Пустоваловым (1940), который отбросил геохимический смысл понятий, введенных в литологию А. Е. Ферсманом, и придал им исключительно стадийное значение. Л. В. Пустовалов отметил, что его предшественники, в частности, М. С. Швецов (1934), различали в истории формирования осадочной породы «ранний диагенез», соответствующий изменению рыхлого осадка до его окаменения и перехода в осадочную породу, и «поздний», или

«поступный диагенез», включающий в себя различные процессы преобразования уже сформировавшейся породы. Первый Л. В. Пустовалов (1940) предложил именовать стадией раннего *диагенеза*, или стадией сингенеза, а второй — стадией бытия осадочной породы, или стадией *эпигенеза*.

При этом Л. В. Пустовалов (1940) подчеркивал, что к сингенетическим минералам относятся только те, что образовались на стадии сингенеза, в рыхлом осадке. Все образования, попавшие в ил из водной массы водоема (фаунистические остатки, обломки терригенных минералов) синхронны осадку, но не сингенетичны ему. Он писал: «Уточняя, таким образом, понятия «синхроничный» и «сингенетичный», можно сказать, что синхроничные явления и синхроничные образования характеризуют ту общую геологическую обстановку, при которой происходило накопление осадка и формирование из него осадочной породы, тогда как сингенетичные выделения возникают внутри самого осадка и являются, следовательно, продуктом той ограниченной фазы, в которой находился осадок непосредственно после своего накопления» (стр. 383). Из сказанного следует, что Л. В. Пустовалов не был полностью согласен с А. Е. Ферсманом в понимании терминов «синхронный» и «сингенетичный».

Под влиянием работы Л. В. Пустовалова многие литологи приняли его понимание терминов «сингенетический» и «эпигенетический».

Весьма определенно в этом отношении высказался Л. Б. Рухин (1953): «В окаменении следует различать три существенно неодинаковые стадии: сингенез, диагенез и эпигенез. Каждая из этих стадий различается по характеру среды, окружающей отложения. Сингенез объединяет процессы, происходящие в самой верхней части осадка в первые этапы его существования. Эти процессы происходят, по существу, еще в среде отложения, так как многие осадки представляют собой скоагулированные тонкие суспензии или гели, насыщенные водой и нечетко от нее отделяющиеся.

Диагенез характеризуется процессами, происходящими в самом осадке и ведущими к превращению его в породу. Происходят эти процессы уже в среде, потерявшей непосредственную связь со средой отложения и обычно заметно отличающейся от нее по своим физико-химическим особенностям».

«Наконец, эпигенез объединяет все процессы, изменяющие возникшую после диагенеза породу вплоть до ее выветривания или метаморфизма» (стр. 204).

Против стадийного восприятия термина «сингенез» решительно выступил Н. М. Страхов (1956). Им было показано, что два важнейших признака зоны сингенеза в понимании Л. Б. Рухина (1953), а именно: 1) единство среды осадка и среды наддонной воды и 2) наличие между ними непосредственной связи, с прекращением которой прекращается и стадия сингенеза, являются взаимно исключающими условиями. С физико-химической точки зрения среда осадка и наддонной воды являются резко различными образованиями, хотя обмен веществ между наддонной водой и осадком осуществляется в широких пределах. Отсюда был сделан логичный вывод «стадия сингенеза в понимании Л. Б. Рухина характеризуется сочетанием признаков, исключающих один другого.

Такого «сингенеза» в природе нет и существовать не может» (Страхов, 1956, стр. 20).

Для обозначения стадии накопления осадка на дне бассейна Н. М. Страхов предложил термин «седиментогенез»; последующую стадию преобразования илов он назвал стадией «диагенеза» и, таким образом, в новой и более современной схеме осадочного породообразования, термин «сингенез» оказался излишним.

Значительно сложнее обстоит дело с термином «эпигенез». В понимании Л. В. Пустовалова (1940), т. е. для обозначения стадии бытия горной породы с момента ее образования вплоть до ее метаморфизма или разрушения в зоне выветривания (и исключая их), этот термин был принят В. И. Поповым (1957), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1956, 1957), А. В. Копелиовичем (1965) и многими другими исследователями.

Однако в то же время *стадиальное* понимание этого термина многие авторы смешивают с *временным*. Так, Г. И. Теодорович (1958₁) отнес к этапу эпигенеза гипергенез, или выветривание.

Неопределенность объема понятия «эпигенез» и существующую терминологическую путаницу в этом вопросе детально и всесторонне разобрал Н. Б. Вассоевич (1957, 1962); он предложил заменить неудачное наименование стадии бытия породы, назвав ее «катагенез», восстановить, таким образом, приоритет А. Е. Ферсмана (1922) и придать ей полный объем эпигенеза Л. В. Пустовалова (1940).

Хотя совершенно правильное, по существу, предложение Н. Б. Вассоевича (1957) было одобрено многими литологами, довольно большая группа исследователей продолжает неверно использовать термин «эпигенез» для обозначения определенной стадии осадочного породообразования.

К сожалению, эволюция разбираемых терминов на этом не заканчивается; в ряде работ геологов-рудников им был придан еще один *генетический* смысл.

Одним из пионеров этого направления в 30-х годах стал В. Линдгрэн. Предлагая новый вариант классификации рудных месторождений в своей широко известной работе «Минеральные месторождения», он писал: «Весьма удобная, хотя и не строго генетическая, классификация делит месторождения минералов на сингенетические, образовавшиеся теми же процессами, как и боковые породы, и притом одновременно с последними, и эпигенетические, внесенные позже в данную геологическую среду» (Линдгрэн, 1934, вып. 1, стр. 140).

Недостаток этого определения заключается в том, что оно не применимо для случая редкометального рудообразования. Действительно, рудогенез и процессы образования рудоносных пород в случае формирования скоплений редких элементов никогда не являются равнозначными явлениями, а относятся друг к другу как частное к общему.

Иначе говоря, при образовании редкометальных концентраций рудообразование обычно является только частью процессов осадочного породообразования, и это обстоятельство приводит иногда к возникновению очень сложных пространственных взаимоотношений между литофациями рудовмещающих пород и рудными концентрациями.

Несмотря на эту неточность, в определении В. Линдгрена впервые была сделана попытка непосредственно определить тип месторождения через процессы рудогенеза и время образования вмещающих руду пород; такая двойственность принятого термина послужила в работах его последователей толчком для усложнения рассматриваемых понятий.

В дальнейшем одни исследователи наряду с понятиями «сингенез» — «эпигенез» стали применять еще и понятия, характеризующие источник рудного вещества, т. е. расширили систему терминов, тогда как другие изменили первоначальный объем основных понятий, придав им новое смысловое значение.

Дискуссия, развернувшаяся вокруг происхождения свинцово-цинковых месторождений спорного генезиса, заставила Г. Амштутца (Amstutz, 1959, 1960 и др.) наряду с выделением син- и эпигенетических месторождений как образований одновременных и позднейших по отношению к вмещающим их породам, различать руды эндогенные, т. е. сформирован-

ные за счет материала, изначально содержащегося в самой рудосодержащей породе, и руды экзогенные, т. е. возникшие в результате привноса «чуждого» материала в породу из внешних источников на разных стадиях породообразования.

Таким образом, временные понятия дополнялись понятиями, характеризующими рудный процесс в пространстве, а полная генетическая классификация руд, по Г. Амштутцу, должна была образоваться из сочетаний: син-эндо; син-экзо; эпи-эндо; эпи-экзо.

Г. Амштутц подчеркнул также, что понятия времени и пространства тесно связаны между собой и легко заменяют друг друга бессознательно. Поэтому сторонники сингенетического происхождения руд (во временном значении этого понятия) почти всегда высказываются в пользу «эндогенного» их происхождения, а приверженцы эпигенетического образования отстаивают экзогенное возникновение скоплений металлов.

Интенсивное изучение урановых месторождений и разработка теоретических вопросов, связанных с редкометальным рудообразованием, заставили некоторых исследователей полностью отказаться от временного понимания рассматриваемых понятий и придать им только генетический смысл.

Наиболее яркое отражение такое направление нашло в статье Е. А. Головина (1965) и книге С. Г. Батулина и др. (1965). В этих работах мы читаем:

Сингенетическими будем в дальнейшем называть рудные концентрации, сформированные теми же процессами, что и вмещающая их природа; эпигенетическими — привнесенные, наложенные на породу (осадок) рудные концентрации.

В длительной и сложной истории формирования осадочной породы можно выделить две группы процессов. Сингенетические — процессы, идущие без привноса веществ, унаследованные от стадии седиментогенеза. Движущей силой этих процессов являются внутренние противоречия в вещественном составе исходного осадка, по-разному, в зависимости от термодинамических условий, проявляющиеся на стадиях его преобразования. Эпигенетические — не унаследованные, наложенные процессы, идущие с привносом вещества. Движущей силой этих процессов являются противоречия между веществом осадка и привнесенными, чуждыми ему компонентами» (Батулин и др., 1965, стр. 9).

Приведенные определения содержат две неточности. Как было отмечено при анализе определений, которые дал В. Линдгрэн интересующим нас терминам, совершенно неверно отождествлять процессы редкометального рудогенеза и образования рудоносных пород; первые являются частью вторых, и поэтому весьма прихотливое распределение рудного компонента в разрезе и на площади совершенно не обязательно является признаком эпигенетического оруденения.

Весьма спорно также утверждение, что движущей силой наложенных процессов является противоречие между веществом осадка и привнесенными в него рудными компонентами. Пожалуй, было бы более правильно говорить о том, что само рудоотложение в этом случае — результат противоречия между геохимической характеристикой породы или осадка, унаследованной от предшествующей стадии породообразования, и геохимическими свойствами подземных вод, инфильтрирующих в них.

Однако все эти второстепенные дефекты не меняют главного смысла разбираемых определений, а он заключается в том, что важнейшим критерием разграничения сингенетических и эпигенетических процессов и их вещественных результатов признается источник рудного вещества. По Е. А. Головину (1965), если рудный материал заимствован из самих

вмещающих пород, то месторождение сингенетично, а если он попал в породу или осадок извне — месторождение эпигенетично.

В таком понимании терминов временные соотношения между рудогенезом и породообразованием отбрасываются совсем, а процессы рудообразования становятся внестадийными; они равным образом могут осуществляться на стадиях диагенеза, катагенеза, метаморфизма или выветривания. Ведущим признаком становится одно — с привносом или без привноса вещества осуществляется данный геохимический процесс.

Все сказанное позволяет говорить, что в предложении Е. А. Головина (1965) содержится вторая преокупация терминов — старые понятия «сингенез» и «эпигенез» употребляются в третьем значении.

Итак, в настоящее время в геологической литературе сосуществуют три тенденции использования рассматриваемых терминов. Они применяются для обозначения: 1) временных соотношений между процессами рудогенеза и осадочного породообразования; 2) стадий литогенеза (эпигенез — стадия бытия осадочной породы); 3) источника рудного вещества (из самих отложений — сингенез, извне — эпигенез).

Во всех трех случаях понятия, которые скрываются за одними и теми же терминами, имеют большое теоретическое и практическое значение; они несомненно нужны.

Очевидно также, что подобная терминологическая путаница отнюдь не способствует развитию наших представлений о вторичных изменениях осадочных пород и связанных с ними процессах рудообразования. Более того, терминологические барьеры становятся тормозом при попытках правильно направить поисковые и разведочные работы на нефть, газ, редкие и радиоактивные металлы, поскольку не проясняют, а скрывают сущность явлений и совершенно не воспринимаются геологами-практиками.

Между тем выход из создавшегося положения уже намечен самим развитием науки об осадочных породах и был указан в ряде предшествующих работ. Прежде всего нужно подчеркнуть, что по праву приоритета следует сингенетическими месторождениями называть такие рудные скопления, которые возникли одновременно с формированием вмещающих их пород, т. е. на стадиях седиментогенеза или диагенеза, тогда как эпигенетическими — образованные позднее, на стадиях катагенеза, метаморфизма или выветривания. Иначе говоря, за терминами «сингенез» и «эпигенез» нужно оставить *временное* их толкование.

Совершенно необходимо, далее, как на это уже и указывали Н. Б. Вассоевич (1957), Н. М. Страхов и Н. В. Логвиненко (1959), категорически отказаться от применения терминов «сингенез» и «эпигенез» в стадильном смысле и употреблять вместо них термины «седиментогенез», «диагенез» и «катагенез».

По-видимому, не следует употреблять эти термины в их генетическом значении, для обозначения источника рудного вещества, как это недавно не очень обоснованно предложил Е. А. Головин (1965). Для обозначения процессов, идущих с привносом или без привноса рудного вещества, нужно ввести новые термины, в корне отличающиеся от старых.

При выборе новых терминов следует иметь в виду, что в начале столетия представления об унаследованных и наложенных процессах уже были введены в петрографию изверженных и осадочных пород Х. С. Саргентом (Sargent, 1918), У. Грубенманом и П. Ниггли (Grubenmann, Niggli, 1924) и рядом других исследователей под наименованием «автометаморфизм» и «аллометаморфизм».

Так, впервые применивший эти термины Х. С. Саргент (Sargent, 1918) под понятием «автометаморфизм» (autometamorphism) объединял диагенетические изменения осадочных и изверженных горных пород,

обусловленные внутренними факторами. В отличие от него «аллометаморфизм» (allometamorphism) этот исследователь связывал с действием на те же горные породы внешних агентов.

Еще более определенно на этот счет высказались У. Грубенман и П. Ниггли (Grubenmann, Niggli, 1924). Под автометаморфизмом эти исследователи понимали процессы изменения горных пород, совершающиеся в тех же условиях, в которых образовалась сама горная порода. В третьем издании своей книги, переведенной на русский язык, они писали: «...автометаморфизм — окончание геологического процесса, которому обязана порода своим происхождением, вызывает в своем дальнейшем ходе частичное или полное преобразование» (Грубенман, Ниггли, 1933, стр. 111).

Противопоставленный ему аллометаморфизм включает процессы, не находящиеся в прямой связи с условиями возникновения самой породы.

Нетрудно видеть, что для осадочных пород и руд в первом случае речь идет о преобразованиях, унаследованных от стадии седиментации, тогда как во втором характеризуются изменения состава пород, вызванные действием сил извне. Иначе говоря, первый случай, по терминологии Е. А. Головина (1965), может быть отнесен к категории «сингенетических», а второй — «эпигенетических» явлений.

К сожалению, использовать термины «автометаморфизм» и «аллометаморфизм» в литологии в настоящее время не представляется возможным; при разделении общей петрографии на петрографию осадочных и петрографию изверженных пород в 30—40-х годах они стали применяться только для обозначения различных изменений магматических и вулканогенных образований (Елисеев, 1959).

Однако не вызывает сомнений, что термины, аналогичные «автометаморфизму» и «аллометаморфизму», должны быть введены в теорию литогенеза; это диктуется необходимостью дальнейшего исследования наложенного редкометального рудообразования.

Приняв во внимание все сказанное выше, мы предлагаем вместо термина «сингенез» в понимании Е. А. Головина (1965) в дальнейшем применять термин «автогенез», а «эпигенез» соответственно заменить термином «аллогенез»². Таким образом, под автогенезом следует объединять те изменения осадочных горных пород, которые протекают на стадиях диагенеза, катагенеза, метаморфизма и выветривания, осуществляются без привноса вещества извне и являются в отношении пространственного положения новообразованных минералов унаследованными от стадии седиментации. В результате реализации процессов этой группы возникают автогенетические минералы; они представляют собой результат преобразования материала исходного осадка в условиях новой физико-химической обстановки постседиментационных стадий осадочного пороодообразования.

Аллогенез включает в себя те изменения осадочных пород, которые протекают на стадиях диагенеза, катагенеза, метаморфизма и выветривания и возникают вследствие привноса вещества извне.

Новообразованные аллогенетические минералы представляют собой неунаследованные скопления генетически чужеродного для данной породы материала.

Следует подчеркнуть, что авто- и аллогенетические процессы могут, по-видимому, осуществляться в различных масштабах; в одних случаях происходит обмен веществом между двумя минералами, в других — между фациями, формациями или даже геосферами. Во всех случаях их мерой является определенное геологическое тело, по отношению к которому и оценивается размах авто- и аллогенетических явлений.

² Приставка «авто» (греч.) придает корню «генез», означаемому «происхождение», «рождение», смысл «из себя», «от себя». В целом слово может быть переведено, как «саморождение». Его антипод «аллогенез» переводится, как «рождение извне».

Нельзя также не отметить известную относительность предлагаемых понятий: процессы аллогенетические по отношению к литофации могут быть автогенетическими для той формации, в которую входит данная фация.

Против введения в литологию новых терминов «автогенез» и «аллогенез» могут быть выдвинуты некоторые возражения.

Наиболее веским из них представляется то обстоятельство, что в какой-то степени понятия об автогенетических и аллогенетических минералах перекликается с широко распространенными представлениями об аутигенных и аллотигенных минералах. Поэтому на соотношении этих терминов стоит остановиться более подробно.

Еще в 1880 г. Е. Кальковский (Kalkowsky, 1880) предложил называть составные части осадочных горных пород, образованные из растворов на месте, *in situ*, аутигенными. Им противопоставлялись те части породы, что были образованы вне ее и привнесены в осадок; как впоследствии подчеркнул В. П. Батурин (1937), все терригенные компоненты с этой точки зрения являются типичными аллотигенными образованиями.

Сходным образом определены аутигенные и аллотигенные минералы в работах Л. В. Пустовалова (1940), М. С. Швецова (1948), Н. М. Стрехова (1950) и многих других исследователей.

Довольно полно охарактеризовал обе эти группы осадочных образований Г. И. Теодорович (1958₂): «Аутигенными компонентами осадочных пород, в том числе и аутигенными минералами, называют составные части осадочной породы, образовавшиеся на месте ее возникновения и нахождения (в исходном осадке или в сформированной породе). Аллотигенными компонентами осадочных пород, в том числе и аллотигенными минералами, именуют составные части их принесенные извне, т. е. образовавшиеся в другом месте и попавшие в исходный осадок уже в переотложенном виде» (стр. 5).

Обрашает на себя внимание явная неравноценность выделяемых групп; если скопления аллотигенных образований в основном образуются в процессе седиментации, то аутигенные минералы могут возникать и при седиментации, и в процессе диагенетических превращений, и на стадии катагенеза.

Мало того, по способу образования среди аутигенных минералов можно выделить два разных семейства. Одно из них представлено минералами, образовавшимися *in situ*, за счет вещества самого осадка, тогда как другое включает минералы, образовавшиеся на месте, но уже за счет вещества, привнесенного извне, иначе говоря, группа аутигенных минералов включает в себя автогенетические и аллогенетические образования.

Следовательно, в данном случае мы имеем дело не с тождественными, а с соподчиненными понятиями.

Может также вызвать возражение некоторое созвучие терминов «аутигенный» и «автогенетический», проистекающие из исторической общности их происхождения. В самом деле, и тот и другой термины берут начало от одного греческого слова «autogenesis», однако первое оказалось вначале транскрибировано на немецкий (authigen) и английский (authigene, authigenic, authigenous) языки, а затем уже на русский, тогда как второе прошло более короткий путь — переведено с греческого на русский.

Однако, суффикс «ическ» позволяет достаточно надежно различать обе категории терминов между собой.

Что же касается их сходства, то оно имеет свой смысл, поскольку подчеркивает общие принципы в разграничении «авто-» и «алло-» явлений. В самом деле, в случае аутигенных и аллотигенных образований мы различаем процессы внутренние и внешние по отношению к осадку; те

же две группы процессов мы встречаем при попытке различить автогенетические и аллогенетические минералы, но уже не только по отношению к осадку, но и к образующейся в результате его окаменения породе.

Наконец, можно предполагать, что не всем литологам понравится термин «автогенез», имеющий разительное сходство с распространенным биологическим термином. Следует, однако, подчеркнуть, что в науке об осадочных породах в настоящее время применяется так много терминов, имеющих хождение в разных областях естествознания, что это само по себе не может служить возражением против их применения. В самом деле, достаточно вспомнить «филогенетические ряды минералов», «регенерацию», «онтогенез минералов», «палингенезис», «танатоценоз» и даже тот же «эпигенезис», чтобы понять, сколь многим литологи уже обязаны биологам.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. А. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965.
- Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Москва — Баку, ОНТИ НКТП СССР, 1937.
- Богданович К. И. Учение о рудных месторождениях, вып. 1. СПб., 1903.
- Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза.— В сб.: Геология и геохимия, вып. 1 (VII). Л., ГОНТИ, 1957.
- Вассоевич Н. Б. Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза. Геологический сборник.— Тр. ВНИГРИ, Л., ГОНТИ, 1962, вып. 7.
- Головин Е. А. О двух группах экзогенных процессов и урановых месторождений.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Л., Геозвездиздат, 1933.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1959.
- Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород.— Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, М., Госгеолиздат, 1958, т. 33.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних осадочных толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений западного Верхоянья.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1956, вып. 5.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинали области (на примере мезозойских и палеозойских отложений западного Верхоянья).— В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. Л.— М., ОНТИ НКТП, 1937.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения, вып. 1—2. М.— Грозный — Л.— Новосибирск, ОНТИ НКТП СССР, 1934.
- Перозин Г. Н. Об эпигенетических изменениях в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Сиб. научн.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, 1961, вып. 17.
- Попов В. И. О разграничении сингенеза, эпигенеза и метаморфизма осадочных пород.— Изв. АН УзССР. Сер. геол., 1957, № 1.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.
- Страхов Н. М. Сравнительно-литологическая схема аутигенного осадкообразования в морских водоемах.— Вестн. АН СССР, 1950, № 6.
- Страхов Н. М. К познанию диагенеза. В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований.— Изд-во Львовск. гос. ун-та, Львов, 1956, кн. 3—4.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного порообразования и их наименовании.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 2.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ферсман А. Е. Геохимия России. Петроград. Научное хим.-техн. изд-во, 1922.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 2. Л., ОНТИ, Химтеоретиздат, 1934.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1955.

- Холодов В. Н., Лисицин А. К., Кондратьева И. А., Комарова Г. В. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 11.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.— Л., Новосибирск, Гос. научн.-техн. горно-геол.-нефт. изд-во, 1934.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород, изд. 2. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1943.
- Эммонс В. Введение в учение о рудных месторождениях. Л.— М., Госиздат, 1925.
- Amstutz G. C. Syngeneses and epigenesis in petrography and study of mineral deposits.— *Internat. Geol. Rev.*, v. 3, No. 2, 1959.
- Amstutz G. C. L'origine des gites minéraux concordants dans les roches sédimentaires.— *Chronique des Mines et de la Rech. minière. Centre d'études Géol. et Minières*, 30 ann., No. 308, p. 115—126, 1960.
- Beck R. *Lehre von den Erzlagerstätten*. Berlin, 1901.
- Burat A. *Théorie des gites métallifères, appuyés sur la description des principaux types du Harz, de la Saxe, etc.* Paris, 1845.
- Emmons W. N. The enrichment of ore deposits.— *Unit. States Geol. Survey Bull.*, 625, 1917.
- Grodder V. A. *Die Lehre von den Lagerstätten der Erze*. Leipzig, 1879.
- Grubenmann U., Niggli P. *Die Gesteinsmetamorphose*. Berlin, 1924.
- Kalkowsky E. *Veber die Erforschung der archaischen Formationen*.— *Neues Jahrb. Mineral., Geol. and Palaen.*, B. 1, 1880.
- Routhier P. *Les gisement metallifères*.— *Geol. et Princ de recherches*, v. 1—2, Paris, 1963.
- Sargent H. S. On a Spilitic Facies of Lower Carboniferous Lava — Flows in Derbyshire.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 73, 1918.
- Stelzner A., Bergeat A. *Die Erzlagerstätten*. Leipzig, 1904—1906.
- Villiers de B. *Traité élémentaire de Minéralogie suivant les principes du Professeur Werner*. 1800.

Геологический институт
Москва

Дата поступления
19.VI.1968

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.752(574)

**О ФОСФАТНОСТИ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА
(СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Н. А. СОЗИНОВ, Г. А. ЧАПЛИНСКАЯ

В западной и центральной части Кокчетавского массива широко развиты позднедокембрийские отложения, выполняющие ряд крупных синклинальных структур. Сведения о фосфатности докембрийских отложений в литературе отсутствуют. В 1968 г. нами впервые была установлена их повышенная фосфатность по материалам, собранным по профилю с. Володарское — с. Новоукраинка — с. Кругловка и частным разрезам вблизи сел Люботино, Лавровка и Карасевка.

Описываемые отложения в полном объеме трудно увязать с какой-либо из существующих стратиграфических схем (Борукаев, Ляпичев, 1960; Шлыгин, 1962; Штрейс, 1960 и др.). Поэтому при описании разреза был использован литологический принцип расчленения его на толщи, внутри которых выделены характерные пачки пород.

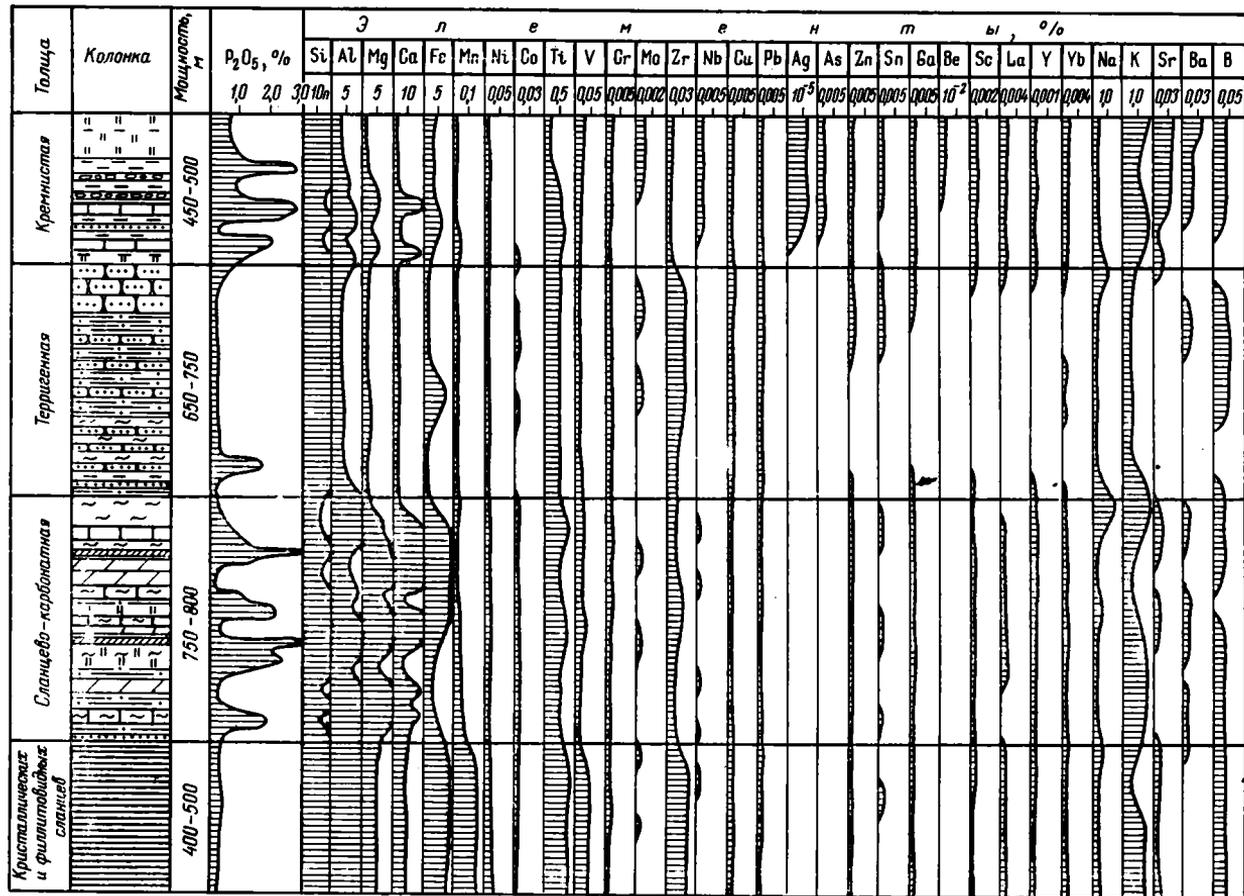
Позднедокембрийские отложения района можно разделить на четыре крупные толщи (снизу): кристаллических и филлитовидных сланцев, сланцево-карбонатную, терригенную и кремнистую (фиг. 1).

Толща кристаллических и филлитовидных сланцев сложена двуслюдяными, кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, филлитовидными и другими сланцами. Ее мощность 1000—1500 м. Содержание $P_2O_5=0,1-0,4\%$ (25 проб).

Сланцево-карбонатная толща имеет пестрый литологический состав и подразделяется на пять пачек (снизу).

1. Известковисто-алевролитовая — сложена известняками алевролитами, сидеритами, известковистыми сланцами с горизонтами мелко- и тонкозернистых песчаников. Ее мощность 160—200 м. Содержание $P_2O_5=0,14-0,45\%$ (18 проб).

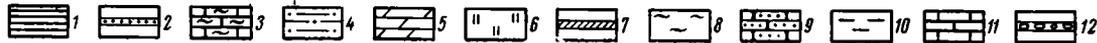
2. Кремнисто-алевролитовая — сложена переслаивающимися серицитовыми, слюдисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, алевролитами, яшмоидными кварцитами, тонкополосчатыми яшмами, кремнями. В подчиненном количестве встречаются горизонты известняков, переслаивающихся с черными углеродистыми кремнями. Ее мощность 140—150 м. Содержание $P_2O_5=0,1-2,5\%$ (32 пробы), наиболее высокие содержания (до 1,5—2,5%) отмечаются в горизонтах кремней зелено-вато-серого или темно-серого цвета.



Фиг. 1. Схема распределения P₂O₅ и элементов в вертикальном разрезе позднекембрийских отложений

1 — кристаллические и флишоподобные сланцы; 2 — кварциты; 3 — глинистые известняки; 4 — алевриты; 5 — доломиты и сидериты; 6 — лидиты, кремни, кремнистые сланцы и микрокварциты; 7 — фосфориты; 8 — серпичные сланцы; 9 — кварцевые песчаники и кварциты; 10 — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 11 — водорослевые известняки; 12 — внутриформационные конгломераты

Содержание P₂O₅ по данным химического анализа, остальных элементов, по данным спектрального анализа



3. Сланцево-известковистая — сложена известняками, переслаивающимися со слюдистыми и слюдисто-кремнистыми сланцами, содержит прослой кремней. В нижней части отмечаются тонкие (0,5—2,0 м) горизонты доломитов и сидеритов. Ее мощность 150—180 м.

Содержание $P_2O_5=0,2-0,7\%$ (8 проб).

4. Сидерито-доломитовая пачка сложена переслаивающимися известняками, доломитами, сидеритами, яшмоидными микрокварцитами, кремнистыми и слюдисто-кремнистыми сланцами. Ее мощность 160—200 м. В пачке отмечаются горизонты известковистых фосфоритов с содержанием $P_2O_5=4-7,8\%$. Повышенной фосфатностью в этой пачке пород обладают также пласты кремней и тонкополосчатых яшмоидных микрокварцитов — 0,4—3,5% (32 пробы).

5. Сланцевая пачка сложена преимущественно слюдистыми (глинистыми) сланцами с подчиненными прослоями алевролитов и кварцевых олигомиктовых песчаников. Ее мощность 80—100 м. Она характеризуется низкими содержаниями $P_2O_5=0,08-0,45\%$ (13 проб).

В карбонатных породах сланцево-карбонатной толщи З. А. Журавлева (ГИН АН СССР) определила онколиты и катаграфии *Ambigolamel-latus horridus* Z. Zhur., формы из групп *Nubecularites* Masl., *Vesicularites* Reitl., *Nubecularites antis* Z. Zhur. юдомского (вендского) комплекса верхнего докембрия.

Терригенная толща представлена переслаивающимися олигомиктовыми кварцевыми песчаниками, кварцитами, алевролитами, аргиллитами с горизонтами микрокварцитов.

Для нее характерна однородность литологического состава слагающих пород. Это монотонное флишеподобное переслаивание существенно кварцевых песчаников (часто кварцитоподобных), алевролитов и серицитовых сланцев, которые характеризуются низкими содержаниями $P_2O_5=0,1-0,9\%$ (12 проб).

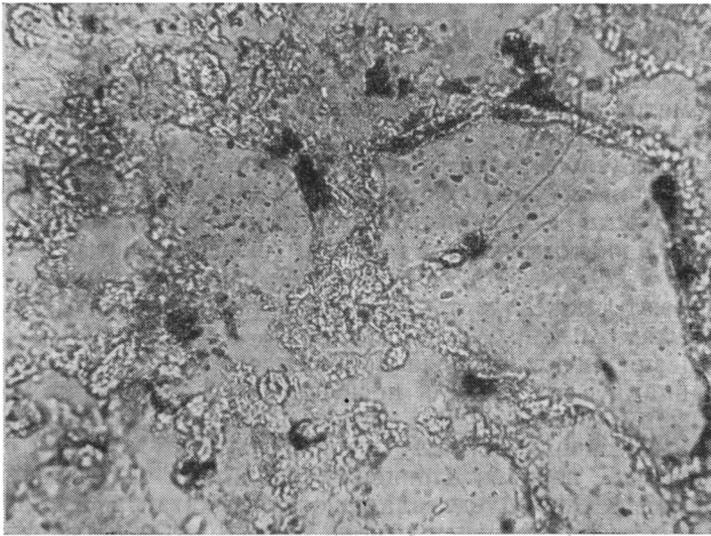
Повышенные содержания P_2O_5 (до 1,5—2,3%) имеют место в редких горизонтах углеродистых микрокварцитов, встречающихся в нижних частях разреза толщи.

Из известняков толщи пород З. А. Журавлева определила *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Nubecularites* Masl. юдомского (вендского) комплекса верхнего докембрия.

Верхняя пачка пород представлена переслаивающимися лидами, микрокварцитами и кремнистыми сланцами, ее мощность 150—200 м. Содержание $P_2O_5=0,2-0,9\%$, редко до 2,5% (16 проб).

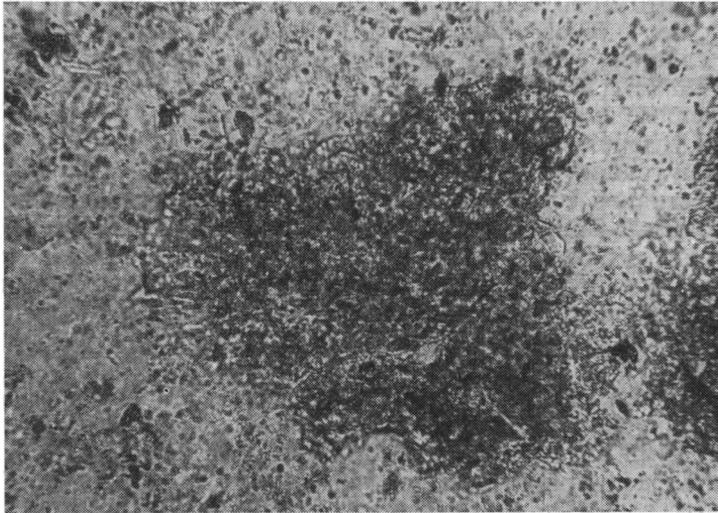
Кремнистая толща разделяется на две пачки пород. Нижняя пачка представлена переслаивающимися кремнистыми сланцами, фосфатными лидами, микрокварцитами, фосфатными водорослевыми известняками, олигомиктовыми кварцевыми песчаниками и редкими маломощными горизонтами межформационных конгломератов. Мощность ее 250—300 м. В отдельных горизонтах отмечаются повышенные содержания $P_2O_5=0,1-2,3\%$ (42 пробы). В слоях слабоуглеродистых микрокварцитов встречаются резко повышенные содержания P_2O_5 до 8,5%.

По условиям образования фосфатное вещество можно разделить на син- и диагенетическое и эпигенетическое. Син- и диагенетический фосфат в кремнистых породах образует скопления различных размеров и форм. Обычно это скопления зерен неправильной формы, имеющих желтовато-зеленую или желтовато-коричневую окраску (в проходящем свете), иногда мутных, возможно, из-за примеси метаморфизованного органического вещества. В карбонатных породах (водорослевые известняки) фосфатное вещество обычно выполняет промежутки между неправильно-округлыми образованиями карбонатного вещества. Форма выделения фосфатов — зернистая, очертания зерен неправильные, цвет желтовато-зеленоватый. В олигомиктовых существенно кварцевых тонкозернистых песчаниках и алевролитах зернистое фосфатное вещество локализуется в кремнистом цементе пород (фиг. 2, 3), выполняя местами промежутки между терригенными зернами.



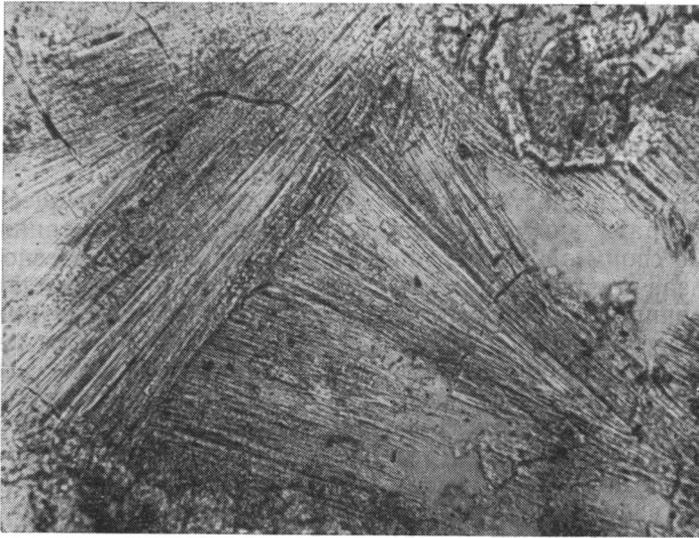
Фиг. 2. Фосфатное вещество в цементе олигомиктовых кварцевых песчаников

Шлиф 16/9, $\times 320$, без анализатора

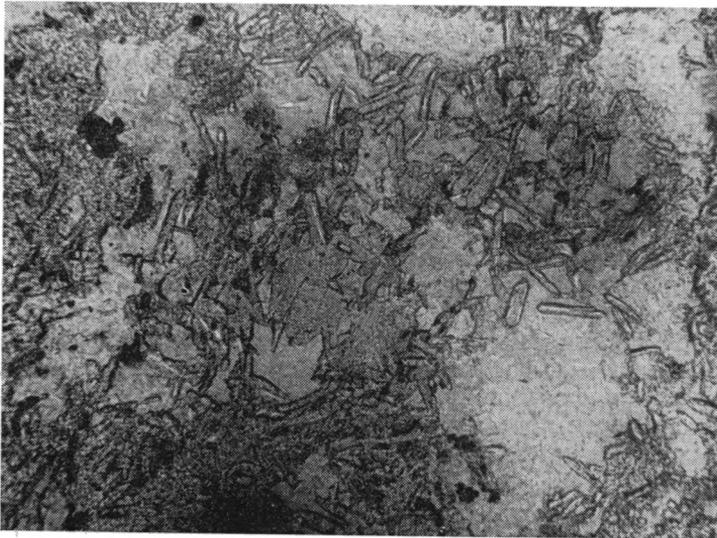


Фиг. 3. Скопления тонкозернистого фосфатного вещества в кремнистых сланцах

Шлиф 4, $\times 320$, без анализатора



Фиг. 4. Радиальнолучистые выделения эпигенетического фосфатного вещества в лидитах
Шлиф 16/3, $\times 160$, без анализатора



Фиг. 5. Тонкопризматические выделения апатита
Шлиф 1303, $\times 72$, без анализатора

Эпигенетическое фосфатное вещество представлено двумя разновидностями. Первая разновидность — выполнение трещин и пустот в цементе брекчий кремнистых сланцев (фиг. 4). Фосфатное вещество имеет коричнево-бурый или зеленоватый цвет, форма его выделения крипнокристаллическая и тонкошестоватая, радиально-лучистая. Фосфаты развиваются совместно с мелкочешуйчатым серицитом, причем серицит более поздний по отношению к фосфатам.

Другая разновидность эпигенетического фосфатного вещества характеризуется правильными кристаллографическими очертаниями зерен (фиг. 5). По своим оптическим константам и данным рентгено-структурного анализа, эта разновидность отвечает апатиту. Повышенные концентрации эпигенетических фосфатов подчиняются структурным факторам. Наиболее высокие содержания P_2O_5 (до 20—27%) отмечаются по тектоническим зонам брекчирования и катаклаза.

В отложениях позднего докембрия, по данным спектрального анализа, встречаются следующие микроэлементы: Mn, Ni, Ti, V, Cr, Zr, Cu, Pb, Zn, Ga, Sc, La, Y, Yb, P, Sr, Ba, иногда Co, Mo, Sn, B (см. фиг. 1). К группе «сквозных» и наиболее характерных элементов, встречающихся по всему вертикальному разрезу отложений, относятся Ti, Zr, Cu, Pb, Sr.

В отложениях верхней части кремнистой толщи, кроме указанных элементов, постоянно присутствуют (иногда в повышенных количествах) Mo, Ag, которые наряду с некоторыми другими элементами наиболее характерны для нее. Состав элементов (Ti, V, Cr, Zr, Mo, Ag, P, Sr, Ba) в верхней части кремнистой толщи весьма специфичен и обычно характеризует венд-нижнекембрийские фосфоритоносные углеродисто-кремнисто-карбонатные формации других районов Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири.

Фосфатоносные отложения позднего докембрия Кокчетавского массива по возрасту, литологическим и геохимическим особенностям можно коррелировать, по-видимому, с фосфоритоносными отложениями того же возраста района Улутау, а также Алтае-Саянской области (Бушинский, 1966; Смилкстын, 1968; Сухарина и др., 1968). Различие заключается в том, что фосфоритоносные отложения Алтае-Саянской области формировались главным образом в эвгеосинклинальных условиях, в то время как накопление позднедокембрийских осадков Кокчетавского массива происходило в миогеосинклинальном (параплатформенном) бассейне.

На данной стадии изученности нельзя сделать вывод о практической ценности выявленных фосфатопроявлений, но, учитывая весьма благоприятные условия формирования осадков, можно высказать соображение о необходимости постановки специальных тематических и поисково-ревизионных работ на фосфор с целью выявления наиболее перспективных участков.

ЛИТЕРАТУРА

- Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Верхний протерозой и синий севера и востока Центрального Казахстана.— Тр. Совещ. по унифицир. стратиграф. схемам допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана, Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии. М., «Наука», 1966.
- Смилкстын А. О. Фосфоритоносные формации складчатых областей юга Сибири. Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1968, вып. 69, ч. II.
- Сухарина А. Н., Скобелев Ю. Д., Кулешова Н. Н. Верхнепротерозойские — нижнекембрийские фосфоритоносные формации горной части Западной Сибири.— Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1968, вып. 69, ч. II.
- Шлыгин Е. Д. О докембрии Кокчетавского района и о термине «кокчетавская глыба». — Вестн. АН КазССР, 1962, № 8, (209).
- Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана.— Тр. совещ. по унифицир. стратигр. схемам допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

О НАХОДКЕ ФОСФОРИТОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

А. В. ИЛЬИН

Последние годы приносят все новые и новые открытия древних фосфоритов в кембрийских и предкембрийских отложениях складчатого обрамления юга Сибирской платформы (Бушинский, 1966). В юго-восточной части Восточного Саяна отложения этого возрастного диапазона развиты в основном в двух районах: в Боксон-Сархойском прогибе и Ухагольском синклинии. Оба эти района уже сравнительно давно привлекали внимание геологов как перспективные на фосфориты. В 1948—1949 гг. А. Ф. Калмыков и А. П. Гапеев обнаружили фосфатопоявления в бокситоносной пачке Боксон-Сархойского прогиба в виде песчаников с карбонатно-железистым цементом, содержащих до 1,5—4,2% P_2O_5 . Мощность песчаников, обогащенных фосфатом, менее 1 м.

Более интересное проявление было обнаружено нами в 1967 г. в пределах Ухагольского синклинии. Оно приурочено также к боксонской свите и расположено в осевой части хребта Восточный Саян, западнее горы Мунку-Сардык, в 2—3 км восточнее небольшого оз. Табаин-нур, именем которого и названо. Участок Табаиннурского проявления находится у самой границы СССР с МНР. Он принадлежит к бассейну р. Ихэ-Хоро-гол, впадающей в оз. Хубсугул (Косогол).

Обнажающаяся на участке боксонская свита имеет следующее строение. Нижняя ее часть сложена кремевыми и желтыми доломитами, изредка содержащими крупные конкреции кремней. Контакт с подстилающими эффузивами сархойской свиты нигде не обнажен, будучи скрыт под покровами молодых базальтов. Средняя часть свиты состоит из светло-серых доломитов. Верхняя часть образована черными известняками и серыми доломитами, содержащими прослойки кремней. Боксонская свита по разлому контактирует с терригенными, интенсивно ороговевшими породами, которые, очевидно, следует сопоставлять с матгатгольской свитой. Видимая мощность разреза боксонской свиты около 2000 м, из которых на нижнюю часть приходится около 800 м, на среднюю 600 м и на верхнюю 800 м.

Фосфоритоносная пачка залегает в основании верхней части разреза свиты. Она покоится на белых массивных доломитах и перекрывается серыми кремнями. Пачка состоит из черных доломитов, известняков, кремней, кремнисто-глинистых сланцев. Присутствуют пласты черных марганцево-железистых пород мощностью до нескольких метров, которые еще не изучались. Мощность пачки около 60 м.

В составе продуктивной пачки обнаружен пласт, сложенный черными полосчатыми кремнистыми фосфоритами, макроскопически не отличающимися от кремней и бесфосфатных темных пород. Толщина пластов 0,5—1,0 см. Одни из них, более темные, сложены аморфным фосфатом, другие, более светлые, — халцедоном, содержащим примесь карбоната. Мощность пласта около 6 м, прослежен он по простиранию в меридиональном направлении на 6 км по долине левого притока р. Хорогол¹. По пласту взято две бороздовых секционных пробы в пунктах, отстоящих друг от друга на расстоянии около 3,5 км по простиранию. Качество фосфоритов высокое (табл. 1).

¹ В 1970 г. автором, совместно с Н. С. Зайцевым и Р. И. Волковым, а затем П. В. Осокиным и В. П. Арсентьевым продуктивная пачка прослежена на север в бассейн правобережья р. Хорё, где в составе ее обнаружено несколько мощных пластов богатых фосфоритов.

Химический состав фосфоритов, % *

№ пробы	P ₂ O ₅	Н-раствори- мый остаток	SiO ₂ ^{**}	CO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	F	P ₂ O ₅ ^{**} дигратно раствори- мый	Сумма I	O-F	Сумма II
1	25,30	23,57	20,46	4,36	39,20	2,60	0,74	1,00	0,43	2,33	2,18	2,10	101,72	0,92	100,80
2	26,52	19,97	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Анализы выполнены в химической лаборатории Государственного института Горно-химического сырья.

**В сумму не входят.

Помимо указанного пласта, в составе пачки имеются и другие пласты фосфоритов, однако в силу плохой обнаженности они еще не установлены в коренном залегании.

Участок Табаиннурского проявления изучен слабо. Остается не ясным, каким образом указанные выше местные стратиграфические подразделения следует сопоставлять с хорошо изученными разрезами боксонской свиты северной части Ухагольского синклиория. В то же время имеющийся материал несомненно свидетельствует о том, что обнажающийся на участке разрез в целом отвечает боксонской свите в понимании М. А. Семихатова и Н. С. Серебрякова (1967). Стратиграфически фосфоритонесная пачка довольно близка бокситонесной, установленной севернее на Боксонском месторождении бокситов (Ильина, 1958). Таким образом, фосфориты, по всей видимости, приурочены к предкембрийской части разреза, располагаясь в нескольких сотнях метров ниже основания кембрия. Стратиграфическое положение и возраст фосфоритов, открытых в Восточном Саяне, близки к таковым фосфоритов Хубсугульского фосфоритонесного бассейна, обнаруженного недавно в МНР (Донов и др., 1967; Зайцев, Ильин, 1970; Гиммельфарб, Егорова, 1969) и располагающегося непосредственно южнее Табаиннурского проявления. В прошлом оба эти района — Хубсугульский и Ухагольский — представляли единый обширный прогиб, который протягивался на север и соединялся с Боксон-Сархойским прогибом. Общая протяженность прогиба в меридиональном направлении составляла 400—500 км при ширине 100—150 км. На севере этот прогиб открывался в сторону миогеосинклинального прогиба, окружавшего Сибирскую платформу, а на юге — к Идэрско-Джидинской эвгеосинклинальной зоне, где в предкембрийское и кембрийское время происходило формирование мощных толщ эффузивов.

Судя по данным, полученным в Западном Прикосоголье (Зайцев, Ильин, 1970), прогиб имеет зональное симметричное строение. В его поперечном сечении намечается несколько зон. В прибрежных западной и восточной зонах, фиксирующихся по сравнительно широкому развитию терригенных пород, фосфатонакопление не привело к образованию практически интересных концентраций фосфора. Еще более слабо проявилось оно в центральной зоне прогиба, которой свойственны монотонные карбонатные, преимущественно известняковые, толщи. Зоны с оптимальными условиями для садки фосфора и образования фосфоритов располагались между центральной и прибрежными зонами. Ширина их составляла около 15 км. Они отчетливо выражены по западному и восточному бортам Прихубсугульского прогиба и представлены также севернее в Ухагольском синклиории (Табаиннурское проявление). Общность условий осадконакопления, установленная для Ухагольского и Боксон-Сархойского прогибов, выражающаяся в единстве стратиграфических разрезов позволяет считать, что северная часть единого вендско-кембрийского прогиба, отвечающая Боксон-Сархойскому прогибу, также перспективна на поиски фосфоритов.

- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966.
- Гиммельфарб Б. М., Егорова О. П. К геологии Хубсугульского месторождения фосфоритов в Монгольской Народной Республике.—Литол. и полезные ископ., 1969, № 2.
- Донов Н. А., Едемский Е. В., Ельянов А. А., Ильин А. В., Музалевский М. М. Кембрийские фосфориты Монгольской Народной Республики.—Сов. геология, 1967, № 3.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2.
- Ильина Н. С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Семихатов М. А., Серебряков Н. С. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна. Изд-во АН СССР. Сер. геол., 1967, № 4.

Нилзарубежгеология
Москва

Дата поступления
31.VII.1969.

УДК 549.67(407.333)551.763

УТОЧНЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЦЕОЛИТА ИЗ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БРЯНСКА

Г. И. БУШИНСКИЙ, С. И. ШУМЕНКО

Аутигенные цеолиты в отложениях мелового возраста на Русской платформе отмечали многие авторы. Однако незначительное содержание цеолитов в породах (обычно десятые доли процента), малые размеры кристалликов (0,01—0,001 мм) и трудность получения мономинеральных фракций затрудняли их детальное изучение. По-видимому, этим объясняется то обстоятельство, что, за редким исключением, описания цеолитов в пишущем мелу сопровождаются лишь оптическими данными и иногда валовыми химическими анализами цеолитсодержащих фракций. Один из авторов (Бушинский, 1954) после просмотра большого количества образцов выбрал для исследования образец цеолитов из пишущего мела окрестностей Брянска. В этом образце фракция 0,01—0,001 мм некарбонатного остатка на 80% состояла из цеолитов. После центрифугирования в жидкости с удельным весом 2,40 удалось получить близкий к мономинеральному концентрат, содержащий, по оптическим данным, около 2% примеси кварца. Химический состав этого концентрата (%): SiO₂—64,62; Al₂O₃—13,21; Fe₂O₃—0,76; CaO—3,70; MgO—0,98; K₂O+Na₂O—2,63; H₂O⁻—14,10.

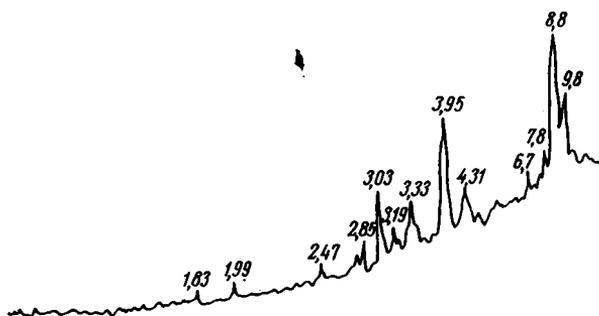
По этим данным и по показателю преломления ($N=1,487$) брянский цеолит был определен как морденит. Установлено широкое распространение этого цеолита в мергельно-меловых и морских песчано-глинистых отложениях Русской платформы.

Позднее, применение рентгеновского метода позволило установить в меловых отложениях Украины цеолиты со структурой гейландита (Шуменко, 1962). Это побудило нас предпринять более детальное исследование цеолита из Брянска.

Кристаллики той же центрифугированной фракции, для которой был выполнен химический анализ, исследовались рентгенографическим (на дифрактометре, а также с фотографической регистрацией порошкограмм), дифференциально-термическим, термовесовым и термофазовым методами. На порошкограмме (см. таблицу) и дифрактограмме (фиг. 1) был зафиксирован набор рефлексов, характерных для гейландита

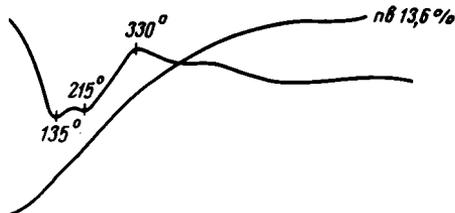
<i>l</i>	<i>d/na</i> Å	<i>l</i>	<i>d/na</i> Å	<i>l</i>	<i>d/na</i> Å
2	(9,9)	2	(3,73)	4ш	1,98
10	8,9	8ш	3,34	2	1,82
4	7,75	5	3,15	1—2	1,77
4	6,70	7	2,96	1	1,70
1—2	(5,74)	3	2,78	1	1,629
6	5,15	1—2	2,72	2ш	1,593
3	4,66	2	2,54	2ш	1,236
7	(4,35)	3	2,44	1—2ш	1,089
10	3,96				

(Merkle, Slaughter, 1968) и не отмечено рефлексов морденита (Harris, Brindley, 1954). Довольно интенсивный рефлекс, соответствующий межплоскостному расстоянию 3,33 Å, указывает на примесь кварца от 3 до 5%, т. е. несколько выше, чем при оценке оптическим методом.



Фиг. 1. Дифрактограмма брянского цеолита

Кривая ДТА изученного образца (фиг. 2) характеризуется глубоким двоянным эндотермическим эффектом с максимумами при 135° и 215°, а также слабым экзотермическим поднятием в области 330°. Общий характер кривой сходен с кривой ДТА гейландита (Логвиненко и др., 1962), хотя все эффекты сдвинуты в более низкотемпературную область.



Фиг. 2. Сопряженные кривые ДТА и потери веса (ПВ)

Потеря веса при нагревании составила 13,6%, причем термогравиметрическая кривая характеризует плавный ход потери веса. Термофазовые исследования показали, что до температуры 650—700° (кратковременный нагрев в течение 15—20 мин.) существенных изменений на рентгенограммах не наблюдается, за исключением расширения и некоторой диффузности ряда линий.

Таким образом, комплексное исследование брянского цеолита позволило установить, что по ряду признаков (идентичность рентгенограмм, сходство, но не полная тождественность, оптических и термических характеристик) он наиболее близок к гейландиту гидротермального происхождения, но, с другой стороны, имеет с ним и существенные различия (повышенное содержание кремнезема, термоустойчивость).

В последние годы термостойкие цеолиты, рентгенографически сходные с гейландитом, предложено выделять в особый минеральный вид — клиноптилолит (Mumpton, 1960; Mason, Sand, 1960). В отношении химического состава для выделения клиноптилолита были предложены следующие критерии: молекулярное отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в пределах 8,5—10,5 (Mumpton, 1960), преобладание щелочей над кальцием (Mason, Sand, 1960). Однако позднее в различных отложениях были найдены, а также искусственно получены, минералы с характеристиками и свойствами, промежуточными между типичным гейландитом и клиноптилолитом, по Ф. А. Мамптону, В. Мейсену и Л. Б. Сенду (Shepard, 1961; Hay, 1963; Shepard, Starkey, 1964; Ogawa, 1967; Minato, Utada, 1968), в связи с чем появились основания рассматривать клиноптилолит не как самостоятельный минеральный вид, а как разновидность гейландита.

Обращаясь к исследованному нами брянскому цеолиту, мы должны отметить, что от клиноптилолита, в рамках, очерченных Ф. А. Мамптоном, В. Мейсоном и Л. Б. Сендом, он отличается более низким содержанием SiO_2 (если даже учесть минимальное содержание примеси кварца—3% и пренебречь возможным присутствием опала, соотношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 7,95$), а также преобладанием кальция над щелочами. Существенны отличия и кривой ДТА (клиноптилолит характеризуется односторонним эндотермическим эффектом).

Все изложенное выше приводит нас к заключению, что цеолит из брянского мела, определенный ранее как морденит, на основании новых данных следует считать богатой кремнеземом разновидностью гейландита.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепропетровско-Донецкой впадины. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 156, 1954.
- Логвиненко Н. В., Кулеско Г. И., Шуменко С. И. Исследование некоторых гидротермальных и осадочных гейландитов. Минералог. сб., Львовск. ун-та, 1962, № 16.
- Шуменко С. И. Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых отложениях Украины. Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Harris P. G., Brindley G. W. Mordenite as an alteration product of a pitchstone glass.— Amer. Mineralogist, 1954, v. 39, p. 819.
- Hay R. L. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day Formation of Oregon.— Univ. Calif. Pub. Geol. Sci., 1963, v. 42.
- Mason B., Sand L. B. Clinoptililite from Patagonia the relationship between clinoptilolite and heulandite.— Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No 3-4.
- Merkle A. B., Slaughter M. Determination and Refinement of the structure of Heulandite.— Amer. Mineralogist, 1968, v. 53, No 7-8.
- Minato H., Utada M. Chemical composition and thermal behavior of heulandite and clinoptilolite.— J. Japan Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 1968, v. 60, No 6.
- Mumpton F. A. Clinoptilolite redefined.— Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No. 3-4.
- Ogawa T. On the varieties of heulandite.— J. Sci. Hiroshima Univ., 1967, v. 5, No. 3.
- Shepard A. O. A heulandite-like Mineral associated with clinoptililite in tuffs of Oak Spring formation, Nevada Test Site, Nye country, Nevada.— Geol. Surv. Profes. Paper, 1961, v. 426.
- Shepard A. O., Starkey H. C. Effect of cation exchange on the thermal behavior of heulandite and clinoptilolite.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, v. 475 D.

Харьковский госуниверситет
Геологический институт
Москва

Дата поступления
27.IV.1970

МЕДЕНОСНЫЕ ДЕЛЬТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАССЕЙНА РЕКИ МАЛАЯ ЛЕНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В. С. САЛИХОВ, Ю. П. БЕЗРОДНЫХ

Ископаемые дельтовые отложения широко распространены среди терригенных образований различного возраста. Все более возрастающий интерес к ним объясняется их связью с месторождениями различных полезных ископаемых (нефть, уголь, железистые руды, медистые песчаники и др.).

Важное значение среди них приобретают медистые песчаники, парагенетическая связь оруденения которых с дельтовыми образованиями отмечается во многих месторождениях. Так, в Джекказганском рудном районе наиболее крупные концентрации меди приурочены к отложениям подводной части дельты и отложениям, переходным к заливо-лагунным (Шутов, Дружинин, 1963). Приуроченность медного оруденения к дельтовым образованиям на месторождении Удокан отмечали многие исследователи (Бакун, 1958; Богданов, 1963).

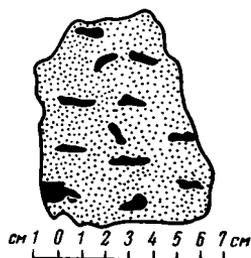
При изучении разреза ушаковской свиты позднего докембрия в бассейне р. Малая Лена нами установлены отложения, которые по структуре пород, некоторому погрубению материала в средней части разреза, характеру косой слоистости, положению в разрезе и на площади отнесены к дельтовым. Эти отложения слагают верхнюю часть ушаковской свиты и представлены преимущественно бордовыми и серыми слюдистыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. Сравнительно реже встречаются зеленовато-серые, серовато-зеленые алевролиты и тонкозернистые песчаники. Сортировка обломочного материала неравномерная, форма зерен сглаженно-угловатая. Доля гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов незначительна.

Для песчаных образований характерно наличие гальки алевролитов и аргиллитов, причем ее присутствие не вызывает общего погрубения материала, что отличает описываемые отложения от речных (Ботвинкина, Яблоков, 1963). Галька, представленная преимущественно вишнево-красными алевролитами, размером 1—3 см и более, окатанной, полуокатанной и угловатой формы, располагается обычно по слоистости. Распределение ее в породе равномерное, но отмечается некоторая концентрация в средней части разреза вплоть до появления гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, что типично для дельтовых отложений и отличает последние от речных, где наиболее грубозернистый материал откладывается в основании разреза. Такое распределение грубозернистого материала объясняется спецификой формирования дельтовых и речных образований. Отмечаемые в мелко- и среднезернистой песчаной массе преимущественно алевритовые обломки различной формы и окатанности — основная особенность пудинговых текстур (фиг. 1), образование которых связывается с деятельностью активных дельтовых потоков в зоне еще не литифицированных глинистых осадков (Иванов, 1967).

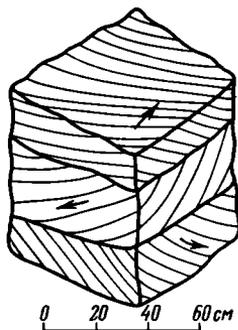
Для описываемых отложений характерна в основном крупная, разнонаправленная, перекрестная косая слоистость. Размер косых серий 0,15—0,45 м и несколько реже до 1 м. Отмечается уменьшение мощности этих серий кверху, вплоть до появления мелкой косой и косоволнистой слоистости, что подчеркивает ослабевающую силу водного потока и появление сравнительно спокойных условий седиментации. Косые слойки прямые либо плавно вогнутые, участками сходящиеся к основанию серий. Распределение их в сериях равномерное. Слойки подчеркиваются разностью гранулометрического состава, реже — ориентированным расположением минералов тяжелой фракции. Нередко косые слойки подчерки-

ваются плоскостями отдельности. Мощность слоев 0,3—1 см. Углы наклона косых слоев 20—25°, причем отмечается некоторое их увеличение внутри серий.

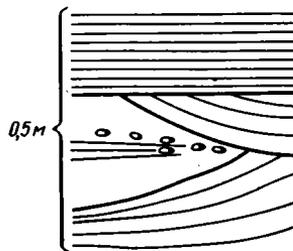
Замеры азимутов падения косых слоев в смежных сериях показали их веерообразный рисунок, типичный для отложений дельт (фиг. 2, 3).



Фиг. 1. Пудинговая текстура, обусловленная наличием алевритовых обломков в среднезернистом песчанике

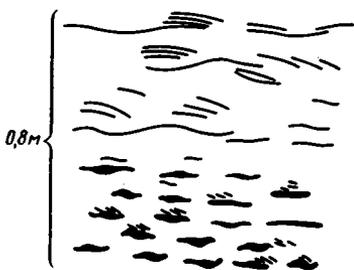


Фиг. 2. Веерообразно-разнонаправленная косая слоистость бордовых песчаников



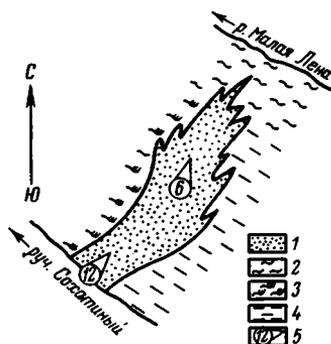
Фиг. 3. Крупная разнонаправленная косая слоистость

Границы серий чуть волнистые, иногда на серийных швах отмечается скопление слюдяного материала. Для описываемых отложений характерно наличие маломощных прослоев с косоволнистой и волнистой смещенной слоистостью (фиг. 4) до мелкой косой разнонаправленной. Несколько реже отмечается волновая рябь. Такие особенности наблюдаются обычно в зеленовато-серых песчаниках и алевролитах и характерны для дельтовых образований.



Фиг. 4

Фиг. 4. Мелкая косоволнистая и прерывистая волнистая слоистость, подчеркиваемая скоплениями слюдяного материала



Фиг. 5

Фиг. 5. Схема распространения дельтовых отложений на участке Малая Лена

1 — песчаники подводной части дельты; 2 — мелководные прибрежно-морские отложения; 3 — заливно-лагунные отложения; 4 — умеренно глубоководные прибрежно-морские отложения; 5 — роза-диаграмма частот ориентировки наклона косых слоев (в кружке число замеров)

Один из признаков дельтовых отложений — промежуточное положение между морскими и континентальными, что согласуется с общими представлениями об образовании дельт в регрессивный этап развития регионов (Лурье, 1967). Описываемые отложения в разрезе и на площади располагаются между прибрежно-морскими образованиями и залив-

но-лагунными со следами континентального режима (фиг. 5, 6). Первые представлены песчаниками, тонкопереслаивающимся пелито-алевролитовыми породами и черными сланцами с гнездами пирита, вторые — вишнево-красными алевролитами и песчаниками, волнистослоистыми и мелкокосоволнистыми со знаками ряби и редко трещинами усыхания.

Таким образом, перечисленные выше признаки позволяют отнести описанные отложения к дельтовым. Замеры азимутов падения косых слоев и положение на площади показали северное направление перемещения дельты. В этом же направлении происходит смена красноцветной окраски сероцветной, что объясняется скоплением органического вещества в более спокойной прибрежно-морской обстановке, где и происходила редукция окисного железа в закисное.

Учитывая, что большинство месторождений медистых песчаников генетически связано с дельтовыми отложениями, выделение последних в разрезе ушаковской свиты имеет первостепенное значение. Установлено, что проявления меди в отложениях ушаковской свиты также приурочены к дельтовым образованиям, переслаивающимся с отложениями заливно-лагунного мелководья и составляющим с последними седиментационные циклы. В пределах верхней части ушаковской свиты выделяется три таких цикла, основания которых представлены крупнокосоволнистыми дельтовыми отложениями, выше сменяющимися вишнево-красными алевролитами и аргиллитами заливно-лагунного мелководья (см. фиг. 6, циклы «В»). Причем вверх по разрезу наблюдается закономерное уменьшение мощности заливно-лагунных отложений и соответственно некоторое увеличение мощности дельтовых.

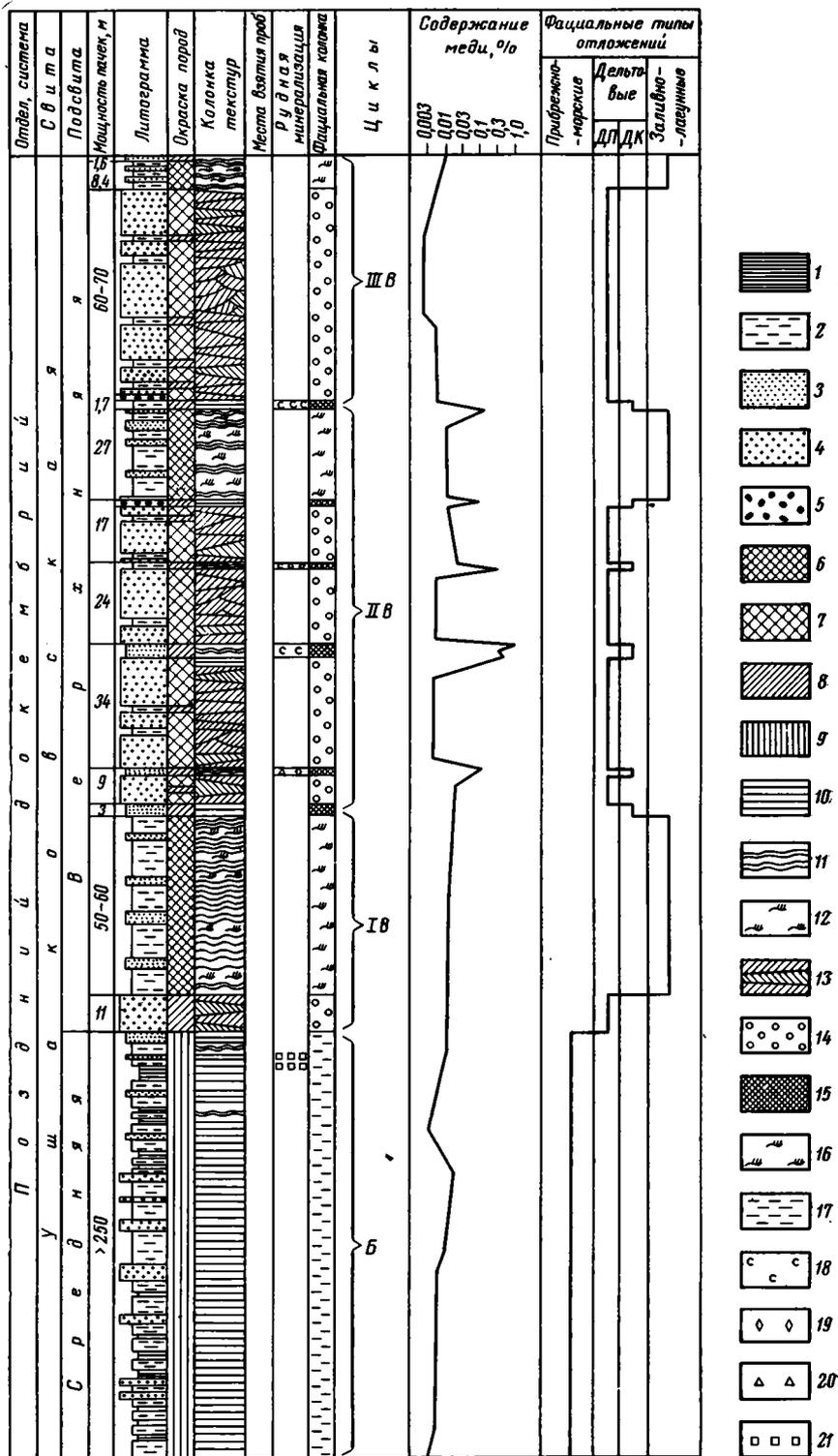
В свою очередь, дельтовые образования имеют следующее ритмичное строение: основание сложено массивными бордовыми и бордово-серыми полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками с крупной веерообразно-разнонаправленной косою слоистостью, представляющими отложения подводной части дельты (ДП), которые выше переходят в серые и зеленовато-серые тонкозернистые песчаники и алевролиты с пологоволнистой, мелкой косою и косоволнистой и реже горизонтальной слоистостью, и являющимися образованиями периферических частей дельты (ДК). Следует отметить, что такое сложное ритмичное строение — общая характерная черта меденосных толщ многих районов (Ботвинкина, 1963).

Медное оруденение приурочено к верхней части ритмов и представлено халькозином, борнитом, халькопиритом и налетами малахита и азурита. Мощность ритмов 15—30 м, а меденосного горизонта 0,6—2,0 м.

В распределении рудных минералов устанавливается вертикальная и латеральная зональность, обусловленная распределением фациальных типов пород. Зональность отмечается в свите в целом и в пределах отдельных меденосных горизонтов.

Так, по разрезу ручья Сохатиного (см. фиг. 6) пиритовая, иногда халькопирит-пиритовая минерализация отмечается в прибрежно-морских отложениях, а в залегающих выше лагунно-дельтовых образованиях наблюдается смена снизу вверх борнит-халькопиритового оруденения халькозин-борнитовым, переходящего в халькозиновое. В горизонтальном направлении подобное изменение рудной минерализации наблюдается с севера на юг от р. Малая Лена к ручью Сохатиному. В пределах руденосных горизонтов нередко устанавливается симметричная зональность, выражающаяся в последовательной смене снизу вверх пиритовой минерализации халькопиритовой и выше борнит-халькозиновой, сменяющейся халькопирит-пиритовой.

Таким образом, можно заключить, что меденосные отложения ушаковской свиты по составу оруденения, его распределению и связи с определенными генетическими типами пород аналогичны медистым песчаникам Джекказгана и Удокана.



Фиг. 6. Литолого-фациальная колонка верхней и средней частей ушаковской свиты

Литограмма: 1 — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники тонкозернистые, 4 — песчаники мелкозернистые, 5 — конглобрексии; окраска пород: 6 — вишнево-красная, 7 — бордовая, 8 — зеленовато-серая, 9 — серая и темно-серая; Слоистость пород: 10 — горизонтальная, 11 — волнистая, 12 — мелкая косоволнистая и волнистая смещенная, 13 — косая веерообразно и бесгорячочно разнонаправленная; фациальные типы отложений: 14 — отложения подводной части дельты (ДП), 15 — отложения периферических частей дельты (ДК), 16 — отложения заливно-лагунного мелководья, 17 — умеренно-глубоководные морские отложения; рудная минерализация: 18 — халькозин, 19 — борнит, 20 — халькопирит, 21 — пирит

ЛИТЕРАТУРА

- Бакун Н. И.** Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников (Читинская область).— Изв. ВУЗ. Сер. геология и разведка, № 11, 1958.
- Богданов Ю. В.** Меденосные дельтовые и прибрежно-морские осадки нижнего протерозоя внешнего пояса Байкалид в северо-восточном Забайкалье. В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ботвинкина Л. Н.** Слоистость осадочных пород.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 59.
- Ботвинкина Л. Н.** Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в паралических формациях разных климатических областей. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.
- Ботвинкина Л. Н., Яблоков В. С.** Особенности дельтовых отложений в угленосных и меденосных формациях (на примере Донецкого бассейна и Южного Урала). В сб.: Дельтовые и мелководно-морские образования. Изд-во АН СССР, 1963.
- Иванов Г. А.** Угленосные формации. «Наука», 1967.
- Лурье А. М.** Медные руды. В сб.: Успехи в изучении главнейших полезных ископаемых в СССР. «Наука», 1967.
- Шутов В. Д., Дружинин И. П.** О фациально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джекказаге. Литол. и полезн. ископ., № 3, 1963.

Забайкальский комплексный
научно-исследовательский институт
Чита

Дата поступления
8.I.1969

МЕТОДИКА

УДК 550.4.552.52

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОДАХ

П. В. ЗАРИЦКИЙ

Проведенное изучение участия малых элементов в сложении карбонатных конкреционных образований на большом материале (сотни образцов) еще в 1953—1959 гг. (Зарицкий, 1957, 1959) показало, что нет оснований, как это предполагалось (Лещенко, 1925) или утверждалось даже (Sujkowski, 1968), рассматривать карбонатные конкреции как аккумуляторы ряда малых элементов, так же как нельзя огульно отрицать присутствие малых элементов в конкреционных образованиях (Ткаченко, 1956). Наши данные не согласовались также с мнением В. В. Копериной (1956) относительно однотипности карбонатных конкреций по содержанию малых элементов. И, наконец, тогда уже было выяснено, что по относительной концентрации в карбонатных конкрециях по сравнению с вмещающими их породами малые элементы можно поделить на следующие группы.

1. Мп и Р всегда в той или иной мере концентрируются в конкрециях, т. е. коэффициент относительной концентрации их всегда > 1 . Повышенное содержание Мп в конкрециях объясняется вхождением его в состав конкрециеобразующих карбонатов в качестве изоморфной примеси к Fe и Са. Р также интенсивно мигрирует в ходе диагенеза и накапливается в конкрециях. Было установлено, что концентрация Мп и Р в конкрециях зависит от состава последних, что связано с различной миграционной способностью одних и тех же элементов в осадках различного происхождения.

2. Sr концентрируется только в конкрециях существенно Са-карбонатных и не концентрируется в конкрециях существенно Fe-карбонатных.

3. Содержание Ti, Zr, Cr, V, Ni, Co, Ba, Cu, Hg и некоторых других элементов всегда выше во вмещающих породах, чем в карбонатных конкрециях. Подмечена прямая корреляция между содержанием этих элементов и содержанием минерального нерастворимого остатка.

4. Hf, Y, Be, Pb, Zn, Ge, Ga, Mo, As, Sb и др. представлены во вмещающих породах, но отсутствуют практически в карбонатных конкрециях.

Подобные же закономерности, за исключением некоторых деталей, были затем установлены и на карбонатных конкрециях из других отложений и районов (Пряхина, 1958; Виталь, 1959; Логвиненко, Космачев, 1960; и др.). Все названные работы проводились по единой методике, предложенной и примененной Н. М. Страховым (1953) для изучения геохимической подвижности элементов в диагенезе. Заключалась она в сравнительном изучении парных образцов: конкреция — вмещающий осадок или порода. Мы эту методику перенесли и на изучение распределения не только конкрециеобразующих, но и малых элементов (Зарицкий, 1957). Такая методика давала достаточное основание для суждения в общих чертах о возможности участия их в диагенетическом перераспределении вещества в осадках. Однако вмещающая порода состоит из аллотипной и аутигенной частей. С какой из этих частей связан тот или иной химический элемент, который концентрируется или не концентрируется в конкреции, сказать с уверенностью трудно. Анализ форм нахождения элементов в конкрециях также затруднен неоднородностью их состава, наличием наряду с аутигенной субстанцией и вещества субстрата. Присутствие механически включенного в карбонатные конкреции в ходе их роста материала вмещающего осадка маскирует истинные взаимоотношения между элементами и конкрециеобразующими карбонатами. Отсюда возникают две задачи: в первом случае избавиться от аутигенной части вмещающей породы, а во втором — от минерального нерастворимого остатка конкреций. Поэтому мы изменили методику с целью количественного изучения распределения малых элементов в конкрециях и вмещающих их породах и выяснения на этом основании форм нахождения этих элементов. Для

этого брали навески проб конкреций 1 г. Проба измельчалась и растворялась в 2,5%-ной HCl при слабом нагревании. Нерастворимый остаток отфильтровывали и промывали дистиллированной водой. Фильтрат выпаривали досуха. Для изучения были подобраны как конкреции существенно Са-карбонатные, так и Fe-карбонатные.

Нужно отметить, что по отношению к карбонатным осадочным породам (известняки, мергели и доломиты) подобная методика уже применялась (Коробов, 1960). Но изучалась только нерастворимая и растворимая части карбонатных пород. Мы провели сравнительное изучение распределения малых элементов в таких 4 объектах для каждой пары образцов (конкреция — вмещающая порода): в нерастворимой части конкреции, во вмещающей породе, в конкреции как таковой и в растворимой части карбонатных конкреций. В дальнейшем желательно провести также раздельные анализы для растворимой и нерастворимой частей вмещающих пород. Изучение вели в идентичном режиме на пластинках одного типа на спектрографе ИСП-28. В соответствии с разнотипом проб применяли эталоны, приготовленные на силикатной, кальцитовой и сидеритовой основах.

В табл. 1—10 показано содержание отдельных малых элементов в названных 4 категориях проб.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в распределении таких элементов, как V, Ni, Cr, Zr, Ti, Co, Ba, Cu, устанавливается одна и та же закономерность. Максимальное содержание их отмечается в нерастворимом остатке конкреций, во вмещающей породе их содержание несколько снижается (сказывается разбавляющее действие аутигенной растворимой в HCl части пород), затем довольно резко снижается в конкрециях и, наконец, достигает минимума, точнее, некоторые элементы вовсе отсутствуют (прочерк в табл. 1—6) в растворимой, т. е. карбонатной, части конкреций. Во всяком случае, их содержание в растворимой части конкреций ниже предела чувствительности спектрального анализа. Эта закономерность выдерживается для Fe- и Са-карбонатных конкреций, т. е. распределение этих элементов практически мало зависит от химико-минерального состава конкреций, следовательно, от геохимической обстановки в диagenезе в осадках различной фашиальной принадлежности. Это и показательно. Названные малые элементы обнаруживают ясную корреляцию с содержанием минерального нерастворимого остатка, и различия в составе и содержании этих элементов в конкрециях из разных фаший обусловлены в определенной мере различием гранулометрического и минерального состава нерастворимого остатка конкреций. В основном это обломочный алеврито-глинистый материал. Однако в HCl не растворяются и многие аутигенные образования вмещающей породы (пирит, барит, анатаз и др.).

Следовательно, некоторые из названных элементов слагают группу практически неподвижных в диagenезе кластогенных и сорбированных глинистыми коллоидами элементов. Карбонатный конкрециеобразующий материал, естественно, разбавляюще действует на концентрацию элементов этой группы. Не случайно поэтому карбонатные угольные почвы, лишенные обломочного материала, практически не содержат в себе таких элементов, как Ti, Cr, V, Ni, Co (Зарицкий, 1957, 1959).

Если приуроченность этих элементов к нерастворимой части конкреций или вмещающих их пород несомненна, то без дополнительных специальных исследований нельзя, конечно, определенно говорить о формах нахождения каждого из них. Несомненно также, что разные элементы этой группы находятся не в одинаковой форме. Так, Zr и Ti, вероятно всего, в основной своей массе входят в состав соответствующих аллотигенных минералов (циркона, рутила, ильменита, Ti-содержащих слюд), частью — аутигенных минералов (анатаз, лейкоксен). Вызывает недоумение в связи с этим утверждение Ч. М. Халифа-Заде и С. М. Аббасовой (1963) о присутствии Zr только в конкрециях карбонатных и отсутствии его во вмещающей породе. Наши данные (см. табл. 4) прямо противоположны.

О структурных связях многих малых элементов с решетками минералов осадков или пород свидетельствуют исследования многих авторов (Frohlich, 1960; Хёрст, 1963; и др.).

Переносимая в растворе часть элементов (Ga, Cr, V, Co, Ni, Cu, Pb, Sn, возможно, Be и Mo) в конечном счете тоже попадает в осадок вследствие сорбции на глинистых частицах, которые осаждаются под электролитическим воздействием морской воды. Присутствие многих из этих элементов в карбонатных конкрециях поэтому логично объяснять пассивным вовлечением (захватом) песчано-алеврито-глинистого материала при росте конкреций в среде осадка.

Переход элементов обломочных минералов и их изоморфных примесей в иловые растворы возможен только при полном или частичном растворении минералов. В конечном счете возможность этого определяется как устойчивостью минерала, так и физико-химическими условиями среды (pH, Eh и т. п.).

Спектроскопически во вмещающих конкреции породах отмечено присутствие и таких элементов, как Hf, Y, Be, Pb, Zn, Ge, Ga, Mo, As, Sb, которые в карбонатных конкрециях не обнаружены, точнее, их возможные содержания столь малы, что находятся за пределами чувствительности спектрального анализа. Все они не концентрировались в карбонатных конкрециях, и вещество конкрециеобразователя оказывало на их содержание разбавляющее действие в объеме тел конкреций.

В выяснении форм нахождения малых элементов может оказать помощь микроскопическое изучение минерального нерастворимого остатка, а также, конечно, спектраль-

Таблица 1

Распределение V, %

Характеристика пробы	V-30	V-117	V-20	V-51a	V-148	V-136
Нерастворимый остаток	0,0130	0,0200	0,013	0,013	0,014	0,015
Вмещающая порода	0,0110	0,0170	0,012	0,011	0,009	0,011
Конкреции Fe- и Са-карбонатные	0,0035	0,0055	0,003	0,006	0,003	0,002
Растворимая часть конкреций	—	—	—	—	—	—

Таблица 2

Распределение Ni, %

Характеристика пробы	V-30	V-20	136	V-117	148	142
Нерастворимый остаток	0,0055	0,0045	0,0040	0,0025	0,0025	0,0300
Вмещающая порода	0,0050	0,0035	0,0035	0,0020	0,0020	0,0090
Конкреции Fe- и Са-карбонатные	0,0025	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010	0,0250
Растворимая часть конкреций	—	—	—	—	—	—

Таблица 3

Распределение Cr, %

Характеристика пробы	V-30	V-117	V-28	V-20	V-51a	148	V-48	144
Нерастворимый остаток	0,020	0,020	0,018	0,017	0,010	0,008	0,007	0,006
Вмещающая порода	0,017	0,012	0,016	0,015	0,007	0,006	0,005	0,005
Конкреции Fe- и Са-карбонатные	0,006	0,006	0,007	0,009	0,001	0,002	0,091	0,001
Растворимая часть конкреций	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 4

Распределение Zr, %

Характеристика пробы	V-28	V-30	V-117	V-48	V-20	142	V-51a
Нерастворимый остаток	0,015	0,013	0,013	0,013	0,012	0,012	0,011
Вмещающая порода	0,012	0,008	0,011	0,009	0,009	0,010	0,009
Конкреции Fe- и Са-карбонатные	0,005	0,002	0,007	0,003	0,007	0,002	0,004
Растворимая часть конкреций	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 5

Распределение Ti, %

Характеристика пробы	V-20	142	V-51a	V-48	136	V-30	V-117
Нерастворимый остаток	1,00	0,60	0,75	1,00	1,00	1,00	1,00
Вмещающая порода	0,85	0,50	0,65	0,80	0,90	0,85	0,95
Конкреции Fe- и Са-карбонатные	0,25	0,10	0,15	0,30	0,40	0,20	0,30
Растворимая часть конкреций	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 6

Распределение Со, %

Характеристика пробы	V-20	142	V-51a	V-48	148	136
Нерастворимый остаток	0,0030	0,0030	0,0025	0,0025	0,0022	0,0022
Вмещающая порода	0,0025	0,0027	0,0015	0,0015	0,0016	0,0016
Конкреции Fe- и Са-карбонатные	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010
Растворимая часть конкреций	—	—	—	—	—	—

Таблица 7

Распределение Sr, %

Характеристика пробы	144	148	146	V-28	V-30	V-51a
Нерастворимый остаток	0,005	0,015	0,006	0,040	0,015	0,005
Вмещающая порода	0,025	0,060	0,060	0,070	0,016	0,015
Конкреции Са-карбонатные	0,180	0,120	0,120	0,100	0,080	0,070
Растворимая часть конкреций	0,200	0,150	0,140	0,130	0,100	0,090

Таблица 8

Распределение Sr, %

Характеристика пробы	V-20	V-48	136	219
Нерастворимый остаток	0,010	0,007	0,002	0,005
Вмещающая порода	0,016	0,026	0,027	0,018
Конкреции Fe-карбонатные	0,004	0,010	0,008	0,006
Растворимая часть конкреций	0,003	0,009	0,006	0,003

Таблица 9

Распределение Ва, %

Характеристика пробы	V-30	V-51a	148	V-28	136	V-117	V-20	V-48
Нерастворимый остаток	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,1	0,10
Вмещающая порода	0,09	0,09	0,09	0,08	0,11	0,09	0,08	0,09
Конкреции Са-карбонатные	0,03	0,03	0,03	0,03	—	—	—	—
Конкреции Fe-карбонатные	—	—	—	—	0,05	0,03	0,02	0,02
Растворимая часть конкреций	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01

Таблица 10

Распределение Си, %

Характеристика пробы	V-117	V-28	136	V-20	148	142
Нерастворимый остаток	0,008	0,007	0,006	0,0045	0,003	0,012
Вмещающая порода	0,007	0,006	0,006	0,003	0,0025	0,006
Конкреции Fe-и Са-карбонатные	0,004	0,0025	0,001	0,001	0,001	0,008
Растворимая часть конкреций	0,0025	0,0015	0,001	0,001	0,001	0,001

ный анализ тяжелой фракции нерастворимого остатка в целом или даже отдельных его минералов.

Возьмем, к примеру, Ni. Выше говорилось, что его содержание в карбонатных конкрециях коррелирует с содержанием минерального нерастворимого остатка. Здесь надо подчеркнуть и другую сторону этой зависимости. Количество Ni и других элементов в конкрециях зависит также и от характера, вещественного состава нерастворимого остатка. Во многих конкрециях из болотных отложений почвы содержание Ni обычно ниже, чем во вмещающей породе. Минеральный нерастворимый остаток представлен в них кластическим алевроитоглинистым материалом, отчасти аутигенным каолинитом. Но желвак из почвы угля (обр. 142) оказался явно обогащенным Ni по сравнению с вмещающей породой (см. табл. 2). Изучение минерального нерастворимого остатка этого образца показало повышенное содержание в нем дисульфида железа, который практически отсутствует во вмещающей породе. Наличие FeS_2 в конкреции сказалось вполне определенно на концентрации Ni, а также в меньшей мере — Co и Cu. Вероятно, Ni и Co входят в решетку FeS_2 , а некоторая концентрация Cu объясняется, видимо, соосаждением ее сульфидов совместно с FeS_2 .

Другие элементы (Ti, Zr, V, Cr), не связанные каким-либо образом (изоморфно или парагенетически) с FeS_2 , ведут себя и в этом случае обычно, т. е. не концентрируются в карбонатной конкреции из болотных отложений. На примере обр. 142 отчетливо проявляется связь между наличием и относительным содержанием тех или иных малых элементов, с одной стороны, и количеством и характером минерального нерастворимого остатка в карбонатных конкрециях — с другой. Следовательно, выделенные выше элементы 3-й группы не могут быть целиком отнесены к элементам, неподвижным в диагенезе. Некоторые из элементов группы (Ni, Co, Cu, Hg и др.) частично переходят в иловый раствор и участвуют в диагенетической миграции вещества, входят в аутигенные (правда, не карбонатные, а сульфидные) образования.

Не менее наглядно сопоставление результатов спектрального изучения карбонатных и карбонатно-сульфидных угольных почв. Если в первых устанавливается присутствие и концентрация Mn и Sr и небольших количеств Cu, то во вторых список элементов существенно расширяется: Ni, Co, As, Pb, Zn, Hg и др.

Интересно поведение Sr. В случае конкреций Fe-карбонатных его распределение напоминает распределение перечисленных выше элементов, правда, с той существенной разницей, что максимальное содержание Sr отмечается не в нерастворимом остатке, а во вмещающей породе. Кстати, сведения Д. А. Витала (1959) о концентрации Sr в Fe-карбонатных конкрециях не подтверждаются и нашими более ранними данными (Зарицкий, 1957, 1959, 1963).

Применяя указанную выше методику, видим, что и в случае Fe-карбонатных конкреций Sr нельзя причислять к группе кластогенных или сорбированных коллоидами элементов, как это делают Ч. М. Халифа-Заде и С. М. Аббасова (1963). Анализ парных образцов, по сути, не давал возможности определенно судить в этом случае о форме нахождения Sr.

Приуроченность максимальных содержаний Sr к вмещающей породе, а не к нерастворимому в HCl остатку позволяет заключить, что в массе своей этот элемент относится к аутигенной растворимой в HCl части пород, именно к карбонатам, диффузно рассеянным в породах в виде цемента, микроконкреций и т. п. Если учесть при этом, что рассеянные карбонаты, как правило, относительно обогащены по сравнению с Fe-карбонатными конкрециями углекислым кальцием (Зарицкий, 1963, 1965), то станет понятной причина обогащенности именно вмещающих пород Sr по сравнению с заключенными в них конкрециями, с одной стороны, и минеральным нерастворимым остатком — с другой. В карбонатах Sr изоморфно замещает Ca.

Это со всей очевидностью устанавливается и по распределению Sr в случае Ca-карбонатных конкреций. Из табл. 7 видно, что содержание Sr неуклонно растет в противоположность всем ранее упомянутым элементам от нерастворимого остатка конкреций к вмещающей породе, затем резко в конкрециях и достигает максимума в растворимой (карбонатной) части конкреций.

Наши данные (см. табл. 9) противоречат сведениям Ч. Я. Халифа-Заде и С. М. Аббасовой (1963) о приуроченности Ва исключительно к карбонатным конкрециям и отсутствию его во вмещающих породах.

Как видно из приведенных данных, число малых элементов, находящихся в растворимой (карбонатной) части конкреций, весьма ограничено. С карбонатной частью связаны только катионы, способные изоморфно войти в решетку карбонатных минералов, замещая Ca, Fe, Mg. Сюда относится прежде всего Mn, замещающий Fe и Ca, и Sr, замещающий Ca. В растворимую HCl часть конкреции попадает и P, образующий самостоятельную кристаллическую фазу в карбонатных конкрециях — апатит (Петренко, Ренгартен, 1954; Зарицкий, 1956).

Вывод ряда авторов (Зарицкий, 1957, 1959; Прякина, 1958; Виталь, 1959; и др.) об отсутствии миграции многих малых элементов к точкам формирования карбонатных конкреций в целом верен, но только для данного конкретного случая. Больше того, для обоснования этого вывода недостаточно ссылки на то, что вмещающие породы заключают в себе больше тех или иных элементов по сравнению с конкрециями. Суть этой ссылки (ее невольный смысл) состоит в том, что на основании отсутствия или пониженного по сравнению с вмещающими породами содержания ряда элементов в кар-

бонатных конкрециях отрицается возможность присутствия многих малых элементов в иловом растворе в диагенезе, а тем самым и возможность участия этих элементов в диагенетическом перераспределении вещества. При такой постановке вопроса упускается из виду следующее важное обстоятельство: если бы даже содержание этих элементов в иловом растворе было достаточно высоким, то им, так сказать, нечего делать в карбонатной конкреции, поскольку большинство из них в условиях диагенеза либо вовсе не образуют карбонатов (тяжелые металлы образуют менее растворимые сульфиды), либо не могут войти в качестве изоморфных примесей в решетки конкрециеобразующих карбонатов. Речь здесь снова-таки идет о действии кристаллохимического отбора. Положительно заряженные ионы металлов не могли также быть сорбированными коллоидным по своей исходной природе веществом формирующихся конкреций, поскольку частицы природных карбонатных коллоидов также несут на себе положительный заряд.

В свете всего изложенного на вопрос о тождестве или различии карбонатных конкреций разного химико-минерального состава, а следовательно, из отложений различной фациальной принадлежности, в отношении состава и содержания малых химических элементов можно ответить следующее.

Содержание кластогенных и сорбированных коллоидами элементов (3-я группа) в карбонатных конкрециях любого состава определяется количеством и характером минерального нерастворимого остатка (гранулометрическим типом его, доминированием различных глинистых минералов, обладающих неодинаковыми сорбционными свойствами, и т. п.). Различие в составе и содержании малых элементов конкреций из отложений различных фаций касается главным образом только тех элементов, которые тесно связаны с аутигенной частью вещества конкреции. Это прежде всего Mn, P и особенно Sr. Причем различие по содержанию Mn не всегда достаточно определено в силу способности Mn замещать Fe и Ca в диагенетических карбонатах, а вот содержание Sr, его относительная концентрация в конкрециях, является вполне определенным индикатором фациальной обстановки осадконакопления заключающих конкреции пород. Чем больше условия осадконакопления приближались к нормально-морским, тем выше относительное содержание Sr в конкрециях (см. табл. 7, 8). Хорошим показателем является и P, хотя он и не связан непосредственно с конкрециеобразующими карбонатами (Зарицкий, 1956, 1959).

Таким образом, мы видим, что объяснение реального распределения ряда элементов в конкрециях и вмещающих их породах сводится, по сути, к выявлению форм миграции и форм нахождения этих элементов в осадках в стадии диагенеза. И это не случайно. Как подчеркивал Н. М. Страхов (1960), именно в формах миграции элементов объединяются (синтезируются) влияния и собственных физико-химических свойств элементов и их соединений, и физико-географической среды, в которой происходит миграция. Это справедливо как для периода седиментации, так и для диагенеза.

Когда мы говорим о диагенетическом перераспределении вещества, в том числе и малых элементов, мы должны, конечно, учитывать специфические черты обстановки в осадках и иловых растворах, возможность в силу этого изменения формы нахождения, а следовательно, и миграционной способности тех или иных элементов. С другой стороны, если не учитывать действие кристаллохимического отбора как фактора дифференциации вещества, можно сделать неправильные выводы о поведении отдельных элементов в стадии диагенеза осадков, а следовательно, и о формах нахождения их в диагенетических образованиях и вмещающих последние породах.

ЛИТЕРАТУРА

- В и т а л ь Д. А. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- З а р и ц к и й П. В. О содержании фосфора в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 6.
- З а р и ц к и й П. В. О малых элементах в карбонатных конкрециях угленосной толщи Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 5.
- З а р и ц к и й П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьковск. ун-та, 1959.
- З а р и ц к и й П. В. К вопросу о времени образования карбонатных конкреций с тектурой конус в конусе.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 1.
- З а р и ц к и й П. В. Соотношение состава конкреций с составом рассеянных карбонатов в отложениях различных фаций угленосной толщи Донецкого бассейна.— Изв. геогр. о-ва, Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1965, № 1.
- К о п е р и н а В. В. Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна.— Тр. лабор. геол. угля АН СССР, Л., Изд-во АН СССР, 1956, вып. 4.
- К о р о б о в Д. С. К методике определения форм нахождения микроэлементов в карбонатных породах.— Уч. зап. Саратовск. ун-та. Саратов, 1960, т. 74, вып. геол.
- Л е щ е н к о Н. К. Некоторые соображения о геохимии глинистых сланцев Донбасса.— Инженерн. работник, № 10, 1925.

- Логвиненко Н. В., Космачев В. Г. О перераспределении некоторых малых элементов при диагенезе отложений таврической серии Крыма.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 2.
- Петренко А. А., Ренгартен В. Н. Фосфатопоявления в нижних угленосных свитах Карагандинского бассейна и Завьяловского месторождения.— Докл. АН СССР, 1954, т. 97, № 2.
- Пряхина Ю. А. К геохимии майкопских отложений Центрального Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 1.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ткаченко О. Ф. О так называемых «кайекситовых» конкрециях.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те. № 10, 1956.
- Халифа-Заде Ч. М., Аббасова С. М. Сидеритовые залежи Дагестана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хёрст Д. М. Геохимия современных осадочных пород из Галф ов Пария-II. Формы нахождения и распределения рассеянных элементов.— Геохимия, 1963, № 7.
- Fröhlich F. Beiträge zur geochemie des chroms.— Geochim. et cosmochim. acta, 20, No. 3—4, 1960.
- Sujkowski S. Lupki zawierajace nikel w Karparach.— Arch. Mineralog., t. XII, 1966.

Харьковский государственный
университет

Дата поступления
12.VII.1968

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.21.782.262.6

**ПО ПОВОДУ СТАТЬИ М. Г. БАРКОВСКОЙ «ОБ ОСОБЕННОСТЯХ
ТЕРРИГЕННОЙ МИНЕРАЛОГИИ ЧЕРНОМОРСКИХ ОСАДКОВ
У ПОБЕРЕЖИЙ, СЛОЖЕННЫХ РИФОГЕННЫМ НЕОГЕНОМ»***

В. Ф. ПЕТРУНЬ, Л. С. БЕЛОКРЫС

Сообщение о проявлении неогенового вулканизма в Крыму было впервые опубликовано С. В. Альбовым (1958). С тех пор никто из исследователей неогена Крыма и Северного Причерноморья в целом не отмечал каких-либо признаков вулканизма в неогене. Упомянулось только присутствие рассеянного пирокластического материала. Вопрос о вулканизме вновь поставлен М. Г. Барковской (1967), однако многие из выдвигаемых ею доказательств уязвимы.

Важнейшим доводом в пользу неогенового вулканизма на территории Степного Крыма М. Г. Барковская считает присутствие на пляжах этой части полуострова галек безусловных эффузивов, глыб зеленых стекловатых образований и шлаковидных включений в карбонатных породах неогена. По М. Г. Барковской, эти породы образовались в сармате-мэотисе и объединены общностью вулканогенно-пирокластического генезиса. Она предполагает, что где-то поблизости (возможно, под водой) находятся коренные, теперь размываемые, отложения неогена, содержащие подобный материал.

Авторы настоящей статьи в течение последних 7 лет занимались литолого-геологическим и археолого-петрографическими исследованиями прибрежной полосы полуострова от Херсонесского мыса до бухты Очертай на западе и от Арабатского залива до Тобечикского озера на востоке, т. е. на тех же участках черноморского и азовского побережий, где работала М. Г. Барковская. По их наблюдениям, гальки массивных и пористых кайнотипных андезитов и базальтов встречаются практически во всех точках побережья, где имеются скальные обрывы и где в прошлом существовали античные поселения (оба признака взаимосвязаны). Эти породы в подавляющем большинстве случаев, отличаясь по структурно-текстурным признакам и составу от мезозойских вулкаников Крыма, аналогичны экзотическому камню культурных слоев античных поселений, начиная с каменного, отнюдь не мелкообломочного, балласта и кончая разнопородными зернотерками, перевозившимися в античное время на весьма дальние расстояния (Петрунь, 1964, 1966, 1967). Описываемые гальки отмечены всюду, где волноприбой или речная эрозия разрушают культурный слой древнегреческих поселений (Херсонес, Ольвия, Тира, о. Березань, античное городище у с. Роксоляны, Нимфей или «батареики» Таманского полуострова, обследованные нами за последние годы), а особенности конфигурации побережья и существующие течения препятствуют чрезмерно быстрому истиранию или сверхдальней транспортировке обломочного материала.

Здесь можно найти все переходы от угловатых обломков экзотического камня эгейского или анатолийского происхождения эффузивов, пирокластов, осадочных и метаморфических пород через полуокатанные к настоящим галькам. Особенно типична подобная картина для пляжей наиболее крупных античных памятников типа Херсонеса или Ольвии. Но она повторяется и в районах сравнительно небольших античных поселений (например, у с. Семеновки на мысе Казантип или у с. Окуневки на мысе Тарханкут). Взаимозависимость эта настолько устойчива, что «галечный метод» можно было бы использовать даже в археолого-поисковых целях, если бы не резко усилившееся за последние десятилетия техногенное «засорение» побережий. Так, к примеру, пляжи Таганрога усеяны эффузивной галькой кавказского происхождения, первоначально завезенной в город из карьеров Краснодарского края со строительной целью

* Литология и полезные ископаемые, 1967, № 4.

и в качестве железнодорожного балласта. Конечно, такой случай исключителен по своим масштабам, но с подобной возможностью необходимо считаться при всякого рода геологических реконструкциях.

В работе М. Г. Барковской отсутствуют подробные микроскопические описания свежих галек андезито-базальтового состава первой группы, что не позволяет сравнить их с более детально охарактеризованными эффузивами археологических комплексов (Петрунь, 1964). Но сопоставление химических составов одной из галек М. Г. Барковской (стр. 87, обр. 4) и двух безусловно экзотических пород из археологических комплексов (Петрунь, 1967, табл. 1, обр. И-86, И-87) обнаруживает их петрохимическую близость. Однако анализ № 4 резко отличается от анализов стекловатых пород М. Г. Барковской (стр. 88, 1, 2, 3), к сожалению, не сопровождаемых сколько-нибудь удовлетворительной микроскопической характеристикой: нет даже величины показателя преломления стекла, что в данном случае принципиально важно. Правда, микроскопическое описание пород подчеркивает такие детали, которые заставляют предположить искусственное происхождение встреченных у сел Морское и Марьино образований. Подобную возможность допускала первоначально, по-видимому, и М. Г. Барковская, которая сравнивала описываемые образования с заводскими шлаками. Можно согласиться с ней, что по ряду признаков тарханкутские стекловатые породы отличаются от шлаков промышленных предприятий Керчи или Николаева, но это не доказывает их естественного происхождения.

Наоборот, судя по аномально высоким содержаниям СаО (13,23—16,97%, что М. Г. Барковская пытается объяснить присутствием волластонита — минерала, эффузивное происхождение которого достаточно сомнительно!) при дефиците Н₂О, породы образцов № 1, 2 и 3 можно отнести только к топливным шлакам. Последние возникли, судя по литературным аналогиям (Лапин, 1966, стр. 256), за счет сжигания каменного угля.

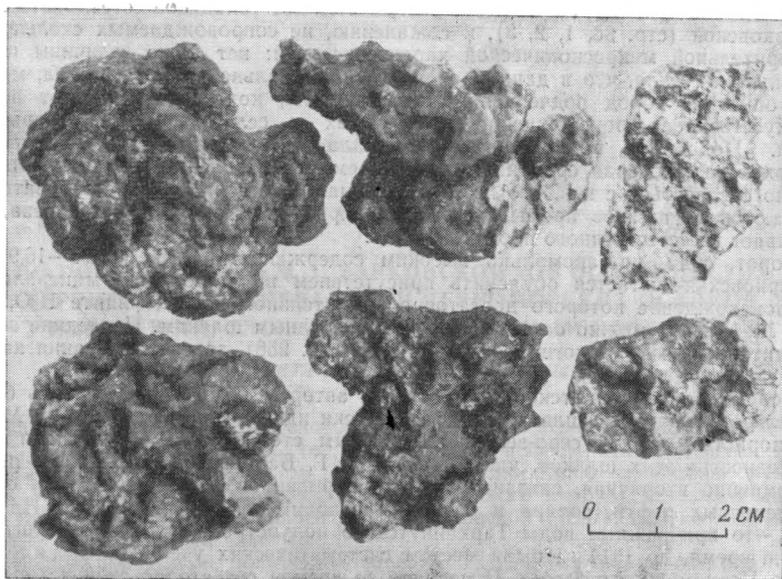
На побережье Тарханкутского полуострова авторам нередко встречались безусловно корабельные топливные шлаки, макроскопически идентичные описываемым М. Г. Барковской пористым серым, серо-зеленым и черным стекловатым обломкам и шлакам. «Битуинозность» этих шлаков, упоминаемая М. Г. Барковской (стр. 87), в ряде случаев несомненно вторичная, связанная с адсорбированием этими пористыми образованиями пленочных нефти, соляра и мазута в современной пляжной зоне. Не следует забывать, что прибрежные воды Тарханкутского полуострова и Каркинитского залива длительное время, до 1914 г., были местом систематических учений боевых и транспортных судов Черноморского Флота. Последние со времен севастопольской кампании «ходили» не на нефти или соляре, как теперь, а на каменном угле. Огромные количества шлаков в течение многих десятилетий выбрасывались здесь из судовых котелков при «чистке топок» в море, в ряде случаев в непосредственной близости от берега.

Неизбежный отжиг (по петрургической терминологии) части шлаков в подколосниковых камерах сопровождается развитием «звездчатых» и дендритообразных структур, а резкий перепад температур при попадании еще не остывших шлаков в море вызывает формирование поверхностей типа «хлебной корки», которые отмечает М. Г. Барковская. Но если подобные поверхности типичны и для многих лав, то дендрито-звездчатые структуры в высшей степени характерны именно для шлаков (Лапин, 1966), что вместе с особенностями химизма образцов № 1, 2 и 3 М. Г. Барковской допускает однозначное толкование их природы. Не удивительно поэтому, что археологи О. Д. Дашевская, А. Н. Карасев и В. В. Лапин, к консультации которых прибегала М. Г. Барковская, согласились между собой в том, что стекловатые породы типа окрестностей с. Марьино в собранных ими археологических материалах не представлены. Вот если бы М. Г. Барковская предложила археологам для сравнения сколько-нибудь значительные серии галек эффузивов типа ее обр. № 4 (стр. 87), их заключение не было бы столь категорически отрицательным: в коллекциях экзотического камня районов о. Березань, Южного Донузлава, санатория «Чайка» типичные массивные и пористые «зернотерочные» лавы андезито-базальтового состава налицо, особенно в последнем (коллекции эталонов местного и привозного камня из соответствующих раскопок этих исследователей еще в 1964 г. были переданы В. Ф. Петрунем О. Д. Дашевской и А. Н. Карасеву).

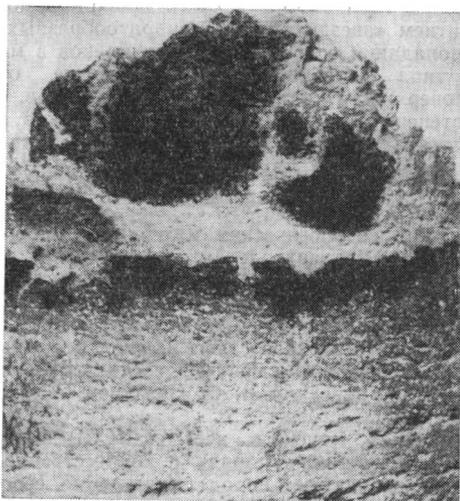
На различных стратиграфических уровнях морского неогена УССР встречаются прослойки обломочных карбонатных пород, содержащие наряду с количественно преобладающими обломками и гальками белых карбонатных пород также серые, серо-коричневые и почти черные комковато-шлакоподобные включения различной крупности: песчаной, гравийной или галечной. Эти включения наблюдались нами в десятках обнажений на Керченском, Гераклеюском и Тарханкутском полуостровах (от чокрака до мзотиса включительно), в сармате Молдавии, Николаевской, Херсонской, Днепронетровской и Запорожской областей. От вмещающей породы и белых, серовато-белых или желтоватых обломков карбонатных пород указанные включения отличаются темным цветом и часто ямчатой, шлаковидной поверхностью (фиг. 1). В изломе они нередко, но не всегда бывают грубопористыми или даже кавернозными. В некоторых обнажениях наблюдаются тонкие прослойки аналогично темноокрашенного материала с четкой верхней границей при расплывчатой, нерезкой нижней (фиг. 2). В Степном Крыму пачка подобных темно-серых известняков, залегающих на черных глинах в основании

среднесарматской карбонатной толщи, достигает мощности 5 м. В подошве покрывающих белых известняков часто встречаются гальки этих темных подстилающих.

Несмотря на то, что эти темные включения почти всегда существенно карбонатные, главным образом известняковые (местами среди них встречаются также внешне немногие похожие темные кремневые гальки, например, в низах тортона и сармата на Тарханкутском полуострове, в районе одноименного мыса или у с. Мелового, в среднем сармате у с. Ленино на Керченском полуострове и т. п.), именно их М. Г. Барковская считает вулканитами, большей частью «замаскированными карбонатным материалом» (стр. 90—92).



Фиг. 1



Фиг. 1. Черные и темно-серые шлаковидные известняковые гальки. Тарханкутский полуостров, бухта Очертай, слой 33, верхний сармат

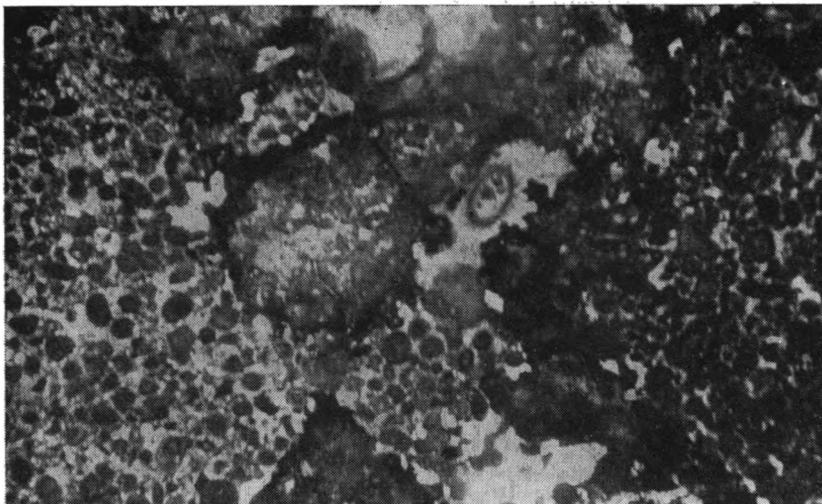
Фиг. 2. Окрашенный мельниковитом и гуминовыми веществами в темно-серый и черный цвет прослой микрозернисто-детритового известняка со следами размыва в кровле (посередине снимка). В покрывающем серовато-белом известняке рассеяны гальки темноокрашенного известняка.

Херсонская область, порт Харлы, скв. № 13-к, интервал 251, 3-251,5 м, средний сармат, керн, уменьшено

Фиг. 2

В нашем распоряжении имеется около 40 шлифов из неогеновых карбонатных пород юга УССР, в которых содержатся рассматриваемые темные включения. Все они представляют обломки обычных карбонатных пород (микрозернистых, алевролитовых, песчанниковых, оолитовых, раковинных, полидетритовых) известнякового и реже известково-доломитового состава, так что ни о какой кальцитизации исходных «вулканитов» не может быть и речи. Их отличие от вмещающей массы или преобладающих белых обломков сводится к темному облачному или окорковывающему и пропитывающему (микроструктурные элементы породы — песчинки, копролиты, оолиты, раковины и их

детрит) вторичному окрашиванию тонкодиспергированным пиритом, мельниконитом и гуминовыми веществами. Более поздней является и грубая пористость, так как наблюдаются случаи срезания стенками внутренних пор раковин остракод, фораминифер, трубок серпулид. Таким образом, темная окраска и грубая пористость включений, обуславливающая их некоторую шлаковидность, не могут быть отнесены к первичным признакам и рассматриваться в качестве доказательства вулканогенного происхождения позднее карбонатизованных образований.



Фиг. 3. Черная шлаковидная галька алевролита-песчаного известняка Шлиф, ник. II, $\times 20$. Черное — окрашивающее вещество (гуминовые кислоты), обочно пропитывающее породу и отдельные известняковые песчинки; серое — вторичный кальцит; оелое — мелкие каверны и поры

Наше изучение темных включений в шлифах и нерастворимых в HCl остатков в иммерсионных препаратах показало, что во многих из них нет вулканического стекла, а в других оно присутствует в столь ничтожных количествах, что не может вызывать темного (до черных оттенков) окрашивания известняковых обломков. Достаточно сказать, что содержание SiO_2 в темных гальках и включениях не превышает 1,5% (по двум десяткам анализов) и связано в основном с примесью глинистых минералов.

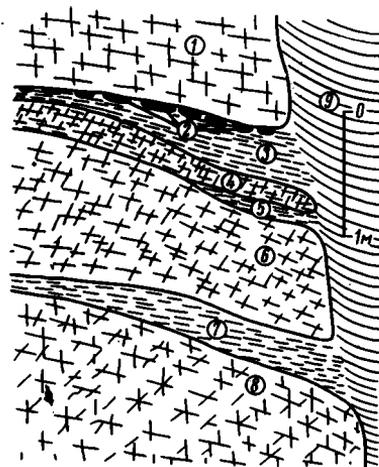
Темное окрашивание известняков и их обломков обусловлено особенностями диagenеза осадков и захороненного в них органического вещества и первоначально имело кзк послыйный (фиг. 3), так и пятнистый характер распределения, принципиально подобный описанному Н. М. Страховым (1963) для новозавксинских отложений Черного моря. За счет размывов таких темноокрашенных пород при многократных обмелениях и перемещениях береговой линии возникали темные обломки, захоронявшиеся на различных стратиграфических уровнях в массе белых пород. В условиях наддонной среды обломки окатывались, а содержащиеся в них сульфиды железа окислялись. Возникающая в конечном итоге серная кислота нейтрализовалась карбонатами галек, что обусловило развитие в некоторых из них неравномерно распределенной пористости и шлаковидности. Гидролиз сульфата железа приводил к образованию гидрата окиси железа, придающего многим шлакоподобным галькам коричневые оттенки. Таким образом, темные включения описываемого типа в неогеновых карбонатных породах Крыма и Северного Причерноморья, являющиеся обычными гальками изначально темноокрашенных карбонатных пород, никакого отношения к гипотетическим вулканическим явлениям не имеют.

Пирокластический материал во многих известковых породах неогена Степного Крыма, а также в части темных галек, содержится в ничтожном количестве. Имея в виду известный разнос пепловых частиц эоловым путем на сотни и тысячи километров от места вулканических извержений, в высшей степени неубедительно использование этого материала для доказательства местного вулканизма. К тому же содержание пирокластического материала в неогеновых отложениях Северного Причерноморья возрастает с востока на запад: в среднем Приднестровье сарматские отложения пеплоносны на огромной территории; что косвенно отразилось даже на составе некоторых каменных изделий эпохи неолита — бронзы (Петрунь, 1966). Еще больше пепла в неогеновых отложениях Молдавии, а в мзотисе Румынии имеются горизонты вулканических туфов мощностью в десятки метров, что позволяет усматривать в качестве их источника неогеновые вулканы Карпат.

Столь же трудно согласиться с утверждением М. Г. Барковской о присутствии в рифовых известняках мармат — мзотиса Тарханкутского и Керченского полуостровов разновидности вулканитов «нередко представленных стеклами с показателями преломления $n=1,570-1,600$, напоминающими обсидиан» (стр. 92—93). В других местах она попеременно называет такие породы то стекловатыми, то кремнистыми (рассматривая, по-видимому, кремнистое вещество в качестве вторичного, заместившего исходный стекловатый субстрат), что дополнительно запутывает вопрос. Если это кремни (т. е. породы, вещество которых должно обнаруживать колебания агрегатного показателя преломления, в общем не ниже, чем у опала, и не выше, чем у кварца!), то откуда же столь высокие показатели преломления? А если это стекла (с такими высокими

Фиг. 4. Прерывисто-желваковый прослой «стекловатых» кремнистых стяжений в теле полупогребенного мшанкового рифа на мысе Казантип

1, 8 — известняк мембранипористый; 2 — кремнистые стяжения; 4, 6 — известняк водорослево-мшанковый доломитистый; 3, 5, 7 — серые тонкослоистые монтмориллонито-гидрослюдистые глины, вторично «засоленные»; 9 — глины серые, грубослоистые, облекающие основание рифа



показателями преломления бывают уже не обсидианы, а тахилиты, в которых содержание SiO_2 падает до 50% и ниже), то почему они замещаются не обычными в таких случаях глинистыми минералами, а почти чистым SiO_2 ? Наконец, М. Г. Барковская считает возможным рассматривать отдельные прослои подобных пород в качестве «силлов» (стр. 93—94), что окончательно вводит в заблуждение читателя, незнакомого с геологией описываемых районов.

У Тарханкутского мыса береговой разрез неогена нами изучен в 10 обнажениях и по керну в 20 скважинах, но «силлы» в них отсутствуют.

На мысе Казантип, в точках, где прибрежный уступ срезает северо-западное крыло небольшой брахиантиклинали, видно, что кремнистые (стекловатые, по М. Г. Барковской) образования залегают как в виде тонких пластов (принимаемых ею за силлы), так и в виде цепочек разобщенных коричневых, серых, белесых, часто действительно «стекловидных» в изломе желваков (фиг. 4) со всеми признаками (кроме пластичности и непрерывности), в которых М. Г. Барковская усматривает доказательство вулканогенной природы этих образований. Но хотя здесь в мембранипористых известняках выше по обрыву также появляются пятнистые выделения корок вторичных карбонатов, фосфатов, опала и цеолитов (например, замещающий опал гмелинит, бесцветный в шлифе, с $N_g=1,467\pm 0,001$ и $N_g-N_p=0,001$, обычно в натеchno-сферолитовых агрегатах) ни о каком механизме межслоевого силлообразования для горизонта обособленных желваков, залегающих в кровле языкообразно вдающихся в тело рифа глин, речи быть не может.

Стяжения желвакового слоя представлены под микроскопом материалом с показателем преломления $n=1,444-1,454$ и еле различной агрегатной поляризацией (или изотропным). Термограммы коричневых кремней отличаются от термограмм серых небольшим экзотермическим эффектом в интервале температур 200—400°, обусловленным выгоранием органического вещества. Содержание SiO_2 во всех анализированных желваках не менее 80%, что значительно выше содержания SiO_2 в наиболее кислых вулканических стеклах. Порошкограмма периферической части слабо анизотропного вещества серых желваков обнаруживает ослабленные линии кварца, что указывает на опало-халцедоновый состав стяжения, а также некоторые линии монтмориллонита, например 1,495. Коричневый желвак имеет опало-кристобалитовый состав с незначительной примесью, по-видимому, того же монтмориллонита (наиболее интенсивные ли-

нии $\frac{d}{n}=4,11; 2,492; 1,495; 1,442; 1,190$ А и т. д.).

Пестрота окраски и состава кремней даже на одном гипсометрическом уровне, спелфическая их позиция и своеобразная форма (на вершине описываемого рифа наблюдаются также жилиподобные выделения опала, приуроченные к субвертикальным трещинам) заставляют видеть в них отнюдь не силлы проблематических обсидианов, эпигенетические инфильтрационные новообразования, правда, с внешним обликом (см. фиг. 4)

обычных осадочно-диагенетических кремней. Однако формировались они не на стадии диагенеза глинистых прослоев, в процессе теоретически допустимого перераспределения SiO_2 , а значительно позднее, когда глины были водоупором, и в их кровле происходило сбрасывание кремнезема, поступавшего сверху вместе с растворами, эпизодически обогащавшимися органическим веществом. Появление корочек фосфатов в теле рифа также определяется биогенными факторами. В целом процессы инфильтрационного перераспределения вещества могли протекать как в первые моменты достижения рифовой грядой зрелого этапа развития, когда ее верхушечная часть впервые выступила из-под воды на дневную поверхность, так и значительно позднее. Периодические колебания уровня стояния подземных пресных (или соленых морских) вод, как основная предпосылка проявления инфильтрационной миграции в пористых породах, теоретически тем вероятнее для крупных рифовых построек, так как они оказались зафиксированными даже в относительно маломощных ракушечных горизонтах Северного Причерноморья (Петрунь, 1963). Наконец, этот процесс мог протекать даже в антропогене: перетолжение кремнезема поверхностными водами, циркулировавшими в вюрмскую эпоху в толще торгонских биогермов Среднего Припутья, доказано нами, например, для пещерной палеолитической стоянки Старые Дуруиторы, изучавшейся летом 1965 г.

Только с позиций инфильтрационного минералообразования могут быть поняты те необычные по составу «оолиты», которые, по М. Г. Барковской, состоят из радиально-лучистого карбоната, окруженного «вулканическим стеклом в виде каемки» (стр. 96), если, конечно, помнить, что опалолиты «силлов» также рассматривались этой исследовательницей в качестве «стекла».

Невозможно принять предложение М. Г. Барковской, рассматривать увеличение зернистости карбонатных пород или появление красноцветов в неогеновом разрезе Тарханкута в качестве доказательства «температурного воздействия» на породы вулканогенного метаморфизма (стр. 92—93). Разделяя подобную точку зрения, придется считать, что неогеновые известняки всего юга УССР претерпели аналогичный, а в зонах поверхностного дренирования еще более значительный «термометаморфизм», поскольку выделяемые М. Г. Барковской признаки пользуются региональным развитием (Петрунь, Белокрыс, 1962). При этом подобное температурное воздействие проявляется почему-то в карбонатных породах верхней части разреза (понт), но почти не затрагивает залегающие ниже мезотические и сарматские известняки и доломиты.

Удивляют соображения о вулканогенной природе «рудных горизонтов» в понтических известняках Днестровского лимана, которые М. Г. Барковская считает рифовыми. В действительности маломощная плита перекристаллизованных ракушечников в районе с. Роксоляны никаких признаков гипотетического гидротермально-вулканогенного метасоматоза не несет (Петрунь, 1966₂). И если протоолиты этих пород обнаруживают повышенные концентрации некоторых аксессуарных минералов, то следует иметь в виду, что они служили плотиком для разновозрастных кластогенных отложений, кончая древнеднестровским аллювием. Помимо простого механического замыва в них циркона, ильменита и других минералов, облегчаемого грубой пористостью ракушечников, здесь отчасти имело место также инфильтрационное замещение.

М. Г. Барковская права, подчеркивая необходимость микроскопического изучения кремней Крыма и примыкающих районов, что одним из нас (В. Петрунь) отчасти уже осуществлено в археолого-петрографическом плане (Кожин, 1967, стр. 290). Однако предвзятое стремление рассматривать неогеновые кремни Крыма в качестве вулканогенных образований явно ошибочно. Кстати, кроме казантипских силлицилитов в неогеновом разрезе полуострова встречаются также нормальные диагенетические кремни, а обнажения ракушечно-оолитовых известняков Тарханкута и северных предгорий (от устья р. Качи на западе до г. Белогорская на востоке) нередко избобилуют переотложенной галькой верхнемеловых кремней.

Не исключая возможности проявления молодого вулканизма в Крыму или сопредельных с ним районах, ныне покрытых водами Черного моря, авторы считают отдельные положения статьи М. Г. Барковской недостаточно обоснованными, а то и вовсе ошибочными.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбов С. В. К вопросу о молодом третично-четвертичном вулканизме в Крыму.— Изв. Крымск. отд. Геогр. о-ва СССР, отд. оттиск., Симферополь, 1959.
- Барковская М. Г. Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков в побережий, сложенных рифогенным неогеном.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4.
- Кожин П. М. Сессия отделения истории и пленум Института археологии АН СССР.— Сов. археология, 1967, № 2.
- Лапин В. В. Петрография металлургических и топливных шлаков.— Тр. ИГЕМ, М., 1956, вып. 2.
- Петрунь В. Ф. Косая слоистость и ископаемый уровень стояния подземных вод в плиоценовом известняке юга Украины.— Сб. научн. трудов, Криворожский горнорудн. ин-т, 1963, вып. 21.
- Петрунь В. Ф. О вулканических породах из эмпория борисфенитов на о. Березани.— Сов. археология, 1964, № 3.

- Петрунь В. Ф. О минералого-петрографических исследованиях в археологии.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1966, ч. 95, вып. 5.
- Петрунь В. Ф. К петрографической характеристике камня.— Материалы по археологии Северного Причерноморья, 1966, вып. 5.
- Петрунь В. Ф. К методике изучения петрографии строительного камня античных городов Северного Причерноморья.— Краткие сообщ. ин-та археологии АН СССР, 1967, вып. 109.
- Петрунь В. Ф., Белокрыс Л. С. Перекристаллизация поитических известняков Южной Украины.— Сб. научн. трудов, Криворожский горнорудн. ин-т, 1962, вып. 13.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.

Криворожский горнорудный институт

Дата поступления
12.XI.1968

УДК 551.21.782.262.5

К ПРОБЛЕМЕ НЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА В КРЫМУ И СЕВЕРНОМ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ

(ответ на критические замечания В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса по поводу статьи М. Г. Барковской «Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном»)

М. Г. БАРКОВСКАЯ

Как всякая проблемная статья, моя работа могла встретить и единомышленников и критику исследователей, придерживающихся противоположных взглядов. Статья казалась мне уязвимой и по другим причинам: в ней рассматриваются сложные, необычные, очень трудноулавливаемые, замаскированные последующими процессами проявления молодого подводного вулканизма; детально собранный по рассматриваемой проблеме экспедиционный материал не мог быть достаточно убедительным без всесторонней лабораторной обработки, провести которую не было возможности.

Однако критика В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса удивляет не только тем, что в ней нет нового фактического материала и своих взглядов на рассматриваемую проблему, но и рядом особенностей, которые крайне затрудняют ответ.

Особенности критических замечаний В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса. 1. Авторы представляют читателю не текст моей статьи (Барковская, 1967), а свой, искаженный в том аспекте, какой им удобнее для критики. Совершенно различные по своему смыслу высказанные мною положения бывают так соединены В. Ф. Петрунем и Л. С. Белокрысом, что трудно разобраться даже автору. Такой вольный монтаж чужого текста вводит читателя в заблуждение и вряд ли допустим.

2. Значительная часть критических замечаний вообще не имеет отношения к моей статье¹; критикуются выводы, которых в ней нет.

3. В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс критикуют даже отдельные наименования, употребленные мною предположительно (в скобках и под вопросом), попутно с основным определением, причем используют их для утверждения положений, которые вовсе не высказывались мной. Так, в единственном месте моей статьи (стр. 93) в скобках и под вопросом межпластовые образования названы силлами. В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс «силлы» уже без основного определения, без скобок и вопросов «склоняют» на двух страницах своего текста (стр. 130—131), и в результате читателю преподносится, что за силлы я принимаю субвертикальные трещины и трещинки, выполненные эпигенетическим опалом.

4. В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс часто для своих доказательств сравнивают мой и свой материал (включая анализы и фотографии) как адекватные, на самом деле не имеющие ничего общего. Так, нами приведены описания и анализы для однотипных, очень твердых, стекловатых пород неизвестного, возможно искусственного происхождения, образующих глыбы (до 2 м в поперечнике), валуны и гальку (Барковская, 1967, стр. 86). Авторы критической статьи (стр. 127) рассматривают мелкие куски настоящих корабельных топливных шлаков, не имеющих ничего общего с отмеченными нами породами ни по внешнему облику, ни по удельному весу, ни по составу и структурам, и утверждают, что они идентичны с ними и, таким образом, описанные нами глыбы, валуны и т. п. представляют собой шлаки, которые «сбрасывались здесь в дореволюционное время из судовых коцегарок при «чистке топков» в море». Нами описаны оолиты из гнезд пепла в сотообразных ячейках окрестностей с. Семеновского, а В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс приводят данные для обычных оолитовых известняков; у нас даются определения для стекловатых пород из прослоев, находящихся среди килообразных глин, цеолитизированного и пеплового материала из переслаива-

¹ Примеры приведены ниже в разделе «Ответ на критические замечания В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса».

ния с диатомовыми глинами (Барковская, 1967, стр. 93—94), а авторы критической статьи приводят описание, анализы и определения для образований из рифового массива (стр. 130—131), которые в ряде случаев могут иметь уже вторичное эпигенетическое происхождение.

Мы рассматриваем *однотипные, характерные темные включения явно не терригенно-обломочного происхождения из органических известняков определенных стратиграфических горизонтов, в нерастворимых остатках которых содержится пирокластика* (Барковская, 1967, стр. 90—91), а авторы критической статьи в опровержение приводят многочисленные примеры темной гальки из известняковых конгломератов, детритусовых, оолитовых, спирорбиновых, феоладовых и других известняков, широкого возрастного диапазона (от чокрака до меописа) и чуть ли не для всей территории Украины. В каждой из этих различных пород и в каждом районе природа темных включений, естественно, может иметь разное объяснение.

Итак, непонятно, какое отношение эти данные имеют к выводам моей статьи, о какой *сравнимости* и каких опровержениях может идти речь. Вместе с тем читатель, мало знакомый с геологией рассматриваемых районов, легко может быть введен в заблуждение.

5. В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс применяют ничем не обоснованные «допущения». Например, что мы не знакомы с каменным материалом поселений античного времени и поэтому гальку из пород, вымытых из культурных слоев, принимаем за вулканиты неогена. В моей же статье ясно указывается, что «было обращено внимание на археологические раскопки Крыма и северного Причерноморья (на шлаки керамического, стекольного и литейного производства, мозаику, зернотерки, на ввезенный строительный материал и балласт)» (Барковская, 1967, стр. 87). Мы обследовали каменный материал раскопок и культурных слоев, вскрытых береговыми обрывами. Археологи ознакомили нас с коллекциями камня, различных шлаков и отходов производства, хранящихся в музеях и кладовых Херсонеса, Ольвии и Керчи. Ряд образцов нам был любезно передан для изучения в шлифах. Нас также ознакомили с эталонными коллекциями В. Ф. Петруни и их описаниями.

Таким образом, гальки из зернотерок и разнообразных эффузивных (не только андезитового и базальтового состава), интрузивных, осадочных и метаморфических пород ввозного камня античных поселений нам были хорошо известны²; в своей статье мы о них не упоминали и, тем более, не приписывали им неогеновый возраст. Поэтому в статье мы не приводим их описания, тем более детального, с замерами показателей преломления стекол и т. п. Никакого сходства с рассматриваемыми гальками вулканитов, образованными из темных включений в известняках, и обломочным материалом пород неизвестного происхождения³ они не имеют при рассмотрении их микроскопически и в шлифах.

Заключения археологов, что обнаруженные нами породы неизвестного происхождения не имеют отношения к археологическим раскопкам (Барковская, 1967, стр. 87), авторам представляются необоснованными, так как они опять же делают необоснованное, но категорическое «допущение»: «Если бы М. Г. Барковская предложила археологам для сравнения сколько-нибудь значительные серии галек эффузивов, типа ее обр. № 4 (стр. 87), их заключение не было бы столь категорически отрицательным» (В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс, стр. 127). В действительности археологи (А. Н. Щеглов, О. Д. Дашевская, А. Н. Карасев, В. В. Лапин и др.) просмотрели большое количество образцов (не только маринских окрестностей, но и всего рассматриваемого побережья), источники которых для нас были неизвестны или вызвали сомнения. А. Н. Щеглов не только просмотрел собранные нами коллекции, но и любезно осмотрел «подозрительные» валуны и гальку в приурезовой полосе, прилегающей к территории раскопок г. Херсонеса, а позднее — глыбы, валуны и гальку в приурезовой полосе между Тарханкутским огнем и сел. Окуневка (район детальных археологических исследований А. Н. Щеглова) и пришел к заключению, что эти породы и породы культурных слоев античных поселений различны.

Аналогичными допущениями изобилует вся критика. Поэтому, в связи с указанными ее особенностями, считаю необходимым напомнить главные выводы, опубликованные в моей работе (1967).

² Чужеродный обломочный материал (валуны, гальки и даже песчинки эффузивных, интрузивных и осадочных пород) из культурных слоев древних поселений нам был известен (задолго до работ В. Ф. Петруни и предлагаемого им галечного метода) и использован при составлении схем и текста по перемещению обломочного материала вдоль советских берегов Черного моря (доклад М. Г. Барковской на совещании Океанографической комиссии, 1949 г.). Однако для проблемы неогенового вулканизма этот чужеродный материал не представлял интереса и в моей статье (1967) не рассматривался.

³ Породы неизвестного происхождения по своему составу и структуре ближе к искусственным образованиям нашего времени (не античного периода), но, как указывалось в моей статье, они не похожи на шлаки ближайших стекольных и металлургических заводов и заброшенных печей и ям обжига, имеющихся на рассматриваемом побережье (в частности, в окрестностях с. Окуневка-Морское). Отходы заброшенных печей в виде гальки и валунов наблюдались нами в приурезовой полосе и хорошо прослеживались до своих источников.

- Петрунь В. Ф. О минералого-петрографических исследованиях в археологии.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1966, ч. 95, вып. 5.
- Петрунь В. Ф. К петрографической характеристике камня.— Материалы по археологии Северного Причерноморья, 1966, вып. 5.
- Петрунь В. Ф. К методике изучения петрографии строительного камня античных городов Северного Причерноморья.— Краткие сообщ. ин-та археологии АН СССР, 1967, вып. 109.
- Петрунь В. Ф., Белокрыс Л. С. Перекристаллизация понтических известняков Южной Украины.— Сб. научн. трудов, Криворожский горнорудн. ин-т, 1962, вып. 13.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.

Криворожский горнорудный институт

Дата поступления
12.XI.1968

УДК 551.21.782.262.5

К ПРОБЛЕМЕ НЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА В КРЫМУ И СЕВЕРНОМ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ

(ответ на критические замечания В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса по поводу статьи М. Г. Барковской «Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережья, сложенных рифогенным неогеном»)

М. Г. БАРКОВСКАЯ

Как всякая проблемная статья, моя работа могла встретить и единомышленников и критику исследователей, придерживающихся противоположных взглядов. Статья казалась мне уязвимой и по другим причинам: в ней рассматриваются сложные, необычные, очень трудноулавливаемые, замаскированные последующими процессами проявления молодого подводного вулканизма; детально собранный по рассматриваемой проблеме экспедиционный материал не мог быть достаточно убедительным без всесторонней лабораторной обработки, провести которую не было возможности.

Однако критика В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса удивляет не только тем, что в ней нет нового фактического материала и своих взглядов на рассматриваемую проблему, но и рядом особенностей, которые крайне затрудняют ответ.

Особенности критических замечаний В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса. 1. Авторы представляют читателю не текст моей статьи (Барковская, 1967), а свой, искаженный в том аспекте, какой им удобнее для критики. Совершенно различные по своему смыслу высказанные мною положения бывают так соединены В. Ф. Петрунем и Л. С. Белокрысом, что трудно разобраться даже автору. Такой вольный монтаж чужого текста вводит читателя в заблуждение и вряд ли допустим.

2. Значительная часть критических замечаний вообще не имеет отношения в моей статье¹; критикуются выводы, которых в ней нет.

3. В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс критикуют даже отдельные наименования, употребленные мною предположительно (в скобках и под вопросом), попутно с основным определением, причем используют их для утверждения положений, которые вовсе не высказывались мной. Так, в единственном месте моей статьи (стр. 93) в скобках и под вопросом межпластовые образования названы силлами. В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс «силлы» уже без основного определения, без скобок и вопросов «склоняют» на двух страницах своего текста (стр. 130—131), и в результате читателю преподносится, что за силлы я принимаю субвертикальные трещины и трещинки, выполненные эпигенетическим опалом.

4. В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс часто для своих доказательств сравнивают мой и свой материал (включая анализы и фотографии) как адекватные, на самом деле не имеющие ничего общего. Так, нами приведены описания и анализы для однотипных, очень твердых, стекловатых пород неизвестного, возможно искусственного происхождения, образующих глыбы (до 2 м в поперечнике), валуны и гальку (Барковская, 1967, стр. 86). Авторы критической статьи (стр. 127) рассматривают мелкие куски настоящих корабельных топливных шлаков, не имеющих ничего общего с отмеченными нами породами ни по внешнему облику, ни по удельному весу, ни по составу и структурам, и утверждают, что они идентичны с ними и, таким образом, описанные нами глыбы, валуны и т. п. представляют собой шлаки, которые «сбрасывались здесь в дореволюционное время из судовых коचेгарок при «чистке топок» в море». Нами описаны оолиты из гнезд пепла в согообразных ячеях окрестностей с. Семеновского, а В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс приводят данные для обычных оолитовых известняков; у нас даются определения для стекловатых пород из прослоев, находящихся среди килообразных глин, цеолитизированного и пеплового материала из переслаива-

¹ Примеры приведены ниже в разделе «Ответ на критические замечания В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса».

ния с диатомовыми глинами (Барковская, 1967, стр. 93—94), а авторы критической статьи приводят описание, анализы и определения для образований из рифового массива (стр. 130—131), которые в ряде случаев могут иметь уже вторичное эпигенетическое происхождение.

Мы рассматриваем *однотипные, характерные темные включения явно не терригенно-обломочного происхождения из органогенных известняков определенных стратиграфических горизонтов, в нерастворимых остатках которых содержится пирокластическая* (Барковская, 1967, стр. 90—91), а авторы критической статьи в опровержение приводят многочисленные примеры темной гальки из известняковых конгломератов, детритусовых, оолитовых, спирорбисовых, феоладовых и других известняков, широкого возрастного диапозона (от чокрака до мейотиса) и чуть ли не для всей территории Украины. В каждой из этих различных пород и в каждом районе природа темных включений, естественно, может иметь разное объяснение.

Итак, непонятно, какое отношение эти данные имеют к выводам моей статьи, о какой *сравнимости* и каких опровержениях может идти речь. Вместе с тем читатель, мало знакомый с геологией рассматриваемых районов, легко может быть введен в заблуждение.

5. В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс применяют ничем не обоснованные «допущения». Например, что мы не знакомы с каменным материалом поселений античного времени и поэтому гальку из пород, вымытых из культурных слоев, принимаем за вулканисты неогена. В моей же статье ясно указывается, что «было обращено внимание на археологические раскопки Крыма и северного Причерноморья (на шлаки керамического, стекольного и литейного производства, мозаику, зернотерки, на ввезенный строительный материал и балласт)» (Барковская, 1967, стр. 87). Мы обследовали каменный материал раскопок и культурных слоев, вскрытых береговыми обрывами. Археологи ознакомили нас с коллекциями камня, различных шлаков и отходов производства, хранящихся в музеях и кладовых Херсонеса, Ольвии и Керчи. Ряд образцов нам был любезно передан для изучения в шлифах. Нас также ознакомили с эталонными коллекциями В. Ф. Петруни и их описаниями.

Таким образом, гальки из зернотерок и разнообразных эффузивных (не только андезитового и базальтового состава), интрузивных, осадочных и метаморфических пород ввозного камня античных поселений нам были хорошо известны²; в своей статье мы о них не упоминали и, тем более, не приписывали им неогеновый возраст. Поэтому в статье мы не приводим их описания, тем более детального, с замерами показателей преломления стекол и т. п. Никакого сходства с рассматриваемыми гальками вулканистов, образованными из темных включений в известняках, и обломочным материалом пород неизвестного происхождения³ они не имеют при рассмотрении их макроскопически и в шлифах.

Заключения археологов, что обнаруженные нами породы неизвестного происхождения не имеют отношения к археологическим раскопкам (Барковская, 1967, стр. 87), авторам представляются необоснованными, так как они опять делают необоснованное, но категорическое «допущение»: «Если бы М. Г. Барковская предложила археологам для сравнения сколько-нибудь значительные серии галек эффузивов, типа ее обр. № 4 (стр. 87), их заключение не было бы столь категорически отрицательным» (В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс, стр. 127). В действительности археологи (А. Н. Щеглов, О. Д. Дашевская, А. Н. Карасев, В. В. Лапин и др.) просмотрели большое количество образцов (не только марьинских окрестностей, но и всего рассматриваемого побережья), источники которых для нас были неизвестны или вызвали сомнения. А. Н. Щеглов не только просмотрел собранные нами коллекции, но и любезно осмотрел «подозрительные» валуны и гальку в приурезовой полосе, прилегающей к территории раскопок г. Херсонеса, а позднее — глыбы, валуны и гальку в приурезовой полосе между Тарханкутским огнем и сел. Окуневка (район детальных археологических исследований А. Н. Щеглова) и пришел к заключению, что эти породы и породы культурных слоев античных поселений различны.

Аналогичными допущениями изобилует вся критика. Поэтому, в связи с указанными ее особенностями, считаю необходимым напомнить главные выводы, опубликованные в моей работе (1967).

² Чужеродный обломочный материал (валуны, гальки и даже песчинки эффузивных, интрузивных и осадочных пород) из культурных слоев древних поселений нам был известен (задолго до работ В. Ф. Петруни и предлагаемого им галечного метода) и использован при составлении схем и текста по перемещению обломочного материала вдоль советских берегов Черного моря (доклад М. Г. Барковской на совещании Океанографической комиссии, 1949 г.). Однако для проблемы неогенового вулканизма этот чужеродный материал не представлял интереса и в моей статье (1967) не рассматривался.

³ Породы неизвестного происхождения по своему составу и структуре ближе к искусственным образованиям нашего времени (не античного периода), но, как указывалось в моей статье, они не похожи на шлаки ближайших стекольных и металлургических заводов и заброшенных печей и ям обжига, имеющихся на рассматриваемом побережье (в частности, в окрестностях с. Окуневка-Морское). Отходы заброшенных печей в виде гальки и валунов наблюдались нами в приурезовой полосе и хорошо прослеживались до своих источников.

Основные положения статьи М. Г. Барковской (1967). Главные данные, на основании которых я считала возможным высказать свои предположения в отношении неогенового вулканизма в Крыму, заключаются в следующем.

Во многих районах северного, западного и южного побережья п-ова Казантип и в некоторых участках южнее и севернее его, в чешуях, прилегающих к рифовым (мембранипорovým) верхнесарматским⁴ известнякам, нами впервые были обнаружены прослои (до 10—25 см) черных, коричневых, зеленовато-серых и серых стекловатых пород, напоминающих обсидианы. Черные разновидности их, то сплошные, то имеющие желвакообразное строение, приурочены в основном к самой нижней части чешуй и окружены белыми, очень легкими при высыхании, хорошо адсорбирующими влагу киллообразными глинами, пепловым и цеолитизированным материалом. Остальные разновидности серых, зеленоватых и коричневых⁵ оттенков наблюдаются немного выше в виде прослоев (не желваков), чередующихся с белыми пеплами и диатомовыми глинами. Чешуи, по-видимому, представляют собой одновозрастные образования. Внешний вид слагающих их пород повсюду одинаков и имеет тот же состав. В основании этих чешуй и на боковых контактах с ними, там, где присутствуют прослои стекловатых пород, в контактирующих рифогенных известняках, наблюдается полное или частичное выцветание пустот стекловатыми породами, по составу и внешнему облику идентичными породам прослоев, и имеется интенсивная цеолитизация. Изучение стекловатых пород в шлифах подтвердило, что они представляют собой стекла кислого состава (Барковская, 1967, стр. 93—94)⁶.

В перечисленных районах Керченского полуострова нами впервые установлена широкая цеолитизация рифогенных известняков не только в береговых обрывах, но и в карьерах (между селениями Красный Кут и Семеновское и южнее сел. Заводское) (Барковская, 1967, стр. 94). В меньших масштабах цеолитизация наблюдалась и на Герacleйском полуострове.

Впервые нами было обнаружено широкое⁷ распространение пеплового материала на Керченском полуострове. На Казантипском полуострове он образует прослои в описанных выше чешуях и в значительных количествах присутствует в диатомовых глинах. Наблюдались прослои, а также гнезда пепла, в ряде участков Акташского гребня и дальше к югу до Ак-Моная, на Парпачском гребне, в окрестностях Кыз-аула, как в виде прослоев среди диатомовых глин, так и в виде гнезд в рифогенных известняках и ячеях оолитовых известняков (Барковская, 1967, стр. 95, 96).

Пепловый материал отмечался нами впервые также на Герacleйском и Тарханкутском полуостровах, главным образом в темных включениях в известняках неогена, но иногда и в виде гнезд. Нами впервые была выявлена широкая фосфатизация известняков неогена, особенно, рифогеновых.

В нерастворимых остатках темных включений из известняков были обнаружены пироксены, базальтическая роговая обманка и оливин характерного вулканического облика. Наблюдался своеобразный комплекс рудных накоплений (пирит, халькопирит, магнетит, в единичных знаках самородное железо, серебро, медь, свинец, цинк, золото, антимонит, киноварь, аурипигмент). Повсюду присутствовал барит.

В современных осадках шельфа, прилегающего к полосе обрывов рассматриваемых рифогенных известняков неогена, эти трудноуловимые рассеянные в известняках минералы, вследствие непрерывного шлихования морскими волнениями, наблюдались в больших концентрациях, а в приурезовой полосе нередко в виде естественных шлихов. Характерно, что вдоль рифогенов неогена Крыма оливин встречается не реже, чем в осадках шельфа юго-восточной части Кавказа, где реки выносят очень большое количество гальки молодых свежих эффузивных пород (Барковская, 1967, стр. 90, 91, 98).

Совокупность этих наблюдений, в основном минералого-петрографического характера, а также хорошо сочетающиеся с нашими данными соображения геохимического

⁴ Возраст рифовых (мембранипорových) известняков различные исследователи определяют по-разному. В нашей статье определения приняты по Н. И. Андрусову.

⁵ Прослой коричневой стекловатой породы на участке к югу от с. Заводское (в старых выработках) наблюдался и в более молодых отложениях неогена.

⁶ Г. С. Заридзе, заинтересовавшись нашими материалами, предложил оставить ему образцы стекловатых пород (отличающихся по окраске и форме залегания). В 1968 г. Г. С. Заридзе любезно нам передал определения этих пород, подтвердившие наши опубликованные данные. Цитирую: «Породы представляют собой вулканическое стекло. Белые полосы, в отличие от темных, частично девитрофицированы и превращены в микрофельзитовую массу, состоящую из кварца, кальцита, доломита и адногностического минерала, который рентгеноструктурным анализом относится к цеолиту под вопросительным знаком (см. приложенный анализ). Слабая начальная девитрификация наблюдается в темных полосах породы. Состав стекла по показателю преломления ($N = 1,480 \pm 0,003$) определяется как липаритовый. Проф. Г. Заридзе, 25 июня 1968 г.»

Образцы и шлифы этих пород в конце 1967 г. просмотрели вулканологи Геологического института АрмССР С. Г. Карапетян и К. К. Карапетян и дали те же заключения о принадлежности этих пород к обсидианам.

⁷ На Керченском полуострове небольшое гнездо пепла было обнаружено ранее Н. И. Андрусовым (1963) в районе с. Кыз-аула.

и геотермического порядка, ранее высказанные С. В. Альбовым (1958), как нам казалось, позволяли не только ограничиться описанием нового фактического материала, но и изложить также некоторые свои соображения в отношении проблемы молодого вулканизма в Крыму к его *предполагаемых* особенностей, а также путей дальнейшего изучения, которое бы позволило в будущем выяснить сложные, непонятные, предположительные сейчас явления и факты, вскрыть их истинную природу.

Ответ на критические замечания В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса. Считаю целесообразным сначала остановиться на разборе критики основных положений моей статьи. После этого отвечу на критические замечания по поводу тех данных, которые В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс, по неясным для нас причинам, рассматривают, как, якобы, мои «основные доказательства».

Авторы критической статьи считают, что обнаруженные нами в неогене Казантипского полуострова прослой стекловатых пород не имеют вулканогенного происхождения, а представляют собой эпигенетические инфильтрационные образования. Однако по непонятной причине они не рассматривают основные прослои этих стекловатых пород, хорошо выдерживающиеся в *чешуях* между рифовыми массивами (Барковская, 1967, стр. 93—95). Эти прослои имеют не под собой, а над собой, не только пакки диатомовых глин, но и обычных терригенных, более молодых глин, являющихся надежным водупором. Против эпигенетического инфильтрационного происхождения могут быть приведены их стратиграфическое местоположение, выдержанность, однородность их внешнего вида и состава, довольно значительные мощности.

В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс детально разбирают частный случай — *образование желваков в теле мшанкового рифа — на примере одного небольшого участка* (стр. 131). Изображаемая картина может быть и правдоподобна, если рассматривать ее оторванно от всего остального фактического материала; если же проанализировать все совокупности с остальными данными, то окажется, что на контактах с чешуями, содержащими прослой стекловатых пород, инфильтрации в теле рифового массива являются, вероятнее, не эпигенетическими, а одновременными с образованием основных прослоев. Что касается дальнейшего, более позднего продолжающегося и в настоящее время перетолжения как кремнезема, так и других характерных для рассматриваемых отложений компонентов (Р, Мп, Fe, Ti и др.), по кавернам, порам и трещинам рифогенных известняков, то это очевидно для всех и не может быть противопоставлено нашим данным другого порядка. Безусловно, трещинки, выполненные перетолженным кремнеземом, мы и не думали принимать за силлы, как это приписывают нам авторы критической статьи. В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс, разбирая подробно (стр. 130—131) образование кремнистых желваков, не указывают источников кремнезема, которые должны были быть весьма значительными для рассматриваемых нами образований. Широкою региональную цеолитизацию, впервые обнаруженную нами на Казантипском полуострове и в ряде районов Гераклейского полуострова, они сводят к эпигенетическим превращениям халцедоноопаловых корок в цеолитовые. На выявленное нами широкое распространение цеолитов в слоях, прилегающих к прослоям стекловатых пород и пеплов в чешуях диатомовых глин, авторы критической статьи не обращают внимания.

В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса не удовлетворяет наша неточная терминология в разделе, относящемся к стекловатым породам. Это, действительно, имеется и не случайно. Вулканические стекла, связанные с подводным вулканизмом, еще очень мало изучены, и нет их классификации. Кроме того, в моей статье описываются трудноопределимые, необычные породы. Это или *очень измененные* вторичными процессами кремнистые (или первоначально стекловатые?) породы из прослоев и желваков неогена Тарханкутского полуострова (стр. 92), генезис которых и наименование в настоящее время трудно установить, либо не совсем обычные стекловатые породы Керченского полуострова (стр. 93, 94). Однако и здесь мой *раздельный текст* указанных выше страниц по Тарханкутскому и Казантипскому полуостровам критики представили в объединенно-спутанном, утрированном виде (В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс, стр. 130). Что же касается моего краткого упоминания о том, что некоторые кремни (с $N=1,570-1,60$) Тарханкутского полуострова напоминают обсидиан, то непонятно, как можно критиковать «напоминают» и указывать на ошибочность употребления термина «обсидиан» вместо «тахилит» (В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс, стр. 130). Кстати, я не считаю его ошибочным, так как под обсидианами, по Г. Робенбушу (1934) и В. И. Луцкиному (1949), я понимаю вулканические стекла самого различного состава.

Пепловый материал, обнаруженный нами впервые в известняках неогена Крыма и в основном приуроченный к горизонтам известняков с темными включениями и к самим включениям, В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс считают в количественном отношении совершенно незначительным и связывают с вулканами Карпат. Цитирую: «Пирокластический материал во многих известняковых прослоях неогенового разреза степного Крыма, а также части темных галек содержится в ничтожном количестве. Имея в виду известный разнос пепловых частиц золотым путем на сотни и тысячи километров от места вулканических извержений, в высшей степени неубедительно использование его для доказательства местного вулканизма...» (В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс, стр. 129). Здесь же авторы критической статьи указывают на постепенность убывания пирокластического материала от вулканов Карпат к Крыму.

Эти утверждения не представляются убедительными по следующим причинам. Пеплового материала в неогеновых отложениях Крыма не так уж мало. На Керченском

полуострове наблюдаются не только рассеянные в известняках пепловые частицы. Довольно значительные прослои и гнезда пепла встречаются в диатомовых глинах, особенно на участках, где имеются стекловатые породы; в заметных количествах он присутствует в самих диатомовых глинах.

Никакого последовательного убывания количества пирокластического материала от предполагаемых вулканов в сторону Крыма не наблюдается. Большие количества его прослеживаются в районах, непосредственно прилегающих к вулканам Карпат, что совершенно естественно, но дальше, в районах, прилегающих к Крыму, на больших пространствах породы неогена имеют значительно более низкие содержания пеплового материала, чем в Крыму. Обломки вулканических стекол и эффузивных пород, обнаруженные впервые нами в темных включениях из известняков неогена, по своим размерам значительно превышают возможности переноса на тысячи километров. То же подтверждается высокими содержаниями в пеплах вулканогенных (не терригенно-обломочных) тяжелых минералов, концентрирующихся обычно недалеко от вулканических очагов.

Перехожу к критическим замечаниям В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса, лишь частично относящимся к моим выводам или касающимся меня только потому, что критические авторами выводы почему-то приписываются мне.

Критики утверждают, что «Важнейшим доводом в пользу неогенового вулканизма на территории степного Крыма М. Г. Барковская считает присутствие на пляжах этой части полуострова галек безусловных эффузивов, глыб зеленых стекловатых образований и шлаковидных включений в карбонатных породах неогена. М. Г. Барковская считает, что эти породы образовались в сармате-меотисе и объединены общностью вулканогенно-пирокластического генезиса. Она предполагает, что где-то поблизости (возможно, под водой) находятся и коренные, теперь размываемые, отложения неогена, содержащие подобный материал».

Здесь авторы критической статьи соединили воедино совершенно различные данные из разных глав моей статьи. Дальше (стр. 126—127) эти обобщения (отнюдь не мои) критикуются, и одновременно рекламируются работы В. Ф. Петруня по «экзотическому камню».

На гальке «безусловных эффузивов» из культурных словес античного времени нет необходимости останавливаться, так как выше мы касались этого вопроса. Отметим только, что в выводах, изложенных в нашей статье, породы этой гальки не использовались и им не приписывался неогенный возраст. То же относится и к «глыбам зеленых, стекловатых образований». Для последних нами только дается описание и указывается, что наибольшее сходство они имеют с искусственными образованиями, но источники их пока не определены. Выводов о том, что где-то поблизости (под водой) находятся и коренные, теперь размываемые отложения, содержащие *подобный материал*, в статье нет. Высказанное мною предположение относится к эффузивам типа стекловатых цеолитизированных пород. Цитирую: «Возможно, что стекловатые, цеолитизированные породы являлись обсидианами. В свете рассмотренных данных, дающих основание учитывать влияние подводного вулканизма на формирование отложений неогена, допустимо предположить, что проявления подводного вулканизма в неогене, в рассматриваемых районах, не ограничивались гидротермальной деятельностью и эксплозиями. В ряде случаев, возможно, имело место излияние лав, скрытых в настоящее время под более молодыми отложениями и лишь в некоторых участках размываемых в прибрежной части моря (?)» (Барковская, 1967, стр. 100).

Из всего *объединенного критиками комплекса* в выводах моей статьи используются только темные включения из определенных горизонтов известняков неогена и упоминается темная галька эффузивных пород (типа вулканического стекла, туфолов, игнимбритов...), идентичная некоторым включениям из известняков. Темным включениям определенного типа я, действительно, приписываю неогеновый возраст. Они содержат вулканогенный материал (Барковская, 1967, стр. 90, 91, 92). Предположительный процесс их образования, захоронения и изменения изложен мною на стр. 97, 98. Разрушение и размыв рассматриваемых пород происходит не только на берегах, но и на малых глубинах шельфа, где обнаружены их коренные выходы, и приводит к обогащению современных донных осадков этих районов вулканогенными компонентами.

Авторы критической статьи доказывают, что разбираемые нами темные включения образовались «за счет размывов темноокрашенных пород при многократных обмелениях и перемещениях береговой линии» и резюмируют, что «таким образом, рассматриваемые темные включения описываемого типа в неогеновых карбонатных породах Крыма и Северного Причерноморья, являющиеся обычными гальками изначально темноокрашенных карбонатных пород, никакого отношения к гипотетическим вулканическим явлениям не имеют» (В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс, стр. 129).

В отношении «гипотетических вулканических явлений», почти не изученных в настоящее время, можно, конечно, придерживаться различного мнения. Что же касается рассматриваемых нами темных включений в органогенных известняках, то за галечный материал, да еще неоднократно подвергавшийся окатыванию, их принять никак нельзя даже по одному внешнему виду. Кроме того, где же эти действительно гипотетические слои темных известняков, за счет которых образовалась темная галька (наши включения), которые нигде в Крыму не были обнаружены и повсюду бесследно размывы?

Перейду к следующим замечаниям. «Невозможно согласиться с предложением Барковской рассматривать увеличение зернистости карбонатных пород или появление крас-

ноцветов в неогеновом разрезе Тарханкута в качестве доказательства «температурного воздействия» на карбонатные породы вулканогенного метаморфизма» (стр. 131).

Здесь авторы критики опять смешивают совершенно разный материал. Не имея возможности заниматься проблемой Terra Rossa, требующей специального детального изучения, мы, однако, считали нужным отметить, что, по нашим наблюдениям, красноцветный материал из определенных горизонтов известняков нередко заполняет внутренние полости карбонатных конкреционных образований и что в этом случае образование красноцветного материала связано в основном с процессами седиментации (Барковская, 1967, стр. 93). Вопросы температурного воздействия «вулканогенного метаморфизма» здесь не затрагиваются. О последних я кратко предположительно упоминаю на стр. 92 при описании определенных горизонтов известняков, контактирующих либо со слоями, содержащими многочисленные темные включения, либо с горизонтами значительной минерализации (оруденения, окремнения).

Авторы критической статьи пишут: «Удивляют соображения о вулканогенной природе «рудных горизонтов» в понтических известняках Днестровского лимана, которые М. Г. Барковская называет рифовыми» (стр. 131). Ракушечники понта я вообще не упоминаю и уже потому не называю их рифовыми. Мои описания относятся к нижним горизонтам оруденелых пластов кавернозных мшанковых известняков⁸. Для них я *весьма предположительно* отмечаю возможность влияния рудоносных гидротерм, связанных с крупными глубинными разломами.

В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс подвергают критике все наши положения, вместе с тем излагают наши опубликованные впервые (Барковская, 1967) совершенно новые фактические данные, имеющие существенное значение для характеристики отложений неогена Крыма и современных осадков шельфа приурезовой полосы вдоль рифогенов неогена (как то: наличие прослоев и желваков стекловатых пород, наличие окремненных прослоев и желваков кремнистых пород, значительное распространение пеплового материала, присутствие в известняках характерных темных включений, содержащих пирокластику, широкую цеолитизацию, фосфатизацию, окремнение известняков⁹, особенности петрографо-минералогического состава современных отложений шельфа и приурезовой полосы этих районов и др.) в такой форме, что они могут быть приняты за давно известные факты.

Крайне неожиданно заключение статьи В. Ф. Петруня и Л. С. Белокрыса, допускающее «возможность проявления молодого вулканизма в Крыму и сопредельных с ним районах, ныне покрытых водами Черного моря», так как оно ничем не обосновывается и противоречит положениям, которые авторы излагают в статье.

ЛИТЕРАТУРА

- А л ь б о в С. В. К вопросу о молодом (третично-четвертичном) вулканизме в Крыму.— Изв. Крымск. отд. Геогр. о-ва СССР, Симферополь, отд. вып., 1959.
А н д р у с о в Н. И. Избр. тр., т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Б а р к о в с к а я М. Г. Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4.
Л у ч и ц к и й В. И. Петрография. М.— Л., Гостеолиздат, 1949.
Р о з е н б у ш Г. Описательная петрография. Л.— М.— Грозный — Новосибирск, Горгео-нефтеиздат, 1934.

Институт океанологии
Москва

Дата поступления
6.II.1969.

⁸ В указанных мною районах наблюдается не одна маломощная плита перекристаллизованных известняков понта, как указывают В. Ф. Петрунь и Л. С. Белокрыс (стр. 131), а несколько, расположенных ниже горизонтов оруденелых перекристаллизованных известняков.

⁹ Для рассматриваемых отложений Крыма до наших работ отмечалось только растворение и переотложение углекислого кальция в пустых пространствах рифовых известняков.

ХРОНИКА

УДК 553.550.4.551.8(571)

**ПЯТОЕ СОВЕЩАНИЕ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ КОМИССИИ
ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОГГГ АН СССР**

С. А. КАШИК, Р. Г. МАТУХИН

Совещание проводилось в Иркутске с 26 по 28 мая 1969 г. Кроме членов Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам в работе его приняли участие представители Министерства геологии СССР, ГИН АН СССР, ИГиРГИ, ЛОПИ, ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, НИИГА, СНИИГГИМС, ВНИИгаз, ИГиГ СО АН СССР, ЗабНИИ, Института вулканологии СО АН СССР, ИЗК СО АН СССР, ИГ ЯФ АН СССР, ВСФ СО АН СССР, ВостСНИИГГИМС, Московского и Иркутского университетов, Красноярского, Северо-Восточного, Якутского, Дальневосточного, Бурятского и Иркутского территориальных геологических управлений, треста Красноярскнефтегазразведка, Восточно-Сибирского геологического управления по поискам нефти и газа.

Совещание открыл председатель Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам В. П. Казаринов; с вступительным словом к участникам обратился директор ИЗК СО АН СССР, член-кор. АН СССР М. М. Одинцов.

На совещании было заслушано и обсуждалось 45 докладов.

М. А. Толстихина (ВСЕГЕИ) сделала доклад «Литоология, палеогеография и осадочные полезные ископаемые венда Сибирской платформы». Приведенный ею материал показывает, что большую часть Сибирской платформы в эпоху венда занимали эпиконтинентальные морские бассейны, которые соединялись с геосинклинальными морями. Лишь отдельные части Алданской, Анабарской, Тунгусско-Котуйской антеклиз и некоторые другие поднятия выступали над уровнем моря в виде сравнительно небольших низких островов. Для юго-западной и западной частей платформы, прилегающих к эпигеосинклинальным горным сооружениям, а также для крайних ее южных районов характерно развитие трансгрессивных терригенных и карбонатно-терригенных формаций венда. Для центральных, менее подвижных районов платформы обычно присутствие сравнительно маломощных терригенно-карбонатных и карбонатных формаций. В крайней, восточной части платформы, граничащей с Юдомо-Майским мегасинклинальным прогибом, и севернее — в Ленском прогибе вновь существенное значение приобретают карбонатно-терригенные и терригенные формации венда.

В. И. Бгатов, Е. П. Марков, В. Г. Матухина и Г. Г. Ремпель (СНИИГГИМС) осветили палеогеографию северо-запада Сибирской платформы в ордовике и силуре. Авторы продемонстрировали 23 схемы, на которых показаны области размыва с предполагаемым составом слагающих их пород, области седиментации с типами формировавшихся осадков, площади развития фациальных зон и солевой режимных бассейнов. Схемы составлены для узких временных интервалов, характеризующих отдельные этапы развития регрессий и трансгрессий бассейнов осадконакопления, выявленные на основании детального анализа литолого-геохимических особенностей строения ордовикско-силурийской толщи и палеонтологических материалов. Трансгрессивные этапы развития установлены в начале устькутского, середине чуньского, начале криволуцкого, мангазейского и долборского веков в ландовери и начале вендожа.

С. Ф. Павлов (ИНЗ СО АН СССР) доложил о палеогеографии и структурном развитии Тунгусской синеклизы в позднем палеозое. В докладе подробно освещались детали палеогеографических обстановок каменноугольного и пермского периодов по эпохам в бассейнах седиментации и областях сноса. Доклад иллюстрировался палеогеографическими и палеотектоническими схемами.

В. П. Казаринов (СНИИГГИМС) сделал доклад «Проблемы континентальных перерывов и кор выветривания на Сибирской платформе». Изучение палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадков платформы и прилегающих к ней частей Западно-Сибирской плиты литолого-формационным методом позволило ему выделить ряд осадочных серий. Зоны сочленения этих серий соответствуют эпохам усиления (в отдельных районах разного) процессов химического выветривания на континентах. Такие зоны соответствуют повышению зрелости терригенной составляющей осадка, повышению роли карбоната кальция, накоплению кремнистых пород и т. д. Они отвечают трансгрессивным этапам развития регионов и особенно началу регрессий. Большое внимание докладчик уделил перспективам бокситоносности. Для анализа мезозойского и кайнозойского этапов развития платформы он предложил составлять карты: 1) поверхностей выравнивания, 2) кор выветривания, 3) состава пород субстрата, в котором необходимо выделять формации, благоприятные для образования латеритных бокситоносных кор выветривания.

Г. Х. Файнштейн (ВостСНИИГГИМС) рассмотрел основные черты осадочной минералогии и золотоносности обломочных толщ позднего докембрия и нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра. Автор указал четыре основных литологических признака, контролирующих накопление золота, охарактеризовал фациальные обстановки, с которыми связаны его наибольшие концентрации, отметил главные коренные источники золота и выделил три этапа при накоплении золотоносных осадков.

Г. М. Другов, С. М. Замараев, В. С. Исакова и В. А. Панаев (Иркутское территориальное геологическое управление, ИЗК СО АН СССР) представили доклад о седиментационной цикличности и перспективах калиеносности галогенной формации Ангаро-Ленского прогиба. На основании анализа цикличности венд-кембрийской галогенной толщи ими было установлено, что границы бассейна соленакопления внутри Ангаро-Ленского прогиба предопределены тектоническими факторами. Касаясь перспектив калиеносности, докладчики отметили приуроченность калиеносных горизонтов к верхним, наиболее соленасыщенным циклам галогенной формации.

В докладе Л. Ф. Наркелюна, П. М. Аносова, Ю. П. Безродных, В. С. Салихова и А. И. Трубачева (ЗабНИИ) рассмотрены типы меденосных отложений Сибирской платформы. При этом среди большой группы проявлений меди в песчаниках и сланцах Сибирской платформы по своему положению в седиментационных циклах выделяются два типа оруденения: медистых песчаников, залегающих в регрессивной части циклов и медистых сланцев — в трансгрессивной. Авторы полагают, что, поскольку большинство рудопроявлений имеет промышленные концентрации меди, постольку осадочный чехол платформы можно считать перспективным, что вызывает необходимость широкого проведения поисковых работ.

Ю. П. Казанский, Е. П. Акульшина, Г. Г. Гелецян, Ю. В. Давыдов, А. В. Ивановская и В. Н. Катаева (ИГиГ СО АН СССР) охарактеризовали некоторые особенности рифейского осадконакопления на западной и восточной окраинах Сибирской платформы. Авторы предполагают, что процессы выветривания на суше были достаточно интенсивными, обусловившими формирование в бассейне седиментации кварцевых песков, каолинитов и глин, содержащих свободный глинозем. На основании геохимических данных установлено, что соленость морских вод в рифее существенно не отличалась от современной, а в состав атмосферы входили CO_2 , N_2 и O_2 . Отмечена значительная роль вулканизма в формировании этих осадков.

Г. И. Леонтьев (Иркутское территориальное геологическое управление) охарактеризовал седиментационную ритмичность и ритмостратиграфию мамской кристаллической толщи. Для стратиграфических сопоставлений применялся метод графической коннексии, позволивший автору выявить крупные мезо- и мегаритмы и сопоставить их с подразделениями общепринятой стратиграфической шкалы для Мамского района.

Е. П. Акульшина, Ю. В. Давыдов, В. Д. Писарев, Г. М. Писарева (ИГиГ СО АН СССР) осветили литолого-геохимические особенности и условия формирования среднерифейской карбонатной толщи Майской впадины. На основании анализа генетических типов пород и геохимических характеристик их глинистой части делается вывод о цикличном развитии морского бассейна, его солености и интенсивности химического выветривания на континенте.

В. М. Евтушенко, А. Э. Конторович, Л. Д. Малюшко, В. Е. Савицкий и Б. Б. Шишкин (СНИИГГИМС) охарактеризовали основные черты геохимии и литологии отложений докембрийского типа кембрия Сибирской платформы. В ленском и амгинском (нижняя часть) ярусах в Оленекском и Юдомо-Майском районах, в верхах алданского яруса в Игарском районе и в нижней части ленского яруса в Синско-Ботомском районе они выделяли толщу глинисто-карбонатных, часто кремнистых пород с высоким содержанием органического вещества.

В докладе В. И. Никишина (ИГиРГИ) изложены ритмостратиграфические принципы расчленения и корреляции разрезов нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью. По мнению автора, закономерный характер литофациальных изменений внутри седиментационных ритмов дает возможность прогнозировать развитие песчаных и карбонатных коллекторов в регрессивных сериях некоторых средних и малых ритмов, например, в верхах нижнемотской подсвиты (между марков-

ХРОНИКА

УДК 553.550.4.551.8(571)

**ПЯТОЕ СОВЕЩАНИЕ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ КОМИССИИ
ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОГГГ АН СССР**

С. А. КАШИК, Р. Г. МАТУХИНА

Совещание проводилось в Иркутске с 26 по 28 мая 1969 г. Кроме членов Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам в работе его приняли участие представители Министерства геологии СССР, ГИН АН СССР, ИГиРГИ, ЛОПИ, ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, НИИГА, СНИИГГИМС, ВНИИгаз, ИГиГ СО АН СССР, ЗабНИИ, Института вулканологии СО АН СССР, ИЗК СО АН СССР, ИГ ЯФ АН СССР, ВСФ СО АН СССР, ВостСНИИГГИМС, Московского и Иркутского университетов, Красноярского, Северо-Восточного, Якутского, Дальневосточного, Бурятского и Иркутского территориальных геологических управлений, треста Красноярскнефтегазразведка, Восточно-Сибирского геологического управления по поискам нефти и газа.

Совещание открыл председатель Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам В. П. Казаринов; с вступительным словом к участникам обратился директор ИЗК СО АН СССР, член-кор. АН СССР М. М. Одинцов.

На совещании было заслушано и обсуждалось 45 докладов.

М. А. Толстихина (ВСЕГЕИ) сделала доклад «Литология, палеогеография и осадочные полезные ископаемые венда Сибирской платформы». Приведенный ею материал показывает, что большую часть Сибирской платформы в эпоху венда занимали эпиконтинентальные морские бассейны, которые соединялись с геосинклинальными морями. Лишь отдельные части Алданской, Анабарской, Тунгусско-Котуйской антеклиз и некоторые другие поднятия выступали над уровнем моря в виде сравнительно небольших низких островов. Для юго-западной и западной частей платформы, прилегающих к эпигеосинклинальным горным сооружениям, а также для крайних ее южных районов характерно развитие трансгрессивных терригенных и карбонатно-терригенных формаций венда. Для центральных, менее подвижных районов платформы обычно присутствие сравнительно маломощных терригенно-карбонатных и карбонатных формаций. В крайней, восточной части платформы, граничащей с Юдомо-Майским мегасинклинальным прогибом, и севернее — в Ленском прогибе вновь существенное значение приобретают карбонатно-терригенные и терригенные формации венда.

В. И. Бгатов, Е. П. Марков, В. Г. Матухина и Г. Г. Ремпель (СНИИГГИМС) осветили палеогеографию северо-запада Сибирской платформы в ордовике и силуре. Авторы продемонстрировали 23 схемы, на которых показаны области размыва с предполагаемым составом слагающих их пород, области седиментации с типами формировавшихся осадков, площади развития фациальных зон и солевой режимных бассейнов. Схемы составлены для узких временных интервалов, характеризующих отдельные этапы развития регрессий и трансгрессий бассейнов осадконакопления, выявленные на основании детального анализа литолого-геохимических особенностей строения ордовикско-силурийской толщи и палеонтологических материалов. Трансгрессивные этапы развития установлены в начале устькутского, середине чуньского, начале кривоуцкого, мангазейского и долборского веков в лландовери и начале венджа.

С. Ф. Павлов (ИНЗ СО АН СССР) доложил о палеогеографии и структурном развитии Тунгусской синеклизы в позднем палеозое. В докладе подробно освещались детали палеогеографических обстановок каменноугольного и пермского периодов по эпохам в бассейнах седиментации и областях сноса. Доклад иллюстрировался палеогеографическими и палеотектоническими схемами.

В. П. Казаринов (СНИИГГИМС) сделал доклад «Проблемы континентальных перерывов и кор выветривания на Сибирской платформе». Изучение палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадков платформы и прилегающих к ней частей Западно-Сибирской плиты литолого-формационным методом позволило ему выделить ряд осадочных серий. Зоны сочленения этих серий соответствуют эпохам усиления (в отдельных районах разного) процессов химического выветривания на континентах. Такие зоны соответствуют повышению зрелости терригенной составляющей осадка, повышению роли карбоната кальция, накоплению кремнистых пород и т. д. Они отвечают трансгрессивным этапам развития регионов и особенно началу регрессий. Большое внимание докладчик уделил перспективам бокситоносности. Для анализа мезозойского и кайнозойского этапов развития платформы он предложил составлять карты: 1) поверхностей выравнивания, 2) кор выветривания, 3) состава пород субстрата, в котором необходимо выделять формации, благоприятные для образования латеритных бокситоносных кор выветривания.

Г. Х. Файнштейн (ВостСНИИГГИМС) рассмотрел основные черты осадочной минералогии и золотоносности обломочных толщ позднего докембрия и нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра. Автор указал четыре основных литологических признака, контролирующих накопление золота, охарактеризовал фациальные обстановки, с которыми связаны его наибольшие концентрации, отметил главные коренные источники золота и выделил три этапа при накоплении золотоносных осадков.

Г. М. Другов, С. М. Замараев, В. С. Исакова и В. А. Панаев (Иркутское территориальное геологическое управление, ИЗК СО АН СССР) представили доклад о седиментационной цикличности и перспективах калиеносности галогенной формации Ангаро-Ленского прогиба. На основании анализа цикличности венд-кембрийской галогенной толщи ими было установлено, что границы бассейна соленакопления внутри Ангаро-Ленского прогиба предопределены тектоническими факторами. Касаясь перспектив калиеносности, докладчики отметили приуроченность калиеносных горизонтов к верхним, наиболее соленасыщенным циклам галогенной формации.

В докладе Л. Ф. Наркелюна, П. М. Аносова, Ю. П. Безродных, В. С. Салихова и А. И. Трубачева (ЗабНИИ) рассмотрены типы меденосных отложений Сибирской платформы. При этом среди большой группы проявлений меди в песчаниках и сланцах Сибирской платформы по своему положению в седиментационных циклах выделяются два типа оруденения: медистых песчаников, залегающих в регрессивной части циклов и медистых сланцев — в трансгрессивной. Авторы полагают, что, поскольку большинство рудопроявлений имеет промышленные концентрации меди, постольку осадочный чехол платформы можно считать перспективным, что вызывает необходимость широкого проведения поисковых работ.

Ю. П. Казанский, Е. П. Акульшина, Г. Г. Гелецян, Ю. В. Давыдов, А. В. Ивановская и В. Н. Катаева (ИГиГ СО АН СССР) охарактеризовали некоторые особенности рифейского осадконакопления на западной и восточной окраинах Сибирской платформы. Авторы предполагают, что процессы выветривания на суше были достаточно интенсивными, обусловившими формирование в бассейне седиментации кварцевых песков, каолинитов и глин, содержащих свободный глинозем. На основании геохимических данных установлено, что соленость морских вод в рифее существенно не отличалась от современной, а в состав атмосферы входили CO_2 , N_2 и O_2 . Отмечена значительная роль вулканизма в формировании этих осадков.

Г. И. Леонтьев (Иркутское территориальное геологическое управление) охарактеризовал седиментационную ритмичность и ритмостратиграфию мамской кристаллической толщи. Для стратиграфических сопоставлений применялся метод графической коннексии, позволивший автору выявить крупные мезо- и мегаритмы и сопоставить их с подразделениями общепринятой стратиграфической шкалы для Мамского района.

Е. П. Акульшина, Ю. В. Давыдов, В. Д. Писарев, Г. М. Писарева (ИГиГ СО АН СССР) осветили литолого-геохимические особенности и условия формирования среднерифейской карбонатной толщи Майской впадины. На основании анализа генетических типов пород и геохимических характеристик их глинистой части делается вывод о цикличном развитии морского бассейна, его солености и интенсивности химического выветривания на континенте.

В. М. Евтушенко, А. Э. Конторович, Л. Д. Малюшко, В. Е. Савицкий и Б. Б. Шишкин (СНИИГГИМС) охарактеризовали основные черты геохимии и литологии отложений докембрийского типа кембрия Сибирской платформы. В ленском и амгинском (нижняя часть) ярусах в Оленекском и Юдомо-Майском районах, в верхах алданского яруса в Игарском районе и в нижней части ленского яруса в Синско-Ботомском районе они выделили толщу глинисто-карбонатных, часто кремнистых пород с высоким содержанием органического вещества.

В докладе В. И. Никишина (ИГиРГИ) изложены ритмостратиграфические принципы расчленения и корреляции разрезов нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью. По мнению автора, закономерный характер литофациальных изменений внутри седиментационных ритмов дает возможность прогнозировать развитие песчаных и карбонатных коллекторов в регрессивных сериях некоторых средних и малых ритмов, например, в верхах нижнемотской подсветы (между марков-

ским и парфеновским горизонтами), в надпарфеновской части среднемотской подсвиты, в верхнемотских доломитах, а также в средней части главного (верхнего) подосинского карбонатного пласта в низах усольской свиты.

А. Е. Киселев (Якутское территориальное геологическое управление) предложил количественный метод построения литолого-фациальных карт, основанный на подсчете в каждой осадочной формации процентного содержания и соотношения различных типов пород с последующим отображением этой информации на картах.

В докладе А. А. Захарова, И. А. Полетаева и П. И. Шамеса (Иркутское территориальное геологическое управление) рассматривались условия осадконакопления нижнекембрийских отложений Присаянья. Свообразие стратиграфии и литологии нижнекембрийских отложений этого района Иркутского амфитеатра, по данным авторов, заключается в значительно увеличенных мощностях мотской, бельской и булайской свит, наличии мощных горизонтов брекчий, которые соответствуют соленосным пластам центральных частей амфитеатра, и увеличенном количестве терригенного материала в карбонатных породах.

Вопросы палеогеографии юга Сибирской платформы в кембрийском периоде освещались в докладе М. А. Цахновского, Э. И. Чечеля, А. Ф. Василевского и Я. Г. Машовича (ВостСНИИГГИМС). Основное внимание авторы уделили проблеме формирования соленосной формации во внутреннем поле Иркутского амфитеатра и связанных с ней полезных ископаемых (калийных солей, гипса, доломита и самородной серы).

Литологической характеристике и некоторым вопросам палеогеографии ордовика и силура западной части Сибирской платформы было посвящено сообщение Е. С. Рабиханукаевой (ИГиГ СО АН СССР). По ее представлениям, ордовикско-силурийское осадконакопление происходило в едином бассейне, который на севере и северо-востоке соединялся с открытым морем. При нарушении этой связи бассейн разделялся на зоны с различной соленостью вод.

Литолого-геохимический состав верхнедевонских отложений Норильского горнопромышленного района охарактеризован докладом Е. И. Маркеловой (НИИГА). Она показала основные типы пород, содержащиеся в них тяжелые и легкие минералы, характер распределения малых элементов и органического углерода.

В. И. Будников, В. К. Баранов, Т. А. Дивина (СНИИГГИМС) представили доклад на тему «Литология и условия образования отложений верхнего палеозоя северо-западной и центральной частей Тунгусской синеклизы». Изучение вещественного состава и фациальной принадлежности пород позволило выделить циклы осадконакопления различного порядка и создать некоторые палеотектонические реконструкции.

В докладе Г. Ф. Макаренко (МГУ) «Структура туфогенной толщи юга Тунгусской синеклизы» рассматривались вопросы условий локализации вулканогенных пачек и изменения их мощностей, что позволяет выделять конседиментационные структуры раннего триаса. Унаследованность раннетриасового структурного плана от позднепермского отчетливо вырисовывается для юго-востока Тунгусской синеклизы.

И. С. Гамберг и Э. Н. Преображенская (НИИГА) проанализировали строение верхнепалеозойских и триасовых толщ и показали, что они образуют два обособленных цикла седиментации, относящиеся к единому позднепалеозойско-триасовому этапу тектогенеза. Они привели также классификацию гумидных формаций верхнего палеозоя и триаса севера Средней Сибири.

Н. П. Ильюхина (ВСЕГЕИ) представила доклад «Условия образования верхнепалеозойских отложений Тунгусского угленосного бассейна». Автор полагает, что с конца раннего карбона и до поздней перми осадконакопление протекало в водных бассейнах с пониженной соленостью и на прилегавших к ним аллювиально-болотных раковинах.

Проблемы изучения фаций и палеовулканизма туфогенного триаса юго-западной части Сибирской платформы освещены в докладе Ю. С. Глухова, В. Н. Коткова, Г. Д. Карпова и Ю. Д. Кутумова (Красноярское территориальное геологическое управление).

А. И. Данюшевская, А. Г. Вайцеховская, З. З. Ронкина, Г. Н. Карцева и А. В. Павлов (НИИГА) доложили об основных геохимических особенностях состава рассеянного органического вещества мезозойских отложений севера Средней Сибири. На основе широкого комплекса новых методов исследований дана детальная геохимическая характеристика органического вещества юрских и меловых отложений, рассмотрены основные закономерности распределения органического углерода и битумоидов, их группового, элементарного и углеводородного состава по разрезу Усть-Енисейского и Лено-Анабарского районов. Высказано предположение о том, что генезис газа месторождений Усть-Енисейской синеклизы связан с органическим веществом ниже-среднеюрской формации класса гумолитов.

В. Н. Мазиллов (ИЗК СО АН СССР) в докладе «О связи вещественного состава третичных отложений впадин Прибайкалья с питающими провинциями» подробно остановился на характеристике минерального состава осадков, выполняющих впадины байкальского типа, выделил основные источники сноса материала и терригенно-минералогические провинции по отдельным стратиграфическим уровням.

О результатах литологических исследований лёссовых пород в юго-западной части Иркутского амфитеатра сообщила Т. Г. Рященко (ИЗК СО АН СССР). По ее данным, субаэральные лёссовые породы — результат гипергенного преобразования верхнекембрийских, ордовикских и юрских песчаников и алевролитов.

В докладе Я. К. Писарчик, М. А. Минаевой и Г. А. Русецкой (ВСЕГЕИ) была рассмотрена роль гипергенных преобразований галогенно-карбонатных толщ в формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых. Этот процесс начинается при нарушении существующего на глубине равновесия в системе порода — вода — газ и выводе толщ в зону замедленного, а затем активного водообмена. При этом последовательно происходит рассолонение, десульфатизация и раздоломивание, сопровождающееся кальцитизацией. Параллельно происходит изменение солевого состава подземных вод от хлоридных через сульфатные к бикарбонатным.

Проведенный комплекс литолого-фациальных и геохимических исследований древних толщ юга Сибирской платформы позволил Д. И. Дроботу (Иркутское территориальное геологическое управление) выявить основные факторы, контролирующие характер распределения органического вещества в терригенных и галогенно-карбонатных осадках. Установлено, что в осадках терригенного комплекса максимальные концентрации органического вещества приурочены к отложениям морского генезиса, минимальные связаны с осадками прибрежной зоны. Среди однотипных фаций наиболее благоприятные условия для накопления органического вещества были в пределах развития древних впадин. На изменение концентрации органического вещества в осадках галогенно-карбонатного комплекса определенное влияние оказали темп терригенного осадконакопления, степень осолонения бассейна седиментации, обогащенность разреза карбонатными образованиями, имеющими биогенную природу, а пород — реакционноспособным железом.

Л. К. Качевский, Д. И. Мусатов, Р. Б. Карпинский и Д. С. Рывин (Красноярское территориальное геологическое управление) в своем докладе осветили детали геологического строения недавно выделенной в юго-западной части Сибирской платформы крупной впадины, выполненной осадками венда и нижнего кембрия. В пределах впадины выделяются два прогиба, в одном из которых три скважины вскрыли каменную соль.

Вопросам стронциенности древних толщ юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления посвятил свое сообщение В. Л. Тихонов (ВостСНИИГГИМС). Автор установил шесть стратиграфических уровней со стронцием: пять в докембрии и один в кембрии. Приуроченность стронция к определенным карбонатным горизонтам позволила автору использовать этот микроэлемент при корреляции разрезов.

Л. К. Семейкина и В. А. Стаников (ВостСНИИГГИМС) доложили об основных чертах литологии и условиях накопления золотоносных и меденосных отложений позднего докембрия южного обрамления Иркутского амфитеатра.

Б. Р. Шпунт (ИГ ЯФ СО АН СССР) сообщил о золотоносности осадочных серий протерозоя и венда северо-восточной части Сибирской платформы. Осадки венда могут включать прослой с достаточно высоким содержанием полезного компонента. По мнению автора, образованию золотоносных формаций в значительной мере способствовало региональное развитие площадных кор выветривания.

В докладе А. Е. Мирошникова и В. В. Терещенко (СНИИГГИМС) рассматривались вопросы меденосности верхнекембрийских отложений междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски. Докладчики показали размещение горизонтов с медной минерализацией на площади и в разрезе, проанализировали распределение средних значений концентраций меди и пришли к выводу, что повышенные концентрации меди и руды промышленной значимости тяготеют к району Ангарской зоны складок.

Г. Ф. Борзенко и Р. Я. Скл яров (Красноярское территориальное геологическое управление) охарактеризовали литологию и условия образования меденосных отложений нижнего Приангарья. Меденосные горизонты установлены в чистяковской (венд), островной (нижний кембрий), эвенкийской (средний — верхний кембрий), тамышской (верхний кембрий) и устькутской (нижний ордовик) свитах. По данным авторов, максимальные содержания меди фиксируются в ведобинском горизонте, выделенном ими в основании верхнеэвенкийской подсвиты.

В. А. Стаников (ВостСНИИГГИМС) посвятил свое сообщение перспективам меденосности вендских отложений восточного Присаянья. Рассмотрев литолого-фациальные, палеогеографические и геохимические факторы, автор пришел к выводу о возможности промышленных концентраций меди в айсинской свите.

В докладе М. И. Грайзера и Ф. С. Ульмасвай (ЛОПИ) рассматривались некоторые вопросы стратиграфии, литологии и палеогеографии карбона Сибирской платформы в связи с оценкой перспектив бокситоносности. По мнению авторов, эти перспективы существенно снижаются из-за отсутствия каменноугольных отложений, вследствие их денудации, в непосредственной близости от областей предполагаемого развития кор химического выветривания, а также из-за климата, который в это время был лишь умеренно теплым.

М. А. Кулаков, Ф. В. Никольский, А. А. Подвеско (Иркутское территориальное геологическое управление) рассмотрели условия формирования гематитовых руд в отложениях среднего ордовика на территории Иркутского амфитеатра, подчеркнув, что первоисточником рудного материала были коры выветривания верхнекем-

брийских красноцветов. Миграция железа осуществлялась в виде взвесей, коллоидов и растворов.

В. Д. Мац, Е. И. Наумова, А. Р. Зилов, А. К. Бабкин, Т. Т. Могулева (Иркутский университет) изложили результаты изучения докембрийских кор химического выветривания, развитых в складчатом обрамлении Сибирской платформы. Установлено четыре эпохи выветривания: предраннепротерозойская, среднепротерозойская, предсреднерифейская и позднерифейско-вендская, которые хорошо сопоставляются с докембрийскими эпохами корообразования на Русской платформе.

В докладе Р. Г. Матухина и В. В. Меннера (СНИИГГИМС, ИГиРГИ) «Литология и полезные ископаемые девона севера Сибирской платформы» были охарактеризованы типы слагающих девонскую толщу пород, их вещественный состав, а также проявления фосфоритов, железо-марганцевого оруденения, целестина и галита с микровключениями сильвина. Результаты исследования позволили реконструировать условия и наметить закономерности девонского осадконакопления.

Литолого-структурным особенностям некоторых горизонтов среднего и верхнего палеозоя Норильского района в связи с проблемой становления медно-никелевых месторождений был посвящен доклад Е. Н. Сухановой, В. С. Нестеровского, Э. Б. Лунина (Красноярское территориальное геологическое управление).

В докладе Ю. Р. Мазора (МГУ) «Вопросы угленакопления и закономерности изменения качества углей Тунгусского бассейна» рассмотрены принципы построения карт регионального метаморфизма углей, карт качества углей и сделана прогностическая оценка перспектив нахождения коксовых углей на основе представленных карт юго-востока Тунгусского бассейна.

Особенностям геохимии нефтегазоносных толщ мезозойских отложений Вилюйской синеклизы было посвящено сообщение В. В. Казаринова и А. Э. Конторовича (СНИИГГИМС). Закономерности в изменении свойств газов, конденсатов и нефтей по разрезу дали авторам возможность полагать, что основной нефтепроизводящей толщей здесь были отложения нижней юры. По методу, разработанному в СНИИГГИ, авторы произвели оценку потенциальных ресурсов нефти и газа в мезозойских отложениях синеклизы на основании геохимических данных.

Литология и условия формирования верхнепалеозойских и мезозойских алмазоносных отложений Мало-Батуобинского района рассматривались в сообщении М. И. Плотниковой и О. И. Кардопольцевой (ВСЕГЕИ). Авторы привели новые данные о том, что наиболее древние алмазоносные отложения в Мало-Батуобинском районе — средне-верхнекаменноугольные и верхнепермские.

А. С. Стругов (Восточно-Сибирский филиал СО АН СССР) доложил о палеогеографических условиях юрского угленакопления на территории Вилюйской синеклизы, причем особенно подробно рассмотрел литолого-фациальные тектонические предпосылки торфообразования.

Сопоставлению среднекембрийских и нижнеордовикских отложений области Батуобинской седловины с разрезами прилегающих площадей посвятил свое сообщение Н. И. Отнюков (Якутское территориальное геологическое управление).

Сверх программы был заслушан доклад Е. Н. Костылева (Северо-Восточное территориальное геологическое управление) «Литологические формации Анадырско-Корякского региона и связанные с ними полезные ископаемые».

В прениях выступали А. Э. Конторович, Г. Ф. Макаренко, Е. П. Акульшина, В. И. Никишин, В. И. Бгатов, И. С. Грамберг, Р. Б. Карпинский, Е. С. Рабиханукаева, В. П. Казаринов, В. У. Петраков, Я. К. Писарчик, Н. П. Ильюхина, Г. Ф. Крашенинников, З. Я. Сердюк, Г. Х. Файштейн, С. Ф. Павлов, П. Н. Соколов.

На совещании был заслушан отчетный доклад ученого секретаря Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР Р. Г. Матухина о работе бюро отделения, которая была единогласно одобрена участниками совещания.

Поскольку IV совещание Сибирского отделения Комиссии (г. Тюмень) было посвящено проблемам нефти и газа Сибири, эти вопросы не обсуждались и не нашли отражения в решениях V совещания, где отмечено, что в комплексе проводимых исследований по литологии, геохимии, палеогеографии и осадочным полезным ископаемым Сибирской платформы наиболее важны следующие.

1. Выявление континентальных перерывов и связанных с ними кор выветривания и, как следствие, выяснение перспектив бокситоносности докембрийских, палеозойских и особенно мезо-кайнозойских образований.

2. Усиление работ по выяснению перспектив калиеносности кембрийских отложений, фосфоритоносности докембрийских и нижнепалеозойских отложений, меденосности нижнего палеозоя, сероносности нижнего и среднего палеозоя, выявлению новых месторождений железных руд, россыпей алмазов и золота, коксующихся углей и других полезных ископаемых.

3. Создание атласа карт палеогеографических, литологических, геохимических кор выветривания и поверхностей выравнивания, состава субстрата и на их основе прогностических карт на различные полезные ископаемые Сибирской платформы масштаба 1 : 2 500 000 и крупнее.

4. Усиление работ по совершенствованию существующих и разработке новых методов изучения осадочных толщ и полезных ископаемых, их внедрение в практику геологосъемочных и поисково-разведочных работ (литолого-формационный, циклический и др.), а также широкое применение математических и физических методов исследований.

Был утвержден следующий план проведения совещаний Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР.

1. Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири (январь 1970 г.— Красноярск).

2. Проблемы эффузивно-осадочного литогенеза (1970 г., возможно, 1971 г.— г. Ново-Александровск на Сахалине).

3. Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири (1972 г.— Якутск).

4. Литология, геохимия и осадочные полезные ископаемые Западно-Сибирской плиты (1973 г.— Новосибирск).

5. Литология, геохимия и осадочные полезные ископаемые Алтае-Саянской области (1974 г.— Новокузнецк).

6. Литология, геохимия и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири (1975 г.— Иркутск).

Совещание утвердило Бюро Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР в составе В. П. Казаринова (председатель), В. И. Бгантова (заместитель председателя), Р. Г. Матухина (ученый секретарь), Т. И. Гуровой, Ю. П. Казанского, А. С. Калугина, А. Э. Конторовича и З. Я. Сердюк.

Институт земной коры СО АН СССР
г. Иркутск
Сибирский н.-и. институт геологии,
геофизики и минерального сырья
Новосибирск

Дата поступления
15.VII.1969

ПЕРВЫЕ ПЯТЬ ЛЕТ РАБОТЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ АН СССР

Р. Г. МАТУХИН

Созданное по инициативе литологов Сибири и Дальнего Востока Сибирское отделение Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР было утверждено 27 мая 1965 г. Отделение провело большую работу по подготовке и организации ряда совещаний по различным проблемам.

1. Первое совещание, проведенное в январе 1966 г. в Новосибирске, значительную часть программы отвело обсуждению литолого-формационного метода изучения разрезов осадочных толщ, выяснению соотношения основных положений этого метода с существующими главнейшими теориями и представлениями о процессах породо- и рудообразования. Совещание обсудило также ряд организационных вопросов.

2. Второе совещание, посвященное проблеме бокситов Сибири, проведено в апреле 1967 г. в Красноярске. Совещанием отмечен недостаточный объем работ по изучению древних кор выветривания Сибири и рекомендовано усилить исследования по установлению возрастных уровней и районов проявления процессов мощного химического выветривания, по типизации кор выветривания и определению их бокситоносности.

3. Третье совещание на тему: «Геология и генезис фосфоритов Сибири и направление поисково-разведочных работ» проведено совместно с Экспертной комиссией НТС МГ СССР и НТС МГ РСФСР, редколлегией карт фосфоритоносных формаций Сибири и Межведомственной комиссией по работам на фосфориты и калийные соли в мае 1967 г. в Новокузнецке.

Совещание рекомендовало завершить работы по составлению карты фосфоритоносных формаций юга Сибири, дать оценку фосфоритоносности среднего ордовика Сибирской платформы, продолжить работы по моделированию природных процессов фосфоритообразования, провести промышленную оценку выявленных к настоящему времени месторождений фосфоритов и технологическое изучение последних.

4. Четвертое совещание, проведенное в апреле 1968 г. в Тюмени, рассмотрело различные вопросы литологии и геохимии нефтегазоносных толщ Сибири и Дальнего Востока. На совещании выяснилось, что в комплексе литолого-геохимических исследований нефтегазоносных толщ необходимо особое внимание обратить на изучение вещественного состава и строения продуктивных пластов с целью определения степени их

неоднородности, на установление общих закономерностей изменения коллекторских и экраняющих свойств пород в зависимости от условий седиментации и процессов вторичного преобразования, на разработку методики поисков литологически экранярованных залежей нефти и газа и на другие исследования. Эти рекомендации нашли свое отражение в решении совещания.

5. В январе 1969 г. в Новосибирске проведен семинар по выработке единой методики литологических исследований пород-коллекторов на территории Западно-Сибирской низменности. Материалы семинара разосланы всем заинтересованным организациям.

6. Пятое совещание Сибирского отделения Комиссии, посвященное литологии, геохимии, палеогеографии и осадочным полезным ископаемым Сибирской платформы, проведено в мае 1969 г. в Иркутске. В решении совещания отмечено, что наиболее важными из проводимых в этом регионе литологических исследований следует считать: 1) выявление континентальных перерывов и связанных с ними кор выветривания и, как

**Деятельность Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам
при ОГГГ АН СССР с 1966 по 1970 гг.**

Тематика совещания	Месяц, год и место проведения	К-во докладов	К-во организаций участников	К-во участников совещания	Публикации и их объем
Теоретические основы и опыт применения литолого-формационного анализа. Организационные вопросы (I совещание)	янв. 1966 г. Новосибирск	12	20	107	Хроника—«Литология и полезные ископаемые», № 6, 1966
Проблемы бокситов Сибири (II совещание)	апр. 1967 г. Красноярск	26	19	94	Хроника—«Геология и геофизика», № 12, 1967. Материалы — Труды СНИИГГИМС, вып. 66, 1967. Объем 11,2 печ. листа.
Геология и генезис фосфоритов Сибири и направление поисково-разведочных работ (III совещание)	май 1967, Новокузнецк	45	17	87	Материалы—Труды СНИИГГИМС, вып. 68 и 69, 1968. Объемом 20,4 печ. листа.
Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибири и Дальнего Востока (IV совещание)	апр. 1968, Тюмень	34	25	128	Хроника—«Литология и полезные ископаемые», № 6, 1969. Материалы — БНТИ ВИЭМС, серия геол., методы поисков и развед. месторождений нефти и газа, №№ 5 и 6, 1969 объемом 4 печ. листа.
Семинар по выработке единой методики литологических исследований пород—коллекторов на территории Западно-Сибирской низменности	янв. 1969 Новосибирск	10	12	56	
Литология, геохимия, палеогеография и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы (V совещание)	май, 1969, Иркутск	45	23	145	Хроника—«Литология и полезные ископаемые» (в печати). Материалы — Труды СНИИГГИМС, вып. 98, 1969. Объемом 12 печ. листов
Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири и Дальнего Востока в связи с решением проблемы бокситов (VI совещание)	май 1970, Красноярск	46	25	117	Хроника и материалы совещания подготовлены к печати

следствие, выяснение перспектив бокситоносности докембрийских, палеозойских и особенно мезо-кайнозойских образований; 2) усиление работ по выявлению перспектив калиеносности кембрийских отложений, фосфоритоносности докембрийских и нижнепалеозойских отложений, меденосности нижнего палеозоя, сероносности нижнего и среднего палеозоя, по выявлению новых месторождений железных руд, россыпей алмазов и золота, коксующихся углей и других полезных ископаемых; 3) создание атласа палеогеографических, литологических, геохимических, палеогеоморфологических карт, карт кор выветривания и поверхностей выравнивания, карт состава субстрата и на их основе прогнозных карт на различные полезные ископаемые Сибирской платформы масштаба 1:2 500 000 и крупнее; 4) усиление работ по совершенствованию существующих и разработке новых методов изучения осадочных пород, быстрее внедрение этих методов в практику геологостемочных и поисково-разведочных работ.

7. Совместно с Красноярским геологическим управлением и Институтом вулканологии СО АН СССР в январе 1970 г. в Абакане проведена конференция по палеовулканизму Средней Сибири. Тезисы всех докладов опубликованы.

8. Шестое совещание Сибирского отделения Комиссии, посвященное континентальным перерывам и корам выветривания Сибири и Дальнего Востока в связи с решением проблемы бокситов, проведено в мае 1970 г. в Красноярске. На совещании широко обсуждались вопросы геологии и генезиса сибирских бокситов, методика их прогнозирования, вопросы координации научно-исследовательских и боксито-поисковых работ, намечены перспективные районы и стратиграфические уровни.

Таким образом, пятилетняя деятельность Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам может быть охарактеризована таблицей.

В работе Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР в настоящее время принимают участие сотрудники СНИИГГИМС и его Красноярского отделения, ВСЕГЕИ, НИИГА, ВНИГРИ, Института вулканологии СО АН СССР, ИГиГ СО АН СССР, ИГиРГИ, ГИГХС, ЗабНИИ, ЗапСибНИГНИ, ЛОПИ, СахКНИИ, ИЗК СО АН СССР, Института геологии ЯФ СО АН СССР, Геологического института ДВФ СО АН СССР, ВостСибНИИГГИМС, ВНИИГаз Якутского, Приморского, Иркутского, Дальневосточного, Тюменского, Северо-Восточного, Западно-Сибирского, Красноярского, Восточно-Сибирского, Новосибирского, Сахалинского и Бурятского территориальных геологических управлений, ВАГТ, Томского и Якутского университетов, а также Томского и Иркутского политехнических институтов.

Программы всех совещаний и их решения рассылались всем членам Сибирского отделения Комиссии и всем заинтересованным организациям.

При обсуждении различных вопросов на совещаниях происходила фактическая координация исследований, проводимых в разных учреждениях. Большинство рекомендаций учтено при планировании тематических и поисковых работ в Сибири.

В соответствии с планом работ Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам на очередных совещаниях будут рассмотрены следующие проблемы.

1. Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири.
2. Литология, геохимия и осадочные полезные ископаемые Западно-Сибирской плиты.
3. Литология, геохимия и осадочные полезные ископаемые Алтае-Саянской области.
4. Литология, геохимия и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири.

Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья
Новосибирск

Дата поступления
29.VI.1970

неоднородности, на установление общих закономерностей изменения коллекторских и экранлирующих свойств пород в зависимости от условий седиментации и процессов вторичного преобразования, на разработку методики поисков литологически экранированных залежей нефти и газа и на другие исследования. Эти рекомендации нашли свое отражение в решении совещания.

5. В январе 1969 г. в Новосибирске проведен семинар по выработке единой методики литологических исследований пород-коллекторов на территории Западно-Сибирской низменности. Материалы семинара разосланы всем заинтересованным организациям.

6. Пятое совещание Сибирского отделения Комиссии, посвященное литологии, геохимии, палеогеографии и осадочным полезным ископаемым Сибирской платформы, проведено в мае 1969 г. в Иркутске. В решении совещания отмечено, что наиболее важными из проводимых в этом регионе литологических исследований следует считать: 1) выявление континентальных перерывов и связанных с ними кор выветривания и, как

**Деятельность Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам
при ОГГГ АН СССР с 1966 по 1970 гг.**

Тематика совещания	Месяц, год и место проведения	К-во докладов	К-во организаций участников	К-во участников совещания	Публикации и их объем
Теоретические основы и опыт применения литолого-формационного анализа. Организационные вопросы (I совещание)	янв. 1966 г. Новосибирск	12	20	107	Хроника—«Литология и полезные ископаемые», № 6, 1966
Проблемы бокситов Сибири (II совещание)	апр. 1967 г. Красноярск	26	19	94	Хроника—«Геология и геофизика», № 12, 1967. Материалы — Труды СНИИГГИМС, вып. 66, 1967. Объем 11,2 печ. листа.
Геология и генезис фосфоритов Сибири и направление поисково-разведочных работ (III совещание)	май 1967, Новокузнецк	45	17	87	Материалы—Труды СНИИГГИМС, вып. 68 и 69, 1968. Объемом 20,4 печ. листа.
Литология и геохимия нефtegазоносных толщ Сибири и Дальнего Востока (IV совещание)	апр. 1968, Тюмень	34	25	128	Хроника—«Литология и полезные ископаемые», № 6, 1969. Материалы — БНТИ ВИЭМС, серия геол., методы поисков и развед. месторождений нефти и газа, №№ 5 и 6, 1969 объемом 4 печ. листа.
Семинар по выработке единой методики литологических исследований пород-коллекторов на территории Западно-Сибирской низменности	янв. 1969 Новосибирск	10	12	56	
Литология, геохимия, палеогеография и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы (V совещание)	май, 1969, Иркутск	45	23	145	Хроника—«Литология и полезные ископаемые» (в печати). Материалы — Труды СНИИГГИМС, вып. 98, 1969. Объемом 12 печ. листов
Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири и Дальнего Востока в связи с решением проблемы бокситов (VI совещание)	май 1970, Красноярск	46	25	117	Хроника и материалы совещания подготовлены к печати

следствие, выяснение перспектив бокситоносности докембрийских, палеозойских и особенно мезо-кайнозойских образований; 2) усиление работ по выявлению перспектив калиеносности кембрийских отложений, фосфоритоносности докембрийских и нижнепалеозойских отложений, меденосности нижнего палеозоя, сероносности нижнего и среднего палеозоя, по выявлению новых месторождений железных руд, россыпей алмазов и золота, коксующихся углей и других полезных ископаемых; 3) создание атласа палеогеографических, литологических, геохимических, палеогеоморфологических карт, карт кор выветривания и поверхностей выравнивания, карт состава субстрата и на их основе прогнозных карт на различные полезные ископаемые Сибирской платформы масштаба 1:2 500 000 и крупнее; 4) усиление работ по совершенствованию существующих и разработке новых методов изучения осадочных пород, быстрее внедрение этих методов в практику геологостемочных и поисково-разведочных работ.

7. Совместно с Красноярским геологическим управлением и Институтом вулканологии СО АН СССР в январе 1970 г. в Абакане проведена конференция по палеовулканизму Средней Сибири. Тезисы всех докладов опубликованы.

8. Шестое совещание Сибирского отделения Комиссии, посвященное континентальным перерывам и корам выветривания Сибири и Дальнего Востока в связи с решением проблемы бокситов, проведено в мае 1970 г. в Красноярске. На совещании широко обсуждались вопросы геологии и генезиса сибирских бокситов, методика их прогнозирования, вопросы координации научно-исследовательских и боксито-поисковых работ, намечены перспективные районы и стратиграфические уровни.

Таким образом, пятилетняя деятельность Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам может быть охарактеризована таблицей.

В работе Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР в настоящее время принимают участие сотрудники СНИИГГИМС и его Красноярского отделения, ВСЕГЕИ, НИИГА, ВНИГРИ, Института вулканологии СО АН СССР, ИГиГ СО АН СССР, ИГиРГИ, ГИГХС, ЗабНИИ, ЗапСибНИГНИ, ЛОПИ, СахКНИИ, ИЗК СО АН СССР, Института геологии ЯФ СО АН СССР, Геологического института ДВФ СО АН СССР, ВостСибНИИГГИМС, ВНИИГаз Якутского, Приморского, Иркутского, Дальневосточного, Тюменского, Северо-Восточного, Западно-Сибирского, Красноярского, Восточно-Сибирского, Новосибирского, Сахалинского и Бурятского территориальных геологических управлений, ВАГТ, Томского и Якутского университетов, а также Томского и Иркутского политехнических институтов.

Программы всех совещаний и их решения рассылались всем членам Сибирского отделения Комиссии и всем заинтересованным организациям.

При обсуждении различных вопросов на совещаниях происходила фактическая координация исследований, проводимых в разных учреждениях. Большинство рекомендаций учтено при планировании тематических и поисковых работ в Сибири.

В соответствии с планом работ Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам на очередных совещаниях будут рассмотрены следующие проблемы.

1. Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири.
2. Литология, геохимия и осадочные полезные ископаемые Западно-Сибирской плиты.
3. Литология, геохимия и осадочные полезные ископаемые Алтае-Саянской области.
4. Литология, геохимия и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири.

Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья
Новосибирск

Дата поступления
29.VI.1970

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ
СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1970 ГОД

Академик Николай Михайлович Страхов	№ 1
В. А. Акаева. Верхнемеловая вулканогенно-известняковая формация северо-восточной части Малого Кавказа	№ 3
Б. В. Аскоченский. Бокситизация верхнемеловых отложений на юго-востоке Воронежской антеклизы	№ 3
Д. Бакри, С. А. Клинич, Ф. Т. Мангейм, М. К. Хорн. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря	№ 6
Г. Н. Батурич, А. В. Коченов, В. П. Петелин. Фосфоритообразование на шельфе юго-западной Африки	№ 3
Ю. Р. Беккер, Н. Б. Бекасова, А. Д. Ишков. Алмазонасные россыпи в девонских отложениях Северного Урала	№ 4
Н. Г. Беленко. Условия образования верхнепермских угленосных отложений Кузнецкого бассейна	№ 5
В. В. Беляев. О составе и строении бобовин в бокситах южного Тимана	№ 5
О. И. Бент. К проблеме геосинклинальных палеозойских бокситов Центрального Казахстана	№ 4
Библиография литературы по бокситам, опубликованная Академией наук и искусств Югославии (Загреб) за 1963—1967 гг.	№ 1
Л. М. Бириня. Сульфатный и доломитовый метасоматоз в палеозойских отложениях центральной части Русской платформы	№ 6
А. М. Блох. О свойствах связанной воды при повышенных температурах	№ 5
Б. А. Богатырев. Минералого-петрографическая и геохимическая характеристика нижнемезозойских платформенных бокситов Средней Азии	№ 1
Л. Н. Ботвинкина. К познанию текстур осадочных пород и толщ	№ 3
В. А. Броневова, Б. М. Михайлов. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза I. Растворы окислов и гидроокислов алюминия	№ 6
Б. М. Валяев. Оценка влияния изолированности бассейна на соленакопление	№ 6
В. С. Вередя. О физико-механических свойствах песчаных отложений Донецкого бассейна	№ 5
В. В. Власов. Гидрослюдистые минералы в девонских отложениях севера Волго-Уральской области	№ 5
И. И. Волков, В. С. Соколов. Германий в железо-марганцевых конкрециях современных осадков	№ 6
Б. Ф. Горбачев, Б. А. Буров. О формах железа в каолинистых глинах Урала и Зауралья	№ 4
Е. С. Гуткин. Галлий, скандий, ниобий и тантал в бокситах Североуральского бассейна	№ 3
Г. С. Дзюценидзе. Вулканогенно-осадочное рудообразование	№ 2
А. Д. Додатко, Т. Т. Виноградова. К вопросу об условиях формирования и типах кор выветривания ультраосновных пород Украинского щита	№ 5
П. В. Зарицкий. Конкреции и рассеянные карбонаты угленосных отложений Донбасса как показатели фациальных условий	№ 3
Г. А. Каледя, Е. А. Калистова. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы	№ 6
М. Я. Кац, И. В. Хворова. Плотность кремнистых (кварцевых) пород и вопросы их типизации	№ 3
Л. Я. Кизильштейн, И. Т. Серебряков. Некоторые особенности пространственной изменчивости строения и состава угольных пластов	№ 5

М. Л. Ключина, Ф. А. Курбацкая. Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала	№ 3
В. М. Кравченко, В. К. Тетерюк. Возраст древних кор выветривания железорудных месторождений Украинского щита и Воронежской антеклизы по данным спорово-пыльцевого анализа	№ 4
С. Р. Крайнов, И. В. Батуринская, В. М. Жарикова. О геохимических диапазонах миграции титана в подземных водах	№ 4
Ю. А. Лаврушин. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены	№ 1
Ю. А. Лаврушин. Опыт выделения фаций и субфаций в донной морене материкового оледенения	№ 6
Лауреаты Ленинских премий — литологи и геологи — специалисты по осадочным полезным ископаемым	№ 2
Ф. А. Макаренко, В. Н. Зверев. Подземный химический сток на территории СССР	№ 6
Ю. И. Марьенко, И. Е. Постников. Водорослевые фации соленосно-карбонатных толщ и их связь с нефтеносностью	№ 3
Н. А. Мельникова, В. Ф. Крымов. Влияние вторичных процессов на коллекторскую емкость карбонатных и терригенных пород палеозоя Оренбургской области	№ 4
Б. М. Михайлов. Гипергенез в аридных тропиках восточной Африки	№ 5
С. Г. Морозов, В. П. Грахтман, Т. В. Иванова. Петрографо-геохимическая характеристика пород кристаллического фундамента у г. Туймазы	№ 4
О развитии промысленности минеральных ресурсов в СССР за 1969 г.	№ 3
А. И. Осипова, Т. Н. Бельская. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород (на примере нижнекаменноугольных отложений Русской платформы)	№ 2
Ю. А. Полканов, Г. К. Еременко, М. И. Сохор. О муассаните титаноциркониевых россыпей	№ 5
В. М. Попов. Проблема происхождения стратиформных месторождений и пути ее решения	№ 2
В. М. Попов. Стратифицированные рудные месторождения Богемского массива (Чехословакия) и Силезко-Краковского района (Польша)	№ 5
Г. Э. Прозорович, О. Г. Зарипов. Сравнительный анализ эпигенетических преобразований в терригенных коллекторах нефтеносных горизонтов Русской платформы и Западно-Сибирской плиты	№ 4
М. А. Ратеев, Б. П. Градусов. Структурные фазы преобразования андезитограхитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения	№ 1
А. А. Розин, З. Я. Сердюк. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа	№ 4
В. И. Русский, Н. А. Журавлева, А. В. Вторушин. О подвижности и балансе окислов в коре выветривания серпентинитов южной части Кольского массива (Северный Урал)	№ 5
Р. С. Сахибгареев. К вопросу о деградации диоктаэдрической гидрослюда	№ 1
В. И. Седлецкий, Е. М. Мельникова. Типоморфные особенности карбонатов на различных стадиях галогенеза	№ 1
Ю. М. Сенин. Фосфор в донных осадках шельфа Юго-Западной Африки	№ 1
Н. М. Страхов. Эволюция представлений о литогенезе в русской геологии (от 70-го года XIX в. до 70-го года XX в.)	№ 2
Н. М. Страхов. К вопросу о количественных методах исследования осадкообразования геологического прошлого	№ 3
Н. М. Страхов. Зарубежные исследования современных доломитовых осадков в морских водоемах	№ 4
Г. И. Теодорович (20.VII.1907—20.IV.1970)	№ 4
М. П. Фивег. О метасоматической концепции Л. М. Биринной	№ 6
Л. С. Фомина, И. И. Волков. Редкоземельные элементы в осадках Черного моря	№ 2
И. В. Хворова. Кальцитовые конкреции в кремнистой толще Северных Мугоджар	№ 1
В. Н. Холодов. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья 1. Довендские поднятия как источники рудных компонентов	№ 2
В. Н. Холодов. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья 2. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования	№ 4
В. Н. Холодов. О терминах, применяющихся при изучении вторичных изменений осадочных пород	№ 6
Ю. Г. Цеховский, А. Л. Дмитрик. Об аллофанизации каолинита	№ 1
Ф. В. Чухров. К вопросу об изотопном фракционировании серы при литогенезе	№ 2
С. И. Шуменко. Генезис мергельно-меловых пород на основе их изучения под электронным микроскопом	№ 4

М. Н. Щербакова. К вопросу о ритмичности геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений	№ 1
В. Н. Щеточкин. Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности	№ 4
Л. Е. Штеренберг, Е. А. Стравинская, О. В. Уранова. Основные процессы, контролирующие рудообразование в озерах северной лесной зоны (на примере оз. Пуннус-Ярви)	№ 1
Я. Э. Юдович, Ю. И. Гольдберг, Г. Е. Юшкова, Т. И. Иванова, М. Б. Соколов. Полуколичественный спектральный анализ в геологических целях	№ 5
В. С. Яблоков, Э. П. Либман, Э. А. Купча. Роль В. И. Ленина в решении проблемы минерального сырья в СССР	№ 2
Я. Я. Яржемский. О вулканогенно-метасоматическом происхождении галогенных пород	№ 6

Краткие сообщения

Г. И. Бушинский, С. И. Шуменко. Уточненное определение цеолита из меловых отложений Брянска	№ 6
Ю. В. Богданов, М. Н. Голубчина. Об изотопном составе серы сульфидов Джекказганского месторождения	№ 5
В. А. Грачев. О геохимических особенностях меденосных осадочных пород карбона Челябинского Зауралья	№ 5
В. И. Елисеев. Солифлюкция у экватора	№ 1
Л. Н. Илюхин, Е. И. Тараненко. К эволюции карбонатообразования в позднем протерозое	№ 1
А. В. Ильин. О находке фосфоритов в юго-восточной части Восточного Саяна	№ 6
А. А. Курдюков. Окислительно-восстановительные свойства горных пород, вмещающих урановое оруденение в черных сланцах	№ 1
В. Ф. Мокиенко. Применение стронция для целей региональной корреляции нижнепермских отложений юго-востока Русской платформы	№ 5
В. И. Муравьев, Б. Ф. Иваньшин. О находке самородного железа в верхнеолигоценовых отложениях северо-восточного Устюрта	№ 4
В. С. Салихов, Ю. П. Безродных. Меденосные дельтовые отложения бассейна р. Малая Лена (Западное Прибайкалье)	№ 6
Ю. И. Симонов. Эпигенез отложений Ундино-Даинской впадины (Восточное Забайкалье)	№ 1
Н. А. Созинов, Г. А. Чаплинская. О фосфатонности позднекембрийских отложений Кокчетавского массива (Северный Казахстан)	№ 6
П. П. Хайцер. О каолинизации раковин в пермских отложениях Печорского бассейна	№ 5
Л. В. Чесноков. О строении и составе пепловых туфов пирокластического потока	№ 4
В. Н. Шванов. Тонкая ритмичность в каменноугольном флише Алайского хребта	№ 4
О. Г. Эпштейн. Аргиллитово-тефроидные димиктиты в верхнетриасово-нижнеюрских отложениях юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области	№ 5

Методика

Т. А. Волкова, И. А. Конюхов, И. А. Назарович, Ю. А. Черкасов. Применение дисперсионного окрашивания для количественного анализа легкой фракции в иммерсии	№ 3
П. В. Зарицкий. К методике определения форм нахождения малых элементов в диагностических карбонатных образованиях и вмещающих их породах	№ 6
Г. Л. Кириллова. Сравнение двух немых толщ методами математической статистики	№ 1
В. Н. Нагорный, Ю. Н. Нагорный. К вопросу об определении мощностей зон метаморфизма в угленосной толще Донбасса	№ 1
П. П. Тимофеев, В. Н. Холодов. Некоторые проблемы палеогеографии в связи с изучением аксессуарных минералов в изверженных породах	№ 1
Т. С. Юсупов. О методах выделения мономинеральных фракций глауконита	№ 4

Критика и дискуссии

М. Г. Барковская. К проблеме неогенового вулканизма в Крыму и Северном Черноморье	№ 6
Л. А. Богданова. Некоторые вопросы термального метаморфизма углей	№ 1
Н. Н. Верзилин. О новой гипотезе образования красноцветных отложений, предложенной А. В. Сочавой	№ 3
Б. П. Высоцкий, Н. П. Французова. Об актуализме и его философском анализе	№ 5
В. Ф. Петрунь, Л. С. Белокрыс. По поводу статьи М. Г. Барковской «Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном	№ 6
А. В. Сочава. К вопросу о генезисе красноцветов	№ 3

Хроника

В. И. Драгунов. Основные итоги совещания по геологическим формациям	№ 5
С. А. Кашик, Р. Г. Матухин. Литология, геохимия, палеогеография и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы	№ 6
М. В. Пастухова, Г. И. Бушинский. Международная конференция по геологии бокситов в Будапеште в 1969 г.	№ 3
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу (Болгария, 1969 г.)	№ 4

ОПЕЧАТКА

Напечатано	Следует читать
А. М. Блох. О свойствах связанной воды при повышенных температурах	А. М. Блох. О соответствии свойств связанной воды минеральных систем свойствам воды при повышенных температурах
A. M. Blokh. On properties of bound water at a high temperature	A. M. Blokh. On the correspondence of combined water properties of mineral system to the properties of water under higher temperatures.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи); краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м., 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например, «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий, в случае необходимости, «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (3/4 страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 отгисков своей работы.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), **Е. А. ГОЛОВИН**, **Т. Н. ДАВЫДОВА**,
Г. А. КАЛЕДА, **А. Г. КОССОВСКАЯ**, **Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ**, **А. П. ЛИСИЦЫН**,
О. И. ЛУНЕВА, **Б. М. МИХАЙЛОВ**, **А. Б. РОНОВ**, **А. С. СОКОЛОВ**, **В. А. ТЕНЯКОВ**,
П. П. ТИМОФЕЕВ, **И. В. ХВОРОВА**, **В. Н. ХОЛОДОВ** (зам. главного редактора),
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. MICHAILOV**, **A. B. RONOV**, **A. S. SOKOLOV**, **V. A. TENJAKOV**,
P. P. TIMOFEEV, **I. V. KHVOROVA**, **V. N. KHOLODOV** (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2/Х-1970 г. Т-17679. Подписано к печати 10.XII-1970 г. Тираж 1335 экз.
Зак. 4334. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4¹/₄. Усл. печ. л. 13,3+3 вкл. Уч.-изд. листов 15,3.

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовится к печати:

История геологического развития Северного Приуралья в палеозое и раннем мезозое. (Атлас литолого-палеогеографических карт). 20 л. 2 р.

На основании анализа большого материала, а также новых данных, полученных авторами в процессе проведенных ими многолетних исследований, впервые составлен атлас литолого-палеогеографических, палеотектонических и палеогеологических карт для северо-востока Русской платформы и севера Урала (42 карты). Карты составлены для палеозоя и раннего мезозоя — от ордовика по триас включительно и сопровождаются пояснительным текстом.

Работа представляет интерес для научных сотрудников и геологов производственных организаций: она может быть использована также для изучения прогнозирования полезных ископаемых осадочного происхождения.

Имеются в продаже:

Архангельский А. Д. Избранные труды. В двух томах. Т. 2. Работы по тектонике, геофизике, литологии, полезным ископаемым, геологии и петрографии. 1954. 672 стр., 15 вкл. 80 к.

Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. Труды Геологического института. Вып. 30. 1960. 172 стр., 3 вкл. 1 р. 08 к.

Вистелиус А. Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. 1961. 157 стр., 5 вкл. 40 к.

Если Вы хотите приобрести книги издательства «Наука», заказы направляйте в магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига» (Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12) или в ближайший магазин «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, ВЗ, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Новосибирск, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/б.

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»