

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1964

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

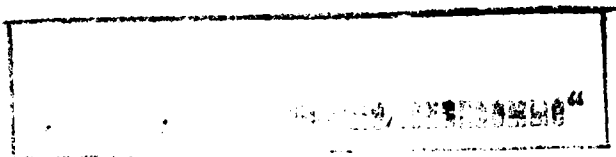
Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

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

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

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



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 6, 1964 г.
НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

В. С. Трофимов. Основные факторы, контролирующие образование и размещение россыпей ископаемых	5
В. А. Блинов, С. Н. Калюжная. Закономерности размещения комплексных цирконий-титановых россыпей в мезозойско-кайнозойских отложениях	19
А. В. Орлова. Особенности состава рудовмещающих пород некоторых свинцовых месторождений Центрального Казахстана	27
М. А. Карасик, В. П. Бобров, Ю. И. Гончаров, М. В. Ванина. К геохимии бора в галогенных толщах	43
М. Г. Валяшко, У Би-х'ао. Бромхлорное отношение в галите Старобинского месторождения как критерий цикличного развития солеродных бассейнов	57
Я. Я. Яржемский. К номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа	65
Н. Б. Бассович, М. М. Бежаев. Происхождение глыбовых брекчий и конгломератов в каменноугольном флише восточного склона Среднего Урала	74
О. С. Кочетков. К вопросу о минералого-геохимических особенностях лейкоксенов (на примере лейкоксенов Тимана)	83

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Н. Шванов. О ритмичном изменении минерального состава обломочных пород в разрезе неогена Таджикской депрессии	91
Б. А. Акаев, В. Л. Галин. Закономерности в соотношениях аутигенно-минералогических форм железа и органического углерода в палеоцен-эоценовых отложениях Предгорного Дагестана	93
М. Б. Рипун, Я. М. Сандлер, Г. П. Ворона. Железистые оолиты в отложениях юры западных областей УССР	98
А. В. Кутуков, В. А. Светлова. Новые данные об оолитовых железистых рудах Пермской области	101
А. И. Гусев. Окаменелые следы газовых струй в ордовикских известняках Ленинградской области	105
А. Н. Волкова, К. А. Скрипко, Л. Х. Вишневский. Бокситы в карсте Подмосковья	108
И. Н. Черенков. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравшин	112

МЕТОДИКА

О. А. Черников. К методике определения степени измененности структуры обломочных пород	116
Б. Н. Соколов. Опыт применения методики Л. Б. Рухина при изучении гранулометрического состава мезозойско-кайнозойских титаноносных песков	120

Д. А. Виталь, Л. Е. Штеренберг. Значение предварительного разделения марганцевых карбонатных руд по удельному весу при термическом определении их минерального состава	125.
В. И. Муравьев, В. А. Дриц, А. Н. Зарубицкая. Моделирование процессов стадийных превращений биотита	130.
А. А. Шантар. К вопросу о гранулометрическом анализе песчаных пород в шлифах	134
С. А. Лосневская. К методике электронографического изучения глауконитов	140

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Н. М. Страхов. О так называемом литолого-формационном методе	143
Г. Ф. Крашенинников. Некоторые замечания к методике литолого-формационного анализа	151
А. А. Арустамов. О теории осадконакопления и методе литолого-формационного анализа	159
М. П. Фивег. По поводу статьи В. И. Копнина «О площадном распределении хлористого калия в силвинитовых пластах Верхнекамского месторождения»	172
Е. С. Гуткин. О статье С. И. Бенеславского «Вторичные процессы — важнейший фактор формирования бокситовых руд»	173

ХРОНИКА

В. С. Яблочков. В Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР (семинар по литолого-формационному методу)	176.
--	------

ПОТЕРИ НАУКИ

С. Г. Вишняков	179
М. Ф. Филиппова	181

Библиография	183
Содержание журнала за 1963 г. (№ 1—3) и 1964 г. (№ 1—6)	186

LITHOLOGY

and MINERAL RESOURCES

№ 6, 1964
NOVEMBER — DECEMBER

CONTENTS

V. S. Trofimov. Main factors controlling the formation and location of placers	5
V. A. Blinov, S. N. Kaliuzhnaia. Laws governing the location of complex placers in Meso-Cenozoic deposits	19
A. V. Orlova. Peculiarities in the composition of ore-bearing rocks on some lead deposits of Central Kazakhstan	27
M. A. Karasik, V. P. Bobrov, Yu. I. Goncharov, M. V. Vanina. Some peculiarities of boron geochemistry in saliniferous deposits	43
M. G. Valiashko, U Bi-hao. Bromine—chlorine ratios in halites of Starobinsk deposits	57
Ya. Ya. Yarzhemsky. To the nomenclature and classification of marine-type halogen rocks	65
N. B. Vassoevich, M. M. Bezhaev. Origin of block breccia and conglomerates in the Carboniferous flysch on the eastern flank of Middle Urals	74
O. S. Kochetkov. To the study of the mineralogical-geochemical peculiarities of leucoxenes (on the example of Timan leucoxenes)	83

SHORT NOTES

V. N. Shvanov. On rhythmical changes in the mineral composition of clastic rocks in the Neogene sequence of Tadzhik depression	91
B. A. Akaev, V. L. Galin. Regularities in the ratios of authigenous mineralogical forms of iron in Paleocene—Eocene deposits of Piedmont Daghistan	93
M. B. Ripun, Ya. M. Sandler, G. P. Vorona. Ferruginous oolites in Jurassic deposits of the western areas of the Ukrainian SSR	98
A. V. Kutukov, V. A. Svetlova. New data on ferruginous oolitic ores in Permian region	101
A. I. Gusev. Fossilized gas striae in Ordovician limestones of Leningrad region	105
A. N. Volkova, K. A. Skripko, L. Kh. Vishnevsky. Bauxites in the karst of Moscow region	108
I. N. Cherenkov. Cavings and landslides in flysch deposits of Karavshin river basin	112

METHODS OF RESEARCH

O. A. Chernikov. To the methods of determining the extent of changes in the structure of clastic rocks	116
B. N. Sokolov. On the use of L. B. Rukhin's methods in studying the granulometric composition of Meso—Cenozoic titaniferous sands	120

D. A. Vital, L. E. Sterenberg. The importance of a preliminary gravity separation of manganese carbonate ores in a thermal determination of their mineralogical composition	125
V. I. Muraviev, V. A. Dritz, A. N. Zarubitzkaia. Phlogopite dissociation by electro dialysis	130
A. A. Shantar. On granulometric analysis of arenaceous rocks in sections	134
S. A. Losievskaia. On the methods of electronographic study of glauconites	140

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

N. M. Strakhov. On the so-called lithological-formational method	143
G. F. Krashenninnikov. Some remarks regarding the method of lithological-formational analysis	151
A. A. Arustamov. On the theory of sedimentation and the method of lithological-formational analysis	159
M. P. Fivieg. A few words regarding V. I. Kopnin's article «On an areal distribution of potassium chloride in sylvinite beds of Verkhnekamsk deposits»	172
E. S. Gutkin. On S. I. Beneslavsk's article «Secondary processes — a most important factor in the formation of bauxitic ores»	173

CHRONICLE

V. S. Yablokov. In the Commission of Sedimentary Rocks with the Department of Earth Sciences of the USSR Academy of Sciences (seminar on the lithological-formational method)	176
---	-----

LOSSES OF SCIENCE

S. G. Vishniakov	179
M. P. Filippova	181

Bibliography	183
Index for 1963 (No 1—3) and 1964 (No 1—6)	186

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-16965	Подписано к печати 11/ХІІ-1964 г.	Тираж 980 экз.	Зак. 5385
Формат бумаги 70 × 108 ¹ / ₁₆	Печ. л. 16,8 + 1 вкл.	Бум л. 6.	Уч.-изд. листов 20,0.

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

УДК 553.068.5

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ РОССЫПЕЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В. С. ТРОФИМОВ

Закономерности образования и размещения россыпей полезных ископаемых определяются совместным действием большого количества разнотипных факторов. В статье предпринята попытка суммировать основные факторы, влияющие на образование и размещение россыпей различных полезных ископаемых, и показать действие этих факторов на генетические типы россыпей.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРОЦЕССЕ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

В общем случае россыпи представляют собой рыхлые или сцементированные зернистые кластические породы с повышенной по отношению к окружающим отложениям концентрацией полезных компонентов. Поскольку они принадлежат кластическим породам, образование их контролируется эрозионными процессами, размывающими преимущественно коры выветривания и продукты их перемыва и обеспечивающими дезинтеграцию, транспортировку и переотложение выветрелого материала.

Известно, что в большинстве случаев эрозионные процессы возникают в результате дифференцированных движений земной коры.

В геологической истории некоторых регионов, где имеются первичные и вторичные источники полезных компонентов, выделяются тектонические циклы; некоторые из них оказываются благоприятными для образования россыпей. Эти циклы характеризуются прерывистыми дифференцированными движениями земной коры; они обычно непосредственно сменяют периоды относительного тектонического покоя и формирования кор выветривания; или в ходе этих циклов происходил размыв более древних кор выветривания. Вследствие прерывистости тектонических движений каждый такой тектонический цикл включал в себя несколько эрозионных циклов, каждый из которых обладал определенной направленностью эрозионных процессов, более или менее постоянной гидрографической сетью, а также относительно постоянными областями сноса (Трофимов, 1961).

Комплекс эрозионных циклов обуславливает прерывистую миграцию выветрелого материала от места расположения первичных или вторичных источников полезных компонентов россыпей до океана или другого крупного водоема, куда в конечном итоге поступают продукты выветривания пород континентов. На этом пути миграции в строгой последовательности возникают генетические типы россыпей. Подобный процесс образования россыпей, связанный с определенным тектоническим циклом, объединяется автором в одну эпоху россыпеобразования. В пределах отдельных регионов возможно существование нескольких разновозрастных эпох россыпеобразования; их выделение и исследование являются первоочередной задачей изучения россыпей регионов.

D. A. Vital, L. E. Sterenberg. The importance of a preliminary gravity separation of manganese carbonate ores in a thermal determination of their mineralogical composition	125
V. I. Muraviev, V. A. Dritz, A. N. Zarubitzkaia. Phlogopite dissociation by electro dialysis	130
A. A. Shantar. On granulometric analysis of arenaceous rocks in sections	134
S. A. Losievskiaia. On the methods of electronographic study of glauconites	140

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

N. M. Strakhov. On the so-called lithological-formational method	143
G. F. Krashenninnikov. Some remarks regarding the method of lithological-formational analysis	151
A. A. Arustamov. On the theory of sedimentation and the method of lithological-formational analysis	159
M. P. Fiveg. A few words regarding V. I. Kopnin's article «On an areal distribution of potassium chloride in sylvinite beds of Verkhnekamsk deposits»	172
E. S. Gutkin. On S. I. Beneslavsk's article «Secondary processes — a most important factor in the formation of bauxitic ores»	173

CHRONICLE

V. S. Yablokov. In the Commission of Sedimentary Rocks with the Department of Earth Sciences of the USSR Academy of Sciences (seminar on the lithological-formational method)	176
---	-----

LOSSES OF SCIENCE

S. G. Vishniakov	179
M. P. Filippova	181

Bibliography	183
Index for 1963 (No 1—3) and 1964 (No 1—6)	186

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-16965	Подписано к печати 11/ХІІ-1964 г.	Тираж 980 экз.	Зак. 5385
Формат бумаги 70 × 108 ¹ / ₁₆	Печ. л. 16,8 + 1 вкл.	Бум л. 6.	Уч.-изд. листов 20,0.

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

УДК 553.068.5

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ РОССЫПЕЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В. С. ТРОФИМОВ

Закономерности образования и размещения россыпей полезных ископаемых определяются совместным действием большого количества разнообразных факторов. В статье предпринята попытка суммировать основные факторы, влияющие на образование и размещение россыпей различных полезных ископаемых, и показать действие этих факторов на генетические типы россыпей.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРОЦЕССЕ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

В общем случае россыпи представляют собой рыхлые или сцементированные зернистые кластические породы с повышенной по отношению к окружающим отложениям концентрацией полезных компонентов. Поскольку они принадлежат кластическим породам, образование их контролируется эрозионными процессами, размывающими преимущественно коры выветривания и продукты их перемыва и обеспечивающими дезинтеграцию, транспортировку и переотложение выветрелого материала.

Известно, что в большинстве случаев эрозионные процессы возникают в результате дифференцированных движений земной коры.

В геологической истории некоторых регионов, где имеются первичные и вторичные источники полезных компонентов, выделяются тектонические циклы; некоторые из них оказываются благоприятными для образования россыпей. Эти циклы характеризуются прерывистыми дифференцированными движениями земной коры; они обычно непосредственно сменяют периоды относительного тектонического покоя и формирования кор выветривания; или в ходе этих циклов происходил размыв более древних кор выветривания. Вследствие прерывистости тектонических движений каждый такой тектонический цикл включал в себя несколько эрозионных циклов, каждый из которых обладал определенной направленностью эрозионных процессов, более или менее постоянной гидрографической сетью, а также относительно постоянными областями сноса (Трофимов, 1961).

Комплекс эрозионных циклов обуславливает прерывистую миграцию выветрелого материала от места расположения первичных или вторичных источников полезных компонентов россыпей до океана или другого крупного водоема, куда в конечном итоге поступают продукты выветривания пород континентов. На этом пути миграции в строгой последовательности возникают генетические типы россыпей. Подобный процесс образования россыпей, связанный с определенным тектоническим циклом, объединяется автором в одну эпоху россыпеобразования. В пределах отдельных регионов возможно существование нескольких разновозрастных эпох россыпеобразования; их выделение и исследование являются первоочередной задачей изучения россыпей регионов.

D. A. Vital, L. E. Sterenberg. The importance of a preliminary gravity separation of manganese carbonate ores in a thermal determination of their mineralogical composition	125
V. I. Muraviev, V. A. Dritz, A. N. Zarubitzkaia. Phlogopite dissociation by electro dialysis	130
A. A. Shantar. On granulometric analysis of arenaceous rocks in sections	134
S. A. Losievskiaia. On the methods of electronographic study of glauconites	140

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

N. M. Strakhov. On the so-called lithological-formational method	143
G. F. Krashenninnikov. Some remarks regarding the method of lithological-formational analysis	151
A. A. Arustamov. On the theory of sedimentation and the method of lithological-formational analysis	159
M. P. Fivieg. A few words regarding V. I. Kopnin's article «On an areal distribution of potassium chloride in sylvinite beds of Verkhnekamsk deposits»	172
E. S. Gutkin. On S. I. Beneslavsk's article «Secondary processes — a most important factor in the formation of bauxitic ores»	173

CHRONICLE

V. S. Yablokov. In the Commission of Sedimentary Rocks with the Department of Earth Sciences of the USSR Academy of Sciences (seminar on the lithological-formational method)	176
---	-----

LOSSES OF SCIENCE

S. G. Vishniakov	179
M. F. Filippova	181

Bibliography	183
Index for 1963 (No 1—3) and 1964 (No 1—6)	186

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-16965	Подписано к печати 11/XII-1964 г.	Тираж 980 экз.	Зак. 5385
Формат бумаги 70 × 108 ¹ / ₁₆	Печ. л. 16,8 + 1 вкл.	Бум л. 6.	Уч.-изд. листов 20,0.

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

УДК 553.068.5

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ РОССЫПЕЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В. С. ТРОФИМОВ

Закономерности образования и размещения россыпей полезных ископаемых определяются совместным действием большого количества разнотипных факторов. В статье предпринята попытка суммировать основные факторы, влияющие на образование и размещение россыпей различных полезных ископаемых, и показать действие этих факторов на генетические типы россыпей.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРОЦЕССЕ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

В общем случае россыпи представляют собой рыхлые или сцементированные зернистые кластические породы с повышенной по отношению к окружающим отложениям концентрацией полезных компонентов. Поскольку они принадлежат кластическим породам, образование их контролируется эрозионными процессами, размывающими преимущественно коры выветривания и продукты их перемыва и обеспечивающими дезинтеграцию, транспортировку и переотложение выветрелого материала.

Известно, что в большинстве случаев эрозионные процессы возникают в результате дифференцированных движений земной коры.

В геологической истории некоторых регионов, где имеются первичные и вторичные источники полезных компонентов, выделяются тектонические циклы; некоторые из них оказываются благоприятными для образования россыпей. Эти циклы характеризуются прерывистыми дифференцированными движениями земной коры; они обычно непосредственно сменяют периоды относительного тектонического покоя и формирования кор выветривания; или в ходе этих циклов происходил размыв более древних кор выветривания. Вследствие прерывистости тектонических движений каждый такой тектонический цикл включал в себя несколько эрозионных циклов, каждый из которых обладал определенной направленностью эрозионных процессов, более или менее постоянной гидрографической сетью, а также относительно постоянными областями сноса (Трофимов, 1961).

Комплекс эрозионных циклов обуславливает прерывистую миграцию выветрелого материала от места расположения первичных или вторичных источников полезных компонентов россыпей до океана или другого крупного водоема, куда в конечном итоге поступают продукты выветривания пород континентов. На этом пути миграции в строгой последовательности возникают генетические типы россыпей. Подобный процесс образования россыпей, связанный с определенным тектоническим циклом, объединяется автором в одну эпоху россыпеобразования. В пределах отдельных регионов возможно существование нескольких разновозрастных эпох россыпеобразования; их выделение и исследование являются первоочередной задачей изучения россыпей регионов.

В пределах каждой эпохи россыпеобразования в общем случае имеется следующая пространственная закономерность в распространении генетических типов россыпей. На коренном источнике возникают элювиальные россыпи, на склонах возвышенностей — делювиально-гравитационные и отчасти пролювиальные, в речных долинах — пролювиальные и аллювиальные, на берегах морей — дельтовые, прибрежно-морские и морские. Между перечисленными генетическими типами россыпей существуют переходные типы: так, известны элювиально-делювиальные, аллювиально-делювиальные, дельтово-прибрежно-морские и др.

Продолжительность эпох россыпеобразования определяется продолжительностью тектонического цикла, в течение которого сохраняется общая направленность речной сети и постоянство областей сноса. Эта продолжительность разная и может измеряться и несколькими геологическими периодами и частями одного геологического периода. Так, на западном склоне Среднего Урала последняя эпоха образования алмазных россыпей захватывает время от олигоцена до конца четвертичного периода, в Тургайском прогибе эпоха образования титано-циркониевых россыпей продолжалась с конца чеганского до начала аральского века и т. п.

Таким образом, в классификационных схемах рациональнее разделять россыпи не по геологическим периодам или эрам, а по эпохам россыпеобразования.

Процесс россыпеобразования, отвечающий одной эпохе россыпеобразования, включает в себя следующие генетические типы россыпей.

1. Россыпи на более или менее выровненных поверхностях (плато, водоразделах и пр.). Они возникают на месте расположения коренного источника или древней россыпи. В этом случае основными процессами дезинтеграции твердых пород и перехода полезных компонентов в «свободное» состояние являются химическое и физическое выветривание. Концентрация полезного компонента в продуктах выветривания осуществляется в основном за счет уменьшения объема первоначальной породы в результате растворения и выноса дождевыми и снеговыми водами растворимых компонентов выветриваемых пород (химическая денудация). Изредка к этим процессам присоединяются эоловые процессы, удаляющие выдуванием мелкие и легкие частицы разрушаемых пород (механическая денудация).

Эти элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи при интенсивном химическом выветривании представляют собой так называемые железные шляпы и подобные им образования, а при интенсивном физическом выветривании — развалы крупных и мелких угловатых обломков с тем или иным количеством мелкозема и глины. В общем сортированности этого материала не наблюдается, за исключением элювиальных россыпей в областях вечной мерзлоты, где процессы морозного пучения грунтов производят некоторую сортировку материала по крупности.

2. Россыпи на склонах возвышенностей и у их подножия. Они возникают в процессе миграции выветрелого материала вниз по склонам от места расположения коренного источника или древней россыпи. В этом случае под действием процессов выветривания происходит дальнейшая дезинтеграция пород и переход полезных компонентов в «свободное» состояние. Передвижение материала вниз по склонам осуществляется силами тяжести, солифлюкцией, грунтовыми, дождевыми и талыми водами.

В делювиально-гравитационных и отчасти пролювиальных россыпях (конусы выноса и др.) процессы концентрации слабые и происходят под влиянием химической и механической денудации, удаляющей растворимые, мелкие и легкие частицы, что сказывается в дальнейшем уменьшении объема первоначальных пород. Иногда происходит некоторая концентрация полезных компонентов под влиянием силы тяжести. Обычно делювиальные образования содержат некоторое количество глины и обломков окружающих и подстилающих пород. Сортировка этого материала слабая, и лишь в некоторых случаях наблюдаются признаки слоистости.

3. Россыпи в речных долинах и логах. Их генезис связан с сортирующей и концентрирующей деятельностью водных потоков.

В этом типе россыпей основным процессом дезинтеграции и перехода полезных компонентов в «свободное» состояние является дробление поступающих в реки выветрелого материала в процессе его транспортировки текущей водой. Химическое и физическое выветривания материала имеют здесь подчиненное значение по отношению к дроблению. В общем же в пределах речных долин происходит почти полный переход полезных компонентов в «свободное» состояние.

При образовании ложковых (пролювиальных) и аллювиальных россыпей концентрация полезных компонентов осуществляется в основном сортирующим и концентрирующим действием водного потока, уносящего легкие и растворимые частицы, дробящего хрупкие, истирающего твердые и осаждающего в результате уменьшения скорости потока, изменения его объема и т. п. крупные и тяжелые компоненты переносимого материала. На концентрацию полезных компонентов существенное влияние оказывает турбулентное движение воды, возникающее под влиянием неровностей плотика или иных причин. Это движение прижимает переносимый тяжелый материал ко дну, и последний застревает в его неровностях. В большинстве аллювиальных россыпей концентрация полезных компонентов происходит среди галечных и песчаных отложений. Для них характерна хорошая сортировка, та или иная окатанность материала и резкое разделение аллювия на пойменную, русловую и старичную фации. Степень сортировки и окатанности материала возрастают вниз по течению.

4. Россыпи в пределах морей и других крупных водоемов. Их образование происходит в пределах подводных дельт, прибрежных частей морей и на их дне.

За весьма редкими исключениями материал, доставляемый реками на побережье морей и океанов, уже является настолько дезинтегрированным, что все его компоненты находятся в «свободном» состоянии. Концентрация полезных компонентов в морских россыпях осуществляется действием волн прибоя, отливов и приливов и морскими течениями, которые измельчают, переносят выветрелый материал и производят концентрацию полезных компонентов, удаляя мелкие и легкие частицы. В некоторых случаях этот процесс усиливается эоловой деятельностью. Концентрация полезных компонентов в осадках происходит лишь при более или менее прямолинейной конфигурации морского побережья. В случае сильно изрезанного побережья скопляющийся в устьях рек материал лишь в незначительной степени подвергается сортировке под влиянием волновой деятельности. В этом случае возникают смешанные дельтово-прибрежно-морские россыпи, которые имеют широкое распространение (Туганская титано-циркониевая россыпь в Западной Сибири и др.). Их часто смешивают с типичными прибрежно-морскими россыпями.

Прибрежно-морские, морские, озерные россыпи в большинстве случаев сложены песчаным материалом с тем или иным количеством ракушника и почти не содержат глинистого материала.

Россыпи ледникового и эолового происхождения мало распространены и имеют небольшое промышленное значение.

Одним из неперенных условий образования россыпей в природе является присутствие в выветриваемых породах полезных компонентов в «свободном» состоянии. Наиболее полная дезинтеграция твердых пород и переход заключенных в них полезных компонентов в «свободное» состояние происходит при выветривании пород и особенно в процессе образования кор химического выветривания линейного и площадного распространения, иногда достигающих огромной мощности и захватывающих обширные территории. Большинство известных россыпей различных полезных ископаемых так или иначе связано с корами выветривания или продуктами их перемыва.

Довольно значительная дезинтеграция пород и переход их полезных компонентов в «свободное» состояние происходит под влиянием истирающей деятельности движущихся льдов; большие массы твердых пород при этом подвергаются разрушению истиранием с образованием больших объемов дезинтегрированного материала с заметным количеством полезных компонентов, находящихся в «свободном» состоянии.

Переход известной части полезных компонентов в «свободное» состояние имеет место также при дроблении и окислении обломков в процессе их транспортировки и выветривания в водном потоке. Это хорошо иллюстрируется совместным нахождением в аллювиальных россыпях окатанных и угловатых зерен полезных компонентов.

Указание Ю. А. Билибина (1938) на то, что переход полезных компонентов в «свободное» состояние происходит также в процессе истирания обломков при их речной и морской транспортировке, не подтверждается; в этом случае происходит переход полезных компонентов в пылеобразное состояние и вынос этого материала за пределы россыпей.

II. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ РОССЫПЕЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Все наблюдаемое в природе разнообразие россыпей полезных ископаемых есть результат совместного действия ряда факторов. К ним принадлежит прежде всего тектонический фактор, который является главным, так как он определяет весь ход процесса россыпеобразования. Этот фактор контролирует распределение поднятых и опущенных участков, направление речных систем, распределение и величину областей денудации и аккумуляции и т. п., что оказывает существенное влияние на размещение россыпей.

По тектоническому режиму Н. М. Страхов (1963) выделяет две группы областей: а) области слабого тектонического режима; б) области активного тектонического режима. В первых процессы химического выветривания, химической денудации и механического смыва наиболее интенсивно развиты в областях с тропическим климатом. Они закономерно ослабевают по мере движения к северу в области с более низкими средними годовыми температурами и с меньшим количеством осадков. Исходя из этого и учитывая слабость эрозионных процессов в подобных областях, вряд ли можно рассматривать их как особо перспективные для образования россыпей. Наиболее развиты в таких областях элювиальные, элювиально-делювиальные и делюви-

альные россыпи, имеющие довольно небольшое промышленное значение.

В областях активного тектонического режима механическая и химическая денудация настолько усиливается, что коры выветривания почти не образуется. Здесь возникновение элювиальных и элювиально-делювиальных россыпей сильно затруднено тем, что процессы денудации преобладают над процессами аккумуляции и образования кор выветривания. Подобные области характеризуются интенсивными эрозионными процессами, в результате действия которых в речные долины поступает большое количество слабо выветрелого материала с относительно небольшим количеством полезных компонентов, находящихся в «свободном» состоянии, в результате чего образуются аллювиальные россыпи большой протяженности, но с относительно невысоким содержанием полезных компонентов.

Прибрежно-морские россыпи в областях с активным тектоническим режимом при регрессии моря хотя и возникают, но быстро подвергаются размыву потоками, образующимися при отступании моря. В условиях трансгрессии формирующиеся россыпи прибрежно-морского происхождения разубоживаются и быстро погребаются под массами пустого песка. Таким образом, в областях с активным тектоническим режимом также отсутствуют условия для возникновения крупных и богатых россыпей.

Исходя из всего вышеизложенного, можно предположить, что наиболее благоприятными в тектоническом отношении областями для образования россыпей будут области с прерывистыми дифференцированными тектоническими движениями умеренной амплитуды, с достаточно развитыми эрозионными процессами, при которых выветривание будет преобладать над денудацией.

Для россыпеобразования очень благоприятны те области, которые перед активной тектонической деятельностью испытали относительный покой, сопровождающийся образованием кор выветривания той или иной мощности. Именно размыв кор выветривания и обеспечивает поступление в россыпи значительного количества полезных компонентов, находящихся в «свободном» состоянии. В этом случае наибольшее развитие будут иметь, с одной стороны, аллювиальные россыпи, а с другой — россыпи прибрежно-морского происхождения, образованные в основном за счет источников, расположенных вблизи морского побережья, и возникшие в условиях сравнительно медленной регрессии моря, при которой они не будут уничтожены временными потоками, а будут довольно быстро погребены под толщей эоловых песков.

Климатический фактор — второй по значимости после тектонического. Он определяет масштаб перехода полезных компонентов в «свободное» состояние, а также развитие в тех или иных регионах тех или иных генетических типов россыпей. Рассмотрим условия образования россыпей в различных типах литогенеза, выделенных Н. М. Страховым (1963).

При гумидном типе литогенеза образование осадочных формаций происходит во влажном климате, характеризующемся преобладанием метеорных осадков над их испарением и допускающим существование воды в жидкой фазе, хотя бы в течение теплого периода года. Различаются тропический, субтропический, умеренный и холодный влажные климаты. По интенсивности механической денудации, в основном ответственной за концентрацию полезных компонентов в россыпях, Н. М. Страхов выделяет два пояса: 1) пояс, расположенный

между изотермами $+10^{\circ}$, обладающий сильным и очень сильным механическим смывом; 2) пояс умеренного влажного климата вне годовых изотерм $+10^{\circ}$, которому свойственна слабая и умеренная механическая денудация.

Первый пояс объединяет тропический и субтропический влажные климаты. В этих климатах при определенной тектонической обстановке возникают мощные коры выветривания, нередко имеющие большое площадное распространение; разрушение их создает очень благоприятные условия для россыпеобразования. В этом случае в реки поступает целиком дезинтегрированный материал и возникают весьма богатые россыпи ограниченной протяженности; полезные компоненты здесь более или менее одинаково окатаны (россыпи касситерита в Южном Китае, Малайских штатах, Индонезии и др.).

При тропическом и субтропическом влажном климате транспортировка обломочного материала затрудняется мощным почвенным покровом и богатой растительностью; в этом случае она происходит лишь в периоды катастрофических ливней, сопровождаемых оползнями, возникновением промоин и т. п.

Второй пояс объединяет климат умеренных и арктических широт. Процессы россыпеобразования в нем имеют очень много общих черт с процессом возникновения россыпей в первом поясе с той лишь разницей, что при этом климате россыпи имеют меньшую концентрацию и большую протяженность. Большая протяженность обусловлена тем, что переход полезных компонентов в «свободное» состояние совершается почти в течение всей транспортировки материала. В результате в аллювиальных россыпях второго пояса совместно присутствуют полезные компоненты (различно окатанные). Доставка выветрелого материала в речные долины облегчается по сравнению с областями тропического и субтропического климатов значительно менее мощным почвенным покровом и слабым развитием растительности.

В арктических широтах транспортировка выветрелого материала вниз по склонам возвышенностей облегчается процессами солифлюкции, обеспечивающими достаточно быстрое (до $4-5$ см/год) передвижение его по весьма пологим поверхностям (3° и выше). В районах с таким климатом количество полезных компонентов, находящихся в «свободном» состоянии, контролируется мощностью «деятельного слоя» вечной мерзлоты ($0,5-2$ м), в пределах которого протекают все процессы выветривания.

Специфической особенностью гумидных зон является сильное развитие процессов химического выветривания, которое вытесняет чисто физическое разрушение пород. Химическое выветривание осуществляется просачивающимися дождевыми и талыми водами. В результате этого на всем пути миграции выветрелого материала, начиная от источника сноса и кончая речными долинами, создаются благоприятные условия для образования элювиальных, делювиальных и аллювиальных россыпей. Реки гумидного климата осуществляют быструю и полную сортировку и концентрацию переносимого материала, в силу чего морского побережья достигает лишь весьма тонкий материал, почти лишенный тяжелых компонентов.

Развитые в гумидном климате крупные прибрежно-морские россыпи возникают лишь за счет источников, расположенных вблизи морского побережья. Примером могут служить титано-циркониевые россыпи штата Траванкор-Кочин в Индии и др. (Трофимов, 1959).

Аридный тип литогенеза — это образование осадочных пород в засушливых климатах, т. е. в таких, в которых испарение за год больше

суммы метеорных осадков. Эти осадки выпадают очень редко и обычно в форме ливневых дождей. В этих зонах почва и растительность скудные, благодаря чему процессы физического выветривания и эоловой аккумуляции широко развиты. На поверхности твердых пород возникают щебенистые развалы, лишенные мелких и легких частиц. Движение обломочного материала вниз по склонам возвышенностей в основном происходит под действием силы тяжести и реже дождевых вод. Количество полезных компонентов, находящихся в «свободном» состоянии, относительно невелико.

Отсюда можно предположить, что аридный климат менее благоприятен для образования россыпей, чем гумидный. В областях с аридным климатом преимущественное распространение имеют элювиальные, делювиальные, пролювиальные и эоловые россыпи, но они значительно беднее аналогичных россыпей гумидных областей. Вследствие слабого развития речной сети аллювиальные россыпи в этих областях редки и встречаются преимущественно на транзитных реках.

В областях с аридным климатом выветрелый материал сравнительно редко достигает морского побережья. Чаще всего он отлагается у подножия возвышенностей, образуя пролювиальные россыпи типа конусов выноса. Доставка выветрелого материала в областях с аридным климатом обычно осуществляется так называемыми «сухими» реками, представляющими собой в периоды ливней типичные грязевые потоки, в которых крупный и тяжелый несортированный материал переносится во взвешенном состоянии.

Таким образом, одной из характерных особенностей процесса россыпеобразования в областях с аридным климатом является образование прибрежно-морских россыпей за счет источников, находящихся вблизи морского побережья.

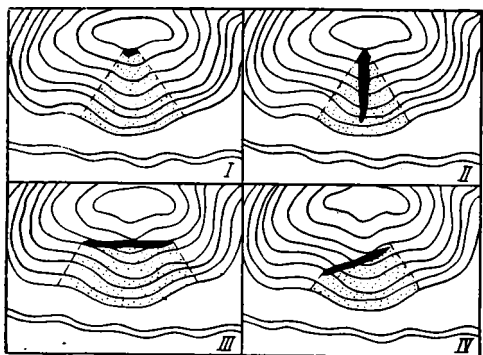
Ледовый тип литогенеза — это образование отложений на участках континентов, покрытых вечными льдами. Он встречается в областях с низкими годовыми температурами, где работа воды проявляется лишь в твердой фазе. Выпахивающая деятельность ледников сопровождается образованием моренного материала, в котором какая-либо сортировка материала по крупности и удельному весу отсутствует. Поэтому при ледовом типе литогенеза образование россыпей происходит лишь в исключительных случаях и они имеют небольшое промышленное значение. При этом типе литогенеза россыпи возникают лишь при непосредственном разрушении ледниками коренных источников, расположенных на дне долин или на их бортах, и, как правило, приурочены к донной или боковой морене (Новая Зеландия, Шпицберген и др.).

Вулканогенно-осадочный тип литогенеза — есть образование пород под влиянием вулканических извержений. Процесс формирования россыпей, связанных с этим типом, совершенно не изучен. Однако присутствие в некоторых типах излившихся пород довольно крупных зерен магнетита, ильменита, циркона и т. п. дает основание предположить, что образование россыпей происходит и в этом типе литогенеза. Возможно, подобное происхождение имеют магнетитовые прибрежно-морские россыпи Камчатки, Курильских о-вов, Японии и т. п.

Размеры источников полезных компонентов имеют существенное значение при образовании россыпей. Мелкие одиночные источники, как правило, не дают россыпей. Размеры и богатство источников в известной степени определяют размеры и степень концентрации полезных компонентов в россыпях. Однако совершенно не обязательно, чтобы эти источники были всегда богатыми, так как при определенных

условиях крупные и богатые россыпи возникают и за счет источников, имеющих широкое площадное распространение и характеризующихся сравнительно убогой вкрапленностью полезных компонентов (титано-циркониевые россыпи Украины, платиновые россыпи Урала и др.).

Форма источника полезных компонентов россыпей сказывается на форме и степени концентрации полезных компонентов в россыпях. Так, в случае элювиальных россыпей узкая линейная форма источника



Фиг. 1. Формы делювиальных россыпей в плане при различных положениях коренного месторождения (по Ю. А. Билибину)

I — изометричные формы коренного месторождения; II — линейная форма коренного месторождения, вытянутая вниз по склону; III — линейная форма коренного месторождения, вытянутая поперек склона; IV — линейная форма коренного месторождения, расположенная под углом к склону

нейной формы совпадает с направлением течения реки. Так, например, обычная протяженность россыпей золота измеряется 2—5 км, а при расположении источника (или источников) вдоль реки она возрастает до 25—40 км (некоторые россыпи бассейна реки Колымы и др.).

Местоположение источника полезных компонентов россыпей в рельефе предопределяет развитие тех или иных генетических типов. Так, расположение источника на крутом склоне исключает образование элювиальных россыпей. Нахождение его в русле реки делает невозможным образование элювиальных и делювиальных россыпей и т. п.

Вещественный состав материнских пород обуславливает интенсивность процессов выветривания и перехода полезного компонента в «свободное» состояние, а также возможность и место концентрации его в россыпях, контролирует протяженность россыпей, их положение относительно источника и в конечной степени их генетический тип.

На интенсивность перехода полезных компонентов в «свободное» состояние существенно влияют физические свойства материнских пород, их сопротивляемость выветриванию и т. п. Так, освобождение золота, заключенного в массивном кварце или в плотных дайках изверженных пород, происходит значительно труднее, чем золота в скарнах, зернистом кварце и в кварцево-сульфидных месторождениях. В первом случае при прочих равных условиях в «свободное» состояние переходит значительно меньше золота, чем во втором. Например, россыпь одного из притоков р. Колымы сложена двумя более или менее параллельными полосами (струями) золота, имеющими различные источники. Левая

мало благоприятна, потому что элювий сильно разубоживается.

В делювиальных россыпях форма источника и характер его расположения на склоне предопределяют форму россыпей, возникающих при его разрушении. Так, при вытянутости источника вдоль склона возникают россыпи трапецеидальной формы, а при расположении его вниз по склону — конусообразные (фиг. 1).

В делювиальных россыпях большое значение имеет место расположения источника по отношению к направлению реки, так как оно в известной степени определяет протяженность россыпей, связанных с этим источником. Наиболее протяженные россыпи возникают в том случае, когда простирание источника ли-

полоса происходит за счет разрушения зернистого и трещиноватого кварца и имеет протяженность 1,5 км и высокое содержание золота; правая же полоса возникла за счет разрушения плотных золотоносных даек и имеет длину более 9 км и значительно меньшую концентрацию золота.

Крупность полезных компонентов оказывает существенное влияние на образование и протяженность россыпей. Известно, например, что сульфидные месторождения золота и олова редко сопровождаются их россыпями именно благодаря ничтожности размеров обоих названных компонентов.

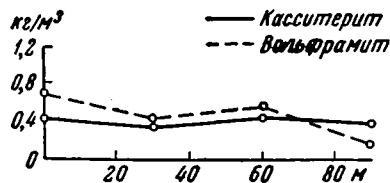
Крупность полезного компонента влияет и на его перемещение. Чем крупнее полезный компонент и чем выше его удельный вес, тем меньше его миграционная способность. Е. З. Горбунов (1959) указывает на то, что в россыпи ключа Скрытний на р. Колыме на долю мелких фракций золота приходится 64%, а в россыпи мальдяк — 51,7%; в результате этого перемещение максимального количества золота по россыпи ключа Скрытного составляет 1,5 км, а по россыпи речки Мальдяк — 0,5 км.

В аллювиальных россыпях, как правило, наблюдается уменьшение крупности и содержания полезных компонентов вниз по течению реки. Это является следствием: 1) дробящей и истирающей деятельности водного потока; 2) его сортирующей и концентрирующей способности. Преобладание того или иного процесса есть функция физического состояния полезного компонента (хрупкость, мягкость, трещиноватость и пр.).

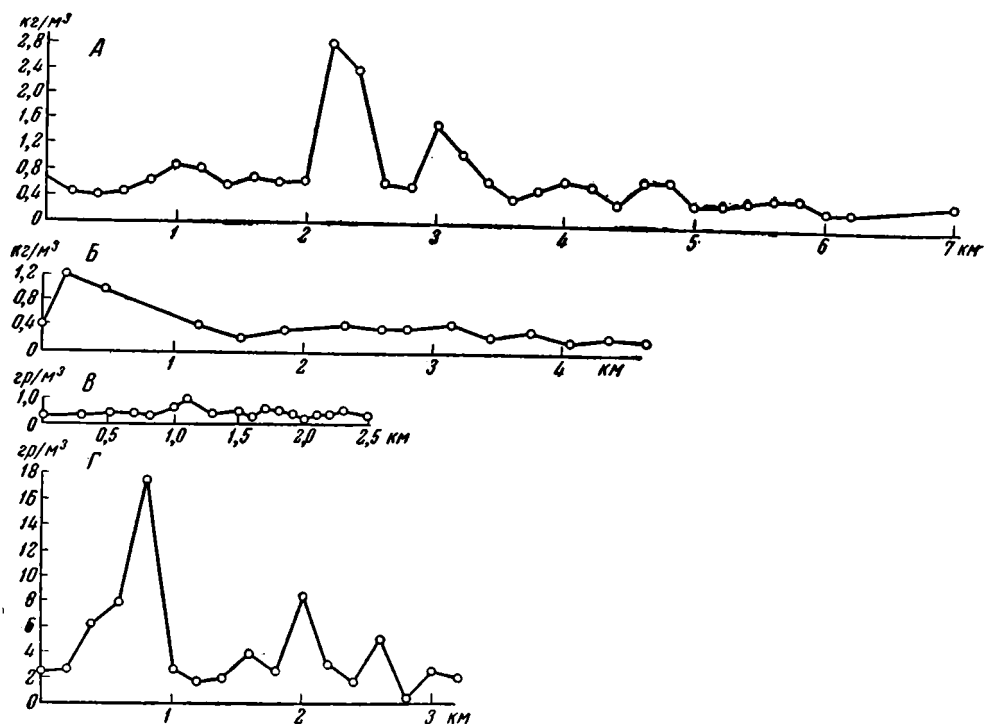
Физическое состояние полезного компонента определяет возможность концентрации его в россыпях, расстояние его переноса, положение россыпей по отношению к источнику и ряд других закономерностей. Полезные компоненты из-за различной хрупкости, твердости, трещиноватости выдерживают различную дальность переноса. Ряд полезных ископаемых из-за хрупкости и мягкости вообще не образует россыпей, так как они подвергаются разрушению еще в процессе выветривания или во время движения вниз по склону (киноварь, шеелит и др.). Так, например, в коренном месторождении Уиднес в Нижней Бирме соотношение между вольфрамитом и касситеритом было 24 : 1, в аллювиальной россыпи оно упало до 1 : 1, а в аллювии вольфрамит полностью исчез (Рейборн и Мильнер, 1933). О дальности переноса вольфрамит можно судить по олово-вольфрамовой россыпи Калато в Нигерии (фиг. 2). Здесь в 90 м от коренного источника количество вольфрамит уменьшилось примерно в 3,5 раза, а количество касситерита осталось более или менее постоянным.

Удельный вес полезного компонента на процесс россыпеобразования влияет примерно так же, как и крупность. Он определяет миграционную способность того или иного компонента: чем выше его удельный вес, тем меньше его миграционная способность. Наименьшая способность у золота и платины (уд. вес. выше 15), а наибольшая у янтаря (уд. вес 1,05). Из-за большой миграционной способности янтаря его накопления в аллювиальных россыпях практически не наблюдаются.

О миграционной способности отдельных компонентов в аллювиальных россыпях в зависимости от удельных весов можно судить по рос-

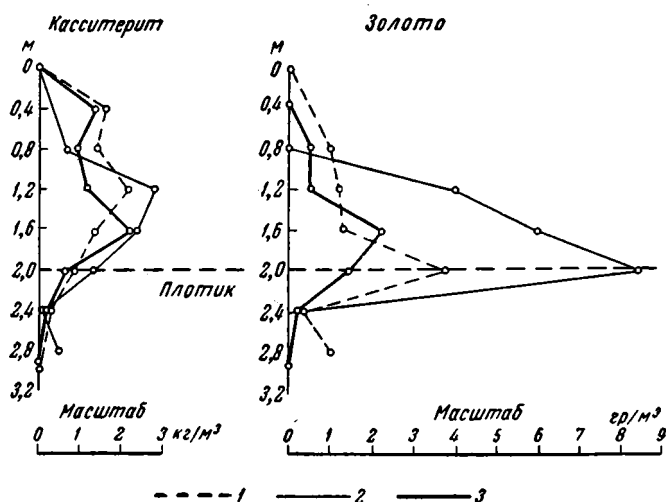


Фиг. 2. Расстояние переноса минералов в двухкомпонентных россыпях в зависимости от хрупкости составляющих их компонентов. Олово-вольфрамовая россыпь Калато в Нигерии



Фиг. 3. Распределение золота и касситерита в аллювиальных россыпях в продольном направлении

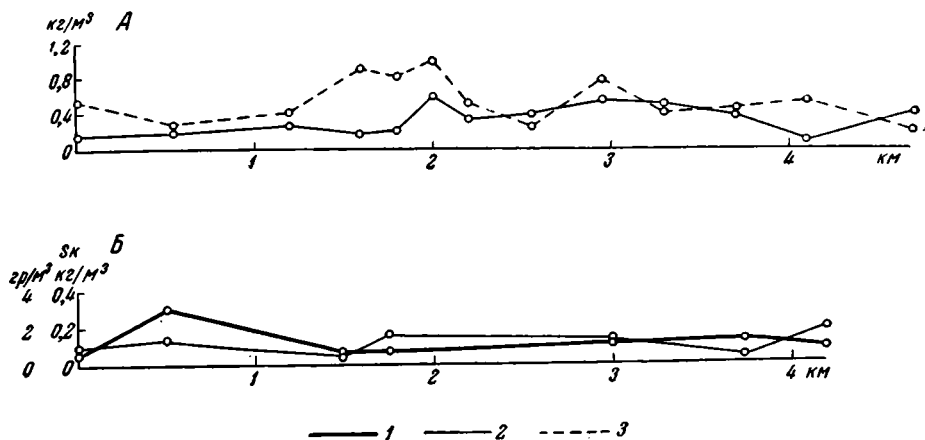
А — россыпь касситерита одной из рек в бассейне р. Кыры в Читинской области; Б — россыпь касситерита одной из рек в бассейне р. Уссури в Приморском крае; В — россыпь золота одной из рек бассейна р. Колымы в Якутии (мелкое золото); Г — россыпь золота одной из рек в районе Чаунской губы (крупное золото)



Фиг. 4. Характер распределения полезных компонентов в двухметальных россыпях в вертикальном направлении по шурфам. Россыпь золота и касситерита в одной из рек в бассейне р. Наванаам на Чукотке

Линии: 1 — 40, шурф 6; 2 — 50, шурф 3; 3 — 56, шурф 6

сыпям золота бассейнов рек Колымы, Индигирки, а также Чаунского района на Чукотке и россыпей олова Приморья и Читинской области (фиг. 3). Из диаграмм следует, что протяженность россыпей золота меньше, чем олова. Эта закономерность особенно четко видна на примере олово-золотой россыпи речки Золотистой в бассейне р. Колымы. Расположение источников касситерита и золота примерно одинаковое, но протяженность россыпей различная — для золота около 20 км, а для касситерита свыше 30 км.



Фиг. 5. Распределение полезных компонентов в двухметалльных россыпях в продольном направлении

А — олово-вольфрамовая россыпь одной из рек бассейна р. Кураны в Якутии; Б — россыпь золота и касситерита одной из рек в бассейне р. Наванаа на Чукотке. 1 — золото, 2 — касситерит, 3 — вольфрамит

Удельный вес компонентов оказывает существенное влияние на их распределение в вертикальном разрезе. Чем выше удельный вес полезного компонента, тем резче выражена его тенденция концентрироваться вблизи плотика или в трещинах плотика. Эта закономерность хорошо прослеживается на примере одной из россыпей золота и касситерита на Чукотке (фиг. 4). Из диаграммы видно, что золото в большинстве случаев концентрируется на плотике, а касситерит на некотором расстоянии от него.

Необходимо отметить, что в двух и более компонентных россыпях отдельные компоненты не располагаются последовательно друг за другом в порядке величин их удельных весов, а налегают один на другой и лишь пики наиболее высоких содержаний каждого компонента смещены относительно друг друга. Кроме того, как указывалось выше, протяженность россыпей полезных компонентов с различными удельными весами не одинаковая. Эта закономерность хорошо иллюстрируется примером олово-вольфрамовой и олово-золотой россыпей Чукотки и Якутии (фиг. 5).

Налегание россыпей различных полезных ископаемых друг на друга есть следствие того, что большинство аллювиальных россыпей располагается в начале областей аккумуляции, обычно сложенных наиболее грубым материалом. Этот материал, с одной стороны, является препятствием для перемещаемых волочением, качением и сальтацией полезных компонентов, а с другой — естественным трафаретом, улавливающим эти компоненты.

Удельный вес полезного компонента определяет промышленный тип россыпей. Для иллюстрации этой зависимости приведем несколько примеров.

1. Янтарь — удельный вес 1,05—1,14. Наиболее перспективным генетическим типом его россыпей являются россыпи, образованные в спокойных и достаточно глубоких водоемах типа озер, защищенных от ветров заливов, лагун и т. п. Вследствие низкого удельного веса янтарь не отлагается в водоемах, подверженных волнениям и течениям, а переносится ими на большие расстояния и в конечном итоге выбрасывается на побережье, где быстро захороняется пустыми песками, не образуя при этом значительных концентраций. Накопление его не происходит и в мелководных бассейнах, где волнение захватывает придонные слои (Булава, Трофимов, 1963), взмучивает их, а заключенный в них янтарь всплывает и начинает свой путь к побережью (Курская и Балтийская косы в Балтийском море).

2. Алмаз — удельный вес 3,5. Наиболее перспективными в промышленном отношении и наиболее распространенными являются аллювиальные россыпи. Характерная особенность этих россыпей — приуроченность их к галечным отложениям, что предопределяет и протяженность подобных россыпей. Значительных концентраций алмазов в песчаных и глинистых отложениях неизвестно. Все эти черты свойственны и прибрежно-морским россыпям алмаза, имеющим широкое распространение в Малом Намакваленде и Юго-Западной Африке. В общем же случае прибрежно-морские россыпи алмаза встречаются редко.

3. Ильменит — удельный вес 4,7. При химическом выветривании ильменит подвергается лейкоксенизации и в нем образуются многочисленные трещины, в результате чего он при транспортировке сильно измельчается. Таким образом, хотя аллювиальные россыпи ильменита известны (Кусинская и др.), но они распространены незначительно. Наиболее перспективными россыпями ильменита являются дельювиальные, дельювиально-аллювиальные, дельтовые и прибрежно-морские. Последние образуются в основном за счет источников, расположенных вблизи побережья. В россыпях смешанного дельтово-прибрежно-морского происхождения, возникающих в заливах, лагунах и других подобных местах, расположенных вблизи устьев рек, приносивших мелкий ильменит из глубины континентов, под влиянием волн прибоя, отливов и приливов и морских течений происходит некоторая сортировка материала и концентрация ильменита в продуктах этой сортировки (Туганская россыпь в Сибири, некоторые россыпи Русской платформы и т. п.).

4. Касситерит — удельный вес 6,8—7,0. Для касситерита наиболее интересными в промышленном отношении и наиболее широко распространенными являются аллювиальные россыпи, располагающиеся вблизи коренных источников. Благодаря своей значительной хрупкости касситерит не выдерживает длительной транспортировки и поэтому редко достигает морского побережья. Прибрежно-морские россыпи касситерита, также имеющие большую промышленную ценность, образованы исключительно за счет разрушения источников, расположенных вблизи побережья (россыпи Южного Китая, Индонезии, Малайских штатов и др.).

5. Золото и платина — удельный вес свыше 15. Для них характерны аллювиальные россыпи, располагающиеся в непосредственной близости от коренных источников. Прибрежно-морские россыпи золота (Аляска и др.) распространены незначительно, они образованы преимущест-

венно за счет коренных источников, находящихся вблизи морского побережья.

Коренные месторождения платины иногда занимают большие площади (дуниты Урала и др.), и поэтому для платины, наряду с аллювиальными, значительный промышленный интерес представляют также элювиальные россыпи.

Суммируя все вышесказанное о влиянии удельных весов полезных компонентов на распространенность генетических типов россыпей, следует отметить, что с увеличением удельного веса компонента возрастает роль аллювиальных россыпей и снижается роль морских и прибрежно-морских¹. Подобное положение является вполне закономерным, так как с увеличением удельного веса миграционная способность полезного компонента уменьшается.

Перечисленные выше основные факторы, контролирующие закономерности образования и размещения россыпей полезных ископаемых, весьма редко действуют порознь. В природе обычно наблюдаются самые разнообразные сочетания этих факторов. Так, например, геоморфологическая обстановка областей образования россыпей полностью определяется сочетанием тектонического и климатического факторов. Интенсивность эрозионно-аккумулятивной деятельности также есть функция совместного действия тех же факторов и т. п.

Современное учение о россыпях подводит твердую базу под поиски новых, еще не обнаруженных в данном регионе, россыпей. Действительно, учитывая взаимосвязь отдельных генетических типов россыпей в каждой эпохе, можно предусмотреть существование определенных их типов. Так, обнаружив дельтуальную россыпь того или иного полезного ископаемого при определенных геоморфологических условиях, можно проектировать поиски и аллювиальных россыпей этого полезного ископаемого и т. п.

Изучение регионов с точки зрения существования в них тектонических циклов и связанных с ними эпох россыпеобразования позволяет дать перспективную оценку этих регионов в отношении возможности распространения в их пределах россыпных месторождений различного возраста.

Учитывая изложенные выше основные факторы, контролирующие закономерности образования и размещения россыпей различных полезных ископаемых, можно ориентировать поисковые работы в данном регионе лишь на обнаружение определенных для каждой эпохи россыпеобразования генетических типов россыпей, имеющих для искомого компонента наибольшую промышленную ценность. Например, для янтара — россыпей спокойных водоемов, для золота — аллювиальных, для ильменита — прибрежно-морских и дельтовых и т. п. При этом надо иметь в виду, что чем древнее эпоха россыпеобразования, тем больше имеется шансов на обнаружение россыпей лишь дельтового, прибрежно-морского и морского происхождения, которые в каждом процессе россыпеобразования возникают в наиболее пониженных частях рельефа. Подобное расположение россыпей в рельефе обеспечивает им наибольшую сохранность при последующих процессах эрозии и денудации.

¹ Прибрежно-морские россыпи, образованные за счет источников, расположенных вблизи морского побережья, не подчиняются указанной выше закономерности, так как в этом случае удельный вес не играет той роли, как в случае аллювиальных и прибрежно-морских россыпей, образованных за счет источников, расположенных в глубине континентов.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. ГОНТИ НКТП СССР, 1938.
- Булава Ю. В., Трофимов В. С. Некоторые закономерности накопления янтаря в олигоценовых отложениях Замландского п-ова в Калининградской обл. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1963.
- Горбунов Е. З. К вопросу о дальности переноса россыпного золота от коренных источников. Сов. геология, № 6, 1959.
- Рейбсрн К., Мильнер Г. Поиски и разведка аллювиальных месторождений. ОНТИ, 1933.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Трофимов В. С. Основные закономерности формирования и распространения россыпей в различных климатических областях. В сб. «Закономерн. размещ. полезн. ископ.», т. 2. Изд. АН СССР, 1959.
- Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования четвертичных россыпей полезных ископаемых. VI конгресс Inqua. Доклады советских геологов., 1961.

Геологический институт
АН СССР
г. Москва

Дата поступления
18.V.1964

УДК 553.068.5 : 551.76 + 551.77

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ЦИРКОНИЙ-ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В. А. БЛИНОВ, С. Н. КАЛЮЖНАЯ

В статье освещаются результаты изучения комплексных цирконий-титановых россыпей в мезозойско-кайнозойских отложениях. Рассматриваются три типа продуктивных формаций и закономерности размещения россыпей в них. Описывается методика оценки перспективности регионов.

Комплексные россыпи минералов титана, циркония, церия и других элементов широко распространены в мезозойско-кайнозойских отложениях. Все они образуют ионы высокого заряда и малого радиуса, что определяет высокую прочность кристаллической решетки минералов и их устойчивость к процессам химического и физического выветривания. Высокая устойчивость, отличающая эти минералы от породообразующих (амфиболов, пироксенов и др.), позволяет им сохраняться и накапливаться в коре химического выветривания кристаллических пород, в связи с чем последняя оказывается источником комплексных россыпей.

Для образования подобных россыпей, как показал И. И. Малышев (1957), необходимы формирование и последующий размыв мощной коры химического выветривания кристаллических пород, что зависит от климатических условий и характера тектонической деятельности. Кроме того, в период размыва должен существовать мощный водный классификатор, производящий интенсивную гидродинамическую сортировку терригенного материала, отделяющего песчаные зерна от глинистых продуктов выветривания и сортирующего эти зерна по удельному весу.

Одновременное накопление в комплексных россыпях минералов основных, щелочных и кислых изверженных пород, а также минералов метаморфических толщ (ильменита, рутила, лейкоксена, циркона, монацита, ксенотима и др.) свидетельствует о том, что источником этих россыпей была площадная кора выветривания, образованная на различных кристаллических породах.

Образование крупных комплексных россыпей связано с размывом мощной площадной коры химического выветривания, образующейся в условиях жаркого и влажного климата и с интенсивной сортировкой терригенного материала в прибрежной зоне морей или крупных озер.

В настоящее время такая обстановка существует в Австралии, Индии, Флориде, Бразилии и других тропических странах. На территории СССР подобные климатические условия существовали в мезозое и палеогене, и поэтому комплексные россыпи в ископаемом состоянии находятся среди продуктов размыва кор химического выветривания в осадочных породах указанного возраста.

До последнего времени изучением условий и механизма образования древних погребенных комплексных россыпей занимались мало. В большинстве известных работ, в частности в работах индийских и советских ученых, описываются лишь современные россыпи. Поэтому целью настоящего сообщения является подведение итогов изучения древних погребенных россыпей СССР.

Совокупность отложений, образованных при размыве мощных кор выветривания, с которыми связаны указанные россыпи, месторождения оолитовых железных руд, марганцевых руд, бокситов, огнеупорных глин и прочие — названы Г. С. Момджи (1960) формацией переотложенной коры химического выветривания, или продуктивной формацией.

О наличии продуктивной формации в осадочной толще можно судить по минеральному составу терригенной части тяжелой фракции. Г. С. Момджи (1960) предложена оригинальная методика выявления продуктивных формаций, авторами же статьи она неоднократно проверялась в различных регионах СССР. Сущность этой методики заключается в разделении терригенных минералов тяжелой фракции по степени их устойчивости на три группы: устойчивые (У), промежуточные (П) и неустойчивые (Н), вычисления коэффициента устойчивости

(Ку) по формуле
$$K_y = \lg \frac{Y(100 - П)}{10 \cdot H^{H/10}}$$
 и выявления по его знаку и чис-

ловым значениям продуктивных формаций. Положительные значения Ку соответствуют отложениям продуктивной формации. Для песков титаноносных россыпей характерны значения $K_y + 2,5$ и более. Значения Ку от 0 до +2 соответствуют слоям, образовавшимся при размыве нижних зон коры выветривания каолинового профиля. Отрицательные значения коэффициентов устойчивости показывают, что при образовании отложений в области питания размывались кристаллические породы, не затронутые химическим выветриванием.

Продуктивные формации, образовавшиеся в результате непосредственного размыва кор химического выветривания кристаллических пород, являются первичными.

При их размыве и переотложении образуются вторичные продуктивные формации.

1. ПРОДУКТИВНЫЕ ФОРМАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ В НИХ КОМПЛЕКСНЫХ ЦИРКОНИЙ-ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ

Изучение продуктивных формаций и связанных с ними россыпей в некоторых регионах СССР позволило авторам совместно с Г. С. Момджи выделить три типа первичных продуктивных формаций в зависимости от характера эпейрогенических движений в период их образования.

1. Формации, возникающие при преобладании восходящих движений. В этом случае полностью завершается денудация коры химического выветривания, вслед за которой размыву подвергаются химически невыветрелые породы.

Нижняя часть продуктивной формации этого типа характеризуется высокими значениями Ку (+2,5 и +3,0), постепенно уменьшающимися до отрицательных значений вверх по разрезу. Комплексные россыпи располагаются только в нижней части описываемой формации.

Аллювиальные отложения, принадлежащие этой формации, как правило, плохо отсортированы. Россыпи, приуроченные к наиболее хорошо отсортированным пескам аллювия, характеризуются малыми

размерами и крайней невыдержанностью. Сравнительно хорошо отсортированный песок фации прибрежных озер и болот содержит значительное количество глинистого материала, и только в прибрежно-морских условиях возможно полное освобождение песка от глинистого материала, обогащение минералами тяжелой фракции и образование крупных титаноносных россыпей. Благоприятными для образования россыпей являются также прибрежные фации крупных озерных бассейнов.

Примером продуктивной формации первого типа являются мезозойско-кайнозойские отложения Амуро-Зейской депрессии. В мезозое — кайнозое здесь, в результате размыва и переотложения коры химического выветривания, дважды образовались продуктивные формации: цагайская ($Cg_2 - Pg_1$) и сазанковская (Pg_2).

При образовании цагайской продуктивной формации размыв коры выветривания не был полностью завершен, на что указывает отсутствие над ней слоев с отрицательными значениями коэффициента устойчивости.

Отложения цагайской продуктивной формации представлены двумя фациальными разностями: аллювиальной и озерной. Минеральный состав тяжелой фракции песков обеих фаций характеризуется преобладанием устойчивых минералов, представленных лейкоксенизированным ильменитом (57,3%), цирконом (6,9—10,5%), лейкоксом (5,7—9,9%) и небольшим количеством рутила (0,64%). Величина K_u в них, как правило, превышает +2,5.

Перспективными для поисков россыпей являются хорошо отсортированные пески озерной фации.

Сазанковская продуктивная формация образовалась при полном размыве и переотложении более молодой коры выветривания, накопившейся в нижнем палеогене. В связи с этим вверх по разрезу формации значение коэффициента устойчивости изменяется от +2,5 до нуля, а выше согласно залегает белогорская свита ($N_2 - Q$)bg с отрицательными значениями коэффициента устойчивости. Последние свидетельствуют о том, что ко времени отложения белогорской свиты кора выветривания была полностью размыва и эрозии подвергались не затронутые выветриванием кристаллические породы.

Отсутствие хорошо отсортированных морских и озерных песков делает сазанковскую формацию неперспективной для нахождения в ней россыпей.

2. Формации, образующиеся в условиях равноценных попеременно восходящих и нисходящих движений. Они широко распространены на территории СССР. Примером такой формации являются палеогеновые отложения Зауралья.

Верхняя часть продуктивной формации этого типа оказывается размывтой, и на нижние слои с высокими значениями K_u (+2,5) несогласно ложатся более молодые осадки с отрицательными значениями K_u , образовавшиеся за счет денудации химически невыветрелых пород. По сравнению с описанным выше типом, нижние слои формации данного типа обладают лучшей сортировкой песчаного аллювия (в котором в связи с этим встречаются небольшие титаноносные россыпи), большей глинистостью озерно-болотных и лагунных отложений, но так же, как и в предыдущем случае, крупные комплексные россыпи титана связаны только с их прибрежно-морской песчаной фацией.

Процессы переотложения титаноносных осадков нижних слоев приводят к образованию вторичных концентраций минералов титана и циркона. Их источником могут быть как первичные россыпи, так и

Генезис россыпей	Характеристика подстилающих отложений, служивших основным источником питания	Типы россыпей					Краткая характеристика типов россыпей	
		Чеганская свита	Кутанбулакская свита	Челкарнуринские слои	Кадагульские слои	Чаграйская свита	Геолого-морфологические особенности	Особенности минерального состава
		I генерация		II генерация		III генерация		
Первичные	Прибрежно-морские						Незначительное удаление от выходов кристаллического фундамента, небольшие мощности рудных тел	Высокие содержания тяжелой фракции (до 50%), наличие спикул губок, глауконита
							Редко встречающиеся небольшие по размерам и невидержанные по простиранию россыпи	Наследование минерального состава тяжелой фракции коры выветривания
	Аллювиально-озерные						Небольшие размеры, невидержанность по мощности	Значительную часть тяжелой фракции составляет бурый железняк
							Значительные мощности и размеры по простиранию	Постоянный состав тяжелой фракции; невысокое ее содержание (до 10%)
							Россыпи в значительной степени размывы	Повышенное содержание эпидота в тяжелой фракции, с увеличением выхода тяжелой фракции увеличивается содержание в ней ильменита и циркона
Переотложенные	Прибрежно-морские россыпи чеганской свиты						Сложное строение, небольшие мощности рудных тел	Переотложенная часть отличается от нижней, сохранившейся от размыва, более высоким содержанием тяжелой фракции, повышенным содержанием в ней циркона
	Континентальные россыпи челкарнуринских слоев чиликтинской свиты						Значительные мощности, небольшие размеры по простиранию	Постоянный состав тяжелой фракции, невысокое ее содержание
							Мелкие разобщенные россыпи с небольшой мощностью рудных тел	Высокое содержание тяжелой фракции (до 75%), повышенное содержание циркона и монацита в верхней части россыпи и рутила в нижней

Таблица. Классификация комплексов цирконий-титановых россыпей Зауралья

Примечание. Штриховкой показаны типы россыпей, выявленные в пределах Зауралья.

песчано-глинистые титаноносные отложения. В первом случае образуются россыпи сложного строения, нижняя часть которых представлена уцелевшей от денудации частью первичной россыпи, а верхняя является новообразованием. Последняя характеризуется более высоким содержанием тяжелой фракции и трансформацией ее состава в сторону увеличения содержания в ней наиболее тяжелых минералов: циркона за счет снижения содержания лейкоксена и рутила.

Трансформация состава тяжелой фракции является одним из наиболее характерных признаков переотложенных песков. Мощность таких россыпей обычно небольшая.

Во втором случае образуются россыпи значительные по протяженности и мощности. Содержание тяжелой фракции в песках таких россыпей зависит от условий их происхождения. В аллювиально-озерных россыпях содержание тяжелой фракции измеряется первыми единицами процентов и нигде не превышает 10%, тогда как прибрежно-морские россыпи этого типа характеризуются содержанием тяжелой фракции, достигающим многих десятков процентов.

Все россыпи формации второго типа в зависимости от источника их образования подразделяются нами на несколько генераций. Россыпи, образовавшиеся непосредственно из продуктов размыва коры выветривания, а также в результате частичного переотложения первичных россыпей, относятся к первой генерации. Россыпи, сформированные в результате переотложения титаноносных первичных осадков, относятся ко второй генерации.

Каждое последующее переотложение, сопровождающееся формированием россыпей, повышает порядок их генерации.

Описанные закономерности, присущие этому типу продуктивных формаций, иллюстрируются классификацией комплексных цирконий-титановых россыпей Зауралья (см. таблицу).

3. Формации, образующиеся при дифференцированных движениях в регионах с глыбовой тектоникой. Продуктивные формации характеризуются отсутствием видимых закономерностей в образовании и распределении продуктивных горизонтов. Примером может служить формация, изучавшаяся нами в Иркутском угленосном бассейне, где вся толща юрских отложений представляет собой переотложенные продукты каолинито-гидрослюдистой зоны коры химического выветривания. В различных свитах этой толщи спорадически встречаются продуктивные горизонты с Ku более +2,5, обычно невыдержанные, выклинивающиеся или прерывающиеся. Иногда значительное место в разрезе занимают горизонты с отрицательными значениями Ku , образовавшиеся за счет разрушения невыветрелых пород и нижней гидрослюдистой зоны коры химического выветривания отдельных тектонических блоков области питания.

Отсутствие видимой закономерности в образовании продуктивных горизонтов и их положение в разрезе объясняются сложным влиянием на накапливающиеся осадки нескольких областей питания, при наличии в последних разнонаправленных, блоковых движений. Всякое изменение тектонического режима в одной из них сопровождается соответствующими изменениями в составе осадков в области аккумуляции.

По характеру распространения продуктивных горизонтов можно судить о тектоническом режиме питающих провинций. В данном конкретном случае установлено, что наиболее интенсивные тектонические поднятия в складчатых сооружениях Восточного Саяна и Прибайкалья, окружающих Иркутский угленосный бассейн, происходили в

начале и середине юрского цикла осадконакопления, причем смешались во времени с северо-запада на юго-восток.

Встречающиеся в продуктивных горизонтах россыпи озерного и в некоторых случаях руслового происхождения невелики по размерам и располагаются вблизи источников питания, что объясняется сложной и интенсивной тектонической жизнью региона, особенно вблизи Восточного Саяна, где огромные массы терригенного материала были погребены, не успевая как следует отсортироваться; в связи с этим в них не концентрировались тяжелые минералы.

Вблизи Сибирской платформы осадконакопление происходило в более спокойной тектонической обстановке, чем создавались более благоприятные условия для образования россыпей. Этому же содействовало наличие на платформе траппов, являющихся источниками ильменита.

Образование россыпей вблизи коренных источников резко усиливало влияние последних на состав россыпей. Так, на северо-западе региона, вблизи траппов, располагаются ильменитовые россыпи, а в юго-восточной части бассейна, вблизи метаморфических комплексов пород, имеются проявления рутил-циркониевых россыпей.

4. Вторичные продуктивные формации, особенностью которых является унаследованность вещественного состава первичных формаций, дальнейшее улучшение качественного состава россыпей и трансформация минерального состава тяжелой фракции, в настоящее время только изучаются, и собранного материала пока недостаточно для выделения среди них типов, аналогичных рассмотренным для первичных формаций.

Вторичные продуктивные формации наблюдались нами в центральной и южной частях Русской платформы. В мезозое они представляли собой область прогибания, ограниченную со всех сторон палеозойскими сводовыми структурами, являющимися источниками терригенного материала. Первичные продуктивные формации образовались здесь еще в палеозое за счет размыва кор химического выветривания кристаллических пород докембрия.

С течением времени область прогибания сокращалась, соответственно расширялись области поднятий, в которые вовлекались ранее прогибавшиеся площади, сложенные палеозойскими и мезозойскими осадками. Это вызывало их усиленную денудацию и привнос в бассейн повышенных количеств песчаного материала, который в свою очередь подвергался перемыву и сортировке в волноприбойной зоне морей. Очевидно, при этом происходило многостадийное перемывание песчаного материала. Этот процесс оставил отпечаток на вещественном составе более молодых осадков, которые наследуют состав тяжелой фракции предыдущей формации.

Вся толща мезозойских и палеогеновых отложений характеризуется высокими K_u (свыше +2,5), и поэтому вся она является продуктивной.

Анализ разнотипных продуктивных формаций показал, что величина K_u позволяет не только выделять продуктивные горизонты в формации, но и служить коррелятивным признаком для определения их типа. Например, в формациях первого и второго типов продуктивные отложения с K_u более +2,5 располагаются в основании формации, но для первого типа характерно постепенное уменьшение K_u вверх по разрезу, а для второго — резкая смена положительных коэффициентов отрицательными. В формации третьего типа горизонты с K_u более +2,5 располагаются на разных уровнях разреза, среди отложений с

низкими и отрицательными значениями коэффициента. Наконец, для разреза всей вторичной продуктивной формации характерны высокие положительные коэффициенты (выше +2,5).

2. ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ РОССЫПЕЙ

Изучение современных россыпей показало, что оптимальные условия для образования комплексных россыпей существуют в прибрежно-морской зоне. Это обстоятельство послужило основанием для выделения прибрежно-морских песчаных фаций в качестве одного из основных поисковых признаков.

Нашими исследованиями в ряде регионов СССР установлено, что не все крупные комплексные россыпи имеют чисто «морское» происхождение. Встречаются также сложные россыпи, сформировавшиеся в несколько этапов, причем образование самой россыпи происходило в континентальных условиях.

Таким образом, помимо прибрежно-морских песчаных фаций, значительный интерес для поисков в определенных условиях могут представлять песчаные фации аллювиальных равнин. Это обстоятельство следует учитывать при выборе площадей для рекогносцировочных исследований.

Высокая концентрация в песчаных фациях тяжелых минералов является одним из необходимых условий образования комплексной россыпи. Из этого следует, что имеется определенный диапазон гидродинамических условий сортировки песка, при которых достигается такая концентрация. Л. Б. Рухиным (1947) был разработан способ определения гидродинамических условий по гранулометрическому составу песчаных отложений. Нами этот метод использован с учетом критических замечаний Н. М. Страхова (1948).

Анализ песчаного материала ряда древних комплексных цирконий-титановых россыпей, сделанный авторами, показал, что пески этих россыпей располагаются в определенной части диаграммы Л. Б. Рухина, отвечающей мелкоколебательным движениям воды, тяготея к отрезку, ограниченному координатами: Ma (средний размер зерен) 0,08 мм, σ (средний коэффициент сортировки) 0,05—0,06 и Ma 0,09 мм, σ 0,115. Полученные данные свидетельствуют о том, что гидродинамические условия образования песков комплексных россыпей были довольно постоянными, даже для переотложенных россыпей, сформировавшихся в континентальных условиях, что связано с наследованием гранулометрического состава перемываемых песчано-глинистых отложений фации прибрежных лагун, озер и болот.

Все вышесказанное позволяет рассматривать указанную сортировку песчаных зерен в качестве поискового признака для выделения по результатам гранулометрического анализа песчаных фаций, благоприятных для поисков комплексных россыпей в пределах продуктивных формаций. При этом следует учитывать, что во многих случаях в недостаточно отсортированных песках наблюдается улучшение сортировки. Это необходимо учитывать при выделении благоприятных песчаных фаций.

Продуктивные формации рассмотренных типов, несмотря на различные условия образования, а в связи с этим и на существенные морфологические различия, имеют одну общую закономерность: комплексные цирконий-титановые россыпи в них приурочены к продуктивным горизонтам с Ku от +2,5 и выше. В зависимости от своей принадлежности к формациям того или иного типа они могут быть либо в основании,

либо в верхах толщи, либо встречаться в ее разных частях. Но всюду образование россыпей может быть связано только с этими горизонтами.

Из характеристики продуктивных формаций следует, что наиболее благоприятной в смысле поисков указанных комплексных россыпей является продуктивная формация второго типа, в которой, кроме первичных россыпей, залегающих в основании формации, в ее верхних горизонтах имеются россыпи более поздних генераций, образовавшихся за счет размыва первичных россыпей и титаноносных осадков. Причем они часто являются более крупными, иногда более богатыми по сравнению с первичными, и обычно находятся ближе к дневной поверхности.

В формации первого типа россыпи обычно расположены в основании продуктивной формации, часто на больших глубинах, что снижает их перспективность, в формации же третьего типа отсутствуют видимые закономерности в распределении россыпей, что затрудняет их поиски.

Выявленные закономерности образования и размещения комплексных цирконий-титановых россыпей позволяют использовать их при оценке перспективности регионов. Методика оценки заключается в том, что на первой стадии работ с помощью минералогического анализа терригенной части тяжелой фракции в осадочной толще выделяются продуктивные формации, а в них продуктивные горизонты.

Дальнейшие исследования заключаются в выявлении благоприятных фаций в отложениях продуктивных формаций. Они, как уже также отмечалось, включают комплекс литолого-фациальных наблюдений с обязательным определением гидродинамических условий осадконакопления.

Площади развития благоприятных фаций в продуктивной формации локализуются с целью проведения на них детальных поисков комплексных цирконий-титановых россыпей.

ЛИТЕРАТУРА

- М а л ы ш е в И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- М о м д ж и Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. В кн. «Закономерности размещ. полезн. ископ.», т. IV «Россыпи». Изд. АН СССР, 1960.
- Р у х и н Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. ЛГУ, 1947.
- С т р а х о в Н. М. О гранулометрическом методе изучения песков проф. Л. Б. Рухина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья
г. Москва

Дата поступления
5.IX.1963

УДК 553.44(574.3)

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НЕКОТОРЫХ СВИНЦОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

А. В. ОРЛОВА

В статье описываются перспективные в отношении свинцовой минерализации фамен-этренские, а в некоторых случаях франские терригенно-карбонатные отложения котловинных морей, приуроченных к зонам региональных разломов и характеризующихся высокой тектонической и вулканической активностью.

1. ВВЕДЕНИЕ

Значительная часть свинцовых месторождений Центрального Казахстана размещается среди отложений верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста. Принадлежат они в большинстве случаев двум рудным формациям: галенит-сфалеритовой, обычно представленной вкрапленными или прожилково-вкрапленными рудами, и галенит-баритовой, образующей нередко массивные пластовые залежи барита. Выделенные формации связаны взаимопереходами и нередко проявляются совместно на одном месторождении.

Месторождения вкрапленных руд, обычно более бедных, характеризуются меньшей дислоцированностью вмещающих толщ по сравнению с прожилково-вкрапленными и массивными. Последние часто приурочены к сложным складчатым структурам.

Представлялось интересным проследить, чем, кроме интенсивности складчатых нарушений, отличаются крайние по степени дислоцированности члены этой группы месторождений и что между ними общего.

Для сравнения привлечены месторождения Аркалык, Узунжал и отчасти Кайракты, удаленные друг от друга на расстояние нескольких сот километров.

Месторождение Аркалык приурочено к мульде верхнедевонских — нижнекаменноугольных отложений, залегающей на докембрийском и нижнепалеозойском фундаменте. Мульда характеризуется неправильными очертаниями и пологим, редко превышающем 20° падением крыльев. Рудоносный участок представляет собой небольшой блок, вытянутый в широтном направлении и ограниченный двумя параллельными зонами тектонических нарушений, простирающимися согласно длинной оси мульды. Оруденение вкрапленное, рудовмещающими являются доломиты фаменского яруса.

Месторождение Узунжал залегает в синклинальной зоне, для которой характерны интенсивные складчатые и многочисленные разрывные нарушения. Выполнена она отложениями среднего палеозоя, начиная от эффузивов среднего девона и кончая терригенно-карбонатными породами нижнего карбона. Оруденение приурочено к карбонатным,

нередко баритизированным и окварцованным, породам этренского возраста. Текстуры руд брекчиевидные, кокардовые, полосчатые и прожилково-вкрапленные. Рудные тела представлены пластовыми линзовидными залежами.

Месторождение Кайракты также расположено в мульде, сложенной средне- и верхнедевонскими — нижнекарбонowymi эффузивами и терригенно-карбонатными отложениями. Участок месторождения находится в лежачем крыле небольшой опрокинутой брахиантиклинали.

Крыло складки осложнено надвигом небольшой амплитуды, сопровождающимся широкой полосой брекчий. Оруденение представлено двумя морфологическими типами: телами прожилково-вкрапленных руд галенит-сфалеритовой формации, сосредоточенными в глинисто-карбонатных баритизированных породах верхних частей фамена — этрена, и контактирующими с ними линзами руд галенит-баритовой формации.

Сравнение состава пород и условий локализации оруденения произведено в основном на материале двух месторождений — Аркалыка и Узунжала; геологическая обстановка их залегания столь различна, что те общие черты, которые устанавливаются в особенностях локализации оруденения, по всей вероятности, не случайны. В случае необходимости дополнительной иллюстрации какого-либо положения частично привлекались данные по месторождению Кайракты.

2. РАЗРЕЗЫ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

На месторождении Аркалык рудовмещающие фаменские отложения отчетливо подразделяются на три пачки: существенно аргиллитовую — подрудную, доломитовую — рудовмещающую и известняковую — надрудную.

1. Аргиллитовая пачка (подрудный горизонт) залегает в основании фаменских отложений, трансгрессивно перекрывая коричневатые алевролиты франского яруса, нижняя часть которого представлена красноцветными конгломератами и песчаниками с прослоями эффузивов. В нижней части пачки преобладают аргиллиты, обычно известковистые, с большой примесью алевроитового материала, тонкослоистые, иногда с неясной слоистостью, темно- и светло-серые; последние часто имеют зеленоватый оттенок. В верхней части пачки аргиллиты переслаиваются с известняками и мергелями. Мощность слоев однородного состава местами достигает нескольких метров; иногда же мощность чередующихся слоев измеряется миллиметрами.

Известняки, входящие в состав этой пачки, содержат значительную примесь терригенного материала, при этом более известковистые участки образуют узлы стяжений. Известняки имеют пелитоморфную структуру, переполнены остатками фауны, зооморфозы которых выполнены средне- и крупнозернистым кальцитом¹; последний, кроме того, образует прожилки. Местами, особенно у плоскостей напластования, наблюдаются скопления гидроокислов железа и марганца. Мощность пачки изменчива и колеблется от нескольких метров до 150 м.

2. Доломитовая пачка (рудовмещающий горизонт) согласно, с постепенным переходом, выраженным в чередовании известняков и доломитов, залегает на нижележащих отложениях. Доломиты тонкозернистые, почти черные, местами имеют комковатую или брекчиевидную текстуру — отдельные более или менее округлые участки пелитоморф-

¹ Здесь, как и в других случаях, кальцит и доломит различались окрашиванием прозрачных непокрытых шлифов ализарином.

ного строения облекаются тонкозернистым материалом. Иногда соотношения обратные, и тонкозернистые обособления заключены в пелитоморфную массу. Помимо пелитоморфного и тонкозернистого доломита в состав породы входят: кальцит, образующий небольшие изолированные зерна или их агрегаты, а иногда и прожилки²; мелкие окатанные зернышки кластического кварца; глинистый материал, иногда с чешуйками серицита; округлые выделения барита³ (размером менее 0,01 мм) и пирита, вкрапленность которого особенно интенсивна у плоскостей напластования, вдоль которых наблюдается также концентрация органического материала и гидроокислов железа и марганца. Несмотря на то, что порода состоит в основном из доломита, в пересекающих ее прожилках главную роль играет кальцит. Мощность доломитовой пачки 80—120 м.

3. Известняковая пачка (надрудный горизонт) состоит из афанитового известняка, обычно переполненного остатками брахиопод и криноидей. Местами известняк содержит примесь доломита, особенно значительную в нижней части пачки. В окрашенных шлифах отчетливо наблюдается микрослоистость, обусловленная чередованием слоев доломита и кальцита, толщиной 0,02—0,06 мм, местами еще менее. Слойки извилистые, с линзовидными и тупыми окончаниями (неправильно-горизонтальная слоистость, по Л. Н. Ботвинкиной, 1962). Так же, как и в породах нижележащей пачки, здесь присутствует значительная примесь терригенного материала — пелитового и алевроитового. Алевроит представлен главным образом кварцем. Наблюдается тонкая вкрапленность пирита, тяготеющая к плоскостям напластования. Участками известняки содержат маломощные прослои аргиллитов и мергелей. Мощность известняков по некоторым скважинам около 50 м, а фактически, вероятно, больше.

Фаменские отложения согласно перекрываются отложениями нижнего карбона, представленными чередованием кремнелых известняков, алевролитов, известковистых песчаников и аргиллитов розового, темно-серого, зеленого и коричневого цвета.

На месторождении *Узунжал* рудовмещающими являются слои этрен, подстилаемые известковистыми, реже полимиктовыми песчаниками фаменского яруса, содержащими прослои известняков. Перекрываются они породами турнейского яруса: глинисто-серицитовыми и серицито-кремнистыми сланцами, аргиллитами и песчаниками с линзами известняков сверху, а также черными углистыми известняками (Митряева, Ли, 1962).

Этреньский ярус (возможно, что сюда же причислены верхние части фаменского яруса) довольно разнообразен по составу входящих в него пород.

Нижняя часть рудного горизонта представлена чередованием углисто-глинистых сланцев (содержание органического углерода около 1% на массу породы) и темно-серых, иногда серых, известняков. Мощность отдельных прослоев меняется от одного до нескольких сантиметров. Углисто-глинистые сланцы содержат значительную примесь кальцита как в виде небольших, заметных только под микроскопом, слойков, так

² Обособление кальцита происходило на протяжении всех стадий формирования породы — в процессе седиментогенеза и диагенеза, когда кальцит концентрировался на отдельных участках, образуя узлы стяжений среди политоморфной доломитовой массы; во время литификации, когда кальцит выделился в виде отдельных кристаллических зерен или их агрегатов, а в процессе дальнейшего преобразования пород кальцит локализовался в виде прожилков.

³ Барий, судя по его приуроченности к малоперекристаллизованным участкам, выделился еще в стадию седиментогенеза.

и в виде включений; последние обычно представляют собой зооморфозы. Известняковые прослои имеют значительную примесь глинистого материала.

Выше залегает основная часть рудного горизонта, имеющая очень сложное строение. В ее составе грубо можно выделить три разновидности пород, отличающиеся также и морфологически. В центре залегают метасоматические (диагенетические) доломиты комковатой и брекчиевидной текстуры⁴. Выше и ниже доломитов лежат светло-серые, почти белые известняки, очень сильно баритизированные, местами доломитизированные и окварцованные⁵. Баритизированные известняки (подстилающие и перекрывающие) очень близки по составу, но в подстилающих преобладает кремнезем над баритом, и они имеют едва уловимый розовый оттенок, что не характерно для известняков, залегающих на доломитах. Как в известняках, так и в доломитах содержится большая примесь глинистого и алевритового материала. Последний представлен исключительно кварцем.

Все разновидности пород пересекаются большим количеством разнообразно ориентированных прожилков. В доломитах они существенно кальцитовые, в известняках — кальцито-барито-кварцевые.

Верхняя часть рудного горизонта представлена известняками, тонкозернистыми, местами афанитовыми, очень слабо минерализованными. На отдельных участках афанитовой породы с большим содержанием глинистого материала наблюдаются скопления гидроокислов железа. Вблизи таких участков концентрируются чешуйки серицита, выделения халцедона и зернышки пирита.

Общая мощность минерализованных слоев этрен около 140 м.

На месторождении Кайракты рудовмещающими являются верхи фамена — низы этрена, образующие здесь одну пачку слоев, содержащую в нижней части фауну сульфидовых слоев фамена, в верхней части — этренскую фауну. Представлены они пачкой тонкослоистых темноцветных глинистых известняков, мергелей, известковистых аргиллитов и песчаников. Мощность пачки меняется от нескольких метров до 300 м. Подстилаются они серыми плотными известняками, относимыми к низам фаменского яруса (калькаратусовый горизонт). Перекрываются рудовмещающие слои туфопесчаниками турне, местами фациально замещающимися известняками.

Между песчаниками и терригенно-карбонатной пачкой на участке месторождения залегают линзы барита.

Как видно из описания рудовмещающих карбонатных отложений, повсюду они содержат значительную примесь терригенного как глинистого, так и алевритового материала; менее перекристаллизованные участки имеют комковатую текстуру, связанную с образованием узлов концентрации карбонатов в стадию диагенеза; характерна также значительная изменчивость состава.

Хемотропные и биогенно-хемотропные известняки (калькаратусовые и турнейские известняки на месторождении Кайракты, известняки над-

⁴ Подобные текстуры обусловлены тем, что то темные доломитовые стяжения обволакиваются более известковистым материалом светло-серого цвета, то, наоборот, обособления известняка заключены в массу доломита. Такие же соотношения доломита и кальцита устанавливаются и в микротекстурах, наблюдаемых под микроскопом, в связи с чем содержание MgO изменяется на незначительном расстоянии. Н. М. Страхов (1962) подобную изменчивость степени доломитизации считает одним из отличительных признаков метасоматических (диагенетических) доломитов.

⁵ Барит и кварц образуют изолированные мелкокристаллические агрегаты или небольшие замкнутые прожилковидные выделения, образование которых, по-видимому, связано с самыми поздними стадиями литогенеза.

рудного горизонта на месторождении Аркалык) и чисто глинистые породы (аргиллиты на месторождении Аркалык, внутрирудные прослои глинистых сланцев на месторождении Узунжал) оруденения не содержат.

Следовательно, общим для перечисленных месторождений является приуроченность минерализации к фамен-этрэнским карбонатным породам, образовавшимся в условиях интенсивного привноса терригенного материала. Содержание доломита, барита и терригенного материала варьируют в значительной степени.

3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Во франском веке (до отложения рудовмещающих пачек) повсеместно в пределах Центрального Казахстана накапливались мощные континентальные толщи; преимущественно красноцветные песчаники, являющиеся одним из типичных образований жарких аридных зон. В низах этой толщи преобладают конгломераты и грубозернистые песчаники, нередко с прослоями эффузивов, что свидетельствует не только о значительной тектонической, но и о вулканической активности.

По преобладанию алевролитов в верхних частях толщи можно предположить, что к концу франского века страна представляла собой пенеплен, характеризующийся стабильным тектоническим режимом.

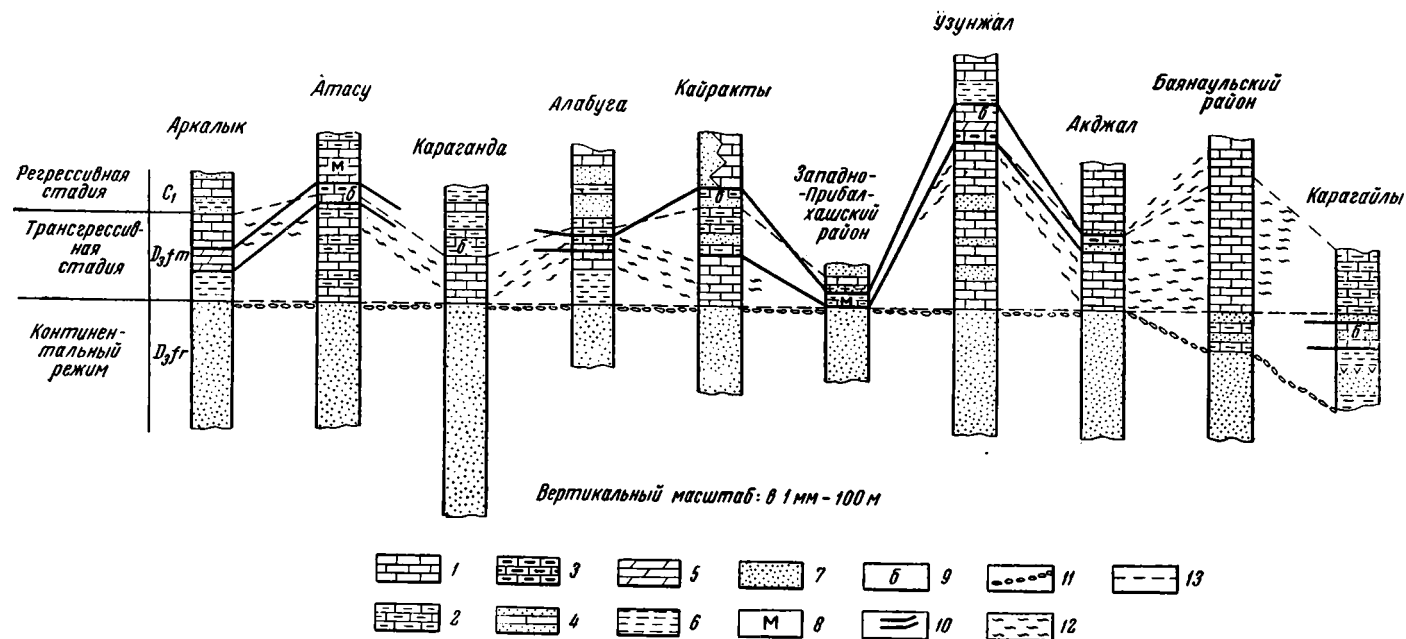
В фаменский век тектоническая активность страны возобновилась, что привело к опусканию некоторых участков материка и образованию в новых грабенах котловинных морей⁶. О том, что трансгрессия захватила только площадь грабенов, а не всю территорию, можно судить по следующим признакам: отложения девона и карбона слагают изолированные участки, первичное мульдообразное строение которых очевидно, несмотря на наложившуюся на них складчатость и последующий размыв. Эти мульды часто образуют цепи, приуроченные к региональным зонам разломов или опоясывающие антиклинальные зоны, показывая тем самым, что они приурочиваются к тектонически ослабленным опускающимся зонам. Установлена очень резкая изменчивость состава и мощностей пород во всех направлениях, чего не было бы, если бы фронт трансгрессии был единым и бассейны представляли бы собой плоские моря в зоне шельфа.

Отнесение морей к типу котловинных подтверждается и обилием терригенного материала в составе карбонатных отложений, а также присутствием местами эффузивных образований. Так, например, линзовидные прослои кварцевых порфиров установлены среди сульфидировых слоев на месторождении Кайракты. Возможно, что с вулканической деятельностью связаны также крайне неравномерно распределенные концентрации образований бария. Плоские же моря, по Н. М. Страхову (1960), развиваются на участках тектонически малоактивных, с вялыми колебательными движениями, без землетрясений и без вулканической деятельности.

Об активности колебательных движений в рассматриваемую эпоху свидетельствуют и резкие изменения мощности, вызванные такими же резкими изменениями положения береговой линии, часто наблюдаемые следы размыва, наличие текстур оползания.

Отложения, судя по их составу и характеру слоистости (имеет место неправильно-горизонтальная и даже косая слоистость), являются в большинстве случаев прибрежными.

⁶ По терминологии Н. М. Страхова (1960).



Фиг. 1. Стратиграфическое положение рудовмещающего горизонта (по материалам Александровой и др., 1956, 1960; Беспалова, 1956; Быковой, 1940; Великого и др., 1960 и автора)

1 — известняки; 2 — глинистые известняки, мергели, переслаивание известняков и глинистых сланцев; 3 — битуминозные и углистые известняки; 4 — известковистые песчаники и песчаники с прослоями известняков; 5 — доломиты; 6 — глинистые сланцы; 7 — красноцветные песчаники и конгломераты; 8 — марганцевая минерализация; 9 — баритовая минерализация; 10 — рудовмещающий горизонт; 11 — трансгрессивный контакт; 12 — время максимальной трансгрессии; 13 — граница между возрастными отложениями

Со временем максимального развития трансгрессии связано образование органогенно-хемогенных известняков, характеризующихся относительной выдержанностью состава и мощности (калькаратусовые слои на месторождении Кайракты, известняки надрудного горизонта на месторождении Аркалык). Мелководный облик пород особенно отчетлив в породах конца фамена — этрена, что указывает уже на затухание трансгрессии в это время. Это подтверждается и тем, что в перекрывающих их породах турнейского яруса большое развитие имеют песчаники, часто розоватые и красноватые; последние, как считает Д. В. Наливкин (1955—1956) относятся к типичным образованиям высыхающих бассейнов и, следовательно, являются показателями начала развития регрессивной стадии осадконакопления. Это хорошо видно из фиг. 1, иллюстрирующей стратиграфическое положение рудовмещающего горизонта на ряде месторождений и районов Центрального Казахстана. Везде рудовмещающие отложения залегают выше уровня максимальной трансгрессии, но перед началом регрессивной стадии осадконакопления.

Где трансгрессия произошла раньше, там и рудоносные отложения являются более древними по возрасту (месторождение Карагайлы). Можно предположить, что в Баянкульском районе рудовмещающими могут быть верхние части франской толщи, а в Карагандинской мульде — верхние части фаменского яруса и этренские слои.

Исключение представляет только приуроченность оруденения на месторождении Аркалык к доломитовой пачке, образовавшейся стратиграфически ниже уровня максимальной трансгрессии. Но все же доломитовый состав пачки также указывает на существование отшнурованного бассейна, на какую-то локальную приостановку трансгрессии.

Обилие терригенного материала, малое количество органогенных известняков, широко развитая доломитизация позволяют предположить, что фамен-этрэнские бассейны располагались в аридной зоне жаркого или теплого пояса.

Таким образом, накопление отложений, являющихся рудовмещающими, происходило в морях котловинного типа, приуроченных к региональным зонам разломов и характеризующихся высокой тектонической и, возможно, вулканической активностью. Обычно их отложение приурочивалось к периоду затухания трансгрессии или же к отшнурованным участкам, являющимся местами локальной приостановки. Бассейны располагались в аридной зоне жаркого или теплого пояса.

4. ЗАВИСИМОСТЬ ХАРАКТЕРА ОРУДЕНЕНИЯ ОТ СТРУКТУР И ТЕКСТУР ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Структуры и текстуры вмещающих пород, образовавшиеся в стадии седиментации и диагенеза, описаны ранее. Однако в рудовмещающих породах, особенно в тех местах, где они залегают в интенсивно дислоцированных участках, развиты вторичные структуры и текстуры, отчасти образовавшиеся в стадию катагенеза, отчасти связанные со складчатыми дислокациями. Особенно отчетливы они проявились на месторождении Узунжал. Первым их признаком является полнокристаллическое строение; пелитоморфные структуры сохраняются лишь там, где имеется значительное количество глинистого материала.

Главными структурными разновидностями являются синдетическая и диспергенная, определения которых, сделанные Д. С. Белянкиным и др. (1940), как нельзя более точно характеризуют соотношения

главных компонентов пород — кальцита и доломита. При синдетической структуре главную массу породы составляет доломит в виде зерен, сросшихся между собой, а кальцит образует изолированные выделения.

Диспергенная структура характеризуется изолированными зернами и группами зерен доломита, заключенными в кальцитовую массу.

Неполностью перекристаллизованные породы имеют текстуры, которые можно определить как сгустковую и псевдоконгломератовидную. При сгустковой текстуре пелитоморфные, более или менее округлые обособления обтекаются тонкозернистой основной массой. При псевдоконгломератовидном строении наоборот — в пелитоморфной или более тонкозернистой массе заключены тонкозернистые обособления. При этом доломит обычно всегда слагает тонкозернистые участки, показывая большую способность к перекристаллизации по сравнению с известняками.

Глинистый материал, к скоплениям которого обычно приурочены выделения гидроокислов железа и марганца, зернышки пирита, органический материал, зооморфозы кальцита, зернышки кластического кварца, чешуйки серицита и реже округлые мелкие скопления барита, при перекристаллизации концентрируются у плоскостей напластования, обрисовывая иногда сутуро-стилолитовые линии контакта слоев, особенно характерные для месторождения Узунжал. В других местах глинистый материал локализуется непосредственно среди перекристаллизованных карбонатов, образуя в зависимости от его количества то пленки вокруг зерна карбоната, то сгустки или даже базальную массу, в которой размещаются зерна карбонатов.

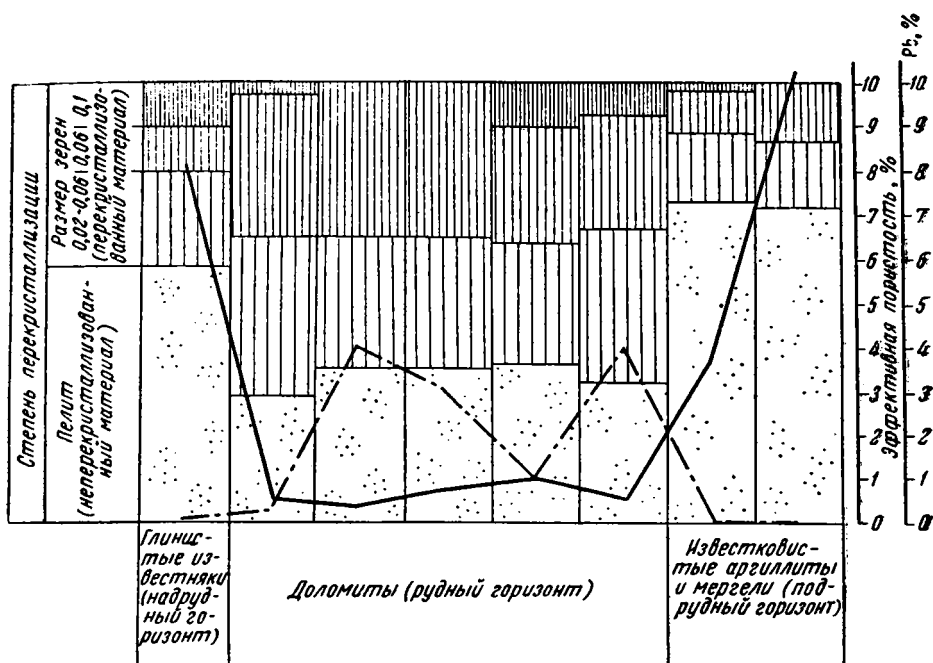
Для рудовмещающих пород очень характерно присутствие большого количества прожилков; на месторождении Аркалык — кальцитовых, на месторождении Узунжал — кальцитовых, кальцито-баритовых и кальцито-барито-кварцевых. Прожилки несомненно связаны с перемещением вещества при катагенезе и складчатости. В первом случае они часто примыкают к стилолитовым швам, повторяя их прихотливый узор, во втором — имеют облик типичных альпийских образований.

Барит, кальцит и кварц обнаруживают при этом гораздо большую способность к перемещению, чем доломит; в связи с этим даже в доломитах, содержащих вкрапленность кальцита и барита, прожилки слагаются крупнокристаллическими образованиями последних двух минералов. Иногда лишь в прожилки механически захватываются обломки вмещающих неизмененных тонкозернистых доломитов.

Интересно отметить, что кальцито-барито-кварцевые прожилки наблюдаются только в белых мраморизованных известняках Узунжала, залегающих под доломитами и содержащими выделения халцедона или опала. Кварц прожилков и выделения аморфного кремнезема не могли образоваться за счет кластических зернышек кварца, так как последних для этого явно недостаточно, т. е. здесь несомненно имелся привнос кремнезема. Каков характер привноса, по имеющимся у автора материалам решить трудно. Вероятнее всего, он генетически связан с вулканической деятельностью, происходившей одновременно с осадконакоплением (типа образований отдаленно кремнистых формаций), но у автора нет достаточных данных для отрицания возможности того, что привнос эпигенетичный и обязан термальным водам.

Текстурные особенности руд также различны. На месторождении Аркалык преобладает вкрапленное оруденение. Мелкие (макроскопически не всегда отчетливо видимые) зернышки рудных минералов (галенита и сфалерита) обычно приурочены к межзерновым прост-

ранствам, образуя узор тонкой, ажурной сетки. Еще более тонкие выделения рудных минералов наблюдаются внутри зерен. При этом можно установить такую закономерность: чем больше выделений рудного минерала по периферии вмещающих карбонатных зерен, тем меньше вкрапленников рудных минералов внутри этих зерен и наоборот. Это



Фиг. 2. График изменения пористости и содержания свинца в зависимости от степени перекристаллизации. Месторождение Аркалык

Кривые изменения: 1 — пористости; 2 — содержания свинца

позволяет считать, что более крупные выделения в межзерновых пространствах образовались за счет тончайших включений рудного материала, содержащегося в карбонатах. Наиболее естественно предположить, что переотложение рудного компонента происходило при перекристаллизации вмещающих пород.

Здесь же, на участках более полно перекристаллизованных пород, оруденение прожилково-вкрапленное, при этом также очевидно, что материал прожилков генетически связан с вмещающими их породами.

В рудах и породах месторождения Аркалык устанавливается определенная зависимость между степенью перекристаллизации, эффективной пористостью и содержанием свинца (фиг. 2). В породах, где перекристаллизованные участки с преобладающей величиной зерен в $0,02-0,1 \text{ мм}^7$ (более крупные выделения представляют собой зооморфозы кальцита или входят в состав прожилков) составляют 30—40% массы породы, а остальная ее часть характеризуется пелитоморфной структурой, эффективная пористость колеблется от 3,7 до 10,4%⁸. Содержание свинца на таких участках не превышает 0,1—0,2%.

⁷ Измерение величины зерен и их количества производилось на интеграционном столике Шенда.

⁸ Определение эффективной пористости производилось под руководством Ю. А. Розанова в лаборатории физико-механических исследований свойств горных пород ИГЕМ АН СССР.

Там, где перекристаллизации подверглось не менее 65—70% породы, величина эффективной пористости резко снижается до 0,4—1,0%. Одновременно с этим также резко увеличивается содержание свинца, до 1—4% (местами более). Интересно, что обратно пропорциональная зависимость между величиной эффективной пористости и содержанием свинца наблюдается и внутри таких участков — минимумы пористости отвечают максимумам содержания свинца.

Прямую зависимость между пористостью и степенью перекристаллизации легко понять: естественно, что вещество пород при перекристаллизации, размещаясь более рационально, уплотняется и количество свободного пространства уменьшается. Обратно пропорциональную зависимость между содержанием свинца, пористостью и степенью перекристаллизации объяснить труднее. Возможны два варианта: если оруденение гидротермальное, то поры закрывались (соответственно чему уменьшалась величина эффективной пористости) по мере привноса и отложения рудного вещества. Но тогда непонятно, почему же рудное вещество устремлялось в более перекристаллизованные разности пород заведомо менее проницаемые. Второй вариант — рудное вещество было привнесено в породу ранее процессов катагенеза и раннего метаморфизма и перекристаллизация пород происходила в его присутствии. Но при этом менее понятно, чем при первом варианте совпадение минимумов пористости с максимумами содержания свинца. Можно лишь предположить, что последующее перемещение рудного материала, способствующее его обособлению и локализации на определенных участках, приводило к закупорке поровых пространств в их пределах.

На месторождении Узунжал зависимость между величиной пористости, степенью перекристаллизации и содержанием свинца имеет такой же характер, но здесь ярче выражена прямая зависимость между степенью перекристаллизации и содержанием свинца, чем обратная зависимость последнего от величины эффективной пористости, т. е. более подходит второй разобранный выше вариант. В его же пользу свидетельствует и тот факт, что целиком перекристаллизованными образованиями являются породы, содержащие барит, который, как известно, относительно легко подвергается перекристаллизации.

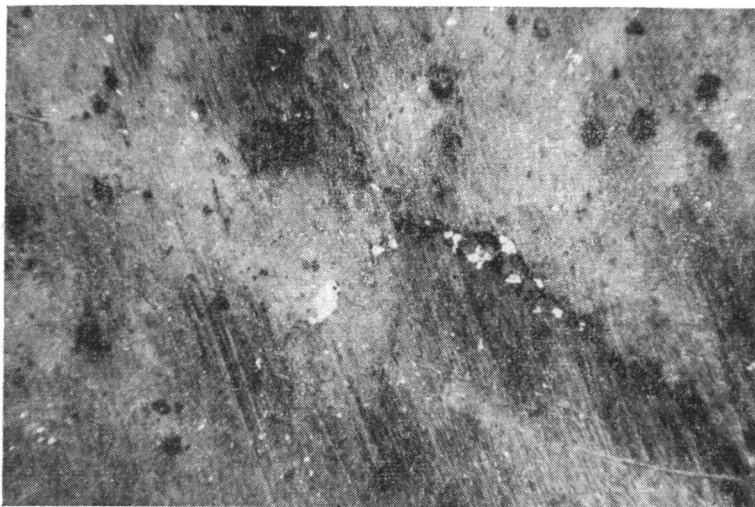
Текстуры руд на месторождении Узунжал более разнообразны. На некоторых участках здесь наблюдаются вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, аналогичные Аркалыкским (фиг. 3). В тонкослоистых углистых глинисто-карбонатных породах интенсивность рудной вкрапленности подчинена стратификации — наибольшее количество рудного вещества скапливается у плоскостей напластования, благодаря чему создаются полосчатые текстуры руд.

Иногда совершенно очевидно, что текстуры руд обязаны своим происхождением процессам катагенеза — рудный материал концентрируется у стилолитовых швов⁹, повторяя их прихотливые изгибы (фиг. 4).

Большое распространение имеют руды брекчиевидной текстуры. Формирование их представляется достаточно сложным: в стадию катагенеза пласт доломитизированных известняков и доломитов (вернее магнийсодержащих карбонатных илов) приобрел пятнистую текстуру, вызванную, как уже указывалось выше, обособлениями скоплений магниезальных осадков среди известковистых и наоборот. Насколько

⁹ Приуроченность рудных образований к стилолитовым швам на пластовых месторождениях свинца отмечается Н. М. Страховым (1962) и М. М. Константиновым (1963).

можно судить по сохранившимся от того времени текстурам пород и размещению в них рудных минералов, при этом происходила локализация рудного вещества на участках, сложенных доломитами, независимо от того, что они собою представляли — изолированные обособле-



Фиг. 3. Вкрапленные текстуры руд месторождения Узунжал
Тонкая «сыпь» галенита наблюдается внутри карбонатных зерен, более крупные выделения — в межзерновых участках. Полир. шл., увел. 90



Фиг. 4. Концентрация рудных минералов у стилолитовых швов. Месторождение Узунжал

Яркие белые зерна — пирит, светло-серые — сфалерит. Полир. шл., увел. 90

ния или базальную массу. При складчатости эти участки подверглись изменениям: участки, сложенные доломитами, подверглись большой перекристаллизации, это усугубило их диагенетические текстурные особенности и они приобрели брекчиевидный облик. Особенно резкий

брекчиевидный облик имеют руды на участках, испещренных прожилками. Галенит в этих случаях нередко образует крупнокристаллические выделения в прожилках и отсутствует в пределах сохранившихся участков доломита. Это заставляет предположить, что крупнокристаллический галенит образовался за счет вкрапленных руд, так как там, где развитие прожилков менее интенсивно, доломит содержит мелкую вкрапленность галенита.

В баритизированных известняках локализация рудных минералов достигает высшей степени, и они образуют резко выраженные гнезда.

В пределах месторождения наблюдаются также кокардовые текстуры руд, присутствие которых позволяет предположить, что рудное вещество местами отлагалось из растворов.

Таким образом, текстуры руд месторождений Аркалык и Узунжал полностью подчинены текстурам и структурам вмещающих их пород. Подчиненность рудных концентраций диагенетическим, катагенетическим и динамометаморфическим текстурам пород позволяет предположить, что рудное вещество поступило в осадок до наступления стадии диагенеза.

Автором проанализированы образцы фаменских пород из опорной скважины, пробуренной в урочище Кокпекты (вблизи оз. Тенгиз), достаточно удаленной от известных рудных месторождений. Породы девона и карбона образуют здесь глубокую мульду, в частности фаменские отложения залегают на глубине 795—834 м. В глинистых известняках этого возраста под микроскопом устанавливаются выделения гидроокислов железа и марганца, пирит и сфалерит. Интересно, что свинец содержится в породе в том же количестве, что и цинк (0,01%), однако минералы его отсутствуют, что свидетельствует о том, что цинк локализуется и кристаллизуется в форме сфалерита ранее, чем обособляются минералы свинца.

5. ЗАВИСИМОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ОТ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Главными компонентами пород месторождений Аркалык, Узунжал и Кайракты являются карбонаты кальция и магния, барит, кремнезем, и глинозем, гидроокислы железа и марганца, сульфиды железа, свинца, цинка и реже меди. В незначительном количестве присутствуют серебро, кадмий, стронций, мышьяк, титан. Содержание битумов незначительное, но отдельные пачки (линзы рудного горизонта на месторождении Узунжал) содержат до 1% органического углерода¹⁰.

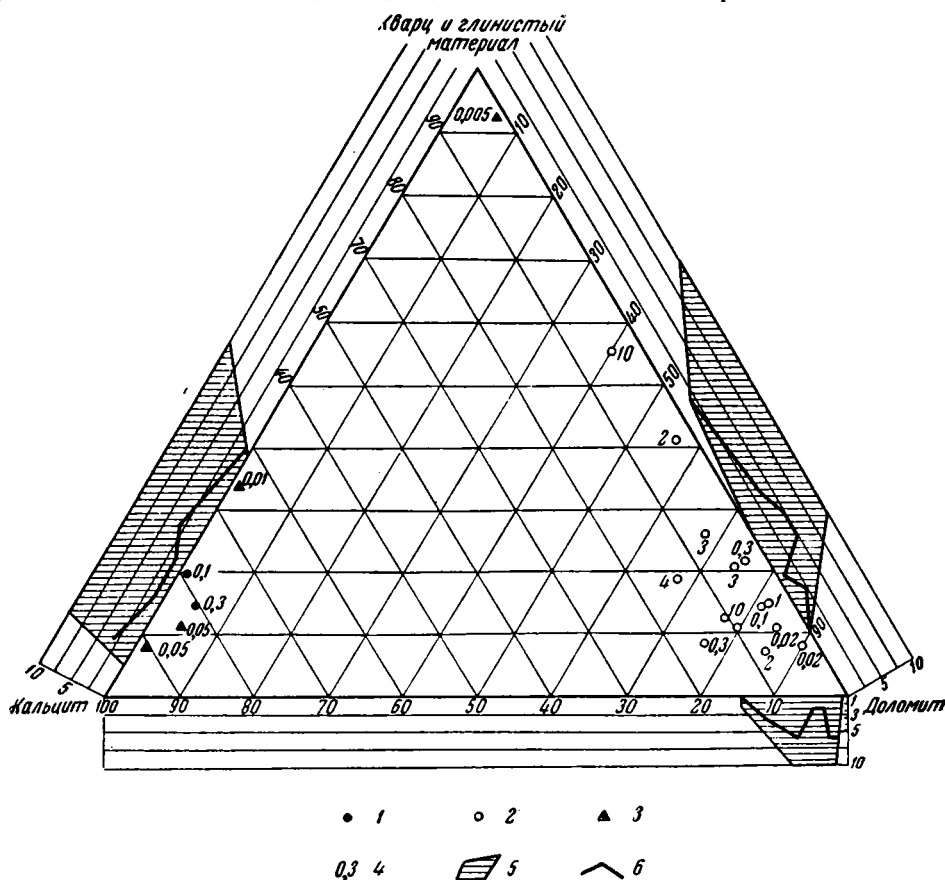
Изменение содержания свинца в зависимости от количественных соотношений главных компонентов пород на месторождении Аркалык показаны на фиг. 5. Из диаграммы отчетливо видно, что рудосодержащими здесь являются исключительно доломиты, с незначительным количеством карбоната кальция (менее 15%) и терригенным материалом (обычно в количестве 10—20%, но иногда более 40%). Чисто глинистые и известковистые образования не рудоносны.

Построенные на сторонах диаграммы графики¹¹ дают представление об изменении содержания свинца в зависимости от изменения количества того или иного компонента. Содержание свинца в общем

¹⁰ Химические анализы проб выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиками Е. В. Шипиловой — CaO, MgO, BaO, О. А. Алексеевой — CO₂. Спектральные анализы проб выполнены А. С. Дудыкиной в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР. Люминесцентный битуминологический анализ произведен в НИЛнефтегаз.

¹¹ В каждом из графиков учтены все нанесенные на диаграмму пробы.

изменяется обратно пропорционально изменению количества кальцита. Изменение количества кварца и глинистого материала в том случае, если они не превышают 50%, не влияет сколько-нибудь заметно на содержание свинца. Соотношение содержаний свинца и доломита из графика не ясно. Пожалуй, можно лишь заметить, что более чистые разности доломитов характеризуются меньшим содержанием свинца.



Фиг. 5. Диаграмма состава штучных проб из рудного горизонта месторождения Аркалык

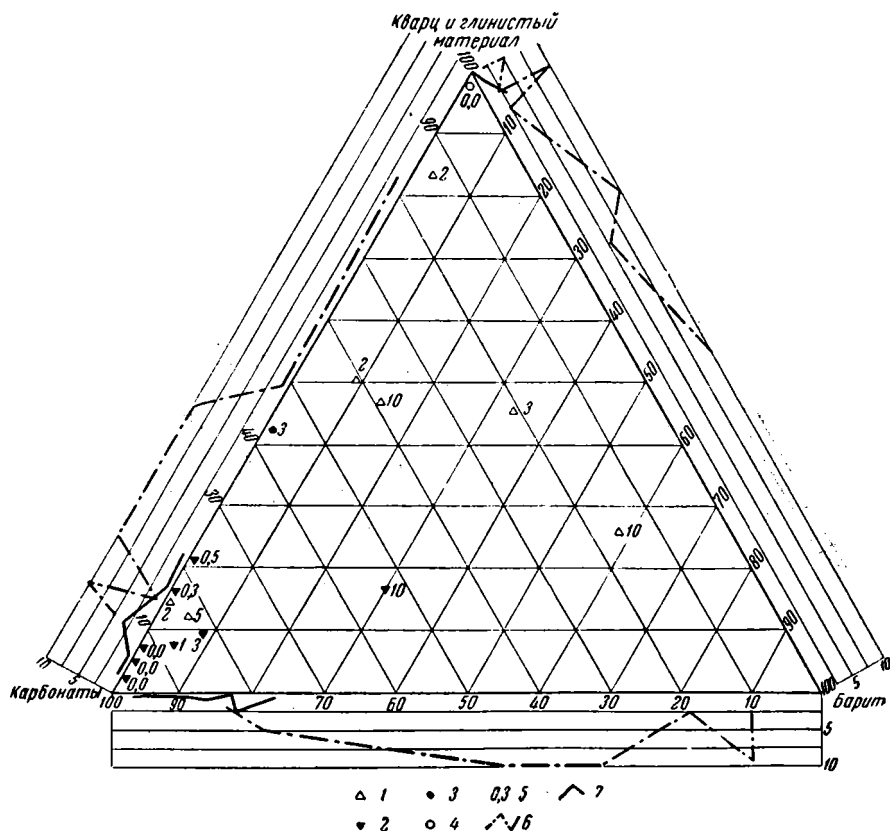
1 — известняки надрудного горизонта; 2 — доломиты рудного горизонта; 3 — известняки и аргиллиты подрудного горизонта; 4 — содержание свинца в процентах; 5 — поле распространения свинецсодержащих проб; 6 — линия средних содержаний свинца

Подобная же диаграмма, составленная на материале проб месторождения Узунжал (фиг. 6), характеризует количественное содержание свинца и главных породообразующих компонентов: карбонатов (суммы кальцита и доломита), барита и терригенной составляющей — кварца и глинистого материала. Следует отметить, что какая-то часть кварца, возможно даже значительная, имеет не терригенное происхождение, а связана, по всей вероятности, с синхроничной вулканической деятельностью.

В составе рудосодержащих пород резко преобладают две группы.

1. Существенно карбонатные породы с содержанием терригенного материала до 20% и с незначительной примесью барита. По графикам, построенным на сторонах треугольника, отчетливо видно, что,

несмотря на относительно малые количества барита в этих породах, содержание свинца изменяется прямо пропорционально содержанию барита. Из графика, характеризующего соотношения свинца с карбонатами, можно видеть лишь то, что наиболее чистые разновидности карбонатных пород наименее рудоносны. Зависимости между количеством терригенного материала и содержанием свинца не наблюдается.



Фиг. 6. Диаграмма состава штучных проб из рудного горизонта месторождения Узунжал

1 — известняки доломитизированные, баритизированные и окварцованные; 2 — доломиты; 3 — карбонатно-глинистые углистые породы; 4 — глинистые сланцы (внутрирудный прослой); 5 — содержание свинца в процентах; 6 — кривые изменения содержания свинца в баритизированных известняках; 7 — то же в доломитах

2. Баритизированные и окварцованные известняки, менее постоянные по составу, — точки, характеризующие состав проб, взятых из этого горизонта, разбросаны по всему полю треугольника, сосредоточиваясь преимущественно в его центральной части, показывая тем самым, что все три компонента присутствуют примерно в равных количествах. По графикам для них устанавливается следующее: количество свинца в общем прямо пропорционально количеству барита и обратно пропорционально содержанию карбонатов. Кварц и глинистый материал в количестве до 50% состава породы не влияют на содержание свинца; дальнейшее их увеличение сопровождается уменьшением количества свинца.

Интересно разобрать некоторые положения более подробно. Так,

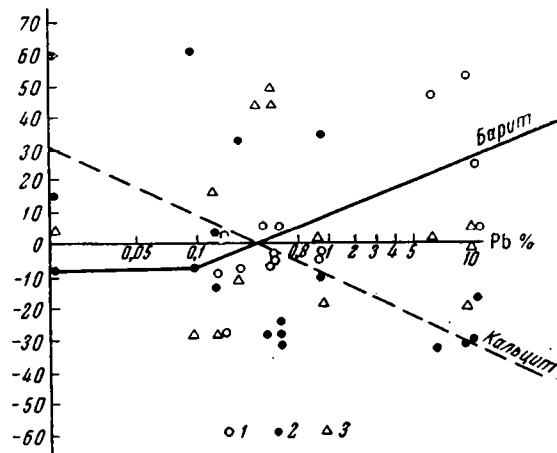
из фиг. 7, характеризующей зависимость содержания свинца от количества кальцита, доломита и барита в породах месторождений Узунжал, видно, что количество кальцита закономерно падает с увеличением содержания свинца. Вначале кривая, показывающая изменение содержания кальцита, несопоставима с кривой содержания барита, но с того момента, когда содержание свинца достигает 1%, она негативно повторяет рисунок кривой, характеризующей изменение содержания барита в породе. Можно думать,

что вначале количество кальцита уменьшается за счет замещения кальция свинцом, а затем происходит вытеснение кальцита рудосодержащим баритом. По точкам, отражающим изменение содержания доломита, можно предположить, что присутствие окиси магния стимулировало накопление свинцовых образований (одновременное возрастание содержания свинца и количества доломита), но при высоких содержаниях свинца доломит, так же как и кальцит, вытесняется баритом. Характер линии содержания барита показывает неизменную прямую зависимость между свинцом и барием, что, вероятно, сви-

детельствует об общем источнике образования. Вначале эта линия поднимается незначительно. Возможно, что этот интервал характеризует этап первоначального накопления бария и свинца в осадках. Вероятность этого подтверждается тем, что отдельные участки (мульды) фамен-этрэнских отложений Западного Прибалхашья, занимающие довольно значительную площадь (около 7 км в длину), характеризуются именно такими содержаниями свинца. Характер оруденения (тонкая вкрапленность рудных минералов и большая площадь распространения рудоносных пород) почти исключает здесь возможность гидротермального происхождения рудной минерализации.

Вторая часть линии, показывающая одновременное резкое увеличение содержания свинца и барита, возможно, объясняется концентрацией руд за счет переукомплектования компонентов рудного горизонта. Для того, чтобы ответить, как это происходит, у автора недостаточно материала, так как дать определенный ответ можно только с помощью экспериментального моделирования процесса.

Таким образом, перспективными в отношении свинцовой минерализации являются пелитоморфные карбонаты, при этом наличие магнезиальных осадков благоприятно влияет на накопление свинца. Свинец прямо связан с баритом как на первоначальной стадии накопления, что говорит об общности их источника, так и при последующем обогащении. Анализируя, в каких условиях свинец и барий могут мигрировать совместно, можно было бы разрешить вопрос о характере процесса перемещения, приводящего к концентрации рудного вещества.



Фиг. 7. График зависимости содержания свинца от количества кальцита, доломита и барита

Содержание свинца в пробах, увязанное с количеством в них: 1 — барита, 2 — кальцита, 3 — доломита. Значение нуля: для кальцита — 33,6%, для доломита — 29,3%, для барита — 0,9%

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перспективными в отношении свинцовой минерализации являются фамен-этренские, а в некоторых случаях франские терригенно-карбонатные отложения котловинных морей, приуроченных к зонам региональных разломов и характеризующихся высокой тектонической и вулканической активностью. Наиболее перспективны отложения, залегающие в верхней части серии пород трансгрессивной стадии осадконакопления, под осадками образований регрессивной стадии. Несомненно, самым положительным поисковым критерием является баритонность отложений, а также значительная дислоцированность пород, приводящая к локализации рудного вещества на отдельных участках, в пределах более полно перекристаллизованных пород.

Геологические данные указывают на сингенетичность рассеянной свинцовой минерализации и последующую ее локализацию в процессе литогенеза и динамометаморфизма. Автор намеренно ничего не говорит о генезисе месторождений, а только приводит некоторые факты, иллюстрирующие положение оруденения, хотя окончательное решение по этому вопросу задерживается лишь отсутствием экспериментальных данных, моделирующих процесс перемещения вещества при динамометаморфических процессах.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова М. И., Пупышев Н. А. Основные вопросы стратиграфии девона и карбона южных районов Центрального Казахстана. Сов. геология, сб. 52, 1956.
- Александрова М. И., Бурсук Б. И. и др. Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нуринаского водораздела. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 32, 1960.
- Белянкин Д. С., Лапин В. В., Островский И. А. Исследование доломитизированных известняков в аншлифах в отраженном свете. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 2, 1940.
- Беспалов В. Ф. Средний палеозой Джунгаро-Балхашской интрагеосинклинали. Сов. геология, сб. 52, 1956.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.
- Быкова М. С. Стратиграфические и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Изд. АН КазССР, 1940.
- Великий А. С., Князев И. И., Кумпан А. С. Закономерности размещения полиметаллических месторождений Сарысу-Балхаш-Нуринаского водораздела. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 32, 1960.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.
- Митряева Н. М., Ли В. Г. О проявлении первичной зональности на месторождении Узунжал. В кн. «Материалы по геологии некоторых эндогенных месторождений Центрального Казахстана». Изд. АН КазССР, 1962.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, 1955—1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. Изд. АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.

ИГЕМ АН СССР
Москва

Дата поступления
13.VIII.1963

УДК 549.731

К ГЕОХИМИИ БОРА В ГАЛОГЕННЫХ ТОЛЩАХ

**М. А. КАРАСИК, В. П. БОБРОВ,
Ю. И. ГОНЧАРОВ, М. В. ВАНИНА**

Приводятся результаты детального изучения особенностей распространения бора в пермской галогенной толще Донецкого бассейна. Среди хемогенных осадков наиболее высоким содержанием бора отличаются карбонаты и ангидрит, из которых в поверхностных условиях бор легко выносятся и частично локализуется в виде редко встречающихся водных боратов в гипсах.

Содержание бора в каменной соли и калийсодержащих солях зависит главным образом от примесей терригенного материала в них. Концентрация бора в минерализованных водах и рассолах определяется изменчивостью концентрации в них NaCl , SO_4^{--} и HCO_3^- .

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Особенности геохимии бора в галогенных толщах мало изучены. Вместе с тем этот элемент является в известной мере типоморфным для процессов галогенеза и для последующих явлений метаморфизма хемогенных осадков. Особый интерес вызывает вопрос об источнике бора в галогенных толщах.

Данные по геохимии бора в соленосных толщах отдельных районов имеются в работах Н. М. Страхова и И. Д. Борнеман-Старынкевич (1946), А. В. Николаева (1947), М. Г. Валяшко (1962), Я. Я. Яржемского (1958), А. М. Иванова (1958), Н. М. Страхова (1962) и других.

По А. В. Николаеву (1947) и М. Г. Валяшко (1962), бораты выпадают из растворов в завершающий этап галогенеза, одновременно с калийными солями. А. В. Николаев, основываясь на экспериментальных данных, считает, что бор в виде B_2O_3 должен осаждаться при испарении эвтоники шестерной системы. К шестерной системе он относит K^+ , Mg^{++} , Na^+ , SO_4^{--} , Cl^- , B_2O_3 и H_2O . Оба исследователя считают источником бора морскую воду.

С. П. Попов (1937) указывал на возможность накопления бора в галогенных отложениях как из нефтяных вод, так и в результате вулканических эксгаляций. Доказательства в пользу вулканических источников бора приводятся Я. Я. Яржемским (1958). Они основываются главным образом на фактах значительного развития пирокластического материала в галогенных и вмещающих их отложениях, крайне неравномерного распределения борной минерализации и отсутствии строгой ее приуроченности к определенным типам химических осадков. О внешнем источнике бора в галогенных отложениях, по Я. Я. Яржемскому, свидетельствует также сравнительно редкая приуроченность к ним месторождений бора.

В 1959—1962 гг. трестом «Артемгеология» Главгеологии УССР и Институтом минеральных ресурсов АН УССР были проведены работы

по изучению минералогии и геохимии бора в нижнепермских галогенных отложениях Донецкого бассейна. Эти исследования имели в виду выяснение ряда общих вопросов генезиса редких скоплений боратов, локализации и распределения бора в процессе галогенеза. Было произведено свыше 12 тысяч определений бора в породах нижней перми и связанных с ними минерализованных водах и рассолах в пределах Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловины. По региональным и крупномасштабным профилям (Карасик, 1962) на бор опробовались современные рыхлые образования и почвы над соленосными отложениями и некоторые виды растений. Большое внимание уделялось выяснению особенностей распределения бора в условиях глубинного и поверхностного выщелачивания галогенных осадков.

2. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ БОРА

Определение бора в горных породах производилось в лабораториях треста «Артемгеология» и Института минеральных ресурсов АН УССР спектральным и химическим методами.

Спектральное определение бора производилось тремя методами: 1) сжиганием малой навески вещества в медных электродах специальной конструкции (метод «узких» электродов); 2) сжиганием средней навески вещества в медных электродах (метод «широких» электродов); 3) сжиганием большой навески путем просыпки на приставке Русанова АВР-2М (метод просыпки). Для массового опробования применялся метод «широких» электродов, характеризующийся отсутствием подготовительных операций взвешивания навески, возможностью многократного употребления электродов, кратковременностью экспозиции. Этот экспрессный приближенный количественный метод определения бора в породах, растениях и минералах дает удовлетворительную сходимость результатов с другими спектральными и химическими методами определения бора.

Химическое определение бора производилось двумя методами — объемным и колориметрическим. При этом объемный метод применялся для анализа проб воды при содержании в них бора более 10 мг/л, во всех остальных случаях использовался колориметрический метод с кармином.

Чувствительность определений бора указанными методами составляет в горных породах 0,001%, в водах — 0,01 мг/л.

3. ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА БАХМУТСКОЙ И КАЛЬМИУС-ТОРЕЦКОЙ КОТЛОВИН

Соленосные отложения, развитые в районе Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин, являются частью мощной нижнепермской галогенной толщи, накопившейся в результате крупного прогибания участка земной коры между Воронежским и Украинским кристаллическими массивами, Белорусским сводом и побережьем Каспийского моря. Этот участок именуется Большим Донецким прогибом (Левенштейн, 1959; Воробьева, 1961) и подразделяется на три геоструктурные зоны: складчатую (Донецкое складчатое сооружение), переходную (северо-западные окраины Донецкого бассейна, включающие Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины и Днепровско-Донецкую впадину) и платформенную (Приднепровско-Припятский грабен). В северной и северо-восточной частях между Донецкой геосинклиналью и Воронежским кристаллическим массивом выделяется Преддонецкий прогиб (Собо-

лев, 1949; Лапкин, 1951), играющий роль передового прогиба. По Л. П. Нестеренко (1959), нижнепермские отложения перекрывали всю площадь складчатого сооружения Донбасса, и связь с открытым морем осуществлялась на востоке через территорию ныне обнаженной складчатой области. В последнее время к такому же выводу пришла и Н. В. Чирвинская (1961) на основе изучения распространения мощностей соленосных отложений в пределах Большого Донецкого прогиба.

Отложения нижней перми представлены разнообразными породами (Нестеренко, 1956; Левенштейн, 1961). В низах разреза залегают красноватые отложения картамышской свиты (медистые песчаники) с «серыми» зонами, включающими медную минерализацию. Выше они переходят в сероватые породы никитовской или известково-доломитовой свиты, сложенной аргиллитами, алевролитами, известняками, доломитами и ангидритом. В северо-западном направлении, в районе Славянского, Святогорского и Каменского поднятий, терригенные осадки никитовской свиты фациально замещаются соленосными, а в верхах картамышской свиты появляются пласты ангидрита (Святогорское и Каменское поднятия). Перекрывающая эти отложения артемовская свита в пределах Бахмутской котловины на 60—90% сложена галогенными осадками. Разрез венчает краматорская свита, состоящая из каменной соли, загрязненной алевропелитовым материалом, с редкими прослоями ангидрита и алевролита. В средней и верхней частях этой свиты обнаружены проявления калиеносности (Левенштейн, 1961).

Разрез нижнепермских отложений Кальмиус-Торецкой котловины несколько отличается от вышеописанных. Так, в картамышской свите значительно большее распространение имеют грубозернистые осадки, переходящие часто в конгломераты (Нестеренко, 1955). По данным треста «Артемгеология», соленосные отложения в этом районе известны лишь в верхних частях артемовской свиты.

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ПОРОДАХ ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Для Бахмутской котловины устанавливается следующий ряд горных пород по убыванию в них содержания бора (В, %): аргиллиты (0,014) → алевролиты (0,011) → карбонатные породы (0,0073) → песчаники (0,0062) → ангидриты (0,0017) → каменная соль (0,0008) → гипс (0,00025). В Кальмиус-Торецкой котловине этот ряд несколько иной: аргиллиты (0,011) → алевролиты (0,0092) → карбонатные породы (0,0031) → песчаники (0,0029) → каменная соль (0,0022) → ангидриты (0,0012) → гипсы (0,0008).

Исключением в данном случае является более высокое содержание бора в каменной соли этого района (0,0022%) по сравнению с ангидритом (0,0012%). Объясняется это, по-видимому, тем, что в Кальмиус-Торецкой котловине каменная соль известна лишь в верхней части разреза, где она в значительной мере обогащена алевропелитовым материалом, концентрация бора в котором превышает концентрацию его в химических осадках исследуемого района.

Причины различных содержаний бора в терригенных отложениях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин заключаются, по-видимому, в несколько различных фациальных условиях, существовавших в период образования нижнепермских осадков в этих районах. К северо-западу от Кальмиус-Торецкой котловины (Бахмутская котловина) наблюдается заметное увеличение роли лагунных фаций. В этом же на-

правлении, по нашим данным, заметно увеличивается содержание бора в песчаниках, алевролитах, аргиллитах и глинах.

Обращает на себя внимание относительно гораздо более высокое содержание бора в терригенных осадках; оно обычно в 8—10 раз превышает его содержание в ангидритах и в десятки раз — в гипсах.

Наиболее высоким содержанием бора характеризуются глинистые породы, представленные в нашем районе аргиллитами и глинами. При этом среднее его содержание в различных свитах является довольно постоянным и редко опускается ниже 0,01%. По-видимому, это частично связано с адсорбционными свойствами пелитовых частиц. На способность глин адсорбировать бор указывают многие авторы (Страхов и Борнеман-Старынкевич, 1946; Heide, Thiele, 1958; Красинцева, 1960 и др.). Правда, при этом, например, Н. М. Страхов считает роль процесса адсорбции бора глинистым веществом весьма ограниченной.

Данные по другим районам также указывают на относительно повышенное содержание бора в глинистых породах. Так, среднее содержание бора в глинистых сланцах Норвегии и Рурской области, по данным 36 анализов, составляет 0,03% (Goldschmidt, Peters, 1932). По В. А. Дунаеву (1959), содержание бора в глинистых и известково-глинистых сланцах нижнего протерозоя Урала составляет 0,017—0,03%. Более низкое содержание бора, составляющее 0,0079%, приводится для глинистых сланцев Западной Европы (Heide, Thiele, 1958). По А. П. Виноградову (1962), кларк бора в глинистых породах земной коры составляет 0,02%.

Г. Хардер (Braitsch, 1962) придает большое значение слюдам, как главным борсодержащим минералам в глинах. По данным этого автора, слюды, образующиеся одновременно с отложением глинистых продуктов в солеродном бассейне, содержат в 2—20 раз больше бора, чем нормальные морские глины. Увеличение содержания бора в слюдах с повышением концентрации соляного раствора отмечают А. Г. Фредериксон и Р. С. Рейнольдс (Frederikson a. Reynolds, 1960).

Вполне возможно, что колебание содержания бора в глинистых породах из различных областей связано с разными условиями образования этих осадков, в той или иной мере отражая степень концентрации бора в водах бассейна. Некоторым подтверждением этого являются устанавливаемые особенности распределения бора в терригенных нижнепермских отложениях Донбасса.

Среди хемогенных образований наиболее высоким содержанием бора характеризуются карбонатные породы, в которых содержание бора составляет в среднем для Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин соответственно 0,0073 и 0,0031%. Резкие колебания содержания бора в этих породах в пределах отдельных свит, участков и районов обусловлены в первую очередь процессами выщелачивания в близповерхностных условиях. На подобные явления впервые обратили внимание Ф. Хайде и А. Тиль (Heide, Thiele, 1958). Эти авторы указывают, что в более или менее свежих разностях известняков у г. Иены содержание бора составляет 0,0025%, а в выветрелых образцах этих пород — 0,0005%.

Между прочим, в связи с большой подвижностью бора в карбонатных породах в близповерхностных условиях нам не удалось детально проследить первичное распределение этого элемента по стратиграфическому разрезу. Наблюдения показывают, что даже на глубине 150—

200 м имеются признаки перераспределения бора, связанного с воздействием подземных вод.

Значительная интенсивность процессов выщелачивания в нашем районе подтверждается тем, что в карбонатных породах из глубоких горизонтов Бахмутской котловины содержится не менее 0,005% бора, а в образцах из коренных выходов этих пород на поверхность бор в количестве 0,003—0,006% был обнаружен лишь в 13 случаях из 155; во всех остальных случаях его содержание не превышает 0,001%.

Интересно, что в известняках содержится несколько больше бора, чем в доломитах, соответственно 0,006 и 0,004%, на что указывают результаты статистической обработки данных анализа 178 проб из Бахмутской котловины.

По данным некоторых авторов, содержание бора в карбонатных породах других районов несколько ниже, чем в нашем районе. Так, в палеозойских доломитах Подмосковья концентрация бора составляет 0,002—0,003% (Головки, 1960), а в карбонатных породах нижнего протерозоя Урала — 0,0012—0,0014% (Дунаев, 1959). Возможно, что приводимое в литературе столь низкое содержание бора в карбонатных породах обусловлено в некоторых случаях не первичными процессами осадкообразования, а связано с воздействием на эти породы вторичных процессов, приведших к выносу этого чрезвычайно подвижного в поверхностных условиях элемента.

В ангидритах содержится в среднем в 3—4 раза меньше бора, чем в карбонатных породах, и составляет для Бахмутской котловины 0,0017%, для Кальмиус-Торецкой — 0,0012%, что примерно отвечает данным, приводимым Н. М. Страховым и И. Д. Борнеман-Старынкевич (1946) для ангидритов Башкирского Приуралья.

В гипсах содержание бора в несколько раз ниже, чем в ангидритах, особенно это характерно для Бахмутской котловины, где в среднем оно составляет всего 0,00025%. В других районах известны несколько более высокие содержания бора в этих породах. Например, в гипсах штата Оклахома (США) содержится в среднем 0,0043% окиси бора, при среднем ее содержании в ангидритах 0,023% (Ham et al., 1961).

По отдельным геологическим разрезам содержание бора в ангидритах колеблется от 0,0016 до 0,0065%, в то время как в гипсах верхней части разрезов оно ниже 0,001%, т. е. находится за пределами чувствительности примененных методов. Из 782 проб гипса, отобранных на поверхности, бор был обнаружен лишь в шести пробах. Все это наряду с приводимыми ниже данными об условиях нахождения водных боратов в сульфатных породах несомненно указывает на то, что в результате гидратации ангидрита и перехода его в гипс большая часть содержащегося в нем бора выщелачивается.

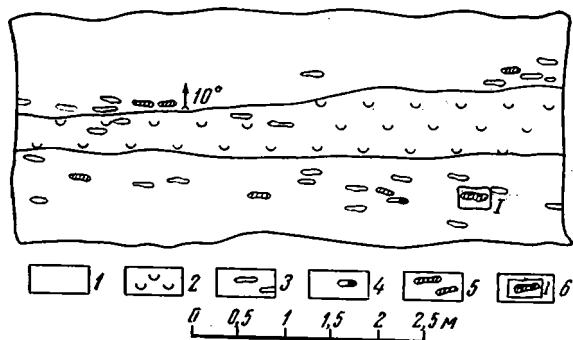
Отмеченные выше явления выщелачивания бора из хемогенных осадков — карбонатов и ангидрита — хорошо подтверждаются особенностями локализации редко встречающихся в галогенной толще мел-



Фиг. 1. Жилкообразное включение улексита (черное) в гипсе. Точками обозначены гнезда тенардита. Натур. величина

ких скоплений водных боратов. Первая находка минерала бора — улексита — была описана Е. К. Лазаренко (1949). В дальнейшем были обнаружены пробертит и очень редкие включения гидроборацита и иньонита (Мельницкая, 1963; Зарицкий, 1963).

Указанные минералы бора встречаются исключительно в зоне выщелачивания и только в сульфатных породах, как правило сильно кавернозных: Особенно интенсивно развиты многочисленные каверны и



Фиг. 2. Зарисовка стенки штольни Иванградского гипсового месторождения

1 — гипс сахаровидный; 2 — ангидрит; 3 — каверны в гипсе и ангидрите; 4 — улексит; 5 — тенардит и мирабилит; 6 — контуры детальной зарисовки (см. фиг. 3)

мелкие поры выщелачивания в средней части пластов гипса, где сохранились реликтовые прослои ангидрита. Эти каверны и поры ориентированы обычно по напластованию, размеры их колеблются от долей миллиметра до 3—4 см и более. В ангидрите пустоты встречаются в гораздо меньшем количестве, приурочены они главным образом к зонам контактов с гипсом.



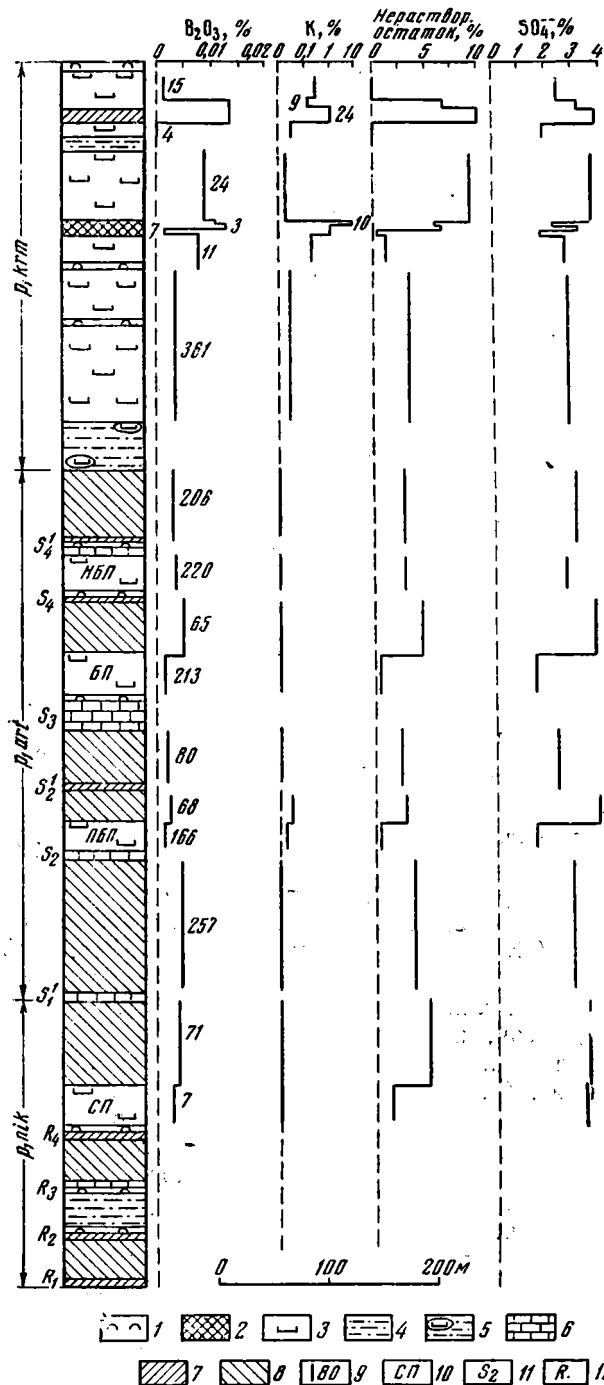
Фиг. 3. Включения улексита (черное), тенардита (точки) и мирабилита (штриховка) в гипсе. Деталь зарисовки стенки штольни (см. фиг. 2).
Натур. величина

Бораты выполняют пустоты в виде рыхлых скоплений или плотных желваков. Размеры их обычно не превышают 2×4 см. Только в одном случае обнаружено гнездо улексита размером 15×20 см. Форма выделений боратов, как правило, овальная, иногда почти до круглой. В одном из забоев штольни встречен ветвящийся прожилок улексита (фиг. 1). Плотные скопления боратов в виде желваков имеют белую окраску, для более рыхлых образований характерен слабо желтоватый оттенок.

Часто в пустотах вместе с боратом встречаются тенардит, мирабилит и вторичный гипс (фиг. 2 и 3). Кристаллы гипса имеют призматический облик и совершенно прозрачны.

Указанные водные бораты довольно детально изучены. Образцы улексита и пробертита, отобранные в разное время из различных участков гипсового пласта, по нашим данным и опубликованным работам (Лазаренко, 1949; Мельницкая, 1963), характеризуются соответственно близкими оптическими константами, химическим составом, а также эндо- и экзотермическими эффектами.

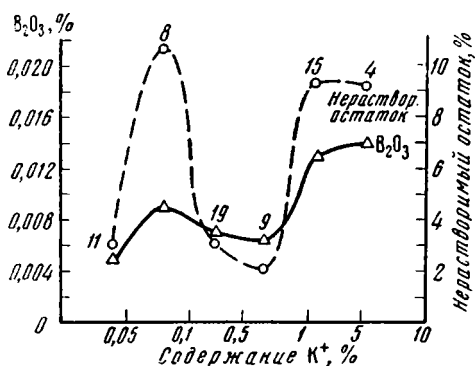
Условия нахождения в пермской соленосной толще Донбасса улексита и других боратов, формы их выделений и особенности парагенезиса



Фиг. 4. Распределение бора на сводной стратиграфической колонке нижнепермских отложений Донбасса и корреляция его с калием, нерастворимым осадком и ионом SO_4^{--} :

1 — ангидрит; 2 — сильвинитовая зона; 3 — каменная соль; 4 — алевролит; 5 — засоленный алевролит; 6 — известняк; 7 — карналлитовая зона; 8 — чередование маломощных прослоев каменной соли, ангидрита и аргиллита; 9 — количество проб; 10 — индексы пластов каменной соли; 11 — индексы горизонтов известняков артемовской свиты; 12 — индексы горизонтов известняков никитовской свиты

зиса их с тенардитом, мирабилитом и переотложенным гипсом — все это не оставляет сомнений в их эпигенетическом образовании в зоне выщелачивания. В подобных же геологических условиях отмечены бораты в пермских отложениях западного и центрального районов штата Оклахома (США). Среди боратов здесь преобладает пробертит, в небольших количествах встречается улексит; находятся они в ассоциации с гипсом, тенардитом, галитом, целестином. Все эти минералы приурочены к зоне контакта ангидрита с гипсом и находятся в виде желваков замещения. Указывается, что бораты образовались в результате вторичных процессов за счет выщелачивания бора из ангидрита, в котором он предположительно находится в виде изоморфной примеси (Ham et al., 1961).



Фиг. 5. График корреляции между содержанием бора, калия и нерастворимого остатка по скв. 6809а; цифры на изгибах кривых — количество проб

Редкие проявления боратов обнаружены и в верхнеюрской галогенной толще Узбекистана (Ишниязов и Парпаев, 1963). Описанные ранее (Герасимова, 1954) боропроявления в ангидрит-доломитовой толще кунгура Уметовского поднятия предположительно связываются с диагенетическими процессами.

В чистой каменной соли содержание боратов очень низкое. Относительно более высокое их содержание наблюдается в солях, загрязненных терригенным

материалом, например в солях краматорской свиты. Зависимость содержания бора в каменной соли от примеси в ней терригенного материала отмечалась ранее (Страхов и Борнеман-Старынкевич, 1946).

С целью выявления зависимости содержания бора в каменной соли от содержания в ней калия, с одной стороны, и от примеси терригенного материала — с другой, нами на сводной стратиграфической колонке построены кривые распределения бора, калия, нерастворимого остатка и иона SO_4^{--} (фиг. 4). Выбор последнего компонента для корреляции с бором обусловлен тем, что большое количество терригенного материала, сносимого в бассейн в период садки галита, должно производить метаморфизирующее действие на рапу и способствовать осаждению CaSO_4 , примесь которого должна влиять на увеличение содержания бора в каменной соли.

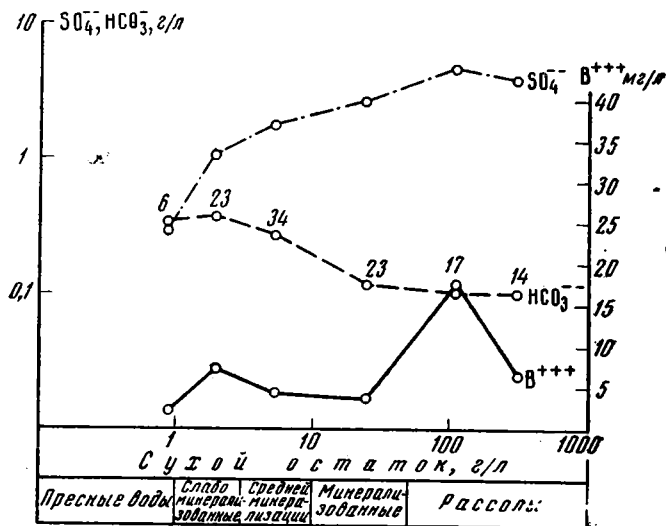
На фиг. 4 хорошо заметна прямая связь между содержанием бора, иона SO_4^{--} и количеством терригенного материала. Наиболее высокое содержание бора наблюдается в маломощных пропластках каменной соли, обогащенных алевропелитовым материалом, располагающихся стратиграфически выше мощных пластов относительно чистой каменной соли, а также в сильвинитовой и карналлитовой зонах краматорской свиты. В солях этих пропластков содержание нерастворимого остатка в среднем составляет 8—10%, иона SO_4^{--} до 4% и B_2O_3 — 0,012—0,014% (бора 0,004—0,0045%). При резком понижении примеси терригенного материала в калийсодержащих солях (до десятых долей процента) содержание окиси бора падает до 0,0003—0,0005%. Это содержание значительно ниже указываемого содержания бора для калийных солей, например, Старобинского месторождения. В сильвине

этого месторождения содержится 0,004—0,0045% бора, а в карналлите 0,002—0,0025% (Павлюченко и др., 1961).

В целях более детального выяснения особенностей связи бора с перечисленными выше компонентами нами по скважине 6809а, вскрывшей калийные соли преимущественно карналлитового состава, был построен график зависимости содержания в солях бора и нерастворимого остатка от содержания калия. На фиг. 5 видно, что кривая содержания окиси бора полностью повторяет кривую нерастворимого остатка, но при некотором повышении количества окиси бора в солях с содержанием калия более 1%. Обе кривые имеют два ясно выраженных максимума при содержании калия в солях 0,05—0,1% и в пределах первых единиц процента.

5. БОР В МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОДАХ И РАССОЛАХ

Для выяснения условий миграции, накопления и перераспределения бора большой интерес представляют данные о его распространении в минерализованных водах и рассолах. Нами опробовались воды из скважин, соляных шахт и естественных источников в пределах развития соленосных отложений. Эти воды характеризуются широким



Фиг. 6. Распределение бора в минерализованных водах и рассолах Бахмутской котловины в зависимости от величины сухого остатка и концентрации ионов HCO_3^- и SO_4^{--} ; цифры на изгибах кривых — количество проб

интервалом минерализации — от 1 до 320 г/л. Среди вод с минерализацией 1—10 г/л в районе исследований наиболее распространены хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые воды, реже встречаются хлоридные натриевые воды, которые преобладают при минерализации свыше 10 г/л.

На диаграмме с логарифмическим масштабом по оси абсцисс (фиг. 6) показано изменение содержания бора, SO_4^{--} и HCO_3^- в минерализованных водах и рассолах Бахмутской котловины в зависимости от величины сухого остатка, основная масса которого в рассолах представлена NaCl .

В соответствии с классификацией подземных вод по степени минерализации (Приклонский и Лаптев, 1949) на диаграмму наносились средние содержания указанных компонентов в слабо минерализованных водах (содержание сухого остатка 1—3 г/л), среднеминерализованных (3—10 г/л), сильно минерализованных (10—15 г/л) и рассолах с содержанием сухого остатка от 50 до 150 и более 150 г/л.

Из диаграммы (см. фиг. 6) видно, что содержание бора в минерализованных водах распределяется крайне неравномерно. Наблюдаются два максимума. Один из них падает на воду с минерализацией 1—3 г/л (в среднем 9 мг/л бора) и совпадает с максимальным содержанием HCO_3^- ; последующее уменьшение содержания бора с повышением минерализации примерно до 30 мг/л полностью отвечает понижению концентрации иона HCO_3^- . Второй максимум приходится на рассолы с минерализацией 50—150 г/л (в среднем 19 мг/л бора) и совпадает с максимальным содержанием в них SO_4^{--} . В рассолах с минерализацией выше 150 г/л, как правило, содержится незначительное количество бора (в среднем 5 мг/л), а в некоторых из них он совершенно не обнаруживается. В то же время воды с такой высокой минерализацией обогащены бромом (в среднем 26 мг/л) и калием (до 800 мг/л).

Данные о низком содержании бора в насыщенных NaCl рассолах подтверждаются многими исследователями для разных районов СССР (Красинцева, 1960; Мышкин, 1963; Оборин и Залкинд, 1964). При этом отмечается отсутствие прямой связи между соединениями хлора и бора по мере роста концентрации растворов.

Как видим, накопление бора в минерализованных водах и рассолах галогенных отложений исследуемого района носит избирательный, прерывистый характер и находится в зависимости главным образом от величины концентрации в растворе NaCl и изменения концентрации в нем двух главных анионов — HCO_3^- и SO_4^{--} . Наблюдаемая на разных участках диаграммы (см. фиг. 6) довольно сильная корреляционная связь в минерализованных водах бора с ионами SO_4^{--} и HCO_3^- может быть объяснена совпадением величин растворимости борных комплексов с растворимостью этих анионов.

6. БОР В РЫХЛЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ И РАСТЕНИЯХ

Исходя из того, что бор в хегоменных осадках находится в виде хорошо растворимых соединений и при их выщелачивании может легко выноситься водами на поверхность, мы предприняли попытку сравнительно изучить особенности локализации бора в суглинках, почвах и в некоторых растениях над соленосными отложениями и за их пределами. Особое внимание уделялось изучению закономерностей распределения бора в зонах выщелачивания.

По данным анализов почти 900 проб почв и суглинков из Бахмутской котловины, отобранных по крупномасштабным геохимическим профилям, установлено, что максимальное содержание бора, в 7—8 раз превышающее фоновое, характерно для суглинков (в среднем 0,015%) и почв (0,01%), развитых над зонами выщелачивания пластов каменной соли. При этом среднее содержание бора в суглинках над зонами выщелачивания превышает максимальное среднее содержание этого элемента в коренных породах и примерно в 1,5 раза больше, чем в почвах из тех же участков. Это можно объяснить сравнительно большей сорбционной способностью суглинков. Что касается почв над зонами выщелачивания, то заметное увеличение содержания в них бора в значительной степени связано с его воднорастворимыми соединениями. Известно, что в различных типах почв воднорастворимая часть

бора составляет до 10%, а в почвах с борным засолением достигает 80% (Виноградов, 1957; Щербаков, 1961). Минимальное содержание бора (в среднем 0,0013%) установлено в почвах и суглинках Бахмутской котловины за пределами развития соленосных отложений, что примерно отвечает содержанию этого элемента в черноземных почвах некоторых других районов СССР (Виноградов, 1957).

Характерно, что в суглинках и почвах над галогенными отложениями артемовской свиты с их наиболее выдержанными пластами каменной соли содержится в среднем около 0,002% бора, что примерно в 1,5 раза выше, чем в этих же образованиях над отложениями никитовской свиты, где галогенные осадки мало распространены.

В исследованном районе нами опробовались на бор распространенные здесь растения — молочай (*Euphorbia*), полынь (*Artemisia* sp.) и древель (*Achillea*). В 48 пробах указанных видов растений установлено, что содержание его в воздушно-сухой массе (после высушивания при температуре 105°), как правило, колеблется в пределах 0,001—0,002%, что не превышает кларк бора в растениях (Синякова, 1939). При этом относительно более высокое содержание бора (до 0,01% и более) связано с растениями, произрастающими на более богатых бором почвах над зонами выщелачивания каменной соли (Иванградский участок). Местами ясно заметна прямая зависимость между содержанием бора в растениях и почвах, на которых они произрастают.

Избирательная способность к накоплению бора установлена для *Artemisia salina*, в которой он содержится в среднем в количестве 0,009%, при колебаниях от 0,001 до 0,03% (18 проб).

В большинстве проб растений спектральным анализом, кроме бора, установлены небольшие содержания следующих элементов: титана, марганца (0,01—0,1%), хрома, ванадия, кобальта, никеля, цинка, свинца, бария (0,001—0,01%), бериллия, молибдена, галлия, циркония, лантана (0,0001—0,001%).

7. ИСТОРИЯ БОРА В ГАЛОГЕННОМ ПРОЦЕССЕ

Изучение закономерностей распределения бора в отложениях древней нижнепермской лагуны Донецкого бассейна позволяет проследить пути миграции и накопления этого элемента в процессе галогенеза. Большое значение при этом с нашей точки зрения имеет сопоставление данных об особенностях распределения бора в горных породах и водах различной степени минерализации.

Невысокое содержание бора в химических осадках и отсутствие каких-либо признаков вулканической деятельности указывают на то, что основным источником бора в изученных нами отложениях являлась морская вода.

На накопление бора в водах лагуны указывает прежде всего повышенное его содержание в терригенных осадках лагунных фаций. Но говорить о значительном и неуклонном повышении содержания бора в водах осолоняющейся лагуны за счет его концентрации в морской воде у нас нет оснований. Напротив, этому противоречат данные о высоком содержании преимущественно воднорастворимого бора в доломитовых и сульфатных породах, отложение которых происходило на начальных стадиях осолонения водоемов, и значительно более низком его содержании в каменной и калийной солях.

Необходимо отметить, что значительное содержание воднорастворимого бора характерно для мощных горизонтов известняков, образующих маркирующий скелет соленосных отложений. Образовались эти известняки в результате обширных трансгрессий, перекрывавших не только северо-западные окраины Донбасса, но и, возможно, Днепровско-Донецкую впадину (Нестеренко, 1958; Левенштейн, 1961). Отсюда можно сделать вывод о том, что накопление воднорастворимого бора в этом случае происходило на фоне рассолонения вод лагуны. Прямая корреляция содержания бора в минерализованных водах и рассолах с анионом HCO_3^- при минерализации 1—30 г/л и SO_4^{2-} при минерализации более 30 г/л является доказательством того, что в процессе образования химических осадков в солеродной лагуне существовало по крайней мере два борокомплекса, соответствующих определенным стадиям этого процесса. Растворимость первого комплекса совпадает с растворимостью HCO_3^- . При резком понижении растворимости HCO_3^- одновременно с отложением карбонатного осадка должны были выпадать и соединения бора. Растворимость второго борокомплекса, образующегося при минерализации выше 30 г/л, совпадает с растворимостью аниона SO_4^{2-} . Этим обусловлено, по-видимому, то, что второй максимум содержания бора в растворах приходится на интервал минерализации 50—150 г/л и совпадает с максимальным содержанием иона SO_4^{2-} , что соответствует примерно пределу растворимости гипса (Виноградов и Боровик-Романова, 1945; Страхов и Борнеман-Старынкевич, 1946); поэтому при дальнейшем повышении минерализации одновременно с образованием гипса соединения бора переходят в осадок. Небольшое содержание бора в рассолах, содержащих NaCl в близком к насыщению количестве (310—320 г/л), соответствует ничтожному его содержанию в каменной соли.

Таким образом, несмотря на то, что борная минерализация в рассматриваемом районе проявилась в сущности в ничтожных количествах, для нее характерна приуроченность к различным этапам галогенного осадконакопления.

Результаты исследований показывают, что индикаторами происходящих процессов выщелачивания в галогенных толщах могут служить выявляемые особенности распространения бора. К ним в первую очередь относятся: а) приуроченность редких находок боратов и парагенетически связанных с ними сульфатов натрия исключительно к гипсам, что связано с процессами переотложения воднорастворимого бора при гидратации и выщелачивании других химических осадков; б) пониженное содержание бора в карбонатных породах из поверхностных участков и зон выщелачивания на различных глубинах по сравнению с карбонатами, не затронутыми процессами выщелачивания; в) повышенное содержание бора в суглинках, почвах и растениях над соленосными толщами; г) особенности распространения бора в различных типах минерализованных вод и рассолах.

Для познания особенностей миграции и локализации бора в процессе галогенеза большое значение имеют результаты корреляции между содержанием бора и главнейших анионов в минерализованных водах и рассолах в зависимости от увеличения их общей минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Закономерности образования месторождений солей. Изд. МГУ, 1962.
Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1957.
Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.

- Виноградов А. П., Боровик-Романова Т. Ф. Геохимия стронция. Докл. АН СССР, т. 46, № 5, 1945.
- Воробьев Б. С. Геологическая структура Большого Донецкого прогиба в области распространения нижнепермских отложений и классификация его структурных элементов. Материалы по геол. и газосон. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд. Харьковск. ун-та, 1961.
- Герасимова В. В. Боропроявление в ангидрит-доломитовой толще кунгура Уметовского поднятия. Тр. Всес. н.-н. ин-та галургии, вып. 29, 1954.
- Головкин В. А. Некоторые данные к петрографической и геохимической характеристике озерско-хованских отложений Подмосквья. Докл. АН СССР, т. 130, № 4, 1960.
- Дунаев В. А. О распространении бора в некоторых горных породах Урала. Геохимия, № 3, 1959.
- Зарицкий П. В. Борная минерализация в породах артемовской свиты Бахмутской котловины Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963.
- Иванов А. М. Новые данные о генезисе минералов бора в пермских отложениях Пермско-Уральской области. Изв. высш. уч. завед., № 4, 1958.
- Ишниеязов Д., Парпаев Н. А. К условиям образования акцессорных минералов бора в галогенной толще верхней юры Узбекистана. Узб. геол. ж., № 5, 1963.
- Карасик М. А. Геохимическое профилирование как метод поисков ртутных и полиметаллических месторождений. Бюл. техн. информ. МГИОН СССР, вып. 1/36, 1962.
- Красинцева В. В. О накоплении бора в минеральных водах в результате выделения из осадочных пород. Проблемы гидрогеологии. Госгеолтехиздат, 1960.
- Лазаренко Е. К. Боронатрокальцит из гипсоносной толщи Артемовского района в Донбассе. Докл. АН СССР, т. 16, № 2, 1949.
- Лапкин Ю. Ю. О Преддонецком прогибе. Докл. АН СССР, т. 78, № 2, 1951.
- Левенштейн М. Л. К вопросу о структуре юго-западных окраин Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1959.
- Левенштейн М. Л. Новые данные о составе и строении нижнепермских отложений Донецкого бассейна. Материалы по геол. и газосон. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд. Харьковск. ун-та, 1961.
- Мельникова Е. Ф. О нахождении пробурита в нижнепермских гипсовых отложениях Зап. Всес. минералог. о-ва, сер. II, ч. 92, вып. 6, 1963.
- Мышкин Л. П. О закономерностях распространения брома, йода и бора в подземных водах Карпат и Закарпатья. Геол. ж., т. 23, вып. 2, 1963.
- Нестеренко Л. П. О составе и строении медистых песчаников Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 100, № 5, 1955.
- Нестеренко Л. П. Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956.
- Нестеренко Л. П. О методике корреляции нижнепермских отложений Донецкого бассейна, его северо-западных окраин и восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1958.
- Нестеренко Л. П. История геологического развития Донецкого бассейна в пермский период (тезисы доклада). Изв. Донецк. индустр. ин-та, 1959.
- Николаев А. В. Физико-химические условия изучения природных боратов. Изд. АН СССР, 1947.
- Оборин А. А., Залкинд И. Э. К геохимии бора в гипергенных процессах. Геохимия, № 2, 1964.
- Павлюченко М. М., Акулович В. М., Филонов Б. О., Дубовик К. В. Акцессорные элементы в калийных солях Старобинского месторождения. Тр. сов. геологов по использованию и обогащению калийных солей. Изд. АН БССР, 1961.
- Попов С. П. Распространение бора в земной коре. В сб. «Большая Эмба». Изд. АН СССР, 1937.
- Приклонский В. А., Лаптев Ф. Ф. Физические свойства и химический состав подземных вод. Госгеолтехиздат, 1949.
- Сняжкова С. И. Содержание бора в почвах СССР. Тр. Биохим. лабор. АН СССР, т. V, 1939.
- Соболев Д. Н. Проблема нефти в Амадоцийском бассейне. Тр. научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР, 1949.
- Страхов Н. М., Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронции, боре и бrome в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. В сб. «Вопр. минералогии, геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1946.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. III. Изд. АН СССР, 1962.
- Чирвинская Н. В. О границах распространения, условиях залегания и газонефтеносности хемогенных образований нижней перми Днепровско-Донецкой впадины. Материалы по геол. и газосон. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд. Харьковск. ун-та, 1961.

- Щербаков А. В. Гидрохимические исследования при поисках и разведке подземных
бороносных вод. Госгеолтехиздат, 1961.
- Яржемский Я. Я. Проблемы поисков борного сырья в галогенных толщах СССР.
Сов. геология, № 7, 1958.
- Braitsch O. Entstehung und stoffbestand der Salzlagerstätten. Berlin Springer,
1962.
- Frederikson A. F., Reynolds R. G. Geochemical method for determining paleosa-
linity. Clay and clay minerals, Proc. 8., nat. Pergamon Press, 1960.
- Goldschmidt V. M. u. Peters. Geochemie des Bors II. Zur. Nachr. Ges. Wiss. Göt-
tingen, Nath.-Phys. Kl., Bd. 529, 1932.
- Ham W. E., Mankin C. J., Schleicher J. A. Borate minerals in Permian gypsum
of westcentral Oklahoma. Bull. Oklahoma. Geol. Surv., v. 92, 1961.
- Heide F., Thiele A. Zur Geochemie des Bors. Chemie der Erde, Dd. 39, 1958.

Институт минеральных ресурсов
Госгеолкома СССР
Симферополь

Дата поступления
17.X.1963

УДК 553.631(476.1)

БРОМХЛОРНОЕ ОТНОШЕНИЕ В ГАЛИТЕ СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК КРИТЕРИЙ ЦИКЛИЧНОГО РАЗВИТИЯ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

М. Г. ВАЛЯШКО, У БИ-ХАО

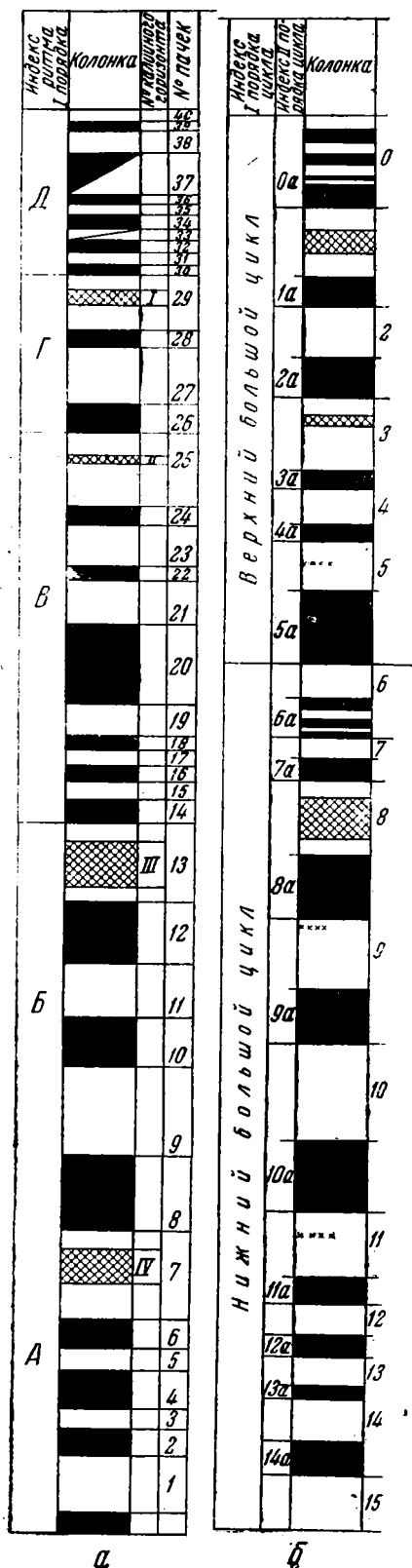
В статье рассматривается ритмичное изменение по разрезу Старобинского месторождения бромхлорного отношения и его значение для изучения галогенных отложений.

«Характерную черту строения галогенных формаций на вертикальных разрезах составляет наличие разнообразной цикличности в сочетаниях пород, проявляющейся как в неоднократном повторении крупных их пачек (макроциклы), так и в тонком и тончайшем переслаивании пород (микроциклы)», — так Н. М. Страхов начинает описание строения галогенных формаций (Страхов, 1963, стр. 420). Действительно, такое строение является характерной особенностью соленосных отложений. Однако далеко не всегда разными авторами эти циклы выделяются однозначно. Рассмотрим, например, Старобинское месторождение. А. А. Иванов, Ю. Ф. Левицкий, С. Х. Баязитов и М. С. Бонченко (1961, стр. 18), говоря о строении соляной толщи этого месторождения, пишут: «В. П. Кириков... наметил в разрезе соленосной свиты несколько разного порядка ритмов накопления осадков... Он установил в соленосной свите до 20 пластов каменной соли и такое же число разделяющих их пачек глинисто-карбонатных пород...

Вопрос... позднее был рассмотрен В. Н. Щербиной (1960), который выделил в этом разрезе более 30 пачек и слоев... (фиг. 1, б). ...Разрез соленосной свиты нами подразделен на пять ритмопачек, обозначенных буквами А, Б, В, Г и Д (фиг. 1, а). Четыре из них ограничиваются соляными пачками, содержащими калийные горизонты (I—IV)... каждая из них состоит из ряда (4—12) чередующихся отдельных пачек каменной соли и глинисто-мергелистых пород... В сводном разрезе соленосной свиты таких пачек насчитывается до 40...».

Из приведенного видно, что при выделении отдельных пачек, а особенно ритмов и циклов, не всегда имеется достаточно объективных данных, чтобы произвести это разделение однозначно. Так, А. А. Иванов (а вместе с ним и Лю Фэнь-чай) делят всю соленосную пачку на пять крупных ритмопачек, а В. Н. Щербина — только на две (см. фиг. 1, а и б). А. А. Иванов выделяет циклы по конечным стадиям кристаллизации (отложения калийных солей), тогда как В. Н. Щербина — по наличию мощного прослоя глинисто-мергелистых пород, свидетельствующего о глубоком разбавлении рапы солеродного бассейна, надолго прервавшим садку галита, т. е. по начальной стадии кристаллизации.

Изучая распределение брома в соляных отложениях Старобинского месторождения, мы попытались использовать его содержания, или



точнее величину отношения $\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$, в качестве объективного показателя характера ритмов и развития процесса солеотложения.

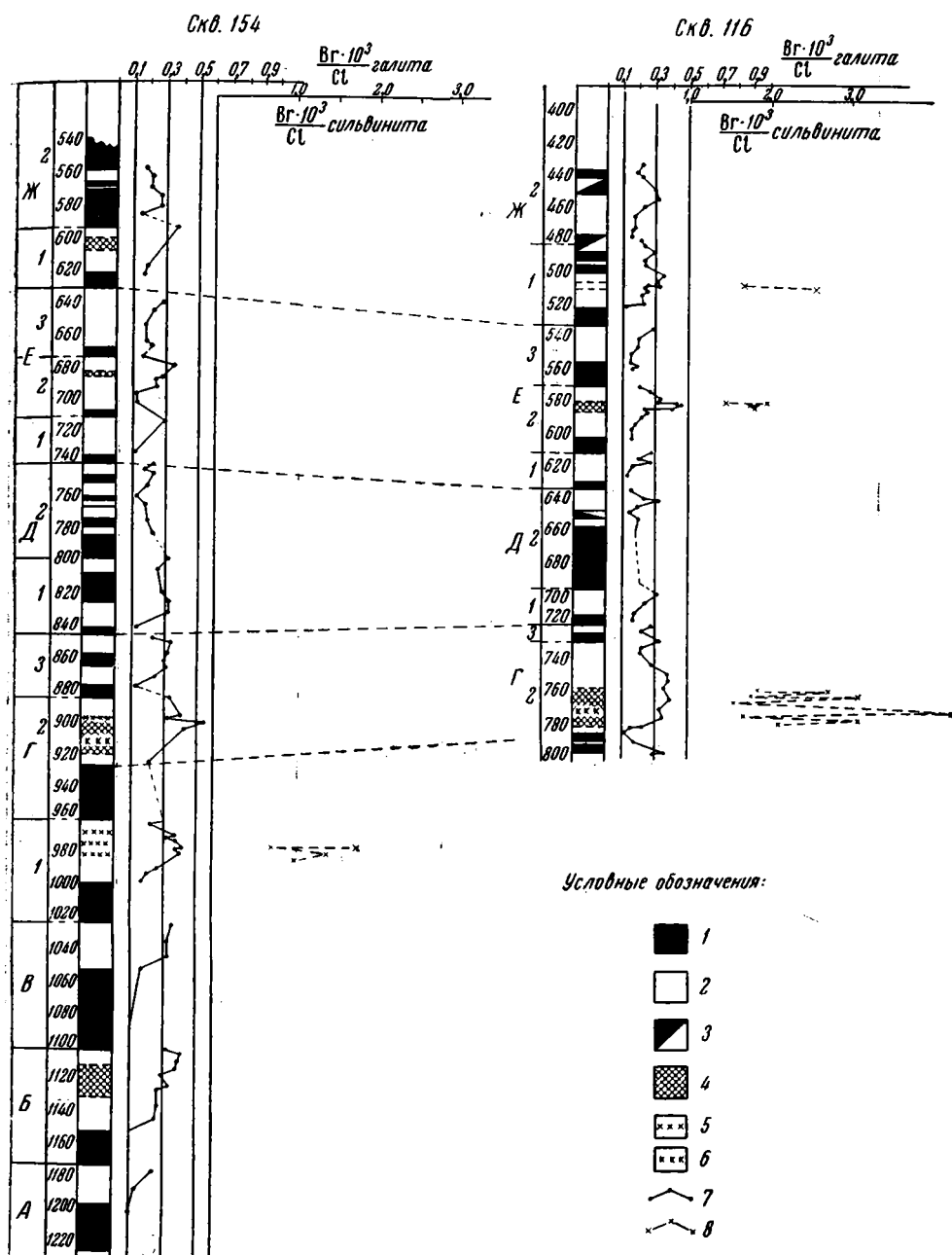
Как известно, бром при испарении морской воды не образует собственных минералов, а выделяется в осадок в виде изоморфной смеси с хлоридами. При этом содержание брома в твердом галите и величина его отношения к содержанию хлора зависят от содержания брома и величины $\text{Br} \cdot 10^3$

Cl в растворе, из которого происходит выделение в осадок данной соли. Поскольку же содержание брома в рапе по мере солеотложения постепенно растет и величина бромхлорного отношения увеличивается, то должно увеличиваться и содержание брома в галите.

Эти данные, а также постоянство коэффициента распределения брома между кристаллами хлорида и раствором послужили основанием для построения шкалы нормальных содержания брома в твердом галите морского происхождения, позволяющей по содержанию брома и величине $\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$

определять стадию выделения данного галита (Валяшко, 1956; Валяшко и Мандрыкина, 1952). По этим данным, начало отложения галита должно характеризоваться величиной бромхлорного отношения, близкой к $\approx 0,1$; в начале выделения сильвина это отношение у галита достигает $0,3-0,4$; перед началом кристаллизации карналлита приближается к $0,5-0,6$ и в галите, выделившемся в конечные фазы сгущения (эвтонические рассолы), может достигать $1,0$. Таким образом, для галита, выделившегося в галитовую стадию, величина бромхлорного отношения может меняться от $0,1$ до $0,3-0,4$. По величине бромхлорного отношения может быть определена стадия развития солеродного бассей-

Фиг. 1. Циклическое строение галогенных отложений Старобинского месторождения
а — по А. А. Иванову с соавторами (1961), б — по В. Н. Щербине (1960)



Фиг. 2. Изменение величины бромхлорного отношения в вертикальных разрезах скважин № 116 и 154 по нашим данным

1 — глинисто-мергелистая порода; 2 — каменная соль; 3 — чередование каменной соли и глинисто-мергелистых пород; 4 — сильвинит; 5 — вкрапленность сильвина; 6 — карналлитовая порода; 7 — величина бромхлорного коэффициента галитовой породы; 8 — величина бромхлорного коэффициента сильвинита. Буквы А. Б... Ж обозначают большие циклы; цифры 1, 2, 3 — промежуточные циклы

Минимальные и максимальные значения величины

Большие циклы	Глубина начала и конца большого цикла, м	Промежуточные циклы	Глубина начала промежуточного цикла, м	Глубина отбора проб, м	Содержания, вес. %				Br · 10 ³ Cl	Характеристика цикла	Наличие калийной соли
					нерастворимый остаток	K'	Cl'	Br'			
Ж	540			572,0			60,40	0,016	0,272	Завершен	Не обн.
		2	584,5	584,0 591,8			55,3 59,90	0,085 0,022	0,154 0,369	»	Сильвинит
	629	1	629	620,4	0,05	0,02	60,41	0,010	0,166		
Е	629	3	671,5	631,0 665,5 671,8	0,21 0,12	0,02 0,03	60,03 60,30 60,32	0,017 0,012 0,020	0,290 0,210 0,331	»	Нет
		2	709	695,3 714,0	0,11 0,08	0,02 0,03	60,17 60,27	0,0074 0,017	0,124 0,287	»	Сильвинит
	736	1	736	731,0			60,32	0,0065	0,108	Не завершен	Не обн.
Д	736			743,2			60,10	0,0137	0,228	Не завершен	»
		2	794	780,5 797,3	0,25	0,015	60,50 60,28	0,0082 0,0193	0,136 0,320	Завершен	»
	844		844	839,0			60,54	0,008	0,132	(?)	
Г	844	3	883,8	849,2 876,1 893,3	0,17 0,11 0,23	0,02 0,02 0,12	60,39 59,80 59,58	0,0198 0,0075 0,032	0,328 0,125 0,535	Завершен	»
		2	958,6	926,6 977,8	0,29 0,11	0,03 0,04	58,66 60,45	0,012 0,023	0,206 0,377	»	Сильвинит и карналит
	1022	1	1022	996,8	0,02	Сл.	60,14	0,01	0,016		Сильвинит
В	1022			1022,0	0,11	0,02	60,26	0,022	0,360	»	Не обн.
	1100,6			1085,0	0,13	Сл.	60,34	0,006	0,099		
Б	1100,6			1103,7	0,05	0,033	60,39	0,024	0,397	»	Сильвинит
	1171,5			1151,0	0,03	0,005	59,88	0,057	0,095		
А	1171,5			1176,0	0,12	Сл.	60,12	0,013	0,211	Не завершен	Нет
	1220			1210,7	0,004	»	60,12	0,0057	0,095		

на, на которой произошло выделение данной пачки галита (т. е. его стратиграфическое положение в соленосных отложениях).

Для нашего исследования мы воспользовались керновыми материалами двух скважин № 116 и 154, достаточно полно представляющих весь разрез соляных отложений. Надо иметь в виду, впрочем, что в скважине № 116 не вскрыт последний калийный горизонт, а в скважине № 154 керн первого калийного горизонта был перепутан и из этого участка пробы не были отобраны. Несмотря на эти дефекты, материал обеих скважин, взятый вместе, позволяет охарактеризовать практически весь разрез Старобинских соленосных отложений. Были отобраны пробы

бромхлорного отношения по отдельным циклам (скважины 154 и 116)

Большие циклы	Глубина начала и конца большого цикла, м	Промежуточные циклы	Глубина начала промежуточного цикла, м	Глубина отбора проб, м	Содержания, вес. %				Br · 10 ³ Cl	Характеристика цикла	Наличие солей
					нерастворимый остаток	K'	Cl'	Br'			
Ж	430			445,9	0,04	0,01	60,47	0,018	0,298	Не завершен	Не обн.
		2	480	474,7 499,8	0,06 5,25	0,006 0,09	60,67 56,8	0,0091 0,0216	0,150 0,344	Завершен	Сильвинит
	530,5	1	530,5	517,7	6,10	0,006	60,47	0,0009	0,105		
Е	530,5	3	568	532,7 557,5 580,7	1,68 0,67 0,22	0,003 0,02 0,51	59,5 59,78 59,91	0,016 0,010 0,0185	0,275 0,164 0,309	» »	Не обн. Сильвинит
		2	610	599,8 609,7	0,51 0,98	0,04 0,02	60,26 59,24	0,009 0,016	0,150 0,275	Не завершен	Не обн.
	632	1	632	622,8	5,18	0,008	57,61	0,0074	0,128		
Д	632			639,0	0,51	0,02	59,78	0,018	0,307	Не завершен (?)	»
		2	695	650,5 698,5	0,04 0,56	0,002 0,0	60,60 58,30	0,0115 0,0176	0,159 0,297	Не завершен	»
	716	1	716	713,3	0,18	0,0	60,24	0,0096	0,159		
Г	716	3	726	716,7 720,0 765,9	0,14 0,11 0,70	0,02 0,0 0,29	60,45 60,24 59,54	0,0167 0,0129 0,0274	0,276 0,215 0,460	Завершен »	» Сильвинит и карналлит
		2	798	784,1	0,16	0,03	60,28	0,0121	0,290		

в большинстве случаев не меньше трех на каждый пласт. При отборе тщательно следили за тем, чтобы проба была типична для данной пачки. В отобранных пробах определялось содержание ионов K' (химически и методами фотометрии пламени), ионов брома (йодометрическим и частично потенциометрическим методами), иона хлора (аргентометрическим методом) и ионов магния (трилометрическим методом) (таблица).

На фиг. 2 изображены разрезы скважин с нанесением на них мест взятия проб галита и величины бромхлорного отношения. Как видим, величина бромхлорного отношения галита, взятого в нижней части данной галитовой пачки скв. 154, наиболее низкая и при продвижении

кверху постепенно растет (как того и требует теория). Максимальные значения бромхлорного отношения отмечаются для галита из области кристаллизации калийных солей. Появление глинисто-карбонатной пачки прерывает отложение галита, и в большинстве случаев после возобновления садки галита величина бромхлорного отношения в нем оказывается ниже той, какая была в верхней части пачки галита, подстилающей данную пачку глинисто-мергелистых пород. Однако степень понижения величины бромхлорного отношения бывает разная. В одних случаях величина этого отношения резко снижается, в других — мало или почти совсем не снижается. Одни циклы начинаются отложениями галита, с величиной бромхлорного отношения $\approx 0,1$, близкой к его значениям в начале кристаллизации галита из морских рассолов, в других отложения начинаются галитом с более высоким значением бромхлорного отношения.

Такое различие бромхлорного отношения при перерыве отложения солей свидетельствует о том, что перерывы связанные с увеличившимся притоком вод, бывают разными. Одни вызывают такое глубокое рассолонение, что возвращают бассейн в исходное состояние; после таких разбавлений бассейн как бы начинает цикл солеотложения сначала — с периода садки карбонатно-сульфатных пород, отвечающих сульфатно-карбонатной стадии нормально развивающегося солеродного бассейна. Во втором случае интенсивность рассолонения значительно меньшая, приток вод был таким, что лишь останавливал на какое-то время садку галита, покрывая, судя по всему, опресненным слоем главную массу концентрированной рапы. Как только приток опресненной воды сокращался и испарялся разбавленный слой, снова открывалась поверхность концентрированного рассола, и садка галита продолжалась почти с той стадией, на которой остановилась. Следовательно, в одних случаях распреснения возвращают бассейн к исходному состоянию, в других только прерывают на время садку галита. Первые циклы характеризуются тем, что величина бромхлорного отношения в первых пачках галита (после глинистых прослоев) близка к $0,1$ вторые — более высокой величиной этого отношения. Первые циклы можно назвать большими, вторые — промежуточными. По этому признаку в Старобинском месторождении нами выявлено семь больших циклов. Они обозначены снизу вверх большими буквами А, Б, В, Г, Д, Е и Ж (см. фиг. 2 и таблицу).

Как можно видеть, каждый большой цикл может включать в себя несколько промежуточных циклов. Большой цикл не обязательно должен завершаться садкой калийных солей. Иногда он обрывается раньше. Все будет зависеть от времени и характера тектонических подвижек в области сочленения с питающим бассейном, обуславливающих эти перерывы.

Циклы А, Б и В оказались наиболее просто построенными — они не содержат промежуточных циклов.

Бромхлорное отношение в галите внизу каждого из этих циклов начинается с $\approx 0,1$, растет постепенно вверх и достигает максимального значения в самой верхней части цикла. Он нарушался поступлением больших порций опресненной воды с глинистым материалом.

Большие циклы Г, Д, Е, Ж более сложно построены: каждый из них состоит из двух или более промежуточных циклов. В каждом промежуточном цикле бромхлорное отношение в галите растет вверх, как в больших циклах А, Б, В. В сложно построенных больших циклах максимальная величина бромхлорного отношения не всегда наблюдается в самой верхней, завершающей пачке галита. В зависимости от

конкретных условий развития бассейна максимальные содержания брома порою приурочиваются к верхней части одного из промежуточных циклов (например, Д, скв. 154 — максимум $\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$ в нижнем промежуточном цикле 1).

В зависимости от того, какие значения бромхлорного отношения обнаруживаются в галите, завершающем простой большой цикл, или каких максимальных значений достигает величина этого отношения в одном из промежуточных циклов (для сложно построенных больших циклов), различают завершенные и незавершенные циклы. В завершенных циклах величина бромхлорного отношения достигает величины 0,3—0,4 и выше, т. е. области выделения следующей по порядку кристаллизации соли, в данном случае сильвина. Необязательно, чтобы максимальные величины наблюдались в самых верхних слоях такого цикла. Они могут достигать этих значений и внутри цикла.

В незавершенных циклах величина этого отношения для галита не выходит за пределы, свойственные галитовой зоне, т. е. 0,3—0,4. В период развития незавершенных циклов состав рассола Старобинского бассейна не достигал насыщения калийными солями.

В разбираемом случае большие циклы в большинстве случаев завершены (Б, В, Г, Е). Незавершенные циклы — А, Д. Не во всех завершенных циклах обнаружены калийные соли. Так, в цикле В они не обнаружены, не обнаружены они и в циклах Г₃ и Е₃, хотя величина бромхлорного отношения в них такая, которая свидетельствует о том, что здесь могли отлагаться калийные соли. Интересно отметить, что, как показала дальнейшая разведка месторождения к юго-востоку от скважины 154, обнаружены пласты калийных солей в циклах Г₃, Е₃ и Ж₂. Вероятно нахождение калийных солей в отложениях цикла В.

Таким образом, выделение завершенных циклов имеет поисковое значение, указывая на вероятность нахождения именно в данном стратиграфическом горизонте галитовых отложений — калийных и калийно-магнезиальных солей.

Здесь мы остановились на разборе наиболее интересного в практическом отношении случая цикличности галитовых отложений. Все здесь сказанное может быть без труда перенесено и на другие зоны, например сильвиновую. Здесь разбавления будут характеризоваться появлением галитовых слоев с величиной бромхлорного отношения 0,1—0,3—0,4. Большими циклами будут циклы, в которых первые слои галита имеют величину бромхлорного отношения 0,3—0,4. Завершенными — циклы, у которых величина бромхлорного отношения для галита достигает значений, отвечающих началу кристаллизации карналлита. Для циклов, содержащих два хлорида, может быть использована также и величина бромхлорного отношения и второго хлорида.

В заключение заметим, что в изменениях величин бромхлорного отношения в скважинах 116 и 154, отстоящих на 12,5 км друг от друга, обнаруживается большое сходство для отдельных циклов; это обстоятельство позволяет использовать названное отношение для корреляции отдельных разрезов.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Бромхлорное отношение в разрезе соленосной толщи Старобинского калийного месторождения обладает закономерным ритмичным изменением, что связывается с эволюцией солеродного бассейна.

2. Исследование цикличности соленосной толщи по величине значений бромхлорного отношения в пласте позволило выделить две группы циклов.

а) промежуточные циклы, которые начинаются отложениями галита с более высоким значением бромхлорного отношения. Это вызывается тем, что во время перерыва отложения солей не вся масса рапы разбавлена, главная ее часть сохраняется под слоем опресненного рассола;

б) большие циклы, включающие несколько промежуточных; они начинаются с отложений галита со значением бромхлорного отношения, отвечающим началу кристаллизации галита из морских рассолов (0,1). Появление таких циклов связывается с более глубокими изменениями режима бассейна, как бы возвращающими его в предшествующие стадии развития.

3. Среди больших циклов по величине максимальных значений бромхлорного отношения различают завершенные, если максимальные значения бромхлорного отношения достигают величин, отвечающих началу кристаллизации следующей соли (для галитовой зоны величины 0,3—0,4), и незавершенные, в которых максимальное значение бромхлорного отношения галита не выходит за пределы галитовой зоны. Завершенные циклы перспективны для нахождения в них калийных солей.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. и Мандрыкина Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 23, 1952.
- Валяшко М. Г. Геохимия брома в процессах галогенеза и использование содержания брома в качестве генетического и поискового критерия. Геохимия, № 6, 1956.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф., Баязитов С. Х. и Бончénко М. С. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, т. 68, 1961.
- Кириков В. П. Ритмичность в строении соленосных толщ Припятского прогиба. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 11, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1963.
- Шербина В. Н. Ритмичность и цикличность осадкообразования в разрезе соляной толщи Старобинского месторождения калийных солей. Докл. АН СССР, т. 131, № 2, 1960.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Дата поступления
23.III.1964

УДК 553.63

К НОМЕНКЛАТУРЕ И КЛАССИФИКАЦИИ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД МОРСКОГО ТИПА¹

Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ

Публикуемые материалы по номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа являются результатом обобщения предложенных ранее автором классификаций (1960 и 1961 гг.), частично вошедших в практику работ геологов-солевиков.

1. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ

История вопроса, относящегося к номенклатуре и классификации галогенных пород, после ранее известных статей Эвердинга (Everding, 1907), Ринне (Rinne, 1908), Бекке (Boeke, 1910), Штурмфельза (Sturmfels, 1943), Фюхтбауэра (Füchtbauer, 1959) только что пополнилась двумя работами — Е. Э. Разумовской (1962) и А. Рихтера (Richter, 1962).

Работы двух последних авторов близки, и поэтому в дальнейшем рассматривается классификация Е. Э. Разумовской.

Несмотря на то, что классификация соляных пород Е. Э. Разумовской имеет полную внешнюю связь с классификациями других осадочных пород (как кластических, так и биохимических), тем не менее она имеет преимущественно теоретическое значение. Эта классификация может удовлетворить литолога, занимающегося вопросами галогенной седиментации, диа- и эпигенетическими изменениями, происходящими в галогенных породах, с изучением текстурных, структурных особенностей, цвета, аксессуарных и других образований в общей связи с условиями формирования галогенных пород.

Если же подойти к этой классификации с точки зрения вещественного состава тех пород, к которым она относится, а также к их номенклатуре в связи со спецификой их практического использования, то здесь возникают весьма серьезные претензии к классификации. Покажем их на примере наиболее интересной с точки зрения классификации и практического применения пары — на сильвине и галите, так как то, что относится к ним, характерно и для ряда других соляных пород.

Е. Э. Разумовской разобран пример наименований главных типов двухкомпонентных пород с пороодообразующими минералами — сильвином и галитом. Если количество сильвина в породе до 5% (а остальное галит), то порода называется галитовой (с сильвином). С этим можно согласиться.

Если сильвина от 5 до 25%, то порода называется сильвинисто-галитовой, а если содержание сильвина от 25 до 50%, то она названа

¹ Печатается в порядке обсуждения. — Редакция.

Е. Э. Разумовской сильвиново-галитовой породой. Таким образом, породы с содержанием сильвина от 5 до 50% называются галитовыми. Спрашивается, как же основную калийную руду всех наших калийных месторождений в конечном итоге называть: галитовой породой или каменной солью? Ведь именно в процентную категорию до 50% сильвина и входят почти все сильвиниты, *почти все сильвинитовые руды*, так как содержания сильвина от 50 до 75%, встречаются редко; породы с содержанием от 75 до 96% сильвина — исключительно редки, а от 95 до 100% нам почти неизвестны. Если бы геологи и петрографы пошли по этому пути, то привели бы в величайшее недоумение всех, работающих в калийных рудниках и на калийных обогатительных фабриках — рабочих, горняков, геологов, технологов.

В классификации осадочных горных пород М. С. Швецов (1961) объединяет основные принципы генетической классификации с практически важной химической или минералогической классификацией.

Поэтому в своей классификации сильвиновой породой автор этой статьи называет такую, которая содержит более 50% сильвина и не имеет в виду распространять это название на породы с содержанием сильвина до 100%.

Помещаемая ниже классификация галогенных пород базируется на их вещественном составе. Породы расположены в последовательный ряд в соответствии с порядком их выпадения из рапы материнских солеродных бассейнов по мере прогрессирующего повышения ее концентрации. Легкорастворимые калийные и магниевые соляные породы распределены по двум основным генетическим группам — сульфатных и бессульфатных образований.

Весьма существенное значение в классификации галогенных пород (особенно в классификации прикладного характера) приобретают градации содержания отдельных минеральных компонентов в породах.

С. Г. Вишняков (1933) при классификации карбонатных пород пользовался четырехгрупповой «симметричной» классификацией компонентов в осадочных породах (от 5 до 25%, от 25 до 50%, от 50 до 75%, от 75 до 95%), но дополнительно выделял мономинеральные породы от 0 до 5 и от 95 до 100%. Такой именно шестиградационной «симметричной» схемы классификации придерживается и Е. Э. Разумовская.

Ниже приводится краткая характеристика основной терминологии, относящейся к галогенным породам.

Галогенными называются горные породы, образующиеся в солеродных бассейнах на всех стадиях хемогенного процесса — от самых ранних (когда отлагались доломитовые, ангидрит-гипс-доломитовые, ангидритовые (и гипсовые) разности) до самых поздних (сильвинитов, карналлитовых, бишофитовых пород). Следовательно, в понятие «галогенные породы» включаются не только соляные породы (каменная соль, сильвиниты, полигалитовые, каинитовые, карналлитовые и другие легкорастворимые породы), но и образования ранней стадии хемогенного осадконакопления солеродных бассейнов².

В соответствии с этим различаются и названия толщ галогенных пород — соленосные и соляные. В состав соленосной толщи входят породы галогенного осадконакопления всех стадий пегмитогенного процесса (если они включают легко растворимые соли), в то время как термин соляная толща охватывает только часть пород соленосной толщи в виде собственно соляных (легко растворимых) пород от ка-

² Соленосные толщи могут содержать в своих разрезах все или только некоторые разновидности галогенных пород.

менной соли до карналлитовых и бишофитовых образований включительно.

Геологи и петрографы Всесоюзного научно-исследовательского института галургии в номенклатуре галогенных пород придерживаются той точки зрения, что не следует бояться добавления «порода» и выделяют ангидритовые, полигалитовые, каинитовые, лангбейнитовые, ашаритовые, гидроборациитовые породы (или руды, в зависимости от теоретического или практического оттенка, который хотят придать термину в каждом отдельном случае). Всем будет также ясно, что если мы описываем «тонкослоистые ангидриты», «горизонтально залегающие полигалиты», «крупные конкреции и солнца колеманита», «крутопадающие карналлиты», то мы в каждом примере имеем дело с породой, а не с соответствующим минералом. В аналогичных случаях можно обходиться без постоянного «утяжелителя» в виде слова «порода», который, однако, следует всегда ставить там, где есть опасность смешать понятия минерала или горной породы, сложенной одноименным минералом.

Горные породы, сложенные галитом, называют каменной солью.

Горные породы, составленные различными количественными соотношениями галита и сильвина, известны под названием сильвинита. Мы сохраняем этот термин как глубоко вошедший в научный и практический обиход: им пользуются буквально все — рабочие, исследователи, рудничные геологи, горняки-эксплуатационники, технологи, обогащители.

Часть галогенных пород, преимущественно легкорастворимых, сложенных галитом, сильвином, каинитом, лангбейнитом, глазеритом, карналлитом, бишофитом, имеет крупнозернистое или крупнокристаллическое строение. Величина зерен в них часто измеряется не долями миллиметра, а миллиметрами и даже сантиметрами. В осадочных породах по величине зерна различают микрозернистые (менее 0,01 мм), мелкозернистые (от 0,01 до 0,10 мм), среднезернистые (от 0,10 до 0,25 мм) и крупнозернистые (более 0,25 мм) породы. Легкорастворимые соляные породы обычно относятся к крупнозернистым.

По мнению автора, в основу прикладной классификации галогенных пород должны быть положены такие градационные критерии, которые отделяли бы промышленные породы (руды) от непромышленных; причем иногда можно точно не отражать в названии породы количественной роли широко распространенного галита, часто не использующегося для практических целей, когда он входит в состав многокомпонентных соляных пород. В данной классификации несколько изменены градационные интервалы по сравнению с ранее принятыми автором для установления единообразия в процентных соотношениях отдельных компонентов во всех соляных породах. Исходя из тех процентных соотношений, с которых сильвин, каинит, лангбейнит и другие минералы, находясь в соляных породах в сочетании с галитом, начинают играть роль промышленных объектов (руд, идущих на обогащение или непосредственно используемых промышленностью или сельским хозяйством), и приводится классификация галогенных пород³.

³ Однако эта классификация еще далека от тех точных градаций, которые предусматриваются соответствующими ГОСТами по отношению к тем или иным полезным ископаемым галогенного происхождения. В связи с тем, что общесоюзные стандарты весьма различны по отношению к различным галогенным продуктам, автор, естественно, не смог учесть их в единой классификационной схеме галогенных пород. Именно с учетом этого замечания и нужно рассматривать несколько условно прикладной характер данной классификации.

Если, например, имеется двухкомпонентная порода, сложенная каинитом (или сильвином, или лангбейнитом и т. п.) и галитом, то получается такая их градация:

1) от 0 до 5% каинита (остальное галит) — это галитовая порода (или каменная соль) с примесью каинита;

2) от 5 до 15% каинита (остальное галит) — это каинит-галитовая порода, или каинитсодержащая каменная соль. Она еще не представляет практического интереса, но уже при содержании около 15% каинита близко подходит к нижнему пределу возможностей использования ее в качестве калийной руды;

3) от 15 до 50% каинита (остальное галит) — это галит-каинитовая порода; при содержании каинита выше 15% уже можно выделять породы, которые хотя и содержат еще в преобладающем количестве галит, но уже близко по качеству подходят к каинитовым⁴ рудам;

4) свыше 50% каинита — каинитовая порода (богатая каинитовая руда); помимо галита в качестве дополнительных компонентов в ней могут быть лангбейнит, сильвин, полигалит, кизерит, карналлит и др.

Наибольшие осложнения в номенклатуре возникают при классификации пород, сложенных сильвином и галитом в различных сочетаниях.

Как известно, промышленные руды, представляющие собой смесь этих двух минералов, называются сильвинитами и в практике они известны под названием красных, полосчатых, пестрых и других сильвинитов, а по количеству содержащегося в них сильвина различают бедные, нормальные и богатые сильвиниты.

В соответствии с приведенным выше различаются:

1) галит (или каменная соль) с примесью сильвина, когда имеется до 5% сильвина, остальное — галит;

2) сильвин-галитовая порода (или бедный сильвинит с 5—15% сильвина, остальное — галит);

3) сильвинит (15—50% сильвина, остальное галит, т. е. обычные, нормальные, хлоркалиевые руды);

4) сильвиновая порода (богатый сильвинит, когда сильвина более 50%).

Если в сильвините имеется то или иное количество других минералов (ангидрита, полигалита, кизерита), но в меньшем количестве, чем компонентов сильвинита (т. е. меньше суммы сильвин+галит), то порода будет соответственно называться ангидритовым сильвинитом, полигалитовым сильвинитом, кизеритовым сильвинитом. Но название породы осложнится в том случае, если компоненты сильвинита (т. е. сумма сильвин+галит) количественно уступают находящемуся в большем количестве третьему компоненту. Например, сильвин+галит в сумме составляют 40%, а кизерит 60%. В таком случае нельзя назвать «сильвинитово-кизеритовая порода», потому что сильвинит — это уже порода и получится тавтология — «порода в породе». Вот в таких сравнительно редких случаях и могут получаться затруднения в номенклатуре. При-

⁴ Допускается неточность в названии породы, заключающаяся в том, что такую породу в связи с преобладанием количества галита нужно бы назвать каинитово-галитовой, но в связи с тем, что она может рассматриваться как каинитовая руда, это акцентируется в названии (галит-каинитовая порода).

ходится «сильвинит» в названии породы «раскрывать» и говорить о галит-сильвин-кизеритовой породе (или о сильвин-галит-кизеритовой, в зависимости от того, галит или сильвин преобладает в составе породы).

2. СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД

Как видно из предыдущего, предлагается четырехградационная классификация галогенных образований со значительными отличиями от классификаций других осадочных пород, «асимметричная» по процентным интервалам, но ближе, чем другие, отражающая прикладное значение соляных пород. В табл. 1 приводятся примерные наименования для двухкомпонентных соляных пород.

Таблица 1

Классификация и наименования двухкомпонентных соляных пород

Породообразующие минералы	Градации породообразующих минералов*			Более 50%
	0—5%	5—15%	15—50%	
Галит, каинит	Галитовая порода (или каменная соль) с примесью каинита	Каинит-галитовая порода (каинит-содержащая каменная соль)	Галит-каинитовая порода	Каинитовая порода (с галитом)
Галит, сильвин	Галитовая порода (с сильвином)	Сильвин-галитовая порода (или сильвинсодержащая каменная соль, или бедный сильвинит)	Сильвинит (нормальный, или галит-сильвиновая порода)	Сильвиновая порода, или богатый сильвинит
Галит, лангбейнит	Галитовая порода (с лангбейнитом)	Лангбейнит-галитовая порода	Галит-лангбейнитовая порода	Лангбейнитовая порода
Галит, полигалит	Галитовая порода (с полигалитом)	Полигалит-галитовая порода	Галит-полигалитовая порода	Полигалитовая порода
Галит, карналлит	Галитовая порода (с карналлитом)	Карналлит-галитовая порода	Галит-карналлитовая порода	Карналлитовая порода

* В табл. 1 и 2 градации процентных содержаний приведены для всех породообразующих минералов, кроме галита, дополняющего указанные в графах проценты до 100%.

Примесью (как и в других классификациях осадочных горных пород) считается количество минерала до 5%. В названии породы, как правило, ее можно не упоминать, но если эта примесь представляет интерес при характеристике тех или иных полезных ископаемых (например, при поисках калийных солей такие минералы, как сильвин, или каинит, или карналлит в каменной соли) или стратиграфический интерес (например, примесь гергеита в каменной соли — «гергеитовый» горизонт), то минерал примеси упоминается обязательно.

Сложнее обстоит дело с классификацией и номенклатурой трехкомпонентных соляных пород (табл. 2).

В названии пород учитывается количественное содержание минералов; они располагаются в порядке увеличения их процентного содержания. Таким же образом даются названия четырех- и другим многокомпонентным соляным породам.

Имеется в виду, что каждый из минералов примеси (для первой градации от 0 до 5%) или каждый из породообразующих минералов (от 5

Таблица 2

Классификация и номенклатура трехкомпонентных соляных пород

Породо-образующие	Градации породообразующих минералов			
	0—5%	5—15%	15—50%	Более 50%
Галит, каинит, лангбейнит	Галитовая порода (с примесью каинита и лангбейнита)	а) Каинит-лангбейнит-галитовая порода б) Лангбейнит-каинит-галитовая порода	а ₁) Каинит-галит-лангбейнитовая порода а ₂) Галит-каинит-лангбейнитовая порода б ₁) Лангбейнит-галит-каинитовая порода б ₂) Галит-лангбейнит-каинитовая порода	а) Лангбейнитовая порода (с галитом, каинитом) б) Каинитовая порода (с галитом, лангбейнитом)
Галит, сильвин, ангидрит	Галитовая порода (с примесью сильвина, ангидрита)	а) Сильвин-ангидрит-галитовая порода б) Ангидрит-сильвин-галитовая порода	а ₁) Сильвин-галит-ангидритовая порода а ₂) Галит-сильвин-ангидритовая порода б ₁) Ангидрит-галит-сильвиновая порода б ₂) Галит-ангидрит-сильвиновая порода	а) Ангидритовая порода (с галитом, сильвином) б) Сильвиновая порода (с галитом и ангидритом) или ангидритсодержащий богатый сильвинит
Галит, сильвин, полигалит	Галитовая порода (с примесью сильвина, полигалита)	а) Сильвин-полигалит-галитовая порода б) Полигалит-сильвин-галитовая порода	а ₁) Сильвин-галит-полигалитовая порода а ₂) Галит-сильвин-полигалитовая порода б ₁) Полигалит-галит-сильвиновая порода б ₂) Галит-полигалит-сильвиновая порода	а) Полигалитовая порода (с галитом, сильвином) б) Сильвиновая порода (с галитом, полигалитом) или полигалитсодержащий богатый сильвинит
Галит, сильвин, кизерит	Галитовая порода (с примесью сильвина, кизерита)	а) Сильвин-кизерит-галитовая порода б) Кизерит-сильвин-галитовая порода	а ₁) Сильвин-галит-кизеритовая порода а ₂) Галит-сильвин-кизеритовая порода б ₁) Кизерит-галит-сильвиновая порода б ₂) Галит-кизерит-сильвиновая порода	а) Кизеритовая порода (с галитом, сильвином) б) Сильвиновая порода (с галитом, кизеритом) или кизеритсодержащий богатый сильвинит
Галит, сильвин, карналлит	Галитовая порода (с примесью сильвина, карналлита)	а) Сильвин-карналлит-галитовая порода б) Карналлит-сильвин-галитовая порода	а ₁) Сильвин-галит-карналлитовая порода а ₂) Галит-сильвин-карналлитовая порода б ₁) Карналлит-галит-сильвиновая порода б ₂) Галит-карналлит-сильвиновая порода	а) Карналлитовая порода (с галитом, сильвином) б) Сильвиновая порода (с галитом, карналлитом) или карналлитсодержащий богатый сильвинит

до 15% и от 15 до 50%) могут содержаться в количествах, обозначенных в соответствующих градационных графах.

Для более точного определения соляной породы нужно приводить дополнительно к названию такие характерные ее особенности, как цвет, структурные, текстурные и иные ее специфические черты.

3. ПЕРЕЧЕНЬ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД МОРСКОГО ТИПА

В качестве пояснения ниже приведен перечень наиболее характерных галогенных пород морского типа, который наглядно показывает, что предлагаемая классификация по существу охватывает все основные разновидности галогенных образований названного типа. Породы расположены в порядке выделения их в солеродных бассейнах по мере нарастания концентрации рапы от труднорастворимых в воде карбонатных образований преимущественно в составе надсоленосных пород до легкорастворимых соляных толщ.

1. Доломитовые породы, иногда с изменяющимся и даже с преобладающим количеством кальцита. Из боратов в этих породах известны люнебургит, гидроборатит.
2. Магнезит-доломитовые породы.
3. Доломит-магнезитовые породы.
4. Магнезитовые породы.
5. Доломит-ангидритовые (гипсовые) породы.
6. Магнезит-ангидритовые (гипсовые) породы.
7. Ангидритовые и гипсовые породы.

Породы 1—7 слагают преимущественно надсоленосные толщи нормальноосадочных соляных отложений или гипсовые шляпы соляных куполов в районах с сильно проявленной соляной тектоникой, где на дневной поверхности наблюдаются выходы гидroxимических образований.

8. Галит-доломитовые (засолоненные доломитовые) породы.
9. Галит-магнезитовые (засолоненные магнезитовые) породы.
10. Галит-ангидритовые (засолоненные ангидритовые) породы.
11. Галит-доломит-ангидритовые (засолоненные доломит-ангидритовые) породы.
12. Галит-магнезит-ангидритовые (засолоненные магнезит-ангидритовые) породы.

Породы 8—12 слагают главным образом нижние части разрезов надсоленосных толщ, но нередко встречаются и в виде слоев и прослоев в разрезах самих соляных толщ.

13. Доломит-галитовые породы (каменная соль с доломитом).
14. Магнезит-галитовые породы (каменная соль с магнезитом).
15. Ангидрит-галитовые породы (каменная соль с ангидритом).

16. Галопелитовые породы (или соляные глины, или соленосные глины) могут являться составной частью всех галогенных пород, как перечисленных выше, так и (в меньшей мере) приводящихся ниже. Именно здесь галопелиты помещены в связи с тем, что они являются наиболее характерными в большинстве соляных месторождений для пород надсолевых толщ и в меньшей мере (но не всегда!) для разрезов соляных пород.

В составе аутигенной (хемогенной) части галопелитов в смеси с терригенными образованиями могут находиться кальцит, доломит, магнезит, ангидрит, целестин, галит, полигалит, каннит, карналлит, ряд водных магнезиальных силикатов, близких к сепиолиту.

17. Каменная соль (верхняя, покровная). В каменной соли, содержащей тенардит и вулканический пепел, встречен боросиликат натрия — сирлезит.

А. Бессульфатные породы

Б. Сульфатные породы

- | | |
|---|---|
| <p>18. Каменная соль (галитовая порода) с примесью сильвина (до 5%, остальное — галит)</p> <p>Сильвин-галитовая порода (или силь-</p> | <p>18. Галитовая порода с примесью гергента (до 5%, остальное — галит)</p> <p>Гергент-галитовая порода (гергента от 5 до 15%, остальное — галит).</p> |
|---|---|

винсодержащая каменная соль, или бедный сильвинит: сильвина от 5 до 15%, остальное — галит).

Сильвинит (нормальный, главная масса промышленных хлоркалевых руд, или галит-сильвиновая порода; сильвина от 15 до 50%, остальное — галит).

Сильвиновая порода (или богатый сильвинит; сильвина более 50%, остальные компоненты — галит, карналлит, ангидрит указываются в процентах).

19. Галитовая порода с примесью сильвина, карналлита.

20. а) Сильвин-карналлит-галлитовая порода.

- б) Карналлит-сильвин-галлитовая порода.

В «а» и «б» сильвина и карналлита может быть от 5 до 15% каждого, остальное — галит. Эти породы в качестве синонимов могут быть названы карналлит-содержащим бедным сильвинитом.

21. Смешанные породы («а₁», «а₂», «б₁», «б₂»):

- а₁) сильвин-галит-карналлитовая порода;

- а₂) галит-сильвин-карналлитовая порода;

в «а₁» и «а₂» сильвин и галит составляют каждый более 15%, но доминирующим является карналлит;

- б₁) карналлит-галит-сильвиновая порода;

- б₂) галит-карналлит-сильвиновая порода; в «б₁» и «б₂» карналлит и галит составляют каждый более 15%, но доминирующим является сильвин; эти породы «б₁» и «б₂» могут быть названы карналлитовым сильвинитом.

22. а) Карналлитовая порода (карналлита более 50%) с галитом, сильвином в %.

- б) Сильвиновая порода (сильвина более 50%) с галитом, карналлитом или карналлитсодержащий богатый сильвинит.

23. Галитовая порода с примесью карналлита (до 5%, остальное — галит). Встречается редко.

Карналлит-галитовая порода (карналлита от 5 до 15%, остальное — галит). Встречается редко.

Галит-карналлитовая порода (карналлита от 15 до 50%, остальное — галит). Встречается редко.

Карналлитовая порода (карналлита более 50%; количество галита указывается в %).

Галит-гергенитовая порода (от 15 до 50% гергенита).

Гергенитовая порода (более 50% гергенита).

19. Галитовая порода с примесью сингенита (до 5%, остальное — галит).

Сингенит-галитовая порода (сингенита от 5 до 15%, остальное — галит).

Породы с более высоким содержанием сингенита нам пока неизвестны.

20. Галит-полигалит и образуемые ими породы (см. табл. 1).

21. Галит-сильвин-ангидрит и образуемые ими породы (см. табл. 2).

22. Галит-сильвин-полигалит и образуемые ими породы (см. табл. 2).

23. Галит-сильвин-кизерит и образуемые ими породы (см. табл. 2).

24. Галит-каинит-лангбейнит и образуемые ими породы (см. табл. 2).

25. Кизеритовая порода редка.

26. Глазеритовая порода очень редка и встречается в месте с полигалитом, сильвином.

27. Шенитовая порода редка. Она вторична и встречается в шляпах некоторых месторождений.

28. Леонитовая порода редка и сопровождается сильвином, полигалитом, шенитом, каинитом.

29. Галит-лангбейнит и образуемые ими породы (см. табл. 1).

30. Галит-каинит и галит-каинит-лангбейнит и образуемые ими породы (см. таблицы 1 и 2).

31. Галит-карналлит и образуемые ими породы рассмотрены в табл. 1 и в бессульфатных породах за № 20. В сульфатных месторождениях наряду с примесями ангидрита, сильвина (отмечаемыми также и в бессульфатных месторождениях) в карналлитовых породах встречается также кизерит.

32. Бишофитовая порода пока установлена только в сульфатных калийных месторождениях. Изучена слабо. Известны различные количественные сочетания бишофита с галитом, карналлитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевые исследования их пригодности для известкования почв. В сб. «Карбонатные породы Ленинградской обл., Сев. края и КАССР», вып. 1. ГОНТИ, 1933.
- Разумовская Е. Э. Классификация и номенклатура соляных горных пород. Материалы по палеонтологии и литологии. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 72, стр. 74—84, 1962.
- Шведов М. С. Основные принципы классификации осадочных пород. Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 8, стр. 3—10.
- Boeke E. Übersicht der Petrographie und Geologie der Salzlagerstätten (Bergbaul. u. industr. Fachlit 1909),— Aus: Illustr. ib. d. Wirtsch. u. Technik in Deutschlands Kali-bergbau 1910.
- Everding H. Zur Geologie der deutschen Zeolithsalze im Kalibergbau Abh. Preuss. Geol. L. A., Berlin 42, 1907.
- Füchtbauer H. Zur Nomenklatur der Sedimenteine Zs. Erdöl und Kohle, № 8, 1959.
- Richter A. Die Nomenklatur der Salzgesteine. Wissenschaftlich — Informationdienst des Z. G. I., 3/nr. 7, September 1962, Berlin.
- Rinne F. Gesteinskunde, 3. Aufl. 1908.
- Sturmfels E. Das Kalisalzager von Buggingen (Südbaden). N. Ib. f. Min. Bd. 78, Abt. A., 1943.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт галургии
г. Ленинград

Дата поступления
3.VIII.1963

УДК 552.511+552.512:551.735(471.505)

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛЫБОВЫХ БРЕКЧИЙ И КОНГЛОМЕРАТОВ
В КАМЕННОУГОЛЬНОМ ФЛИШЕ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА
СРЕДНЕГО УРАЛА**

Н. Б. ВАССОЕВИЧ, М. М. БЕЖАЕВ

До последнего времени герцинский флиш был известен лишь на западном склоне Урала. В 1961 г. авторами флишевые отложения каменноугольного возраста открыты на восточном склоне Уральского хребта в районе г. Каменск-Уральского. Они представлены здесь ритмичным чередованием темно-серых известковистых аргиллитов (или мергелей), алевролитов и песчаников. Во флишевой толще установлены горизонты с включениями, переходящие в конгломерато-брекчии с отдельными глыбами. Эти брекчии обязаны своим происхождением оползням и обвалам у кордильеры, в сложении которой принимали участие известняки башкирского яруса.

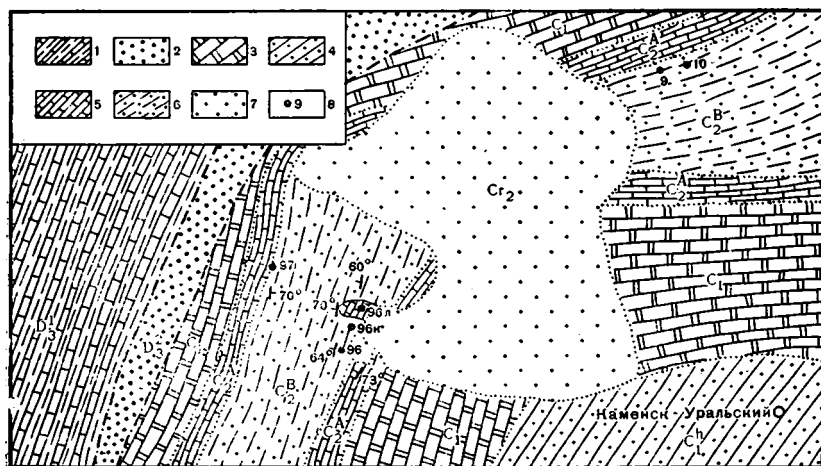
Флишевые толщи, как известно, характеризуются определенным набором пород, закономерным чередованием их в разрезе в виде «ритмов», или циклотем, наличием различных гиероглифов, фукоидов и т. д. Иногда во флише встречаются горизонты глыбовых брекчий. Количество их увеличивается к кордильере, ограничивавшей флишевый трог. В одних случаях такие грубые образования представлены конгломератами или известняковыми брекчиями, а в других — лишь отдельными крупными глыбами более древних пород, иногда с ясно выраженной первичной слоистой текстурой. Значительно чаще в разрезе наблюдаются одновременно и конгломераты, и глыбовые брекчии. Приуроченность этих образований к определенным горизонтам в значительной мере облегчает геологическое картирование, разработку стратиграфии и, особенно, решение ряда палеогеографических вопросов.

Горизонты с глыбовыми включениями широко известны во флишевых толщах Альпийской геосинклинальной области и изучались многими исследователями. В отложениях герцинского флиша западного склона Южного Урала они впервые были установлены В. Е. Руженцевым (1936, 1937). На западном склоне Южного Урала в отложениях зианчурского горизонта верхнего карбона он выделил два типа глинистых брекчий — саплякские и канчеровские. Те и другие образуют выдержанные горизонты и развиты на большой площади.

На восточном склоне Урала во флишевой толще среднего карбона р. Каменки авторами были встречены конгломераты, условия образования которых не освещены в литературе. Аналогичные образования и крупные глыбы более древних известняков внутри флишевой толщи наблюдаются и, южнее по р. Исети, что указывает на их широкое развитие. Изучение этих конгломератов и крупных экзотических глыб известняков позволяет судить о палеогеографических условиях формирования отложений среднего карбона и тем самым дополняет наши знания по геологической истории накопления флишевых толщ в герцинской геосинклинальной области. Заметим, что на восточном склоне Урала в

отложениях среднего карбона горизонты глыбовых брекчий до наших исследований никем не отмечались.

В Каменск-Уральском районе р. Исеть течет в юго-восточном направлении и прорезает вкрест простирания толщу осадочных образований девона и карбона. Интересующие нас среднекаменноугольные отложения в виде узкой полосы протягиваются с северо-востока на



Фиг. 1. Геологическая карта Каменско-Уральского района. Составил А. А. Пронин

1 — известняки и известняково-глинистые сланцы; 2 — песчаники, конгломераты и сланцы; 3 — известняки нижнего карбона; 4 — песчаники и сланцы с пластами каменного угля; 5 — известняки среднего карбона; 6 — алевролиты и пески; 7 — верхнемерзловские пески; 8 — номера обнажений

юго-запад. Они сложены в синклинальную складку, названную А. А. Прониным (1960) Егоршинско-Каменской. Наиболее детальные исследования девонских и каменноугольных отложений рассматриваемого района были проведены И. И. Горским (1931) и А. А. Прониным (1960). В работах указанных авторов подробно разработаны лишь вопросы стратиграфии и тектоники, а литологические особенности описываемых отложений освещены слабо.

Флишевые отложения среднего карбона, описание которых составляет предмет настоящей статьи, лучше всего обнажены на правом берегу р. Исети между дер. Кодинка на западе и устьем речки Ключи на востоке, где они составляют ядро Егоршинско-Каменской синклинали (фиг. 1, обнажения 96—97). На восточном крыле этой синклинали у самого устья речки Ключи наблюдаются прекрасные выходы известняков среднего карбона (свита C_2^A , по И. И. Горскому и А. А. Пронину). Слои падают на СЗ $280^\circ \angle 73^\circ$. Выше известняков залегает толща терригенно-карбонатного флиша (свита C_2^B) мощностью 500 м. Нижняя ее половина характеризуется тем, что фанеромерные породы представлены преимущественно сильно сцементированными мелкозернистыми известняковыми песчаниками и алевролитами. Реже встречаются крупнозернистые песчаники, состоящие из органогенного детрита с незначительной примесью кварца и полевых шпатов. Изредка наблюдаются прослои слабо сцементированных песчаников. Мощность пластов рассматриваемых пород изменяется от 1 до 65 см. Они играют роль первого элемента цикла (I ЭЦ). В отдельных пластах отчетливо выражена градуированная отсортированность породы снизу вверх, начиная от гравия до глинистых алевролитов (graded bedding).

Породы второго элемента цикла (II ЭЦ) представлены черными тонкоплитчатыми пелитоморфными известняками. Мощность прослоев достигает 1—20 см, реже больше. Такое чередование пород I ЭЦ и II ЭЦ отмечается вверх по течению р. Исети от устья речки Ключи на протяжении 220—250 м, после чего пелитоморфные известняки сменяются такими же черными мергелями, а в песчано-алевритовых породах заметно возрастает роль некарбонатного терригенного материала.

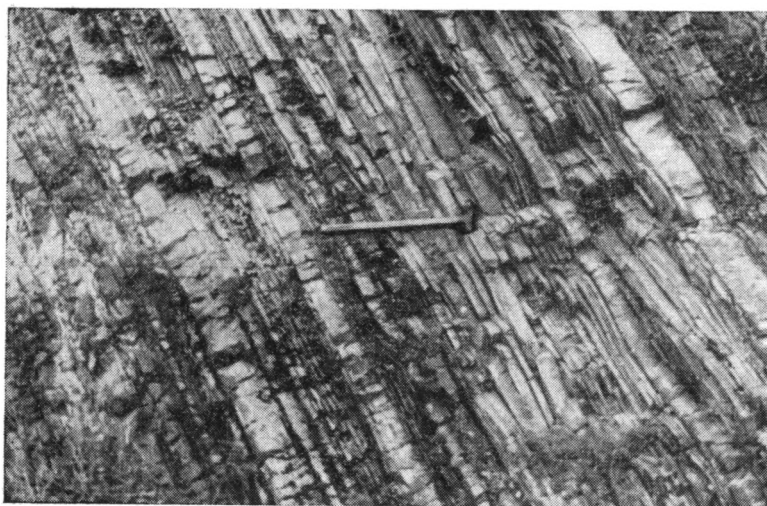
Верхняя половина рассматриваемой флишевой толщи состоит из песчаников, алевролитов и глин, чередующихся между собою. I ЭЦ здесь представлен исключительно кварцево-полевошпатовыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами со значительной примесью глинистых частиц. Крупнозернистые песчаники не встречаются, но градуированная отсортированность многих пластов песчаников отчетливо видна в плоскопараллельных шлифах. Глины II ЭЦ серые или голубовато-серые, мелкооскольчатые, содержат большое количество обуглившегося растительного детрита. Мощность пластов песчано-алевритовых пород и глин обычно не превышает 3—5 см. Лишь в очень редких случаях она достигает 35 см у фанеромерных пород и 55 см — у криптомерных. В целом верхняя половина описываемого разреза характеризуется более тонким чередованием пород I ЭЦ и II ЭЦ, увеличением роли некарбонатного терригенного материала в I ЭЦ, резким снижением карбонатности в II ЭЦ и особенно отсутствием известняковых песчаников и пелитоморфных известняков, характерных для нижней половины флишевой толщи. Иными словами, здесь затухают черты карбонатного флиша, но резко проявляются особенности терригенного.

Западное крыло синклинали имеет такое же строение, как и восточное, но интенсивная дислоцированность пород и плохая их обнаженность по обоим берегам реки, особенно в осевой части складки, делают невозможным послойное изучение разреза.

Наряду с приведенными данными, для описываемой флишевой толщи среднего карбона характерно наличие горизонтов с включениями. Даже при беглом осмотре разреза обращает на себя внимание небольшое обнажение на правом берегу р. Исети немного выше устья речки Ключи, где внутри тонкослоистой флишевой толщи (свита C_2^B) наблюдается огромная глыба известняка более древнего возраста — свиты C_2^A (обн. 96, отстоящее от Каменск-Уральска на расстояние 6 км). Относительно этой глыбы И. И. Горский (1931, стр. 112) писал: «В 30 саженях ниже плотины на правом берегу, у самой воды выходит глыба черного битуминозного известняка C_2^A , разбитая трещинами... Со стороны берега к этой глыбе прижаты известняковые конгломераты C_2^B , мощностью около 2 м... Это обнажение интересно тем, что представляет *ясный контакт известняковой толщи C_2^A с вышележащей свитой C_2^B* (курсив наш — М. Б. и Н. В.) известковистых конгломератов, тонкослоистых песчаников, известняков и глинистых сланцев, но и особенно тем, что в этой скале собрана весьма богатая фауна, указывающая на возраст верхних горизонтов известняковой толщи C_2^A ». Таким образом, данное обнажение, по мнению И. И. Горского, является контактом между известняками свиты C_2^A и вышележащей свитой C_2^B , представленной терригенными образованиями.

Позднее эти же каменноугольные отложения обстоятельно изучались А. А. Прониным (1960). Естественно, что он также обратил внимание на указанную выше глыбу известняка и дал следующее ее описание: «Весьма интересным и трудно объяснимым обстоятельством является нахождение темного битуминозного известняка, в одной из глыб кото-

рого (размером 8×3 м), расположенной приблизительно в 80 м к западу от нижнего контакта сланцевой толщи, И. И. Горским была собрана богатая и разнообразная фауна» (стр. 78), аналогичная встреченной в известняках свиты S_2^A . А. А. Пронин отметил, что глыба зажата среди известняков, известняковых конгломератов, песчаников и сланцев свиты S_2^B , создавая при этом впечатление, что «она является здесь чужеродным телом» (там же, стр. 79). Заключение А. А. Пронина является совершенно правильным. Генезис этой глыбы, оставался, однако, невыясненным.



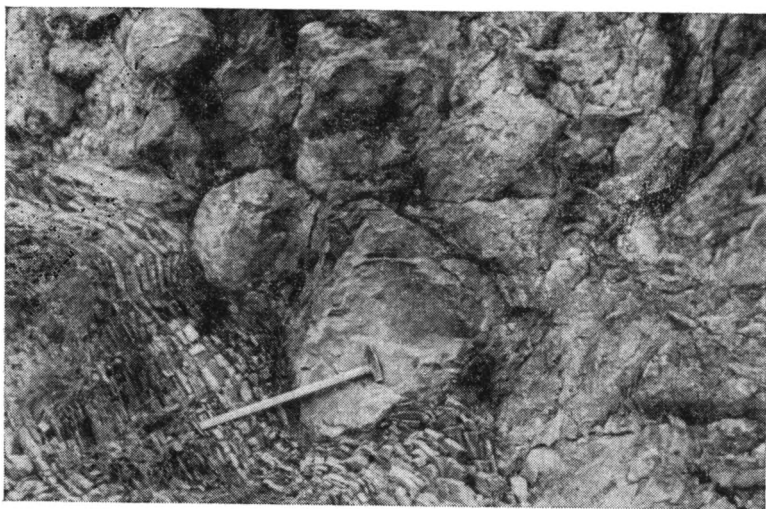
Фиг. 2. Карбонатный флиш среднего карбона. Правый берег р. Исети, в 120 м выше устья речки Ключи (длина рукоятки молотка 70 см)

Во время посещения района в 1962 г. еще до ознакомления с упомянутыми литературными источниками, при осмотре разреза наше внимание привлекла описанная выше глыба известняка, не превышающая в поперечнике 5 м. Расстояние от нее до устья речки Ключи, следовательно и до кровли известняков свиты S_2^A , по данным инструментальной съемки, составляет около 110 м. Вообще же здесь в тонкоритмичной толще карбонатного флиша наблюдается не одна эта глыба известняка, а целый горизонт мощностью около 10 м, состоящий из беспорядочно нагроможденных крупных глыб известняков и известняковых конгломератов. Слоистость в породах этого горизонта совершенно отсутствует. Отложения, лежащие выше этого горизонта, совершенно не смяты (фиг. 2), а известняковые песчаники и пелитоморфные известняки, подстилающие его, наоборот, прихотливо изогнуты особенно в основании крупных глыб известняков (фиг. 3). Однако вниз по разрезу на расстоянии 2 м от самых нижних глыб известняков смятость пород флишевой толщи не отмечается. Слои падают на запад под углом 53° .

Нижняя часть рассматриваемого горизонта мощностью 3 м представлена различными по размерам беспорядочно нагроможденными угловатыми глыбами известняков с микрофауной башкирского яруса. Самые крупные глыбы достигают 5 м в поперечнике, но они встречаются редко. В основании некоторых из них залегают не слоистые породы, как это обычно наблюдается, а известняковые конгломераты. Они лока-

лизованы на небольших участках и выдержанных по простиранию пластов, как правило, не образуют.

Верхняя часть этого горизонта, мощностью 7 м, представлена известняковыми конгломератами с известковистым цементом; в них отсутствует какая-либо отсортированность как по разрезу снизу вверх, так и по простиранию. Хаотичное расположение материала является наиболее характерной их особенностью. Рядом располагаются гальки размером 1—3 см и валуны до 30—40 см в поперечнике. Обращает на себя



Фиг. 3. Контакт карбонатного флиша с глыбовой брекчией из известняков. Правый берег р. Исети, в 110 м выше устья речки Ключи

внимание слабая окатанность галек. Некоторые из них имеют угловатую форму. По составу рассматриваемые конгломераты, как упоминалось выше, являются известняковыми. В них встречена всего лишь одна глыба размером 0,5 м светло-серого кварцево-полевошпатового крупнозернистого песчаника. Вместе с гальками и валунами изредка наблюдаются включения (до 2—3 м в длину и 40—50 см по мощности) мелко-ритмичного флиша. Чаше встречаются небольшие закрученные «колобки» таких же тонкослоистых пород, что указывает на значительную пластичность отложений в момент их сползания.

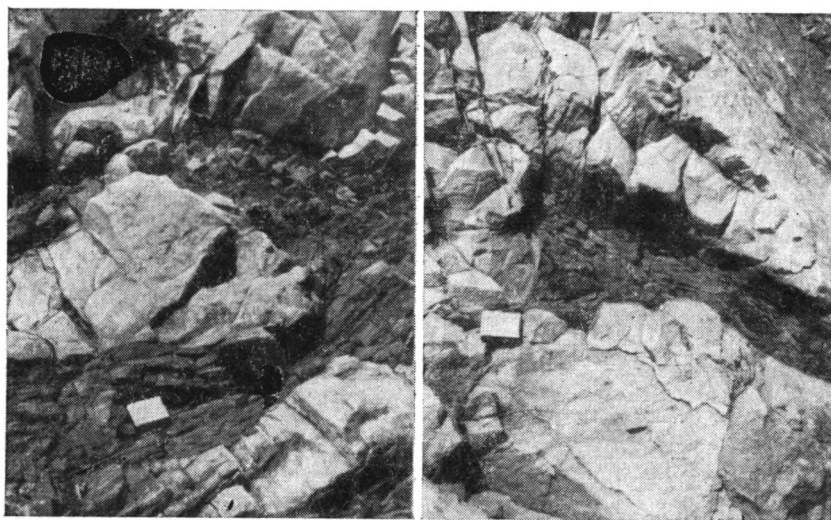
Описываемый горизонт глыбовых брекчий и конгломератов можно проследить по простиранию на юго-запад лишь метров на 20, далее склон задернован. К юго-востоку, уже на левом берегу реки, конгломераты и вмещающие их породы также не обнажаются.

Во флишевой толще, особенно в породах I ЭЦ, содержится значительное количество фораминифер как в обломках, так и в цементе. Они были определены Н. П. Малаховой. По ее данным, песчаники, лежащие ниже глыб известняков, характеризуются следующими фораминиферами нижнебашкирского подъяруса: *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Monotaxinoides gracilis* (Dain), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Teod., *A. rugosus* Rauser и многочисленными *Donezella*.

Породы, покрывающие горизонт конгломерато-брекчий, характеризуются присутствием *Globivalvulina* cf. *moderata* Reitl., *Endothyra mutabilis* Reitl., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. ex gr. composita*

S a f., *Archaediscus bashkiricus* K r e s t. et T e o d., *Archaediscus ovoides* R a u s e r.

Все обломочные породы (песчаники и конгломераты) содержащие перечисленные выше формы, по мнению Н. П. Малаховой, имеют послепашкирский возраст. В крупных глыбах известняков И. И. Горским (1931) была найдена многочисленная и разнообразная фауна, аналогичная встреченной в нижележащих известняках свиты C_2^A .



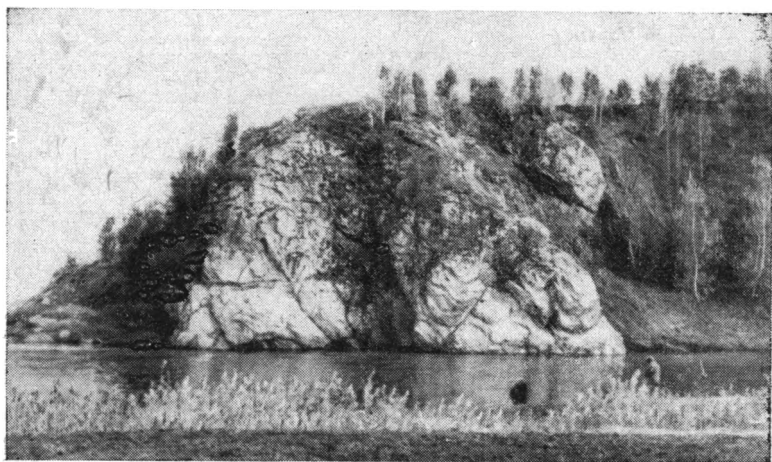
Фиг. 4. Глыбы известкового песчаника среди черных мергелей II ЭЦ

Следующее представляющее интерес обнажение расположено выше по течению реки, примерно в 500 м к северу от кровли свиты C^A (обн. 96к). В указанном пункте, как и в предыдущем обнажении, в ненарушенной толще наблюдается пачка пород, подвергшихся, при оползании смятию. В основании пачки залегает пласт мелкогалечникового известнякового конгломерата мощностью 1,5—1,8 м. Размер галек обычно не превышает 1 см в поперечнике и они сравнительно хорошо окатаны. Представлены они обломками различных известняков: преобладают гальки водорослевых известняков с толипаминами. Цемент известковистый, с примесью песчано-алевритового материала и составляет не более 20% породы. Эти конгломераты образуют выдержанный по простиранию горизонт — мощный пласт I ЭЦ.

Над конгломератами залегает горизонт «сильно смятых пород, мощностью около 2 м, отвечающий описанной выше подводно-оползневой конгломерато-брекчии. Соотношение пород (известковистых песчаников и мергелей) на разных участках этого горизонта различное. В одних местах преобладают песчаники, а между ними зажаты небольшие глыбы мергелей; в других случаях, наоборот, мергели развиты больше, а внутри них залегают обломки песчаников (фиг. 4).

Породы флиша, залегающие в разрезе выше и ниже зоны смятия, падают на $3СЗ\ 272^\circ \angle 52^\circ$ и не имеют следов нарушения. Подводно-оползневое происхождение этой зоны не вызывает сомнений. Идентичные образования, которые также возникли вследствие оползней, наблюдали многие исследователи. Недавно такие ископаемые оползни во флишевой толще французских Альп были описаны А. Х. Баума (Bauma, 1962).

На западном крыле синклинали между насосной станцией и крайними домами пос. Бродовского совхоза, на левом берегу р. Исети (обн. 97), можно наблюдать другой оползневой горизонт с включениями. Глыбы известнякового песчаника в данном пункте достигают 0,7 м в поперечнике. Они вытянуты по простиранию, и в подошве их наблюдаются гальки известняков и глинистых сланцев.



Фиг. 5. Глыба известняковых конгломератов и известняков свиты C_2^A внутри флишевой толщи C_2^B . Правый берег р. Исети

Вышележащие флишевые отложения характеризуются тем, что П ЭЦ в них выражен оливково-серыми глинами, отличающимися от ранее описанных черных мергелей. Следовательно, данный горизонт глыбовых включений занимает иное стратиграфическое положение по сравнению с охарактеризованным выше.

Особый интерес представляют известняки и известняковые конгломераты, обнажающиеся на правом берегу р. Исети у ее поворота на юго-запад (обн. 96л). Мы подробно остановимся на их характеристике, так как на крупномасштабных геологических картах эти породы были отнесены к свите C_2^A . На самом же деле, как это будет видно ниже, они занимают иное стратиграфическое положение. Это обнажение расположено в 170 м (по мощности) от кровли свиты C_2^A и представлено известняковыми конгломератами внизу и битуминозными известняками вверху (фиг. 5). Общая мощность известняковых конгломератов и известняков составляет 22 м. Слои падают на ЮЗ $265^\circ \angle 60^\circ$. Восточный контакт рассматриваемых пород не обнажен, но нет сомнений в том, что известняковые конгломераты контактируют с флишем.

На западе имеется сравнительно небольшой участок, где удастся установить соотношение этих известняков и известняковых конгломератов с вышележащей толщей карбонатного флиша. Приконтактовая поверхность известняков неровная. Флишевая толща как бы заполняет неровности.

Известняки, аналогичные описанным на левом берегу реки, наблюдаются лишь в 500—600 м севернее описываемого выхода. Интервал между ними, по-видимому, сложен мягкими песчано-алевритовыми породами, легко поддающимися выветриванию, так как известняки по обоим берегам реки образуют скальные выходы, нередко отвесные, как

и в описываемом обнажении. Это дает основание предположить, что рассматриваемые известняки и известняковые конгломераты к северу, на левом берегу реки, выклиниваются.

Более достоверно их распространение установлено к югу от данного выхода. В частности, в 500 м южнее проходит овраг, который вскрывает флишевую толщу вкрест простираения; здесь наблюдаются прекрасные ее обнажения. Если мысленно продолжить полосу известняковых конгломератов и известняков к югу, то она пересечет этот овраг. На самом же деле известняковые конгломераты и известняки в указанном овраге не обнажаются. Это свидетельствует о том, что данные породы прослеживаются к югу от р. Исети не более, чем на 500 м. Следует также отметить, что в другом овраге, впадающем с северо-востока в р. Исеть, обнажается типичная флишевая толща, аналогичная описанной выше.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что известняковые конгломераты и известняки залегают внутри флишевой толщи и представляют собой крупную линзу, сползшую с близлежащей кордильеры. Это позволяет провести границу между свитами C_2^A и C_2^B значительно восточнее данной линзы, что нами и сделано (см. фиг. 1).

Таким образом, на восточном крыле синклинали во флишевой толще наблюдаются три горизонта, в которых отмечается сингенетичное смятие пород, обусловленное оползновыми явлениями. Первый представлен известняковой брекчией и конгломератами и залегает в 82 м (по мощности) выше кровли известняков свиты C_2^A , второй — в 154 м и представлен мергелями, а также известковистыми песчаниками, и третий — в 170 м и состоит из известняковых конгломератов и известняков. На западном крыле синклинали встречен лишь один горизонт аналогичный.

Конгломераты и глыбы известняков, подводно-оползневое происхождение которых не вызывает сомнений, были встречены в 4 км севернее по р. Каменке (см. фиг. 1, обн. 9, 10) и еще севернее в нескольких пунктах по р. Кунаре в окрестностях дер. Кашино. Наличие оползневых брекчий, глыб известняков и конгломератов на обоих крыльях Егоршинско-Каменской синклинали свидетельствует о том, что терригенный материал сносился не только с востока, как это было известно до наших исследований, но также и с запада.

Аналогичные глыбовые брекчии и крупные отторженцы, как упоминалось выше, в герцинском флише западного склона Южного Урала впервые были установлены В. Е. Руженцевым. Лучшие обнажения их расположены в железнодорожных выемках к западу от хут. Канчерово и неоднократно посещались многими геологами. Канчеровские брекчии В. Е. Руженцев относил к тиллито-оползневым, т. е. к образовавшимся в результате одновременного накопления под водой обломочного материала ледникового и оползневого происхождения. Позднее Б. М. Келлер и М. Ю. Пушаровский (1945) пришли к более правильному выводу о подводно-оползневом их происхождении. Обстоятельные исследования, проведенные позже Б. М. Келлером (1949), прочно укрепили его позиции по вопросу происхождения канчеровских брекчий.

Эти же брекчии подробно изучались А. А. Богдановым (1946), по мнению которого брекчии и конгломераты I ЭЦ образовались в результате быстрого накопления в грандиозных веерах выноса на поверхности восточного склона краевого прогиба, а наличие большого количества глинистого вещества способствовало развитию в них внутрипластовых смятий. Что касается крупных экзотических глыб известняков, то присутствие их во флише А. А. Богданов объясняет сползанием

под действием собственного веса по вязкой глине на дне морского бассейна.

И. В. Хворова (1961) приводит подробный критический разбор указанных выше гипотез происхождения канчеровских брекчий и показывает, что они не способны полностью объяснить их генетическую природу. По ее мнению, канчеровские брекчий представляют собой продукты извержения грязевых вулканов. «Землетрясения служили импульсом для грязевулканических извержений, которые, вероятно, сопровождались крупными оползнями» (Хворова, 1961, стр. 161).

Канчеровские брекчий местами действительно имеют некоторые черты сходства с продуктами извержения грязевых вулканов. На самом же деле это лишь разновидность подводно-оползневых образований.

Известняковые брекчий и конгломераты восточного склона Среднего Урала, изученные нами, ничем не напоминают сопочную брекчий. В их составе крупнообломочный материал резко преобладает над глинистым веществом и представлен исключительно известняками башкирского яруса. Эти данные, а также условия залегания описываемых пород дают основания говорить о подводно-оползневом происхождении брекчий, конгломератов и глыб известняков в среднекаменноугольном флише восточного склона Среднего Урала.

Таким образом, проведенные исследования позволили авторам: 1) установить наличие в верхнем палеозое (в разрезе среднего карбона) восточного склона Среднего Урала отложений флишевой формации; 2) показать широкое развитие в этой флишевой толще различных горизонтов оползневое происхождения — от зон смятия до известняковых брекчий и конгломерато-брекчий; 3) установить, что снос терригенного материала во флишевый бассейн происходил не только с востока, но и с запада.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А. О происхождении горизонтов глинистых брекчий в каменноугольном флише бассейна р. Сакмары. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.
- Горский И. И. Детальная геологическая съемка окрестностей Каменского завода. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 47, 1931.
- Келлер Б. М., Пущаровский М. Ю. Каменноугольный флиш бассейна р. Сакмары. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104, сер. геол. (№ 34), 1949.
- Пронин А. А. Карбон восточного склона Среднего Урала. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 36, 1960.
- Руженцев В. Е. Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений Оренбургской и Актыбинской областей. Пробл. сов. геологии, № 6, 1936.
- Руженцев В. Е. Краткий очерк стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1937.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 37, 1961.
- Ваума А. Н. Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam — New York, 1962.

УДК 549.657.5(471.501)

**К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ОСОБЕННОСТЯХ ЛЕЙКОКСЕНОВ**
(На примере лейкоксенов Тимана)

О. С. КОЧЕТКОВ

В статье приводится характеристика лейкоксенов, изученных в Среднем и Северном Тимане, выделены их типы и сделаны выводы в отношении их состава, природы и условий образования.

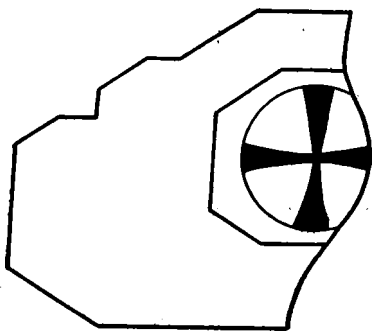
За последние годы в советской и зарубежной литературе высказываются довольно разнообразные взгляды относительно «лейкоксена», его состава и природы (Зив, 1956; Казенкина, 1958; Путалова, 1959; Ренгартен, 1959; Allen, 1956; Karkhanavala, Momin, 1959 и др.). Согласно одним взглядам, лейкоксен по составу мономинерален (Семенов, 1957; Bailey, 1956; Bailey, Cameron, 1956 и др.), согласно другим — полиминерален (Карпинский, 1896; Lynd, 1960 и др.). Некоторые исследователи отрицают наличие в лейкоксене аморфно-коллоидной фазы (Янулов, Чулкова, 1961 и др.), другие говорят о ее присутствии на основе косвенных признаков (Дядченко, Хатунцова, 1960; Семенов, 1957). Под лейкоксом понимают либо самостоятельный минеральный вид (Ефимов, 1961 и др.), либо полиминеральные смеси (Сердюченко, 1956; Allen, 1956 и др.).

На Тимане лейкоксен широко распространен в кембро(?)-рифейских осадочно-метаморфических породах фундамента и в залегающих на нем с разрывом девонских песчаниках осадочного чехла. О лейкоксенах Южного Тимана имеются довольно подробные сведения (Сердюченко, 1956; Янулов, Чулкова, 1961 и др.). Нами же изучались лейкоксены Среднего и Северного Тимана.

В породах фундамента лейкоксены наблюдаются в виде крупных порфиробластов в тонкозернистых углисто-графитовых кварц-сланцах. Порфиробласты представляют собой тонкоагрегатные зерна сфенового или ильменитового габитуса с ситовидной структурой, обусловленной мелкими кварцевыми включениями. Кроме того, в некоторых сланцах кварц-хлорит-мусковитового состава были встречены различные по облику, но преимущественно удлиненные лейкоксеновые порфиробласты, имеющие очень извилистые и прерывистые контуры благодаря зернам кварца и углисто-графитовым выделениям. Рудное вещество порфиробластов имеет рутиловый состав с примесью анатаза. Он часто заполняет промежутки между крупными кластическими зернами кварца, образуя иногда сагенитоподобную структуру (фиг. 1). Некоторые порфиробласты окружены слюдяными венчиками радиальнолучистой структуры, свойственной образованиям типа стяжений (фиг. 2). В тех же сланцах наблюдаются мелкие амебовидные лейкоксеновые зерна и их скопления, расположенные обычно вбли-

зи или внутри углисто-графитовых выделений. Между ними и порфи-робластами имеются переходные разности.

Морфологические особенности вышеописанного типа лейкоксена свидетельствуют о его первичном характере. Источником титана служили углисто-графитовое вещество (оно же — стимулятор переноса) и слюды, откуда титан был извлечен в процессе экстракции и сегрегации (Сердюченко, 1956). Стяжение рудного вещества, очевидно, происходило в литифицированном осадке на стадиях ката- и метагенеза по законам роста скелетных кристаллов (Григорьев, 1961; Шафрановский, Мокиевский, 1956; Шафрановский, 1961).



Фиг. 4. Крест двупреломления на-пряжения в кристаллике вторично-го анатаза, увел. 200

В результате образовалась ситовидная или близкая к ней структура лейкоксено-вых агрегатов, сходная со структурой скелетных выделений циркона, описан-ных С. А. Руденко (1957). Сатенитоподобные скелетные формы, по нашему мнению, образовались под первоначаль-ным ориентирующим влиянием «гексаго-нальной» симметрии решеток кварца (?) и слюд (Белов, 1947), составляющих вмещающую «вязкую» среду.

Среди девонских кластических лейко-ксенов преимущественное распростране-ние имеют псевдоморфозы по ильмениту,

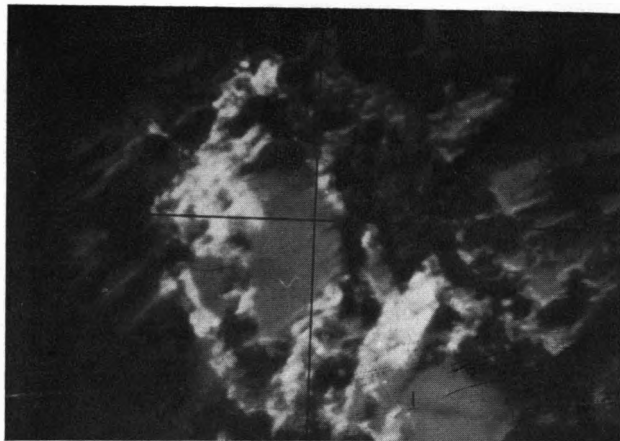
и лишь изредка встречаются псевдоморфозы по сфену. Ниже приводит-ся характеристика лейкоксенов, образующихся по ильмениту. Выде-ляются следующие типы лейкоксенов: а) черный, визуальнo не отличи-мый от ильменита; б) буровато-белый, электромагнитный и неэлектро-магнитный; в) коричневый глянцевый. Черный лейкоксен соответствует более ранним, буровато-белый — более поздним стадиям единого про-цесса лейкоксенизации ильменита. При этом буровато-белый лейкоксен развивается по черному, образуя пятна и жилки и в конце концов за-мещающая его целиком.

Черный лейкоксен состоит из продуктов метамиктного распада иль-менита в виде аморфных железо-титановых гидроокислов, переходя-щих в анатаз. В аншлифах видно, как анатазовые серо-белые кае-мочки вокруг участков аморфного вещества образуют по всему зерну мелкоузорчатый рисунок. Замещение черного лейкоксена буровато-бе-лым характеризуется идущей с периферии зерна рутилизацией ана-таза. Одновременно продолжается распад аморфного вещества на ана-таз и аморфные гидроокислы железа. Все эти продукты изменения со-держат в себе электромагнитный лейкоксен (фиг. 3). В неэлектромаг-нитном буровато-белом лейкоксене аморфное вещество и анатаз поч-ти полностью исчезают за счет перехода в рутил и выноса железа; со-став зерен становится кварц-рутиловым.

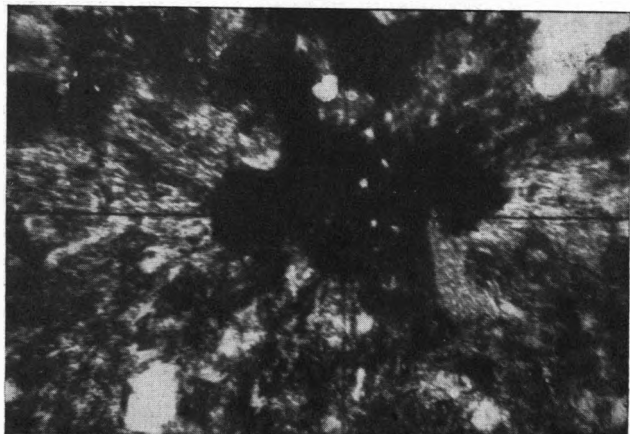
В процессе лейкоксенизации выносятся также значительная часть кремнезема кварцевых включений и титан. На поверхности зерен лейкоксена они выделяются в виде глобул опала, вторичных кри-сталликов кварца, брукита и анатаза (Кочетков, 1961; Сердюченко, Добротворская, 1949). Помимо них встречаются также глобулы дву-окиси титана, имеющие, наподобие опала, крестовидные фигуры дву-преломления напряжения (Кочетков, 1961). Аналогичные фигуры на-блюдалась иногда в ядре кристаллов вторичного анатаза (фиг. 4). Они свидетельствуют о коллоидном (метаколлоидном) состоянии ве-

Фиг. 1. Сагенитоподобная структура у зерен первичнообразованного лейкоксена в сланце

I — рудное анатаз-рутиловое или рутиловое вещество; *II* — кварцевые включения, *III* — слюдисто-графитовое вещество, *IV* — сагенитоподобная структура рудного выделения, увел. 200

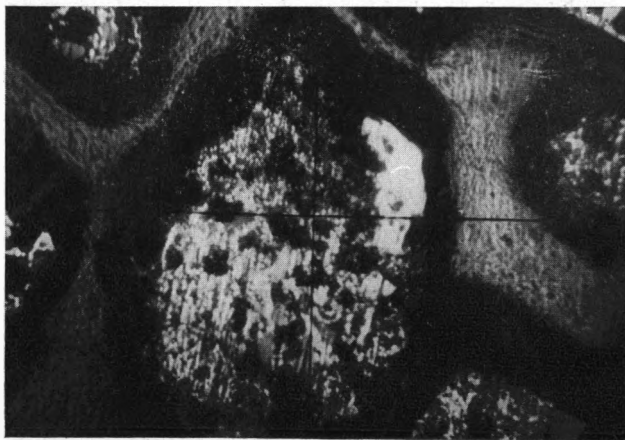


Фиг. 2. Радиальнолучистый слюдистый венчик (*I*) вокруг лейкоксенового стяжения (*II*), в котором видны белые включения кварца (ситовидная структура); увел. 200



Фиг. 3. Зерно лейкоксенизированного ильменита из девонских песчаников (*II*)

I — аморфные продукты распада ильменита, *II* — кварцевые включения, *III* — гидроанатаз (анатаз), *IV* — рутилизация лейкоксенового зерна с периферии; увел. 100



щества (Чухров, 1955). Подтверждением этому служит исчезновение «крестов» в кристаллах анатаза через годичный промежуток времени в связи с раскристаллизацией TiO_2 в нормальный анатаз. Мы относим подобные выделения к гидрогелю двуокиси титана, именуемого дельтеритом (Дэна, 1951; Чухров, 1955).

Ситовидная за счет включений кварца структура кластических зерен лейкоксеновых псевдоморфоз свидетельствует об осадочно-метаморфической природе бывших ильменита и сфена. Следовательно, в девонское время в области Тимана эродировались в разной степени метаморфизованные сланцы фундамента (Ефимов, 1961), с развитой на них корой выветривания сиаллитового типа. Последняя вместе с регрессивным метаморфизмом обусловила лейкоксенизацию ильменита и сфена сланцев (Сердюченко, 1956).

Редко встречаются зерна коричневого лейкоксена, которые представляют собой титанистую порошокатую массу, заключенную в железистую корочку с глянцевой поверхностью. Иногда эта масса полностью переходит в анатаз и брукит, крупные кристаллы которых заполняют образующуюся внутри полость. В данном случае природа бывшего ильменита, очевидно, не была осадочно-метаморфической. Лейкоксенизация зерен, по-видимому, протекала исключительно путем «дырчатой» диффузии (Янулов, Чулкова, 1961).

Сравнение вещественного состава лейкоксенов из разных районов Тимана показало их сходство (табл. 1). Для них характерно высокое содержание SiO_2 , TiO_2 и гидратированное состояние. С увеличением степени изменения наблюдается резкое снижение содержания железа и повышение содержания титана. Ниобий содержится как изоморфная примесь к титану и в генетическом отношении аналогичен ему.

Таблица 1

Химический состав ильменитового и сфенового лейкоксенов Тимана (D), вес. %

Оксиды	Южный Тиман						Средний Тиман	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	29,08	27,01	29,0	23,7	31,54	39,87	19,90	28,19
TiO_2	61,76	67,16	59,56	57,42	56,30	55,26	57,78	65,74
Al_2O_3	1,53	2,5	4,16	4,47	2,41	0,47	5,50	4,00
Fe_2O_3	0,48	0,49	—	0,69	1,08	0,50	11,13	0,67
FeO	3,41	1,07	3,81	3,90	2,81	0,01	3,45	—
MnO	0,03	0,02	0,05	—	0,14	0,06	0,97	—
MgO	1,11	0,30	0,82	0,98	0,75	0,07	—	0,15
CaO	0,35	0,34	0,20	0,32	0,17	0,73	—	—
Cr_2O_3	—	—	—	—	0,014	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	0,037	0,035	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,04	—	—	—
Nb_2O_5	—	—	—	0,15	0,16	Не опр.	<0,1	<0,1
П. п. п.	2,16	1,5	2,51	3,24	4,39	1,35	1,42	0,96
H_2O	0,13	0,07	—	—	—	0,31	0,06	0,20
Сумма	99,91	100,04	100,11	100	99,84	98,63	100,21	99,91
Исполнитель	Химлаборатория Коми филиала АН СССР (КФАН)		Химлаборатория Уралмеханобра		По Сердюченко, 1956		Химлаборатория КФАН СССР, аналитик Л. А. Разницына	

Примечания: 1—серый лейкоксен по ильмену, уд. вес = 3,34; 2—тот же лейкоксен, уд. вес = 3,31 (определение пикнометром); 3—серый и черный лейкоксен по ильмениту, уд. вес = 3,3; 4—черный лейкоксен по ильмениту, уд. вес = 1—3,3; 5—зеленоватый лейкоксен, уд. вес = 2,8—3,1; 6—желтый лейкоксен по сфену, уд. вес = 3,1; 7—черный лейкоксен по ильмениту, уд. вес > 2,9; 8—буровато-белый лейкоксен по ильмениту, уд. вес > 2,9.

Таблица 2

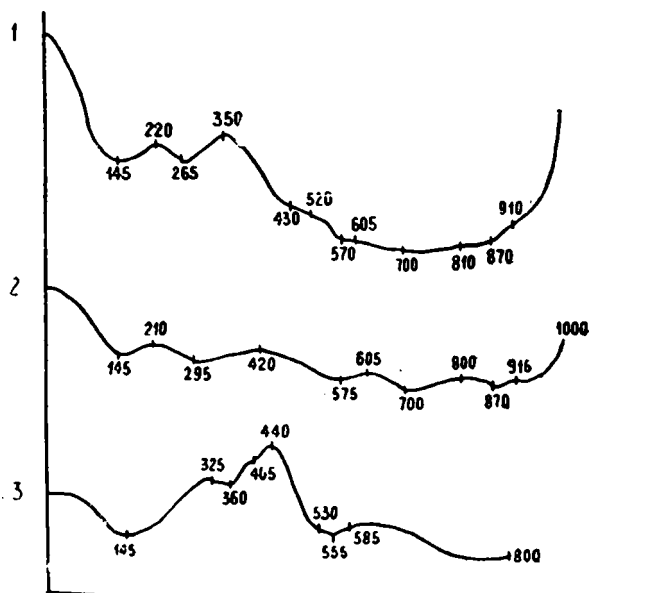
Дебаграммы лейкоксенов Северного и Среднего Тимана (FeK_α без фильтра, $2R=57,3$ мм, $t=10$ час)

1		2		3		4		5		6		7		8		9		10	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
—	—	—	—	10	5,28 Широкая линия	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Средняя	5,28	—	—
—	—	—	—		То же	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Очень слабая	4,78	—	—
2	4,15	2	4,376		4,52 Широкая линия	4	3,93	—	—	1	4,50	—	—	—	—	Сильная	4,62	—	—
—	—	6	3,928		3,93	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Очень сильная	4,29	5	4,24
4	(3,708)	—	—	—	—	4	(3,696)	5	(3,449)	4	3,70	—	—	—	—	Очень слабая	3,87	—	—
4	3,537	10	3,580	4	3,515	3	3,558	—	—	—	—	—	—	10	3,508	—	—	5	(3,68)
10	3,361	5	3,381	—	—	8	3,332	10	3,332	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—
7	3,276	—	—	—	—	8	3,248	10	3,221	—	—	9	3,242	—	—	Слабая	3,14	—	—
—	—	—	—	4	2,789	4	2,744	—	—	10	2,74	1	(2,75)	—	—	—	—	—	—
5	2,486	4	2,466	—	—	5	2,486	7	2,491	9	2,53	8	2,488	1	2,425	—	—	—	—
2	2,306	6	2,388	3	2,315	2	2,298	—	—	—	—	2	2,294	5	2,372	—	—	5	2,45
—	—	—	—	5	2,223	—	—	—	—	3	2,23	7	2,189	—	—	—	—	—	—
2	1,873	8	1,901	4	1,871	3	1,860	1	1,868	6	1,865	—	—	9	1,887	—	—	—	—
7	1,697	5	1,700	8	1,690	10	1,688	8	1,686	8	1,72	10	1,689	7	1,696	—	—	3	1,696
2	1,541	—	—	—	—	4	1,539	2	1,539	—	—	1	1,537	—	—	—	—	9	1,539
		$a_0=3,803$ $c_0=10,603$												$a_0=3,775$ $c_0=9,490$					

Примечания. В скобках даны фиктивные значения $\frac{d}{n}\alpha$, соответствующие определенным значениям $\frac{d}{n}\beta$. Измерения производились с помощью линейки Дробышева с точностью до $\pm 0,05$ мм. 1 — первичный лейкоксен из сланцев (Ст—R). Средний Тиман; 2 — серый лейкоксен по ильмениту (D), Северный Тиман; 3 — черный лейкоксен по ильмениту (D), Средний Тиман; 4 — буровато-белый электромагнитный лейкоксен по ильмениту (D), Средний Тиман; 5 — буровато-белый неэлектромагнитный лейкоксен по ильмениту (D), Средний Тиман. Эталон: 6 — ильменит, 7 — рутил, 8 — анатаз (Михеев, 1957), 9 — гидрогематит (Гинзбург, Рукавишникова, 1951), 10 — кварц (Михеев, 1957).

Обращает на себя внимание довольно высокое содержание в лейкоксенах глинозема. Скорее всего, он находится в свободном состоянии как продукт гипергенного разложения слюдяных вростков.

С помощью рентгеноструктурного анализа установлено, что входящие в состав лейкоксена кварц, рутил, анатаз, ильменит имеют увеличенные межплоскостные расстояния в своих кристаллических решетках по сравнению с эталонами (табл. 2). Главная причина заключается в гидратированном состоянии этих минералов, при котором часть кислорода в решетке ($R_{O^{2-}} = 1,32 \text{ \AA}$) замещена гидроксилами ($R_{OH^{-1}} = 1,53 \text{ \AA}$; Мищенко, Равдель,



Фиг. 5. Кривые нагревания лейкоксенов

Лейкоксен по ильмениту: 1 — черный, Средний Тиман; 2 — буровато-белый, Средний Тиман; 3 — серый, Северный Тиман

1959). Примером может служить анатаз из серого лейкоксена (Северный Тиман), имеющий $d(101) = 3,580$; $a_0 = 3,803 \pm 0,002$; $c_0 = 10,630 \pm 0,002$; соответственно у эталона $d(101) = 3,508$; $a_0 = 3,775 \pm 0,002$; $c_0 = 9,490 \pm 0,005$ (Å). Сходное увеличение $d(101)$ до $3,610 \text{ \AA}$ наблюдается у анатазовой, по нашему мнению, фазы искусственного феррититаногеля (Куковский, Кононов, 1962), гидратированное состояние которой несомненно. Поэтому мы минералы, образующиеся за счет раскристаллизации гелей и метамиктного распада, именуем гидроанатазом, гидроильменитом и т. п. У рутила первичного лейкоксена сланцев $d(110) = 3,276 \text{ \AA}$ вместо $3,24 \text{ \AA}$ по эталону. Увеличение d здесь объясняется двояко: либо гидратированной формой рутила, либо наличием ильменорутила ($R_{Ti^{+4}} = 0,64 \text{ \AA}$; $R_{Nb^{+5}} = 0,69 \text{ \AA}$ Гольдшмидт, 1937). Аморфному веществу отвечают диффузные линии $d_1 = 5,28 - 3,93 \text{ \AA}$, $d_2 = 4,52 - 3,93 \text{ \AA}$, расположенные в области главных линий гидрогематита (гетита).

Анализ кривых нагревания лейкоксенов по ильмениту (фиг. 5) показал наличие в них двух типов воды и нескольких гидратных форм окислов титана и железа. Слабо связанная вода (эндоэффекты в $20-145^\circ$) имеет адсорбционный характер. Остальная вода, очевидно,

кристаллохимически связана в ОН-группах и выделяется в несколько этапов (эндоэффекты при 265, 295, 480° и др.). Полиморфные превращения характеризуются следующими экзоэффектами: 210, 220, 325, 440° и др.—раскristаллизация аморфного TiO_2 в анатаз; 700, 810, 915°—переход анатаза в рутил (Малышев, 1957; Семенов, 1957). Окисление двухвалентного железа обусловило экзоэффект в 350° (Иванова, 1961).

Таким образом, последовательными продуктами лейкоксенизации ильменита служат: а) черный лейкоксен состава гидроанатаз (анатаз) + гидроильменит + аморфные гидроокислы и окислы железа и титана; б) электромагнитный буровато-белый лейкоксен состава аморфные гидроокислы и окислы железа и титана + гидроильменит + гидроанатаз (анатаз) + рутил; в) неэлектромагнитный буровато-белый лейкоксен состава анатаз + рутил или рутил. Попутно во всех разностях тиманского лейкоксена присутствует кремнезем (опал + халцедон + кварц).

Стадийная последовательность процесса лейкоксенизации ильменита такова: а) стадия гидратации — гидроильменит $\text{FeTiO}_{3-\frac{x}{2}}(\text{OH})_x$,

б) стадия аморфизации (аморфные гидроокислы и окислы железа и титана — продукты метамиктного распада ильменита); в) стадия раскristаллизации — образование гидрогетита (гетита), гидроанатаза (анатаза); г) стадия перекристаллизации (рутилизация). Процесс сопровождается выносом части титана, кремния и в особенности железа в ионной и коллоидной формах.

Результаты проведенного нами изучения лейкоксена позволяют сделать некоторые выводы в отношении его состава, природы, условий образования. Во-первых, подтверждается возможность его первичного генезиса: во-вторых, все данные свидетельствуют о его полиминеральности.

С. В. Байлей, Е. Н. Камерон (Bailey, Cameron, 1956) выделяют три стадии изменения ильменита: 1) пятнистый ильменит, состоящий из неизмененного ильменита и аморфных окислов железа и титана; 2) аморфные окислы железа и титана; 3) лейкоксен — тонкокристаллический агрегат рутила или реже брукита. Б. Х. Флинтер (Flinter, 1959, 1960) выделяет те же три стадии изменения ильменита. При этом вторая стадия, стадия аморфизации, называется им гидроильменитом, а третья, кристаллическая, — аризонитом.

М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцова (1960) выделяют следующие стадии: 1) гидратированный ильменит; 2) аморфная аризонитовая стадия (аризонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{TiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$); 3) лейкоксен ($\text{TiO}_2 \cdot q\text{H}_2\text{O}$); 4) рутил (анатаз, брукит). Аризонит и лейкоксен понимаются ими как самостоятельные минералы.

М. Д. Карканавала и др. (Karkhanavala и др., 1959, 1960) пишут о лейкоксеновых разностях последовательных этапов изменения ильменита: 1) черные зерна ильменит + анатаз + псевдобрукитового состава; 2) коричневый лейкоксен — смесь гематит + псевдобрукит + рутилового состава; 3) «промежуточный ильменит» — смесь гематит + псевдобрукит + анатаз + рутилового состава; 4) «белый» лейкоксен — смесь рутил-анатазового состава со следами гематита. Лейкоксеновый агрегат по степени дисперсности аморфно-кристаллический.

В. А. Янковский (1958) пишет о последовательных продуктах изменения ильменита: 1) измененный черный ильменит (ильменит + рутил); 2) более измененный серый ильменит, лейкоксен (рутиловый). Все приведенные примеры продуктов изменения ильменита связаны, как и в

нашем случае, с терригенно-обломочными породами переотложенной коры выветривания. Наш гидроильменит соответствует гидратированному ильмениту М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцовой (1960). Гидроильменитом нельзя называть стадию аморфизации (Flinter, 1959), на которой структура ильменита уже не сохранилась. Однако также недопустимо называть стадию аморфизации аризонитовой (Дядченко, Хатунцова, 1960). Достоверно установлено, что аризонитом называют или минерал с определенной кристаллической решеткой (Дэна, 1951; Palmer, 1960), или полиминеральную, ильменит + гематит + рутиловую смесь (Михеев, 1957; Flinter, 1960; Karkhanavala, 1956, 1960).

Лейкокеном принято называть реальный продукт вторичных изменений титановых минералов. По этой причине неправильно называть лейкокеном лишь одну из стадий их изменения (Bailey, Cameron, 1956 и др.).

Описанные нами дельтерит, гидроанатаз конкретно подтверждают существование коллоидной формы TiO_2 в лейкокене. Следовательно, в большей или меньшей степени аморфные вещества лейкокена могут находиться в коллоидном состоянии.

Кроме коллоидных и метакolloидных минералов, Ф. В. Чухровым и другими выделяются метамиктные минералы, «аморфные состояния которых явились результатом вторичной молекулярной перегруппировки в первоначально кристаллическом материале», при этом форма бывших кристаллов сохраняется (Чухров, 1955). С данных позиций лейкокеновые псевдоморфозы по титановым минералам представляют собой продукты метамиктного распада, но с раскристаллизацией и частичным переходом в коллоидное состояние. Масштабы этих превращений, исходя из имеющихся данных, сильно варьируют. При достаточно интенсивной гидратации метамиктное состояние, возможно, сменяется коллоидным.

На основании вышесказанного мы считаем правильным называть лейкокеном вторичные продукты низкотемпературных коллоидно-метамиктных изменений природных титановых соединений и первичные образования, существенно состоящие из тонкодисперсной аморфно-кристаллической смеси преимущественно титановых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд. АН СССР, 1947.
- Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
- Гольдшмидт В. М. Кристаллохимия. Химтеоретиздат. 1937.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1961.
- Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии. Изд. иностр. лит., 1951.
- Дядченко М. Г., Хатунцова А. Я. К минералогии и геохимии процесса выветривания ильменита. Докл. АН СССР, т. 132, № 2, 1960.
- Ефимов И. А. Генетическая классификация месторождения титана в метаморфических толщах. В сб. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд. АН СССР, 1961.
- Зив Е. Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1956.
- Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 90, вып. 1, 1961.
- Казенкина Г. А. Аутигенные минералы титана в угленосных отложениях Зап. Забайкалья (Тунгусская депрессия). Изв. СО АН СССР, № 4, 1958.
- Карпинский А. П. Петрографические заметки (1896 г.) Собр. сочинений, т. III. Изд. АН СССР, 1956.
- Кочетков О. С. К минералогии и геохимии титана в девонских отложениях Сев. Тимана. В сб. «Материалы по геологии и петрографии Тимана п-ова Канин». Изд. АН СССР, 1961.

- Куковский Е. Г., Кононов Ю. В. Рентгенографическое изучение продуктов рутилизации ильменита. Рентгенография минерального сырья. Тр. I Всес. совещ. в Киеве 25—29 сентября 1959 г. Госгеолтехиздат, 1962.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Мищенко К. П., Равдель А. А. Краткий справочник физико-химических величин. Госхимиздат, 1959.
- Путалова Р. В. Некоторые данные о замещении ильменита рутилом и анатазом. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 3 (36), 1959.
- Ренгартен Н. В. Минералы титана в угленосных осадочных породах. В сб. «О вторичных изменениях осадочных пород». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Руденко С. А. О способе и механизме образования кристаллов циркона в мариуполите. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 86, № 4, 1957.
- Семенов Е. И. Окислы и гидроокислы титана и ниобия в Ловозерском щелочном массиве. Тр. ИМГРЭ, вып. 1, 1957.
- Сердюченко Д. П., Добротворская А. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах. Докл. АН СССР, т. 69, № 3, 1949.
- Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. В сб. «О вторичных изменениях осадочных пород». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
- Шафрановский И. И., Мокиевский В. А. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 85, № 2, 1956.
- Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. Госгеолтехиздат, 1961.
- Янковский В. А. Минералы титана из туганских слоев. Вестн. Зап.-Сибирск. и Новосибирск. ГУ, № 3, 1958.
- Янулов К. П., Чулкова И. В. Ориентированные псевдоморфозы рутила по ильмениту. Докл. АН СССР, т. 140, № 1, 1961.
- Allen V. T. Is Leucoxene Always Finely Crystalline Rutile? Econ. Geol., v. 51, No. 8, 1956.
- Bailey S. W. The Alteration of Ilmenite in Beach Sands. Econ. Geol., v. 51, No. 3, 1956.
- Bailey S. W., Cameron E. N. Is Leucoxene Always Finely Crystalline Rutile? A. Reply. Econ. Geol., v. 52, No. 6, 1956.
- Flinter B. H. The Alteration of Malayan Ilmenite Grains and the Question of «Arizonite». Econ. Geol., v. 54, No. 4, 1959.
- Flinter B. H. Malayan Ilmenite vs. Arizonite. Econ. Geol., v. 55, No. 5, 1960.
- Karkhanavala M. D. The Nature vs. Arizonite. Econ. Geol., v. 54, No. 57, 1956.
- Karkhanavala M. D., Momin A. C. a. Reges S. G. An X-ray study of leucoxene Quilon, India. Econ. Geol., v. 54, No. 6, 1959.
- Karkhanavala M. D. Alteration of Ilmenite and «Arizonite». Econ. Geol., v. 55, No. 4, 1960.
- Lynd L. E. Alteration of Ilmenite. Econ. Geol., v. 55, No. 5, 1960.
- Palmer C. Arizonite ferric metatitanate. Amer. J. Sci., ser. 4, v. 28, 1960.

Институт геологии
г. Сыктывкар

Дата поступления
24.IX.1963

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.311.6:551.782(575.31)

О РИТМИЧНОМ ИЗМЕНЕНИИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ НЕОГЕНА ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

В. Н. ШВАНОВ

Хорошо известно, что разные типы терригенных осадков, даже происходящие из одного источника питания, различаются составом аллотигенных минералов, слагающих одинаковые гранулометрические фракции. Часто эти различия связывают не столько с флотационными свойствами минералов, зависящими от удельного веса и формы зерен, сколько с их устойчивостью, отмечая, что мелкозернистые породы по сравнению с крупнозернистыми обогащены минералами, устойчивыми к физическому и химическому выветриванию (Коперина, 1951, Пустовалов и Султанов, 1946).

Неогеновые отложения Таджикской депрессии, минеральный состав которых подвергался изучению, представлены мощной (6—8 км) ритмично построенной толщей аллювиальных накоплений. Основу ритмичности составляют ритмы мощностью от нескольких метров до десятков метров, сложенные последовательно сменяющимися снизу вверх грубообломочными или песчаными, песчано-алевролитовыми и глинисто-алевритовыми породами. Наблюдающиеся в них текстурные признаки — косая слоистость, знаки ряби, трещины высыхания — указывают на последовательную смену по вертикали стержневых фаций фациями русловой отмели и поймы, отражающими последовательное горизонтальное смещение речных русел в ходе осадконакопления.

Изучение фракций 0,05—0,10 мм 20 образцов, отобранных из подошвы и кровли ритмов, обнаружило закономерное, подчиненное ритмичности, изменение состава слагающих их тяжелых и легких минералов. В таблице, где приведены средние данные для шести ритмов, показано изменение минерального состава пород по вертикали в виде отношения абсолютного процентного содержания каждого минерала в кровле ритма к его содержанию в подошве, при уменьшении размера обломочных зерен в среднем на 50%.

Как видно из таблицы, в пределах ритмов снизу вверх увеличивается содержание полевых шпатов, хлорита и слюд, количество же кварца и всех тяжелых минералов, за исключением слюдистых, уменьшается. Вследствие того, что изменение абсолютных содержаний тяжелых минералов происходит с разной скоростью, относительное количество апатита, циркона, эпидота внутри тяжелой фракции увеличивается по мере измельчения материала, в то время как количество граната, турмалина и рудных минералов падает. Наблюдающееся распределение минералов тяжелой фракции по типам пород сходно с их распределением в породах угленосной толщи Донбасса (Логвиненко, 1953) и современном аллювии Волги (Ясына, 1961).

Для анализа причин указанной закономерности оценим силу линейной корреляционной связи (Романовский, 1938) между распределением минералов в пределах ритмов и факторами, его определяющими, — удельным весом, формой минералов, величиной их химической устойчивости и абразивной прочностью. Форма минералов характеризуется коэффициентом сферичности, как отношение радиуса окружности, вписанной в контур зерна, к радиусу описанной окружности. Химическая устойчивость и абразивная прочность выражаются в условных единицах, присвоенных рассматриваемым минералам в соответствии с их местом в рядах минералов, построенных по возрастанию их химической и механической устойчивости (Кухаренко, 1961).

Коэффициенты рассчитаны дважды — один для всех рассмотренных минералов (з таблице заключен в скобки), второй — для этих же минералов за вычетом слюд и хлорита, чтобы исключить влияние их резко повышенных флотационных свойств. Как видно из таблицы, устанавливается обратная зависимость между степенью сферичности зерен и их способностью концентрироваться в мелкозернистых породах верхних частей

Значение коэффициентов корреляции между сферичностью, удельным весом, химической устойчивостью, абразивной прочностью минералов и их распределением по вертикали от подошвы к кровле ритмов

Минералы	Содержание в кровле относительно подошвы ритма	Сферичность (P)	Удельный вес (d)	Способность к осаждению ($C=Pd$)	Химическая устойчивость	Абразивная прочность
Слюды	1,49	(0,100)	(3,00)	(0,300)	(3)	—
Хлорит	1,35	(0,100)	(3,30)	(0,330)	(4)	—
Плаггиоклазы (средн.)	1,29	0,500	2,68	1,340	1	—
Плаггиоклазы кислые и калиевые полевые шпаты	1,08	0,505	2,60	1,310	2	—
Кварц	0,89	0,615	2,65	1,630	11	—
Апатит	0,73	0,603	3,10	1,870	5	2
Циркон	0,57	0,545	4,30	2,340	12	4
Эпидот	0,48	0,635	3,45	2,190	6	1
Цоизит	0,36	0,576	3,30	1,900	7	—
Альмандин	0,34	0,566	4,00	2,260	8	6
Турмалин	0,34	0,567	3,00	1,700	10	5
Рудные	0,32	0,570	4,20	2,400	9	3
$r_P = -0,23$ $r_d = -0,79$ $r_c = -0,86$ $r_h = -0,52$ $r_a = -0,51$ $(r'_P = -0,69)$ $(r'_d = -0,06)$ $(r'_c = -0,99)$						

ритмов, особенно четко проявляющаяся при учете слюдитых минералов. Устанавливается сильная корреляционная связь между удельными весами неслодитых минералов и изменениями их содержаний от подошвы к кровле ритмов.

Особенно устойчивая обратная связь наблюдается между распределением минералов по типам пород и коэффициентом $C=Pd$, где C — способность минералов к осаждению, P — степень сферичности и d — их удельный вес. Высокое отрицательное значение коэффициента корреляции для неслодитых минералов ($r_c = -0,86$) и его значение, близкое к -1 при учете слюд и хлорита ($r'_c = -0,99$), показывает, что чем выше произведение сферичности на удельный вес, тем больше способность минералов концентрироваться в наиболее грубых осадках нижних частей ритмов, отвечающих наибольшей энергии транспортирующего их потока.

Концентрация химически и механически устойчивых минералов в мелкозернистых породах верхних частей ритмов не происходит, на что указывают отрицательные значения коэффициентов корреляции r_h и r_a . Наоборот, именно минералы, непрочные в механическом и химическом отношениях, в силу проявления спайности или повышенной хрупкости, легко подвергаясь дроблению, дают наименее сферичные зерна, обладающие повышенными флотационными свойствами и концентрирующиеся в силу этого в наиболее мелкозернистых осадках верхних частей ритмов.

ЛИТЕРАТУРА

- Коперина В. В. К вопросу о единой методике минералогического анализа терригенной части осадочных пород. В сб. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». Изд. АН СССР, 1951.
- Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.
- Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Изд. Харьковск. ун-та, 1953.
- Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. О распределении «тяжелых» минералов по типам пород продуктивной толщи Прикуринской низменности. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 52, № 2, 1946.
- Романовский В. И. Математическая статистика. ГОНТИ, 1938.
- Рянина В. Е. О некоторых закономерностях распределения терригенных минералов в различных фациях современного аллювия р. Волги. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. сер., т. 66. Отд. геол., т. 36, вып. 1, 1961.

Ленинградский госуниверситет

Дата поступления
23.VII.1963

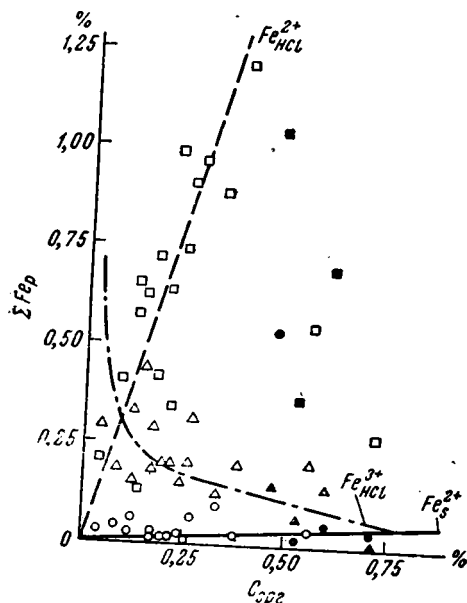
УДК 549.521.5 : 551.781.3 + 551.781.4 (471.67)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ В СООТНОШЕНИЯХ АУТИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ФОРМ ЖЕЛЕЗА И ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРЕДГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Б. А. АКАЕВ, В. Л. ГАЛИН

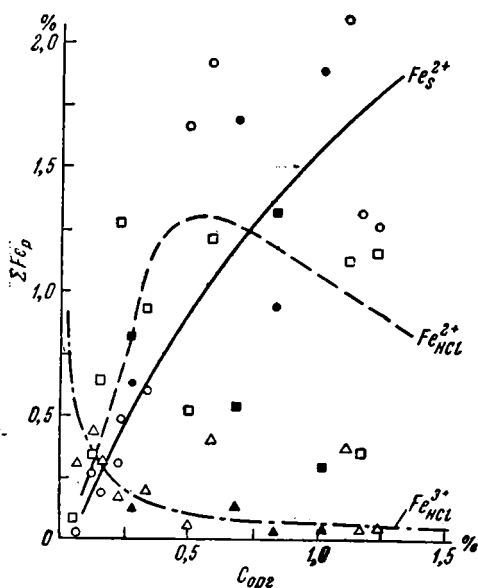
В пределах Дагестана в состав палеоцен-эоценовых отложений полностью входит фораминиферовая серия, состоящая из четырех четко литологически и фаунистически характеризованных свит — пестроцветной, зеленой, кумской и белой. Названные свиты сложены преимущественно карбонатными породами: мергелями и известняками с подчиненными (не более 10%) глинами, алевролитами и песчаниками. Суммарная мощность фораминиферовой серии колеблется от 1—2 до 300—350 м.

В настоящее время палеоцен-эоценовые отложения оцениваются как перспективные в отношении нефтегазоносности. В связи с этим весьма важно установить геохимические условия седиментации и решить вопросы о роли фораминиферовых слоев в общем процессе нефтеобразования.



Фиг. 1. График зависимости ΣFe_p от $C_{орг}$ для пестроцветной свиты (F_1^1)

Светлые треугольники, квадрат, кружок — содержание (%) соответственно Fe_{HCl}^{3+} , Fe_{HCl}^{2+} , Fe_S^{2+} в мергелях; черные — в известняках



Фиг. 2. График зависимости ΣFe_p для зеленой свиты (F_2^2)

Условные обозначения даны на фиг. 1

Нами изучено 28 разрезов скважин, расположенных в пределах 13 разведочных площадей. Комплексные аналитические определения форм железа, сульфидной серы, органического углерода и битумоидов были осуществлены в 132 образцах, в основном это образцы мергелей и частично известняков. Следует отметить, что ранее геохимические исследования палеоцен-эоценовых отложений практически не проводились и основные выводы об условиях седиментации базировались на геологических представлениях. Полученные геохимические данные позволяют дополнить и конкретизировать эти представления.

Результаты геохимических исследований и графики, составленные по методике Н. М. Страхова (1955, 1962), наглядно отражают основные соотношения форм железа и $C_{орг}$ для отдельных свит и фораминиферовой серии в целом.

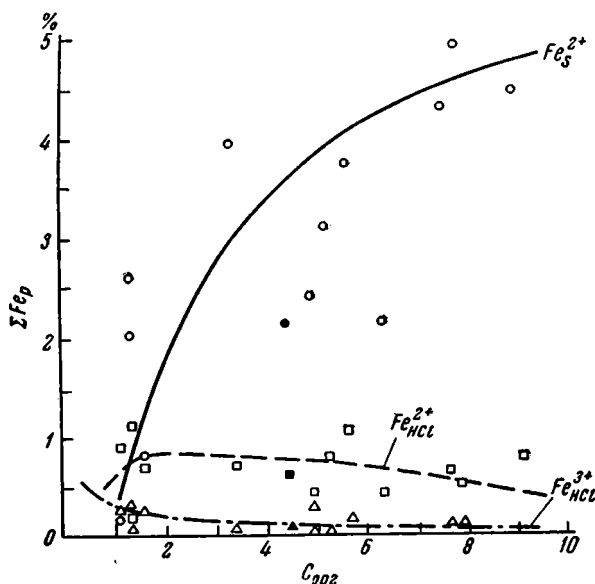
Пестроцветная свита, представленная преимущественно мергельными породами, характеризуется небольшими значениями $C_{орг}$ и реакционноспособного железа (см. таблицу). Гра-

Химическая характеристика мергелей и известняков

Свиты Содержа- ние, % Породы	Пестроцветная		Зеленая		Кумская		Белая	
	мергели	известняки	мергели	известняки	мергели	известняки	мергели	известняки
Состаточн. орг	$0,37-0,86$ $0,228(41)^*$	$0,171-1,029$ $0,569(8)$	$0,048-5,08$ $0,813(20)$	$0,117-2,22$ $0,563(14)$	$1,145-9,97$ $5,122(19)$	4,45 (1)	$0,31-5,22$ $1,71(26)$	$0,357-1,84$ $1,265(3)$
Fe_{HCl}^{3+}	$0,07-0,46$ $0,22(41)$	$0,01-0,62$ $0,20(8)$	$0,03-0,79$ $0,23(20)$	$0,01-0,26$ $0,12(14)$	$0,03-0,75$ $0,17(19)$	0,06 (1)	$0,02-2,10$ $0,32(26)$	$0,04-0,12$ $0,08(3)$
Fe_{HCl}^{2+}	$0,17-2,68$ $0,69(41)$	$0,28-4,44$ $1,20(8)$	$0,18-3,92$ $1,02(20)$	$0,09-2,67$ $0,78(14)$	$0,16-1,44$ $0,63(19)$	0,59 (1)	$0,13-3,50$ $0,98(26)$	$0,32-0,92$ $0,62(3)$
Fe_S^{2+}	$0-0,87$ $0,19(41)$	$0,03-0,73$ $0,32(8)$	$0,003-2,10$ $0,92(20)$	$0,007-1,89$ $0,53(14)$	$0,18-6,56$ $2,29(19)$	2,11 (1)	$0-3,25$ $0,85(26)$	$0,06-1,43$ $0,93(3)$
Средукц. орг	$0,15+0,17$	$0,26+0,29$	$0,22+0,84$	$0,17+0,48$	$0,14+2,08$	$0,13+1,92$	$0,22+0,77$	$0,14+0,85$
Спервич. орг	0,55	1,12	1,87	1,21	7,34	6,50	2,70	2,25
Хлороформен- ный битумонд	$0,8 \cdot 10^{-4}-0,5 \cdot 10^{-2}$ $0,7 \cdot 10^{-3}(41)$	$0,8 \cdot 10^{-4}-0,1 \cdot 10^{-2}$ $0,4 \cdot 10^{-3}(8)$	$0-0,08$ $0,37 \cdot 10^{-2}(20)$	$0-0,25 \cdot 10^{-2}$ $0,9 \cdot 10^{-3}(14)$	$0,8 \cdot 10^{-4}-0,234$ $0,12(19)$	0,01 (1)	$0-0,04$ $0,57 \cdot 10^{-2}(26)$	$0,2 \cdot 10^{-3}-0,015$ $0,75 \cdot 10^{-2}(3)$

* В скобках указано число анализов.

фические соотношения (фиг. 1) отражают резкое увеличение содержания $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ при общем спаде кривой $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ и очень малом росте Fe_S^{2+} . В связи с этим на графике фиксируется окислительная обстановка при $C_{\text{орг}}$ менее 0,15%. Для значений $C_{\text{орг}}$ более 0,15% можно говорить о слабо восстановительных условиях сидеритово-хлоритовой фации. Это довольно хорошо увязывается с литофациальными особенностями палеоцена, так как красноцветные отложения пестроцветной свиты точно соответствуют окислительной, а сероцветная толща — сидеритово-хлоритовой геохимическим фациям. Естественно, в данных условиях процесс битумообразования практически не происходил, а присутствующие рассеянные битумоиды в небольшом количестве (0,08—0,7·10⁻³%) являются в основном вторичными (аллохтонными).



Фиг. 3. График зависимости ΣFe_p от $C_{\text{орг}}$ для кумской свиты (F₂)

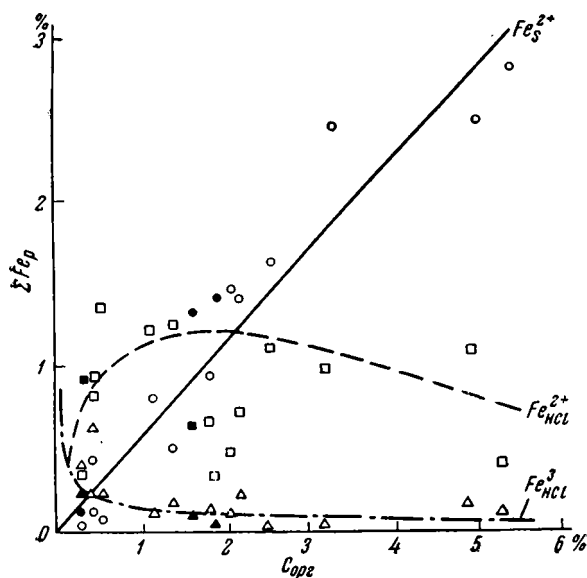
Условные обозначения даны на фиг. 1

В литологическом составе зеленой свиты мергели и известняки занимают почти одинаковое положение, часто переслаиваясь в разрезах. Ввиду того, что геохимические особенности этих пород близки, для них составлен усредненный график (фиг. 2), на котором можно проследить закономерную смену фациальных обстановок. При величине $C_{\text{орг}}$ менее 0,2% четко отмечается возрастание $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ и минимальные величины $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ и Fe_S^{2+} , что весьма показательно для окислительной обстановки. В интервале значений $C_{\text{орг}}$ 0,2—0,8% выделяется второе поле, в котором наблюдается увеличение содержания закисного железа, а также Fe_S^{2+} и резкий спад (до 0,05%) окисных форм железа. Эти соотношения форм железа свидетельствуют о слабо восстановительных условиях и возможном развитии сидеритово-хлоритовой фации. При содержании $C_{\text{орг}}$ более 0,8% пиритное железо занимает доминирующее положение и устанавливается восстановительная обстановка.

Геохимические особенности зеленой свиты подтверждают общие геологические представления об условиях седиментации осадков в нижнеэоценовое время. Как известно, в Нагорном и на значительной площади Предгорного Дагестана в этот промежуток геологического времени сохраняются регрессивные условия, приводящие к развитию прибрежных и относительно мелководных фаций.

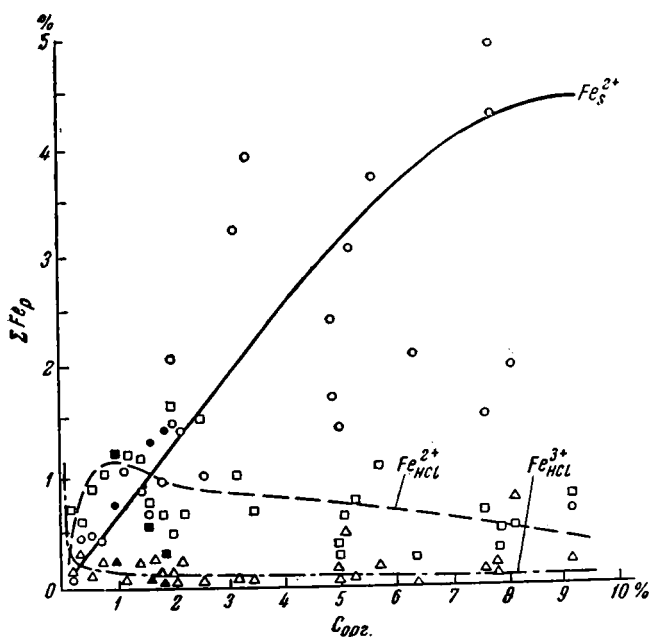
Несмотря на существование на отдельных участках в зеленой свите восстановительных условий, процессы нефтегазообразования осуществлялись в малых масштабах, и основная масса органического вещества тратилась на редукцию железа. Последнее подтверждается не только небольшим содержанием $C_{\text{орг}}$ (в среднем 0,5—0,8%), но и весьма малым количеством битумоидов (см. таблицу).

Для кумской свиты, сложенной в основном сланцеватыми мергелями, показательны восстановительная и резко восстановительная обстановки, наглядно отражающиеся на графике (фиг. 3).



Фиг. 4. График зависимости ΣFe_p от $C_{орг}$ для белой свиты (F_3)

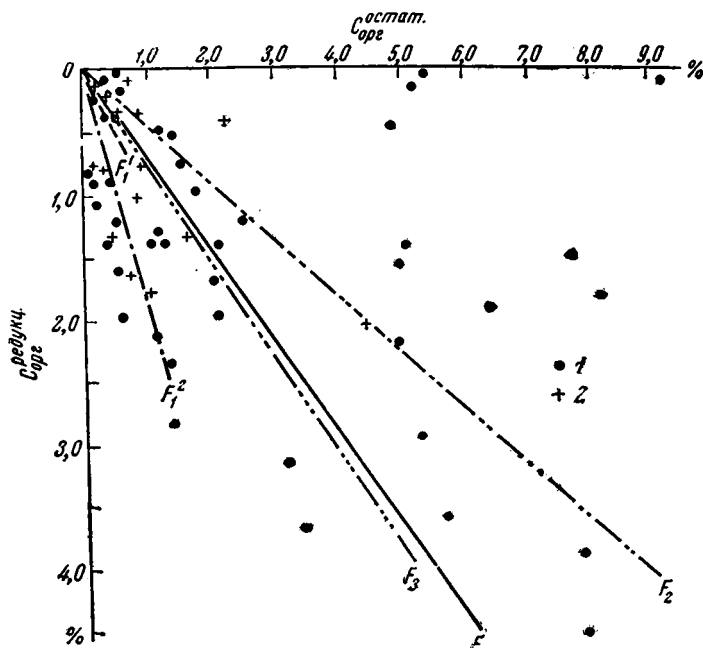
Условные обозначения даны на фиг. 1



Фиг. 5. График зависимости ΣFe_p от $C_{орг}$ для фораминиферовой серии (F)

Условные обозначения даны на фиг. 1

В этом случае основная масса органического вещества идет на редукцию железа и сульфатов с образованием пирита, содержание которого достигает максимума (4,4%) при $C_{орг}$, равном 9,0%. Содержание закисного железа обычно не превышает 1,0%, а кривая содержания Fe_{HCl}^{3+} при увеличении $C_{орг}$ асимптотически приближается к оси абсцисс.



Фиг. 6. График интенсивности восстановительных процессов карбонатных пород фораминиферовой серии
кружок — мергели, крестик — известняки

Наряду с этим кумская свита характеризуется высоким содержанием битуминозных веществ (см. таблицу) сингенетичного происхождения. Все эти данные свидетельствуют о благоприятных условиях битумообразования в кумской свите, которая многими исследователями оценивается как нефтепроизводящая толща.

Для белой свиты геохимические условия изменяются. На фиг. 4 четко выделяются три поля, отвечающие трем геохимическим фациям: окислительной со значениями $C_{орг}$ до 0,4%, сидеритово-хлоритовой с $C_{орг}=0,4-2,6\%$ и восстановительной (пиритной) с $C_{орг}$ более 2,6%.

Резкое изменение геохимической обстановки в кумской и белой свитах по сравнению с нижнефораминиферовыми слоями объясняется геотектоническими преобразованиями седиментационного бассейна. В кумское время геотектонический режим стабилизируется, и повсеместно на территории Дагестана распространяется трансгрессия, которая создает благоприятные условия для накопления карбонатно-глинистых осадков и захоронения большого количества органического материала. В конце эоцена в Нагорной и частично Предгорной частях Дагестана наблюдается общий подъем и обмеление седиментационного бассейна, а восстановительные условия сохраняются только в северо-восточном направлении.

С целью выяснения закономерностей изменения геохимических фаций нами для фораминиферовой серии составлен суммарный график зависимости реакционноспособного железа от содержания $C_{орг}$ (фиг. 5), а также график интенсивности восстановительных процессов (фиг. 6). На первом устанавливается сравнительно четкая градация на геохимические поля, соответствующие стратиграфическим свитам фораминиферовой серии, несмотря на сложную картину геохимических обстановок для этих свит (фиг. 1—4). Первое поле со значениями $C_{орг}$ менее 0,4% характеризует окислительную (красноцветную) фацию, свойственную пестроцветной и большей части зеленой свит. Второе поле с содержаниями $C_{орг}$ 0,4—2% показательно для сидеритово-хлоритовой фации и включает породы зеленой и белой свит. Третье поле со значениями $C_{орг}$ от 2 до 9% соответствует восстановительной геохимической фации и свойственно в основном кумской свите.

Общие конфигурации кривых содержания отдельных форм реакционноспособного железа на суммарном графике для карбонатных пород фораминиферовой серии Дагестана близки к подобным кривым, полученным Н. М. Страховым (1955, 1962) для глинистых пород, и отличия заключаются в количественных соотношениях.

График интенсивности восстановительных процессов (фиг. 6) для карбонатных пород фораминиферовой серии отражает увеличение емкости редукционного процесса по мере возрастания в осадке количества органического вещества и своего максимума достигает в кумской свите.

Таким образом, геохимические исследования фораминиферовых отложений Дагестана свидетельствуют о большом значении метода изучения аутигенно-минералогических форм железа, предложенного Н. М. Страховым, для разрешения принципиально важных вопросов геохимии и процессов нефтегазообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.
 Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1962.

Геологический институт
 г. Махачкала
 Нефтяной институт
 г. Грозный

Дата поступления
 17.X.1963

УДК 549.521.5 : 551.762 (477.8)

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ООЛИТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЮРЫ ЗАПАДНЫХ ОБЛАСТЕЙ УССР

М. Б. РИПУН, Я. М. САНДЛЕР, Г. П. ВОРОНА

Отложения юрской системы на Волыно-Подольской окраине Русской платформы и в Предкарпатском прогибе имеют широкое распространение. Железистые оолиты в породах юрского возраста здесь установлены на ограниченной территории: они встречены скважинами на смежных площадях Подлужы (Северные Мединичи) и Кохановки, находящихся в северо-западной части юрского прогиба (Львовская область). Занимая различное стратиграфическое положение в разрезе юрских отложений, оолиты приурочены в основном к терригенным образованиям — гравелитам, песчанникам и алевролитам байос-бата, реже титона.

Содержание железистых оолитов в верхнеюрском песчано-карбонатном комплексе составляет 1—10%, в среднеюрском колеблется от 5 до 60%. Это связано с характером их распределения в породах: в одних случаях оолиты очень редки, в других — их скопления образуют микропрослойки и линзочки в мелко- и среднезернистых кварцевых песчанниках, увеличивая их буровато-охристый оттенок. Мощность песчано-алевритовых пород вместе с прослойками аргиллитов, гравелитов и линзочек угля достигает 100—300 м.

Железистые образования обнаружены в гравелитах в виде оболочек вокруг обломков минералов и пород; они присутствуют также в тонкодисперсном состоянии в цементе этих пород.

Образцы пород с оолитами подвергались механическому и химическому анализам, микроскопическому изучению в шлифах и фракциях, а выделенные оолиты исследовались дополнительно рентгеновским и термическими анализами.

По данным гранулометрических анализов большинство пород, содержащих оолиты, относится к мелко- и среднезернистым песчанникам и алевролитам, редко отмечаются крупнозернистые песчанники и гравелиты. Песчанники и алевролиты обычно кварцевые, желтовато-серые, серые, охристые, пятнистые с базальными и поровым цементом, пористые, нередко с кавернами и трещинами, средней крепости. В основании песчаных прослоев и среди них встречаются такого же цвета гравелиты с галькой кварцитовидных песчанников и кварцитов, размером 2—3 мм и 2—4 см, с песчано-доломитовым цементом.

Содержание растворимых в HCl карбонатов обычно в среднем составляет 10—15%. Количественные значения тяжелой фракции находятся в прямой зависимости от содержания железистых оолитов.

Более детальная минералогическая характеристика пород и оолитов получена при изучении шлифов и размерных фракций. Основными составляющими терригенных пород являются минеральные обломки, железистые оолиты, обугленные (фюзенизированные) растительные остатки, обломки ракушек и цемент. Минеральные обломки занимают в зависимости от содержания железистых оолитов и цемента от 20 до 85% и представлены кварцем, серыми и белыми известняками, кремовато- и буровато-серыми песчанниками, аргиллитами, кварцитовидными песчанниками и кварцитами (размером до 2—7 мм), полевым шпатом, листочками бесцветной слюды (иногда до 10%), халцедоном,

единичными зернами циркона, граната, рутила, монацита, роговой обманки, биотита, турмалина, сфена, хлорита, ставролита, анатаза, барита. Зерна кварца нередко с регенерационными каемками и игольчатыми таблитчатыми включениями.

Цемент в породах занимает 5—30% и представлен пелитоморфным глинисто-кварцевым материалом с примесью аутигенных выделений карбонатов (ромбоэдров доломита), гидроокислов железа, пирита, гётита, серицита. Среди глинистых минералов рентгенометрически и микроскопически установлены каолинит и иллит. Среди рудных — халькопирит и халькантит.



Фиг. 1. Гётитовые оолиты в мелкозернистом песчанике
Без анализатора, увел. 60

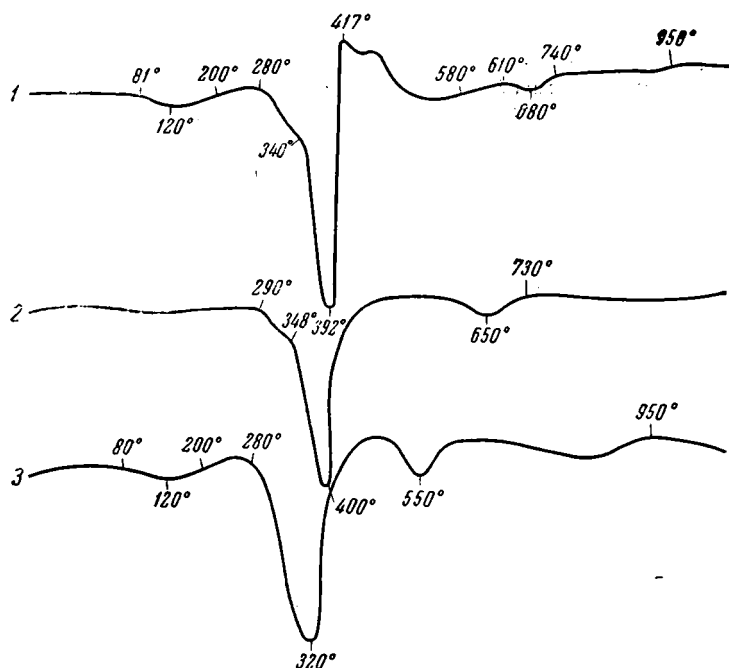
Эпигенетические минеральные новообразования отмечены в микротрещинах и пустотках и состоят из хлоритоподобного минерала, ферридоломита, а также розетковидных сростков кристалликов кварца. Размер пустот достигает 7 мм, одиночных кристаллов кварца — до 0,5 мм.

Третьим почти постоянно присутствующим компонентом являются обугленные растительные остатки, местами с налетом ярозита и пирита. Пирит нередко сохраняет ячеистую структуру растительной ткани.

Оолиты являются четвертым важным компонентом многих пород. Форма их обычно округлая, эллипсоидальная, сплюснутая, сферическая, неправильная и угловатая. Поверхность гладкая, глянцевидная, серовато-бурая, темно-коричневая, более темная по сравнению с внутренней золотисто-охристой частью. Размер оолитов изменяется от 0,05 до 1,5 мм. Преобладают оолиты среднего размера (0,5—0,6 мм). На поверхности и внутри некоторых оолитов видна мелкая рельефная сеточка, напоминающая знаки усыхания. Внутри оолитов — остроугольные зерна кварца, угля, полосчатого аргиллита, сходного по составу с аргиллитами вмещающих пород, растительный детритус и ракушки, пирит, реже колофан и окремневший фюзен.

Строение оолитов концентрическое, хорошо выявляющееся под лупой и в косом отраженном свете; оно связано с неоднократным чередованием золотисто-охристых и зеленовато-коричневых оболочек. Количество их варьирует от 4—5 до 8—10. Мощность концентрических оболочек 0,03—0,1 мм. Концентрические сферы состоят из мелких шелковистых чешуек, ориентированных по касательным к сферам нарастания. Такое расположение чешуек характерно для многих оолитов (Заварицкий, 1929). Изредка среди чешуек попадают буро-красные иголки. Большинство чешуек непрозрачные и изотропные с $N > 1,800$. Это связано, видимо, со скрытокристаллическим строением вещества (фиг. 1). Только часть чешуек, особенно иголки, просвечивает красно-бурым цветом в проходящем свете и коноскопе. В косом отраженном свете чешуйки и иголки гётита красно- и охристо-бурые, шелковистые.

Кроме типичных оолитов из песчаников и алевролитов, в которых гётитовая оболочка в 4—6 раз толще ядра, в крупнозернистых породах нередко попадают большие



Фиг. 2. Кривые нагревания гётитов

1 — гётит юрских оолитов; 2 — гётит (по В. П. Ивановой); 3 — плотный гётит из Волыни

зерна кварца и обломки пород (до 2 мм), в которых гётитовая оболочка составляет 1/10 часть ядра. Это было учтено при отборе оолитов на анализы. Анализировались оолиты с минимальным внутренним ядром.

Данные химического анализа оолитов и оолитосодержащих пород (см. таблицу) совпали с данными микроскопического анализа. В породах кроме SiO_2 установлено высокое содержание Fe_2O_3 , CaO , MgO , FeO и примесь других компонентов (Cl , SO_3), что

Химический состав оолитов
и оолитосодержащих пород, %

Компоненты	Железистые оолиты (среднее 2 анализов)	Оолитосодержа- щие породы (среднее 3 анализов)
SiO_2	13,6 — 16,1	52,8
Al_2O_3	9,4 — 10,4	2,7
Fe_2O_3	63,7 — 60,29	9,7
FeO	0,9 — 0,1	3,7
MnO	0,13 — 0,10	0,03
CaO	0,7 — 0,71	6,7
MgO	0,5 — 0,4	3,9
K_2O	0,1 — 0,2	0,6
Na_2O	0,1 — 0,1	0,2
H_2O	1,2 — 0,8	0,6
H_2O^+	9,4 — 9,3	9,4
P_2O_5	0,02 — 0,08	0,1
SO_3	—	0,3
Cl	—	0,02
П. п. п.	0,81 — 0,52	9,6
Сумма	100,56 — 99,10	100,35

связано с присутствием в них гётитовых оолитов, доломита, пирита и даже ярозита. В оолитах более 50% объема Fe_2O_3 . Наличие заметной примеси SiO_2 и Al_2O_3 и других компонентов обусловлено составом ядра оолитов; оно, согласно данным микроскопического исследования, занимает 1/4—1/5 часть оолита. Если выделить только Fe_2O_3 и воду, занимающие 3/4 объема оолита, можно получить представление о составе железистых сфер оолитов. Они более чем на 87% состоят из Fe_2O_3 и воды. Этот состав приближается к составу природного гётита (Бетехтин, 1956). Относительная плотность (удельный вес) оолитов 4,1—4,2, что также соответствует гётиту.

Порошкограмма оолитов, полученная при обычных условиях (Fe — антикатод; $D=57,3$ мм; $d_p=0,5$ мм, $v=40$ кВ; $I=5$ мА) дала интенсивные линии гётита: 4,2; 2,68; 2,44; 2,24; 1,712; 1,504; 1,448; 1,313; 1,122 и малоинтенсивные линии кварца.

Кривая нагревания гётитовых оболочек оолитов похожа на кривую нагревания эталонного гётита (Иванова, 1961) (фиг. 2, кривая 2) и гётита из Волыни (Мельник, 1960). На кривой (фиг. 2, кривая 1) имеется небольшой эндопик при 81—200° (выделе-

ние адсорбированной воды). Эндопик 280—417° связан с потерей минералом конституционной воды, далее кривая осложнена небольшим экзопиком (окисление пирита и угля) и эндопиком, связанным, по-видимому, с выделением воды из моногидрата Fe. Экзопик в температурном интервале 580—610° вызван превращением Fe_2O_3 из γ - в α -форму. Подтверждением такого превращения является изменение окраски образца: из темно-коричневой она становится ярко-красной. Кривая нагревания свидетельствует о том, что в составе сферических оболочек присутствует скрытокристаллическая γ -гётитовая составляющая (лепидокрокит) и кристаллическая α -форма.

Проведенные исследования показывают, что при отложении юрских пород дважды создавались условия, благоприятные для накопления железистых оолитов гётитового состава. Выдвинутая А. Н. Заварицким (1929) идея о геохимических (коллоидальная форма выпадающего вещества) и механических факторах (движущаяся среда) образования оолитов имела место и при образовании юрских железистых оолитов.

Развитие фаций железистых оолитовых стяжений в песчано-алевритовых породах, содержащих грубообломочный материал и прослон гравелитов с растительным детритом, указывает на прибрежно-морской характер осадконакопления и на близкое расположение разрушавшейся на западе суши. Подвижная прибрежно-морская обстановка, полный доступ кислорода, обилие приносимых поверхностными водами коллоидальных соединений железа, выпадавших при встрече с электролитами морской воды,— все это создавало оптимальные условия для образования железистых оолитов. Местами в присутствии органики в осадке шло образование пирита.

Фации железистых оолитов известны на обширных пространствах Западной Европы во всех отделах юрской системы. Они установлены в отложениях лейаса Англо-Парижского бассейна, в средней юре Германского бассейна и франко-швейцарской юры, а также среди пород верхнего отдела Лотарингии, Морвана и Германской впадины (Жиньо, 1952).

Находка гётитовых оолитов, создающих местами скопления железных руд, полностью подтверждает высказывания Н. М. Страхова (1947) о возможности расширения границ юрского гётитового осадочного рудообразования в Европейской части СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Госгеолтехиздат, 1956.
 Жиньо М. М. Стратиграфическая геология. Изд. иностр. лит., 1952.
 Заварицкий А. Н. Тр. Минералог. музея АН СССР, т. III. 1929.
 Иванова В. П. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. ХС, вып. 1, 1961.
 Мельник Ю. М. До мінералогії кори вивітрування Західної Волині. Изд. Львовск. ун-та, 1960.
 Сандлер Я. М. Геологічний ж., т. 22, вып. 6, 1962.
 Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, сер. геол., № 22, 1947.

Ин-т геологии горючих ископаемых
 АН УССР
 г. Львов

Дата поступления
 17.VI.1963

УДК 549.521.5(471.53)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ РУДАХ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

А. В. КУТУКОВ, В. А. СВЕТЛОВА

На Нытвенской разведочной площади, расположенной в 50—60 км к юго-западу от г. Перми, впервые в разрезе терригенных отложений девона в основании почти каждого стратиграфического подразделения обнаружены оолитовые железистые руды.

В составе этих отложений, согласно схеме 1960 г., выделяются казанлинская свита, условно относящаяся к нижнему девону, такатинский и кальцеолово-бийский горизонты эйфельского яруса, старооскольский и муллинский горизонты живетского яруса, пашийский и кыновский горизонты нижнефранского подъяруса верхнего девона (см. фигуру). Афонинский и воробьевский горизонты живетского яруса в платформенной части Пермской области отсутствуют. Суммарная мощность терригенного девона изменяется от 174 до 185 м.

Литологически все горизонты представлены обычными для них породами, кроме оолитовых железистых руд.

Рудоносная пачка пород, залегающая в основании кальцеолово-бийского горизонта мощностью 1,35 м (по керну), подстилается кварцевыми, песчаными, неотсортирован-

ными алевролитами с каолинистым доломитизированным цементом, содержащим пирит. Вверх по разрезу алевролиты постепенно переходят в доломиты с редкими оолитами гидрогёта и оолитами, состоящими из чередующихся между собой лептохлоритовых и гидрогётитовых концентров. Внешние концентры этих оолитов, как и обломочный материал, часто корродированы доломитом. Доломиты вверх по разрезу, обогащаясь гидрогётитовыми оолитами и пиритом, сменяются ржаво-бурым оолитовым железняком мощностью 0,4 м.

Оолитовый железняк на 70—80% (местами на 90%) состоит из бурых оолитов гидрогёта и различного количества обломочных зерен кварца, сцементированных в одних участках доломитом, в других — лептохлоритом. Оолиты имеют правильную эллипсоидальную форму, концентрическое строение, размеры их от 0,12 до 3 мм. Они состоят из одного или несколькими концентрическими гидрогёта и изредка содержат зерно кварца, иногда раздробленное.

Оолитовый железняк перекрывается доломитами вначале массивными, содержащими редкие железистые оолиты и тонкокристаллический пирит, а затем стилолитизированными. На доломитах залегают тонкозернистые известняки с примесью раковинного детритуса. Оолиты нижней и верхней частей рудоносной пачки часто почти целиком замещены доломитом и каолинитом.

Оолитовые железистые породы мощностью 0,8 м, приуроченные к основанию старооскольского горизонта, темно-зеленого и зеленовато-темно-серого цвета, на 75—85% состоят из концентрических бобовин и оолитов хлорита, обломочного материала и цементирующей хлоритовой сидеритизированной массы. Подстилаются они аргиллитами яркого серовато-зеленого цвета, с зеркалами скольжения, участками обогащенными мелкими сферолитами сидерита (0,06—0,12 мм). Некоторые сферолиты сидерита окрашены в буроватый цвет и содержат пирит. Глинистая масса аргиллитов имеет чешуйчатое ориентированное строение и высокое двупреломление.

Характерно, что в нижней части железорудного прослоя оолиты и цементирующая масса более однородны и совершенно отсутствует обломочный материал; оолиты меньше по размеру — до 0,8 см (в то время как в верхней части бобовины достигают 1,0—1,5 см) и имеют неправильную эллипсоидальную, редко эллипсоидальную уплощенную и изогнутую форму. Многие из оолитов смяты, расщеплены и ориентированы по слоистости, некоторые недоразвиты (незавершенные оолиты). Контуры последних с трудом различимы в цементирующей хлоритовой массе. Концентрические оболочки и центральная часть оолитов сложены различным по структуре и цвету хлоритом: центральная часть — скрытокристаллическим темно-зеленым, концентры — волокнистым светло-зеленым. Оолиты, как и цементирующая масса, на некоторых участках частично замещены сидеритом, в котором рассеяны мельчайшие кристаллы пирита. Иногда группа мелких оолитов заключена в одном-двух общих концентриках (сложные оолиты).

От подошвы к кровле рудоносной пачки заметно повышается роль сидерита и терригенного материала; появляются оолиты, сложенные чередующимися между собой гидрогётитовыми и хлоритовыми оболочками с кварцевым ядром. Сложные оолиты в верхней части представляют собой образования, состоящие из 5—6 оолитов, окруженных едиными гидрогётитовыми оболочками. Они разбиты затухающими трещинками, идущими от центра оолита к периферии, выполненными сидеритом. Сидерит часто замещает наружные концентры оолитов. Он наблюдается в хлоритовом цементе в виде прожилок и неправильных зерен, в мелких округлых образованиях, в крупных и мелких сферолитах, содержащих иногда в центральной части зерно кварца. Отмечаются различные по размеру желваки пирита. Обломочный материал, составляющий в верхней части пачки 40—50%, не отсортирован (размер зерен от 0,03 до 3—4 мм) и представлен полуокатанными, угловатыми, изредка окатанными зёрнами кварца, часто трещиноватыми и корродированными сидеритом.

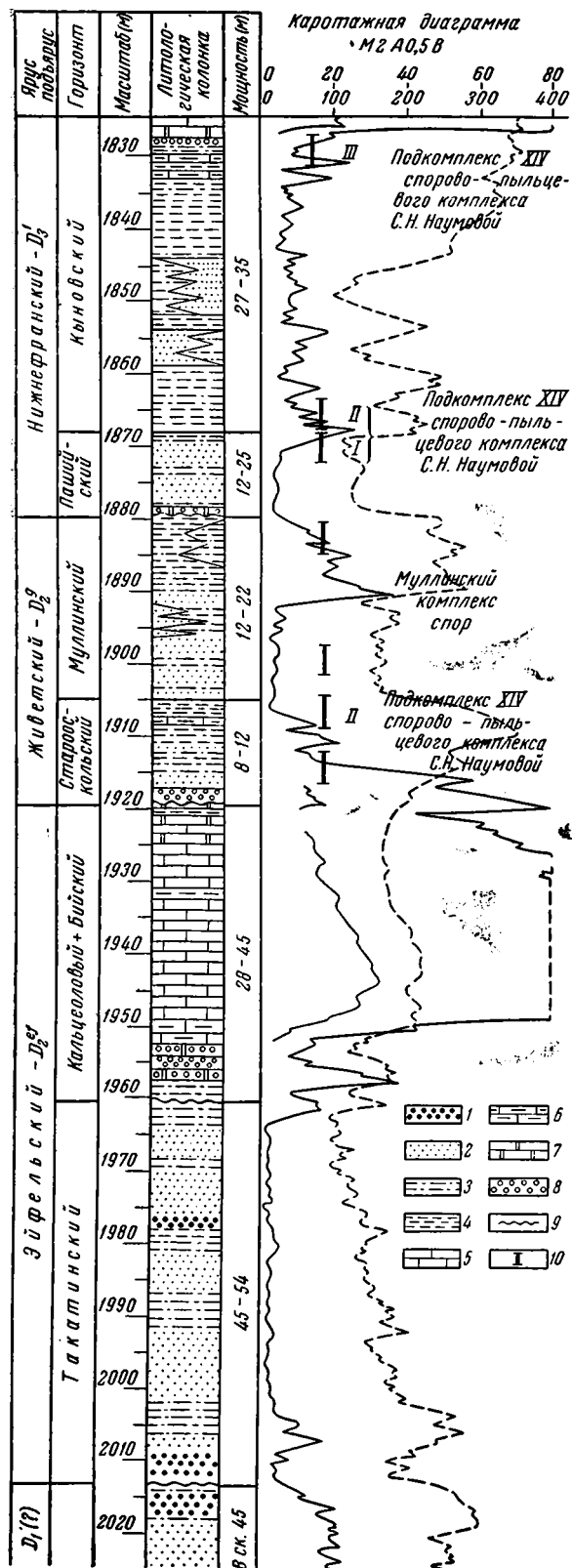
Оолитовая железистая порода вверх по разрезу постепенно переходит в кварцевый неотсортированный алевритовый песчаник с обильным сидеритовым цементом, сменяющимся выше тонкозернистым сидеритом.

В основании пашийского горизонта реликты оолитов лептохлорита заключены в песчаном мелкозернистом доломите серого цвета, мощностью 0,1 м. Он состоит наполовину из обломочного материала мелко- и среднеспесчаной размерности, наполовину из ромбоэдрических и неправильно ромбоэдрических зерен доломита, погруженных в буровато-зеленую массу, содержащую тонкораспыленный пирит. Оолиты лептохлорита почти целиком замещены доломитом. От них остались лишь бурые эллипсоидальные кольца по зернам доломита, в центральной части которых (в промежутках между ромбоэдрами) сохранилось вещество оолита. Обломочный материал, представленный различно окатанными зёрнами кварца и пелитизированного полевого шпата, в значительной степени корродирован доломитом.

Кроме описанных оолитовых железистых руд, оолитовые железистые породы мощностью 0,2 м обнаружены в основании карбонатной пачки кыновского горизонта, где они залегают на плотных серых песчаных алевролитах с обильным доломитовым цементом. В нижней части алевролиты имеют незначительное количество глинистого цемента и плотную упаковку обломочного материала.

Схематический сводный геологический разрез терригенных отложений девона Нытвенской площади. Составили А. В. Кутков, В. А. Светлова, 1963

1 — гравелиты и гравийные песчаники; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — известняки глинистые; 7 — доломиты; 8 — оолитовые железистые породы и руды; 9 — линия размыва и перерыва; 10 — интервалы, в которых обнаружены спорово-пыльцевые комплексы



Железистые породы на 75—80% состоят из мелких (0,12—1 мм) оолитов лептохлоритово-гидрогётитового состава, небольшого количества (10—15%) мелкопесчаных зерен кварца и цементирующей лептохлоритово-доломитовой массы. Оолиты имеют неправильную овальную или эллипсоидальную форму, часто сдавленную с боков, и концентрическое строение. Они частично или полностью замещены доломитом. Некоторые из оолитов имеют обломанные края, что, по-видимому, свидетельствует о перемыве их в прибрежной части бассейна.

Оолиты состоят из двух-шести чередующихся между собой гидрогётитовых и лептохлоритовых оболочек и центрального ядра. Обычно центральная часть оолитов слэгается буровато-зеленой или бурой криптокристаллической массой лептохлорита или гидрогётита, иногда зерном кварца, обломками фауны, порой глауконитизированной, или неопределимыми ожелезненными обломками. Последние часто встречаются среди цементирующей массы и не имеют концентрических оболочек или наблюдаются в начальной стадии образования оолитов (с одним центром). Иногда оолиты от периферии к центру рассечены тончайшими трещинками, выполненными доломитом или ярко-зеленым глауконитоподобным веществом. Кластический материал наблюдается в цементирующей массе и внутри оолитов по концентрическим оболочкам. Изредка встречается тонкокристаллический пирит, располагающийся цепочками вокруг оолитов, и зерно ярко-зеленого глауконита. Оолитовые железистые породы перекрываются зеленовато-серым, неравномернозернистым доломитом, состоящим из различных по величине ромбоздрических зерен доломита, погруженных в буровато-зеленую лептохлоритовую массу, содержащую тонкораспыленный пирит, глауконит, небольшую примесь обломочного кварца и редкий детритус иглокожих, гастропод и другой фауны, частично или полностью замещенной глауконитом, фосфатом или пиритом.

Изложенными материалами не исчерпываются все сведения о распространении описанных оолитовых железистых руд. Глубокими скважинами, пробуренными за последние три года в платформенной части Пермской области, железистые породы в терригенных отложениях девона, помимо ранее известных пунктов (Соколова, 1952; Саркисян и др., 1960; Теодорович, 1960) и описанных выше, обнаружены на Асютской, Веслянской, Елпачихинской, Очерской, Кудымкарской, Купросской, Ольховской и других разведочных площадях. Интересно отметить, что в Очере оолитовые железистые руды встречены и в основании муллинского горизонта.

Таким образом, данные бурения свидетельствуют о том, что оолитовые железистые породы в терригенных отложениях девона платформенной части Пермской области имеют более широкое площадное распространение, неоднократно повторяются в разрезе, приурочиваясь к основанию каждого горизонта, подчеркивая явление цикличности в осадконакоплении.

Литолого-фациальные и палеогеографические особенности времени образования терригенных отложений девона и характер цикличности позволяют говорить о том, что накопление оолитовых железистых пород происходило в трансгрессивную фазу каждого седиментационного цикла в прибрежной зоне мелководного опресненного моря и парагенетически связано с эпохами формирования коры выветривания, широко развитой на юге Пермской области (Горбачев, 1961; Филиппова, 1955), в Ковло-Вишерском крае (Чочиа, 1955) и смежных районах Волго-Уральской провинции.

Судя по составу оолитов и цементирующей массы, оолитовые железистые руды в основании старооскольского горизонта в Нытве образовались, по-видимому, в более удаленных от берега или в закрытых участках моря.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбачев Б. Ф. Итоговая научн. конф. Казанск. гос. ун-та им. В. И. Ульянова-Ленина за 1961 г. Секции геогр. и геол.-минералог. наук. Казань, 1962.
- Соколова Н. П. Петрография девонских отложений Пермского Приуралья и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР, 1952.
- Саркисян С. Г. и Михайлова Н. А. Палеогеография времени образования терригенной толщи девона Башкирии и Татарии. Изд. АН СССР, 1960.
- Теодорович Г. И., Полонская Б. Я., Андрианова А. Г. и др. Минералогический фацис и условия образования нефтепроизводящих терригенных отложений девона зап. Башкирии и вост. Татарии. Изд. АН СССР, 1960.
- Филиппова М. Ф., Аронова С. М., Гассанова И. Г. Тр. совещ. по уточнению стратиграф. схем палеозоя. Девонская система, Гостоптехиздат, 1962.
- Чочиа Н. Г. Тр. Всес. н.-и. нефт. геол.-развед. ин-та, нов. сер., вып. 91, 1955.

Всесоюзный н.-и. геологоразведочный
нефтяной институт
г. Пермь

Дата поступления
10.X.1963

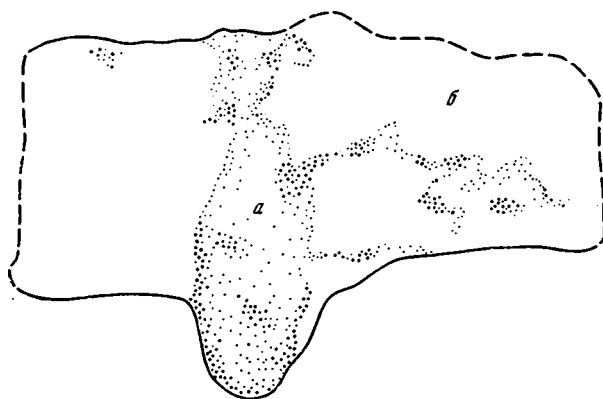
УДК 551.733.1(471.23)

ОКАМЕНЕЛЫЕ СЛЕДЫ ГАЗОВЫХ СТРУЙ В ОРДОВИКСКИХ ИЗВЕСТНЯКАХ
ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

А. Н. ГУСЕВ

Характерной особенностью стратиграфии восточной части Прибалтийской впадины (Гусев и Иванова, 1946) является поразительная выдержанность фаций нижнего палеозоя, внешне проявляющаяся в общем облике пород, их литологических особенностях, мощностях и пр.

Ордовикские отложения залегают на неравномерно размытой поверхности кембрийских пород, до синих глин включительно. Разрез начинается отложениями паке-рортского горизонта (Алихова, 1960), выше постепенно сменяющихся пестроокрашенными глауконитовыми известняками волховского горизонта (8—8,5 м), к нижнему подгоризонту которого приурочены находки «лепешек» асфальтитов. Глауконитовые известняки перекрываются отложениями кундского горизонта, подстилающего лежащий выше кукуерский горизонт. Разрез ордовика, достигающего в районе с. Путилово мощности 140 м, венчается губковыми слоями. Выше залегает мощная толща четвертичных образований главным образом ледникового происхождения.



Фиг. 1. Канал (а), выполненный глауконитовым и ракушняковым песком и «пробки» и «шпильки» на нижней поверхности глауконитового известняка (б).
Натур. величина

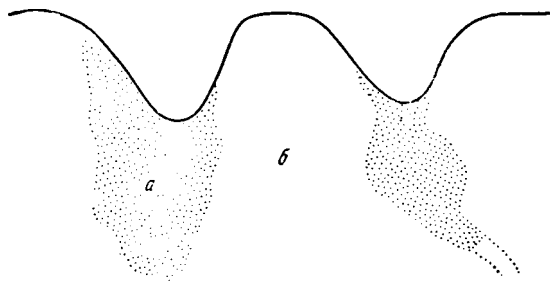
Характерной особенностью глауконитовых известняков является наличие в них кармано- и лункообразных углублений, так называемые Korrosiongruben (коррозионные ямки), которые В. В. Ламанский (1905) считал свидетелями пульсаций уровня морского бассейна: выведенные на поверхность карбонатные осадки подвергались коррозии, после чего вновь затоплялись и погребались под новыми отложениями. Эти образования на границе двух слоев известняка представляют собой округло-конической формы углубления, выполненные обломочным карбонатным материалом с массой зерен глауконита. В поперечном (к слоистости) разрезе через центр лунки отчетливо видно, как в лунки нижнего слоя верхний вдавнётся «шпильками», «пробками» и «выростами» размерами до 2×2 см. На контакте обоих слоев всегда имеется тонкий порошкообразный глауконит, по которому порода легко раскалывается.

Кроме неравномерной зеленой пятнистой окраски и желто-красной фестончатой полостности, обязанных окислам железа разложившегося глауконита, следует еще особо выделить своеобразный разноцветный «облачный» рисунок в некоторых прослоях известняков, пожалуй не менее характерный, чем Korrosiongruben.

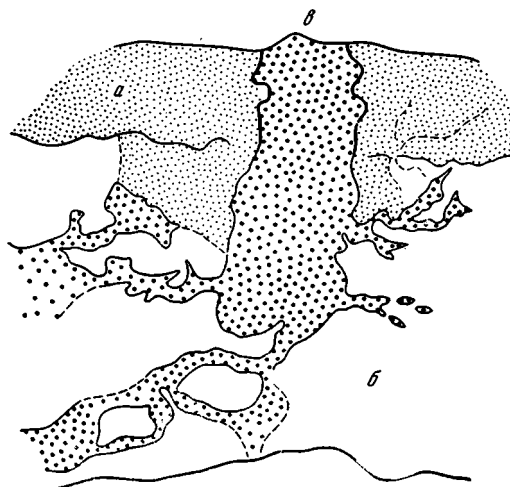
На основании изучения волховского разреза С. Г. Вишняков и Р. Ф. Геккер (1957) пришли к выводу, что глауконитовые известняки формировались при постоянно изменявшихся условиях; при этом периоды отложения осадков чередовались с периодами прекращения осадкообразования. По мнению указанных исследователей, Korrosiongruben должны свидетельствовать о перерывах между слоями; они образовались в условиях подвижных вод (течений) морского бассейна путем растворения известняков с последующим заполнением неровностей перемещающимся глауконитом.

При изучении пришлифованных поверхностей поперечных (к слоистости) срезов-штуфов глауконитового известняка удалось выявить некоторые особенности в рас-

пределении по породе пятнистой окраски и облачного рисунка и их генетическую связь с Korrosionsgruben. Так, например, в зеленовато-сером обломочно-ракушняковом известняке, с неравномерно распределенными по породе свежими ярко-зелеными зернами глауконита, нижняя поверхность слоя (фиг. 1) усеяна пальцеобразными выступами («пробки», «шипы»), вдающимися соответственно в лункообразные углубления (Korrosionsgruben) на поверхности подстилающего слоя (фиг. 2). Оба слоя разделены тонкой прослойкой глауконита.



Фиг. 2. Korrosionsgruben на верхней поверхности глауконитового известняка (б) и каналы (а), выполненные глауконитовым и ракушняковым песком. Натур. величина



Фиг. 3. Глинистый (а) и обломочно-ракушняковый (б) известняк, пронизанный каналом (а), выполненным глауконитовым песком с обломками ракушек. Натур. величина

нитовой прослойкой. Все каналы выполнены ракушняковым песком, свежими зернами глауконита и мелкими обломками красного известняка нижнего слоя.

Еще более сложный пример того же явления можно наблюдать в полосчатом глинистом известняке, текстура которого обусловлена главным образом наличием желтых и красных расцветок, образовавшихся за счет окисления глауконита. Неправильные, сильно разветвленные каналы выполнены ракушняковым песком, глауконитом и мелкими обломками красного глинистого известняка, сцементированными карбонатом. Для всей породы характерен «облачный» рисунок.

Вертикальные каналы в буро-желтом глинистом известняке связаны с кавернами; каналы выполнены ракушняковым детритом и глауконитовым песком, причем свежие ярко-зеленые зерна глауконита местами длинными осями ориентированы параллельно стенкам каналов; цемент карбонатный. Внутренние стенки каналов облицованы темно-серой коркой толщиной до 1,5 мм. Верхние концы (устья) каналов не заходят в обломочно-ракушняковый прослой внизу брекчированного известняка.

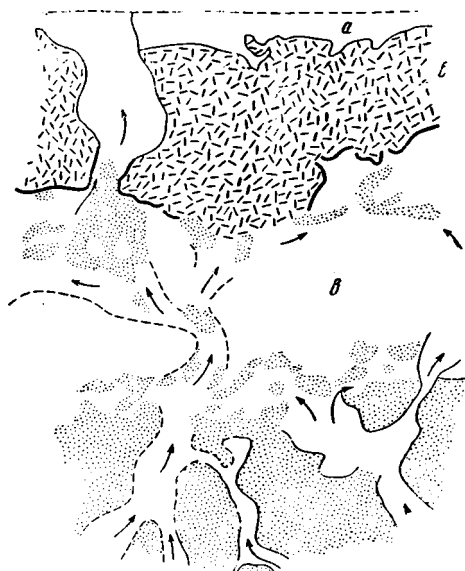
Глауконитовые зерна образуют местные скопления, которые вместе с ракушняковым песком выполняют извилистый канал почти круглого поперечного сечения, проходящего через шип и лунку соответствующих слоев. Как правило, извилистая форма канала по вертикали прослеживается непрерывно только в серии последовательных параллельных срезов.

В случае неоднородного сложения и пестрой окраски породы те же каналы выражены более четко. Было замечено, например, как в слое розовато-серого обломочно-ракушнякового известняка с единичными зернами глауконита и в перекрывающем слое темно-желтого сильно глинистого известняка (фиг. 3) без глауконита прослеживается цилиндрический канал. Последний выполнен глауконитовым песком с мелкими обломками ракушинок; цемент карбонатный. В пределах верхнего слоя известняка стенки канала покрыты глауконитовой коркой; в нижнем слое канал сложно разветвляется. Четкая граница обоих слоев вблизи канала теряется: желтый глинистый известняк как бы обрушивается в воронкообразную полость в подстилающей породе.

В несколько усложненной форме то же наблюдалось и в известняке, в котором чрезвычайно сложный «облачный» рисунок сильно вуалирует контуры каналов. Выше по разрезу последние сливаются с «главным» каналом, заложенным в темно-желтом глинистом обломочно-ракушняковом известняке (фиг. 4), отделяющемся от подстилающего слоя тонкой глауко-

В ряде случаев устья всех каналов сливаются у нижней границы какого-нибудь слоя известняка, через который они продолжают выше в виде тонких каналов-трещин.

Установлено, что каналы пронизывают всю карбонатную толщу и теряются в самых нижних слоях эхиносферитовых известняков кундского горизонта, являясь характернейшей особенностью карбонатных пород нижнего ордовика. По нашим представ-



Фиг. 4. Каналы и предполагаемое направление газовых струй в глауконитовом известняке. Натур. величина

лениям, эти образования являются ископаемыми следами миграции газов через еще не отвердевший осадок в момент или после его отложения, а «облачный» рисунок следует рассматривать как результат перемешивания этого осадка газовыми струями. Во всех без исключения случаях каналы выполнены ракушняковым и глауконитовым песком, вынесенным из нижних горизонтов восходящими токами газов. У. Х. Твенхофел (1936) описывает «ландшафтные узоры» в структуре глинистых известняков, связывая их с прохождением газов через осадок в областях быстрого осадконакопления, т. е. на участках типа дельт, прибрежных лагун и т. п.

В 1939 г. в разрезе ордовика (свита р. Покосной) на р. Сухой Тунгуске (Туруханский район) среди битуминозных известковистых доломитов наблюдался (А. И. Гусев, 1940 г.) прослой (0,4 м) тонкослоистого зелено-желтого глинистого доломита. В нем наблюдались мелкие изолированные, реже сообщающиеся поры, вокруг которых тонкие слои как бы раздвинуты и облекают поры. От некоторых пор, всегда заполненных кальцитом, вверх прослеживаются тонкие каналы, выполненные бесструктурным материалом. И здесь, по-видимому, поступлением снизу газов (углеводородов) следует объяснить бурую (битуминозную) послойную и пятнистую окраску глинистых доломитов и наличие по всему разрезу включений твердых и полужидких битумов. Сейчас нефтегазоносность района Сухой Тунгуски доказана бурением.

Жильная природа асфальтитов, известных в синих глинах Ленинградской области, несомненно, свидетельствует о миграции углеводородов из глубин. На то же указывают и находки лепешек асфальтита в известняках ордовика в районе с. Путилово (В. М. Сенюков и др., 1940 г.) и газирование многочисленных скважин, вскрывших четвертичную толщу, под которой располагаются самые нижние горизонты синих глин. Надо полагать, что в течение всего периода отложения карбонатной толщи ордовика последняя фильтровала поступающие из глубин газы (по-видимому, углеводороды), и, вероятно, этот процесс продолжается и до настоящего времени, причем можно ожидать, что газы не только уходят в атмосферу, но и накапливаются в скрытых на глубине приемниках (структурах). Такой структурой может оказаться и выявленное нами Войпольское поднятие, где не исключается и скопление жидких битумов глубинного происхождения. Нам представляется, что проблема нефтегазоносности Ленинградской области до сих пор остается нерешенной и требует дополнительных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Алихова Т. Н. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. Госгеолтехиздат, 1960.
- Вишняков С. Г., Геккер Р. Ф. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области. ЦНИГРИ, Юбил. сб. к 45-летию научн. деятельности Н. Ф. Погребова, 1957.
- Ламанский В. В. Древнейшие слои силурийских отложений России. Тр. Геол. ком-та, нов. сер., вып. 20, 1905.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Перевод 2-го изд. ОНТИ, 1936.

Научно-исследовательский институт
геологии Арктики
г. Ленинград

Дата поступления
6.VIII.1963

УДК 553.492.1 (471.311)

БОКСИТЫ В КАРСТЕ ПОДМОСКОВЬЯ

А. Н. ВОЛКОВА, К. А. СКРИПКО, Л. Х. ВИШНЕВСКИЙ

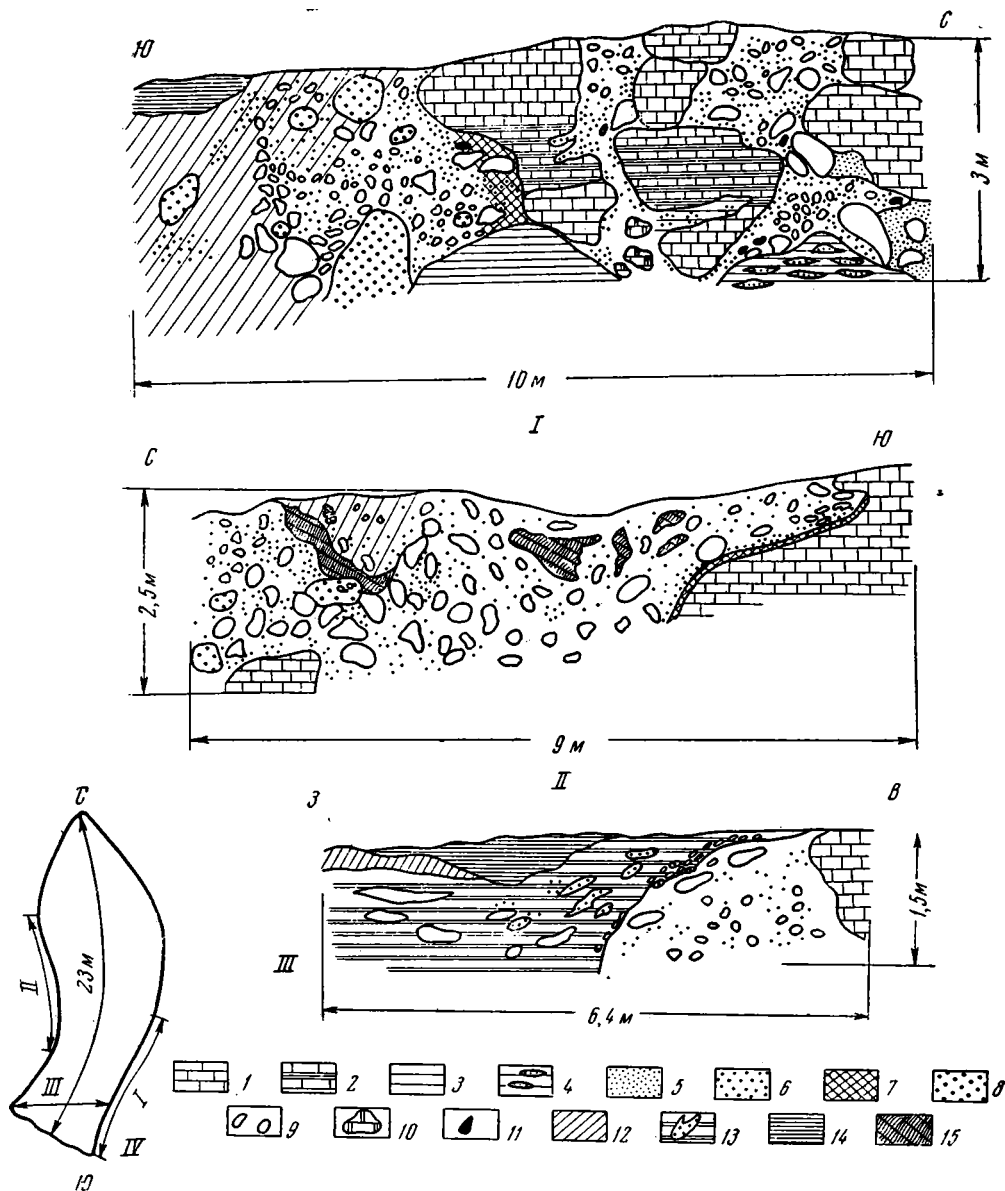
В известняковом карьере у с. Верхнее Мячково, на левом берегу р. Москвы, во время геологических экскурсий студентами МГУ К. А. Скрипко и Л. Х. Вишневым осенью 1962 г. обнаружены бокситовые породы, приуроченные к закарстованной поверхности известняков мячковского горизонта. Здесь развита сложная система карманов и полостей, выполненных разнообразными песчано-глинистыми, грубообломочными и иногда бокситовыми породами. Последние встречаются в южной части карьера в виде «останца» высотой 3, длиной 25 и шириной 7—8 м, представляющего собой часть большого кармана, уцелевшую после вскрышных работ и добычи вмещающего его известняка. Близкие по составу отложения обнаружены на Тяжинском карьере близ устья р. Пахры.

В пределах вскрытой части кармана удается выделить пять основных разностей пород, расположение которых в разрезе и условия залегания отражены на зарисовках стенок кармана (фиг. 1). Все выделенные разности залегают с размывом, а иногда наблюдается прислонение, возможно связанное с просадками в карсте. Преобладает следующая последовательность в накоплении осадков (снизу):

1. Глины алевритистые тонко-горизонтальнослоистые желтовато-зеленые с прослойками и линзами мелкозернистого песка (см. фиг. 1). Видимая мощность 0,5 м
2. Глины алевритистые неслоистые желто-серые, с большим количеством глыб и щебня известняка, редкими кремневыми и кварцевыми гальками. К глинам приурочены бобовины гидроокислов железа и округлые глыбы красно-бурого цвета бокситовых пород и бокситов до 1,5 м в диаметре. Видимая мощность 3 »
3. Глины плотные красные. В местах прислонения к желто-серым глинам наблюдаются скопления глыб и щебня известняка. В глинах изредка встречаются глыбы бокситовых пород и скопления бобовин и гидроокислов железа. Видимая мощность до 3 »
4. В некоторых участках красные глины отсутствуют и на размытой поверхности желто-серых глин залегают пестрые преимущественно светло-серые глины с редкими бобовинами гидроокислов железа. Глины содержат линзы песка, красных и серых жирных, местами тонкослоистых алевритистых глин. В светло-серых глинах присутствует значительное количество мелких обугленных растительных остатков и местами крупные обломки древесины. Видимая мощность до 1,5 »
5. Глины углистые, алевритистые тонко-горизонтальнослоистые темно-серые с большим количеством углефицированных растительных остатков. В отвалах карьера в сходных глинах встречены многочисленные обугленные растительные остатки, в том числе древесина, шишки хвойных. Видимая мощность до 0,5 »

Глыбы бокситовых пород и бокситов существенно различаются. Среди них можно выделить несколько разновидностей, варьирующих по цвету, плотности, составу и другим особенностям.

Бокситовые породы и бокситы района с. Верхнее Мячково могут быть отнесены к гипобитовым бобово-оолитовой структуры (фиг. 2), встречаются бобовины сложного строения и отдельные угловатые обломки бобовин.

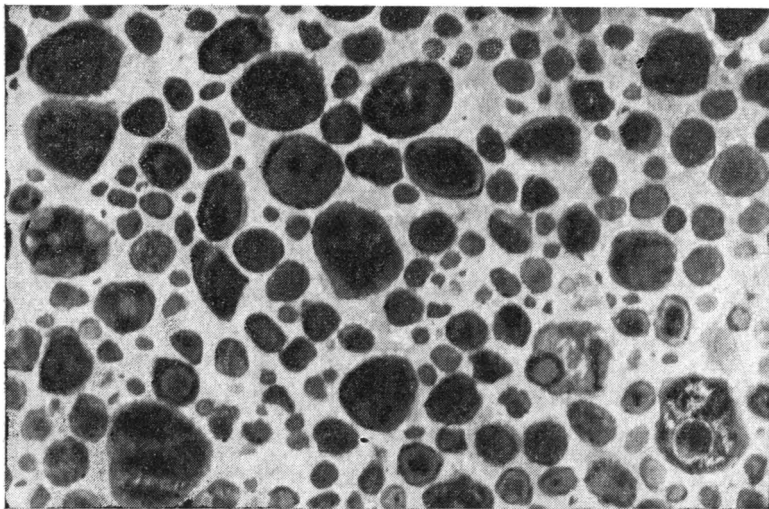


Фиг. 1. Зарисовки стенок «останца» кармана, выполненного бокситовыми породами. Расположение зарисовок I, II, III приведено на плане IV

1 — известняк массивный; 2 — известняк тонкоплитчатый с прослойками глины; 3 — глина светлая желтовато-зеленая алевритистая; 4 — глина желтовато-зеленая с линзочками песка; 5 — песок мелкозернистый кварцевый; 6 — глина светлая желтовато-серая с бобовинами гематита и гетита; 7 — глина голубая сильно ожелезненная; 8 — бокситовая порода бобового строения; 9 — глыбы, щебень, дрова известняка; 10 — глыбы выщелоченного известняка; 11 — галька кварцевая и кремневая; 12 — глина красная, местами ожелезненная; 13 — глина пестрая, преимущественно светло-серая, с линзами песка и слоистых глин; 14 — глина темно-серая, алевритистая с растительными остатками; 15 — глина пестрая, алевритистая с мшанками и брахиоподами

Исследования бобовин и оолитов из плотных разновидностей боксита показывают, что они в основном имеют гиббситовый состав, но характеризуются различным строением.

1. Наиболее крупные (до 2 см) бобовины сложены коллоидальной разновидностью гиббсита с показателем преломления 1,566—1,568. Местами гиббсит раскристаллизован в микрозернистые массы, изредка встречаются натечные формы. Наблюдается система микротрещин усыхания. Бобовины простого строения содержат незначительную примесь зерен кварца. В периферической части бобовин наблюдаются корочки из гидроокислов железа и мельчайших зернышек гематита.



Фиг. 2. Фото пришлифованной поверхности крепкого красного боксита. Видны обломки бобовин и бобовины сложного строения. Увел. 1,5

2. Бобовины и оолиты, состоящие из основной коллоидальной гиббситовой массы, пропитанной гидроокислами железа и включающей зерна кварца мелкопесчаной и алевритовой размерности, покрытые корочками гидроокислов железа.

3. Бобовины, состоящие из мелких округлых скоплений гиббсита, сцементированных гематитом. В этих бобовинах наблюдается система трещинок усыхания, выполненных гиббситом волокнистого строения и содержащих мелкие зернышки бемита (?).

4. Бобовины фестоночато-волокнистого строения, состоящие из причудливо изогнутых агрегатов волокнистого гиббсита, разделенных гидроокислами железа.

Кривая нагревания оолитов характеризуется двумя четкими эндотермическими эффектами при температурах 320 и 520°, что свойственно гиббситу¹. Кроме того, в крепких бокситах встречаются гематитовые и гидрогетитовые бобовины, включающие сильно изъеденные мелкопесчаные и алевритовые зерна кварца, вокруг которых наблюдаются корочки гидроокислов железа.

Бобовины в глыбах составляют примерно половину породы; они погружены в сильно ожелезненную плотную глинистую массу, включающую большое количество мелких (доли миллиметра) оолитов из гидроокислов алюминия и железа, а иногда гематита. Наблюдается примесь корродированных зерен кварца песчаной и алевритовой размерности. Реже встречаются листочки слюды и акцессорные минералы. Основная глинистая масса, судя по микроскопическим исследованиям и термическим анализам, имеет каолинитовый состав. Распределение гидроокислов железа и алюминия в ней неравномерное.

Химические анализы² показали следующее содержание компонентов по отдельным разновидностям бокситов и бокситовых пород (табл. 1).

Результаты химических анализов показывают, что только крепкий красный боксит отвечает кондиционному бокситу, в других разновидностях слишком велико содержание SiO_2 , что в известной мере объясняется присутствием терригенного кварца. По-видимому, такие образования следует назвать бокситовыми породами (Бушинский, 1958).

¹ Анализ выполнен в лаборатории Гидрогеологических проблем Г. Г. Зубкович.

² Химические анализы, кроме третьего, выполнены в спектро-химической лаборатории Геологического факультета МГУ аналитиком А. Б. Остапенко. В этих анализах общее содержание железа выражено в виде Fe_2O_3 .

Таблица 1

Результаты химических анализов бокситов

Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	П.п.п.	Сумма
Крепкий красный боксит	11,21	Не опр.	36,99	26,30	Не опр.	Не опр.	—
То же	14,99	2,82	34,79	28,14	» »	17,10	98,04
Менее плотный красный боксит	30,82	3,30	21,31	12,24	17,50	15,20	100,37
То же	35,08	2,27	20,27	29,26	Не опр.	10,51	97,39
Желтовато-серая глина с оолитами	42,05	2,20	20,35	24,32	» »	8,89	97,81

Желтовато-серая каолинит-гидрослюдистая глина глинисто-кластического строения содержит примесь тонкодисперсных гидроокислов железа и, возможно, алюминия; в ней присутствуют зерна (до 20%) кварца, кремня песчаной и алевритовой размерности. Изредка встречаются кристаллики каолинита до 0,2 мм длиной, свидетельствующие о перекристаллизации. Разрозненные бобовины и оолиты из этой глины сложены почти исключительно гематитом, гетитом и гидрогетитом.

Преимущественно каолинитовый состав имеет красная глина, но в ней содержится больше гидроокислов железа, чем в желтовато-серой.

Глинистые породы и глинистые фракции из алевритовых пород, подстилающих и перекрывающих глины с глыбами бокситов в основном гидрослюдистого состава с примесью монтмориллонита.

Интересно отметить, что все глины и бокситовые породы почти не содержат карбонатов.

Спектральные анализы, произведенные в лаборатории геологического факультета МГУ, показали близкий состав элементов примесей в бокситах, бокситовых породах и вмещающих их глинах (табл. 2). Обращает на себя внимание повышенное содержание Zr, Cr, V и относительно низкое Mn и Ga в бокситовых породах по сравнению с вмещающими глинистыми породами.

Таблица 2

Результаты спектральных анализов бокситов

Элементы	Боксит красный плотный	Боксит красный менее плотный	Красная глина	Глина светлая желтовато-серая		Глина углистая темно-серая
				с оолитами	без оолитов	
Be	~0,0003	~0,0003	~0,0003	0,0003—0,0006	0,0003—0,0006	0,0001—0,0003
Pb	Нет	0,001—0,003	0,001—0,003	0,001—0,01	0,003—0,0006	0,001—0,003
Sn	»	0,0003	0,0006—0,001	~0,0003	~0,0003	Нет
Cu	0,0003—0,0006	0,001—0,01	0,001—0,01	0,0006—0,001	0,0003—0,0006	0,001—0,01
Co	Нет	0,0003	Нет	Нет	0,001—0,01	0,0003—0,0006
Zr	0,06—0,1	0,06—0,1	0,1	0,03—0,06	0,06—0,1	0,006—0,01
Ga	0,003—0,006	0,0006—0,001	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,001—0,003
Cr	0,1—1,0	0,01—0,1	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,01—0,1
Y	0,01—0,1	0,001—0,01	0,01—0,1	0,01—0,1	0,01—0,1	0,01—0,1
Mn	0,0006—0,001	0,001—0,01	0,001—0,01	0,01—0,1	0,001—0,01	0,001—0,01
Ba	0,001—0,01	0,001—0,01	0,001	0,001—0,01	0,001	0,01—0,1
Sr	0,001—0,01	0,001—0,01	0,001	0,001	0,001—0,01	0,001—0,01

Споры и пыльца не обнаружены в подстилающих бокситовые породы глинах, но встречены в перекрывающих их светло- и темно-серых алевритистых глинах³.

³ Подсчет спор и пыльцы в одном из образцов был произведен в спорово-пыльцевой лаборатории Геологического управления Центральными районами В. И. Кочетовой. Кроме того, все образцы были просмотрены Л. А. Юшко.

Среди спор резко преобладают *Lophotritetes camtus* Jush (21,5%) — форма, особенно широко развитая в келловее. Значительно распространены следующие формы: различные *Gleicheniaceae* (13,5%), главным образом *Gleichenia eaeta* Bolch. (9%), *Selaginella* (7,5%), *Coniopteris* (5%), *Sphagnum* (4,5%), *Dennstaedtia cf. tubscensis* Bolch. (3,5%). Встречаются также единичные споры *Lycopodium*, *Cyathea*, *Adiantum* и др. Обращает на себя внимание присутствие спор *Selaginella*, особенно *Selaginella media* Kaga-Mursa, *Selaginella perfecta* Naum., а также *Dennstaedtia*, которые, по мнению Л. А. Юшко, очень характерны для бат-келловейских отложений Подмоскovie. Пыльца составляет 30%. Особенно часто встречаются *Picea* (9%), *Pinus sec. Haploxydon* (9%), *Protopicea* (3,5%), различного типа пыльца *Podocarpus* (6%), главным образом *Podocarpus rotundus* Naum. (5%).

Изученный комплекс спор и пыльцы, по мнению Л. А. Юшко, позволяет отнести породы, из которых он был выделен, к бат-келловее, вероятно, к его верхней части. Нижележащие породы, вмещающие глыбы боксита, по-видимому, формировались в среднеюрскую эпоху. Они характеризуются существенным химическим преобразованием вещества, которое наиболее вероятно для влажного климата средней юры.

Происхождение бокситов еще недостаточно выяснено. Присутствие в бокситах и бокситовых породах не только целых бобовин и оолитов, но и их обломков (правда, в незначительном количестве) свидетельствует о накоплении их в подвижной водной среде.

Поступавшие в карстовые полости бокситы и бокситовые породы в виде глыб имели, вероятно, первичную округлую и эллипсоидальную форму. Предположить значительную транспортировку бокситовых пород, во время которой глыбы могли бы хорошо окататься, нельзя, поскольку среднеюрский рельеф характеризуется пологими формами с небольшими превышениями, а размеры некоторых глыб достигают 1,5 м в диаметре.

Последующие процессы перераспределения вещества в породах, выполняющих карст, сопровождавшиеся выносом кремнезема и карбонатов, привели к тому, что глыбы бокситов и бокситовых пород несколько напоминают конкреционные образования. Скопления бобовин и оолитов гидроокислов железа в красной и желто-серой глине, а также концентрация бобовин на ожелезненной поверхности и в мелких полостях известняков указывают на их диагенетическое образование. Подобных скоплений бобовин и оолитов гидроокислов алюминия, которые могли бы подтвердить местное образование и самих бокситовых пород, в глинах не обнаружено.

Хотя высказанные соображения о происхождении бокситов являются предварительными, совершенно очевидно, что во время «палео-мезозойского континентального перерыва» в Подмоскovie могли существовать условия для бокситообразования, следы которого обнаружены в досреднеюрском карсте у с. Верхнее Мячково.

ЛИТЕРАТУРА

- Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
 Бушинский Г. И. Алитовые породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II. Гостоптехиздат, 1958.
 Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 35. Алюминий. Гостеолтехиздат, 1962.

Московский государственный
университет

Дата поступления
28.IV.1963

УДК 551.244 (575.25)

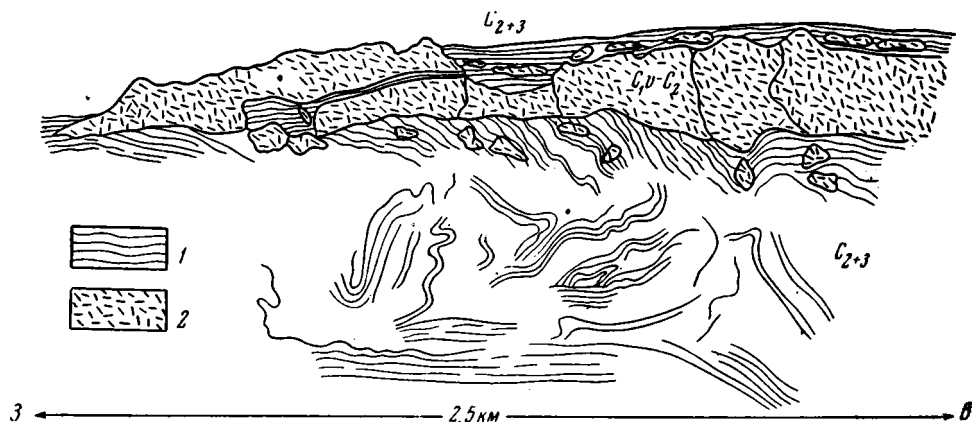
ОБВАЛЫ И ОПОЛЗНИ ВО ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАССЕЙНА р. КАРАВШИН (северный склон Туркестанского хребта)

И. Н. ЧЕРЕНКОВ

В верховьях р. Каравшин, которая является одним из истоков р. Исфара, обнажается мощная (около 3 км) толща флиша, представленная ритмически чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В толще изредка присутствуют линзообразные прослои конгломератов и гравелитов, достигающие иногда мощности нескольких метров и нарушающие ее ритмический характер. Выходы толщи с обейх

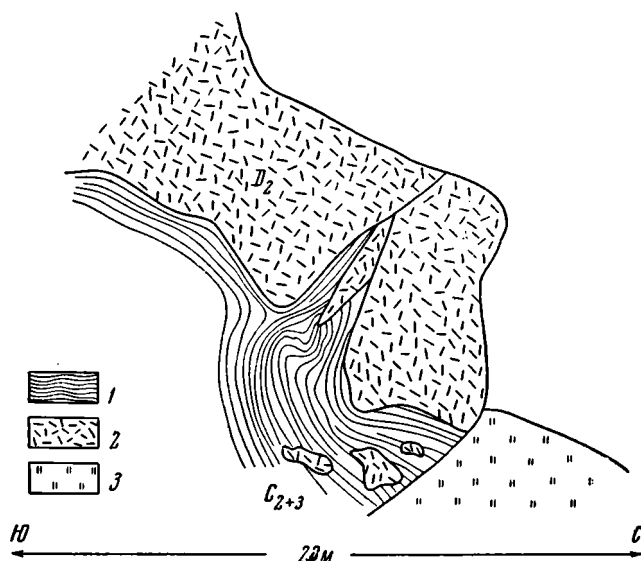
сторон ограничены разломами. Фаунистически она плохо охарактеризована и стратиграфический объем ее не вполне ясен.

Из известняковых обломков в конгломератах и песчаниках этой толщи В. Д. Салтовской были определены следующие водоросли и фораминиферы: *Dvinella comata* Chvorova, *Ungdarella* sp., *Dopezella* sp., *Beresella* sp., *Pseudostaffella* aff. *antiqua* (Dutk.), *Profusulinella rhomboides* Lee et Chen, *Eostaffella* cf. *kaschirica* Raus., *E. mutabilis* Raus., *E. cf. ikensis* Viss., *Archaediscus donetzianus* Sosnina, *Tuberitina* sp., *Endothyra* sp., *Textularia* sp. Перечисленные формы указывают на нижнюю часть



Фиг. 1. Схематическая зарисовка горизонта известняков обвално-оползневое происхождения и складчатости оползания в подстилающей флишевой толще

1 — флиш; 2 — массивные известняки нижнего — среднего карбона



Фиг. 2. Глыбы среднедевонского известняка в верхнепалеозойском флише (разрез)

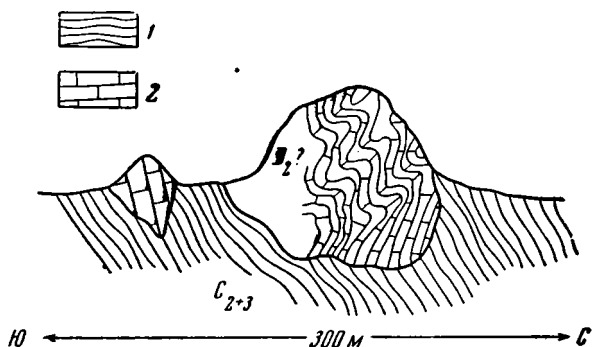
1 — флиш; 2 — массивные известняки нижнего — среднего карбона
3 — задернованный участок

московского яруса (по наиболее молодым остаткам). На основании этих данных флишевые отложения относятся нами по возрасту к верхней половине московского яруса, возможно, частично к верхнему карбону.

Среди этой мощной однообразной флишевой толщи очень часто встречаются изолированные утесы и линзообразные горизонты карбонатных пород различных размеров. Сложены они в основном доломитами и известняками девона, нижнего и сред-

него карбона, находятся в необычных стратиграфических соотношениях с вмещающими породами; их обычно считают тектоническими образованиями. Проведенные исследования убеждают нас в том, что эти карбонатные горизонты и обособленные утесы произошли не в результате различных тектонических нарушений, а в результате древних крупных обвалов и оползней во время формирования флишевой толщи.

Показательным в этом отношении является горизонт известняков, обнажающийся по обе стороны р. Каравшин в районе к. Каравшин. Этот горизонт прослеживается в виде мощного (200—250 м) пластообразного тела на протяжении 7—8 км. Сложен он массивными среднезернистыми, часто оолитовыми известняками серого и светло-серого цвета, относившимися ранее к визе. Однако при внимательном его исследовании выясняется, что горизонт состоит из очень крупных блоков разновозрастных известняков, соприкасающихся друг с другом, реже разделенных тонкими терригенными пропластками (фиг. 1).



Фиг. 3. Мелкая складчатость в известняковом утесе

1 — верхнепалеозойский флиш; 2 — хорошо слоистый известняк среднего девона

Из разных частей известнякового горизонта были определены следующие брахиоподы: *Striatifera striata* (Fisch.), *Echinoconus* sp.; фораминиферы и водоросли: *Tuberitina* sp., *Fusiella* sp., *Archaeosphaera* sp., *Endothyra* sp., *Eostaffella* sp., *Textularia* sp., *Ungdarella* sp., *Donezella* sp. По брахиоподам возраст известняков определяется как визе — намюр, по комплексу микроорганизмов — это, скорее, средний карбон.

Обращает на себя внимание характер выклинивания горизонта на запад и восток: сначала он резко уменьшается в мощности, а затем распадается на разобщенные крупные глыбы и, наконец, совсем исчезает из разреза.

Подошва горизонта известняков неровная, с карманами и углублениями, заполненными песчано-аргиллитовым материалом.

В подстилающей песчано-аргиллитовой толще наблюдается исключительно сложная и прихотливая мелкая складчатость (фиг. 1). Эта складчатость является результатом оползания еще не отвердевшего осадка по дну моря, происшедшего, вероятно, под тяжестью обвалившихся вниз известняковых блоков. О том, что горизонт известняков имеет обвальное происхождение, свидетельствует и наличие большого количества глыб каменноугольных известняков объемом в 10—100 м³, наблюдаемых в подстилающих отложениях почти вдоль всего контакта.

Кровля известнякового горизонта так же, как и подошва, неровная, осложненная многочисленными впадинами и буграми; впадины заполнены глинистыми и глинисто-известковистыми сланцами с прослоями песчаников. В этой покрывающей терригенной толще верхнего палеозоя в большом количестве встречаются глыбы и целые утесы различных размеров известняков и доломитов. Особенно большое скопление глыб размером от 1 до 15—20 м в длину отмечается в приконтактной части. В промежутках между глыбами и под ними наблюдается отчетливая мелкая «псевдоскладчатость» — результат смятия мягкого осадка при падении в него глыб.

Таким образом, строение горизонта и характер его взаимоотношений с окружающей флишевой толщей не оставляет сомнений в его обвально-оползневом происхождении. Такие горизонты образовались, скорее всего, в результате крупных обвалов и оползней с крутых морских берегов. Обвалам и оползням в значительной степени, возможно, содействовали сильные землетрясения.

Наряду с горизонтами обвально-оползневой природы среди флишевой толщи верхнего палеозоя верховьев р. Каравшин в большом количестве встречаются

ся изолированные блоки массивных известняков и доломитов девонского и каменноугольного возраста. Размеры этих блоков колеблются от 2—3 м до нескольких километров в длину. Не исключена возможность, что часть этих экзотических утесов, особенно наиболее крупные из них, тектонического происхождения, но основная их масса, несомненно, произошла в результате древних обвалов и подводных оползней. В этом нас убеждает характер соотношений утесов с вмещающими породами и их относительно равномерное распределение по всей толще.

Контакты утесов с вмещающими породами обычно резкие, сильно изломаны и зазубрены (фиг. 2). Отдельные утесы вмяты в более мягкие флишевые осадки, которые отчетливо обтекают все неровности подошвы утесов. Доломиты и известняки, слагающие утесы, обычно сильно раздроблены и чаще всего не имеют слонистости. Однако иногда в них можно наблюдать сложную мелкую складчатость, совершенно не связанную с деформациями окружающих пород (фиг. 3).

Крупные карбонатные отторженцы обычно сопровождаются мелкими глыбами и обломками от 5 см до 5 м в длину. Иногда они образуют большие скопления вокруг утесов, создавая впечатления огромного обвала. Эти включения не несут никаких следов окатанности; их очертания резко угловатые и неправильные.

Исходя из вышеизложенного можно сделать вывод, что образование флишевой толщи описываемого района сопровождалось грандиозными обвалами и подводными оползнями, которые обычно не принимались в расчет геологами. Однако недооценка обвально-оползневых явлений может привести к большим ошибкам.

Ин-т геологии
АН ТаджССР
г. Душанбе

Дата поступления
10.1.1964

МЕТОДИКА

УДК 552.122 : 551.311.6

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТЕПЕНИ ИЗМЕНЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

О. А. ЧЕРНИКОВ

Известно, что в большинстве случаев вторичные изменения, отражающиеся на структуре обломочных пород, оказывают отрицательное влияние на их коллекторские свойства. Однако эту зависимость количественно и тем более графически выразить не представлялось возможным. Это происходило потому, что степень преобразования обломочных пород нельзя было выразить математически.

Настоящее сообщение посвящено изложению результатов работы, в которой мы попытались степень измененности обломочных пород выразить математически.

Исследования А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1961) позволили авторам в сложном и длительном процессе вторичного преобразования обломочных пород выделить три основные стадии и второстепенные этапы — диагенез, начальный и глубинный эпигенез, ранний и поздний метагенез. Каждая из этих стадий и этапов преобразования характеризуется определенными вторичными изменениями структуры обломочных пород. Причем структурные преобразования являются одним из наиболее важных критериев для отнесения изменения породы к той или иной стадии.

Так, авторы отмечают, что для диагенеза и начального эпигенеза характерно сохранение обломочной структуры песчано-алевритовых пород. Глубинный эпигенез, происходящий в основном под действием давления вышележащих толщ или тектонических напряжений, выражается, например, в кварцевых песчаниках появлением конформно-регенерационных структур. В геосинклинальных областях при увеличении напряжений, испытываемых породами, наступает следующая стадия преобразования — метагенез: она характеризуется развитием бластовых структур.

Дж. Тейлор (Taylor, 1950), изучая изменение пористости кварцевых песчаников платформенных областей Вайоминга в зависимости от глубины их залегания, отмечает, что при увеличении давления изменяются типы контактов между зернами. Ею выделяются точечные, линейные, выпукло-вогнутые и сутуровые контакты между зернами.

Если сравнить эти разновидности контактов со схемой структурных преобразований обломочных пород А. В. Копелиовича и др. (1961), видно, что первые два типа контактов характерны для песчаников, прошедших две первые стадии преобразования (диагенез и начальный эпигенез); в таких песчаниках сохраняется обломочная структура. Третий и четвертый типы контактов соответствуют конформно-регенерационным структурам обломочных пород платформенных областей — стадии глубинного эпигенеза.

Следовательно, различные типы контактов между зернами песчано-алевритовых пород отражают степень их вторичного преобразования, относящуюся к той или иной стадии.

Для определения степени изменчивости песчаников Тейлор (Taylor, 1950) предлагает подсчитывать количество различных видов контактов между зернами в единице объема породы. Однако эта методика весьма трудоемка и субъективна.

Так как основным фактором, определяющим степень измененности обломочной породы является давление, то естественно, что большей нагрузке порода стремится противопоставить большую площадь контактов между зернами. В шлифе это будет выражаться большей протяженностью границ между зернами.

Если сравнивать типы контактов между зернами, то бросается в глаза их различная протяженность, которая увеличивается от точечных контактов к сутуровым.

Так как типы контактов отражают различные степени измененности обломочных пород, то, следовательно, степень измененности пород можно оценивать протяженностью контактов между зернами. За единицу этой характеристики принята удельная протяженность контактов, т. е. длина контактов между зернами в единице площади.

Для определения величины удельной протяженности контактов между зернами был применен метод случайных секущих С. А. Салтыкова (1958), позволяющий определять ее по формуле:

$$\Sigma L = \frac{\pi}{2} \cdot n = 1,571 \cdot n, \quad (1)$$

где ΣL — суммарная протяженность контактов в единице площади шлифа; n — количество пересечений контактов, приходящееся на единицу длины линейки окуляр-микрометра.

В основу этого метода положено решение задачи Бюффона «об игле» из теории вероятностей. Суть его состоит в том, что вероятность пересечения иглой или другим каким-либо жестким контуром линий, нанесенных на плоскости при неоднократном бросании иглы, выражается формулой:

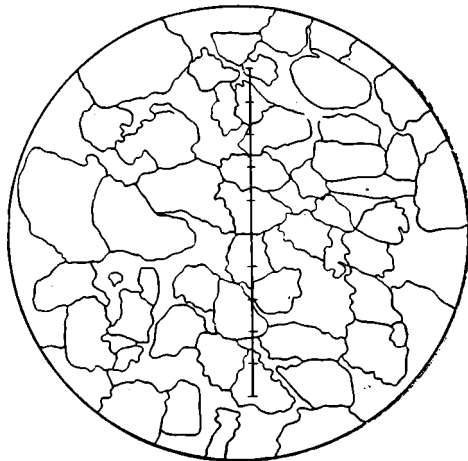
$$pt = M = \frac{2l}{\pi a} t, \quad (2)$$

где p — вероятность пересечения иглой линий, нанесенных на плоскости; t — общее количество бросаний иглы; M — количество пересечений иглой линий, нанесенных на плоскости; l — длина иглы или любого другого жесткого контура; a — расстояние между линиями, нанесенными на плоскости; $\frac{1}{a}$ — суммарная протяженность линий, нанесенных на плоскости в единице площади (ΣL). Отсюда:

$$\frac{1}{a} = \Sigma L = \frac{M}{lt} \cdot 1,571 = 1,571 \cdot n. \quad (3)$$

Конечный результат зависит только от количества бросаний и длины иглы.

Определение производится следующим образом: шлиф просматривают через окуляр-микрометр, и в каждом поле зрения подсчитывают количество контактов между зернами, пересекаемых линейкой. Зная длину линейки окуляра и количество просмотренных полей зрения, находят суммарную протяженность секущих линий. Затем делят суммарное число точек пересечения контактов зерен, подсчитанное во всех полях зрения, на величину протяженности секущих и получают среднее число пересечений на единицу длины секущей (микрометричной) линейки. Далее по формуле (1) определяют удельную протяженность контактов между зернами. На фиг. 1 приведен

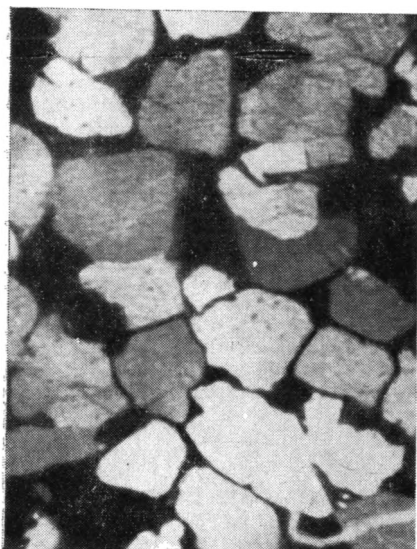


Фиг. 1. Схема подсчета контактов

ΣL для кварцевых песчаников различной степени измененности

Этапы преобразования пород в платформенных условиях	Преобладающие типы контактов между зернами	Удельная протяженность контактов между зернами песчаников*, мм/мм ²	
		мелкозернистые	средне-зернистые
Диagenез	Точечные	до 3	до 2
Начальный эпигенез	Механического приспособления, точечные	до 10	до 7
Глубинный эпигенез	Линейные и выпукло-вогнутые (конформные)	до 15	до 10—11
	Выпукло-вогнутые (конформные) и сутуровые	>15	>11

* Величины удельной протяженности приведены по данным 50 образцов кварцевых песчаников. Эти значения необходимо уточнять на большем количестве материала, однако порядок величин останется тем же.



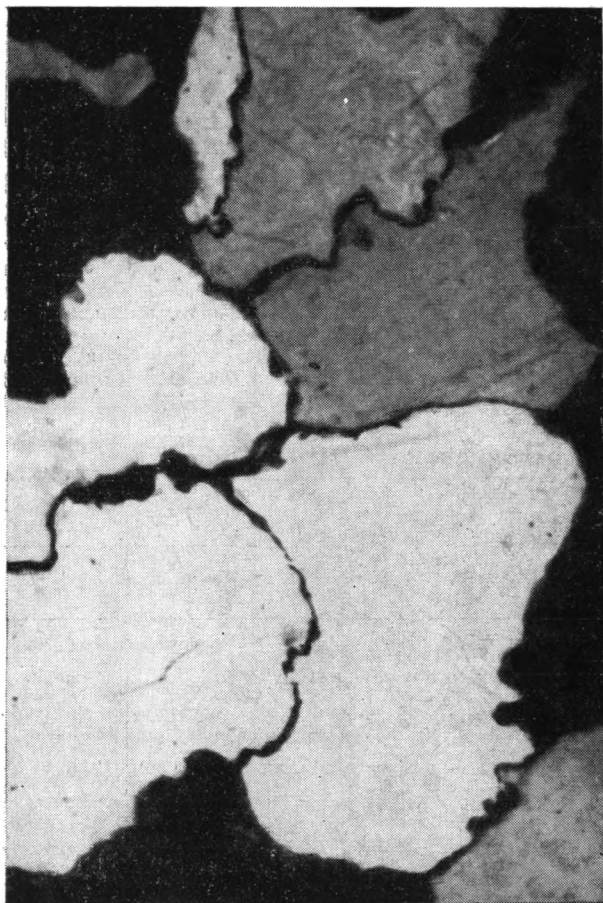
Фиг. 2а. Кварцевый песчаник, начальный эпигенез

Обр. 172, скв. 1172, Туймазы гл. 1597—1601 м. Контакты линейные и точечные. Николи+, увел. 160. $\Sigma L = 7,80 \text{ мм/мм}^2$



Фиг. 2б. Кварцевый песчаник, средняя зона глубинного эпигенеза. Сердобская скв. 1—Р

Обр. 31/56, из коллекции В. Д. Шутова. Николи+, увел. 160. Контакты выпукло-вогнутые и линейные. $\Sigma L = 11,028 \text{ мм/мм}^2$



Фиг. 2в. Кварцевый песчаник, нижняя зона глубинного эпигенеза. Сердобская скв. 1—Р

Обр. 11/50, из коллекции В. Д. Шутова. Николи+, увел. 200. Контакты сутуроподобные. $\Sigma L = 12,07 \text{ мм/мм}^2$

на схема подсчета. В случае совпадения линейки окуляра с контактом между зернами его следует считать за единицу.

Чтобы избежать влияния других факторов на степень измененности обломочных пород и для большей наглядности, возьмем чисто кварцевые песчаники с близким механическим составом, лишенные цемента. Образцы подобраны так, что они иллюстрируют все этапы преобразования обломочных пород — от слабосцементированного песчаника, прошедшего диагенетическую стадию преобразования, до песчаников из нижней зоны глубинного эпигенеза (фиг. 2а, 2б, 2в). Результаты подсчета сведены в таблицу.

Отметим здесь, что речь идет о породах массивной текстуры, т. е. об изотропных системах.

Из величины удельной протяженности контактов между зернами, приведенных в таблице, следует, что механический состав песчаников оказывает и значительное влияние на величину протяженности контактов. Это понятно, так как на единицу площади зерен мелкозернистого песчаника будет приходиться больше, чем среднезернистого.

Угол наклона плоскости шлифа к плоскости напластования песчаников массивной текстуры на величину удельной протяженности контактов не оказывает никакого влияния. Это видно из приводимых ниже данных удельной протяженности контактов одного и того же песчаника, шлифы из которого притавливались параллельно и перпендикулярно напластованию: обр. 317 — параллельно напластованию $\Sigma L = 7,808 \text{ мм/мм}^2$; обр. 317 — перпендикулярно напластованию $\Sigma L = 7,022 \text{ мм/мм}^2$; обр. 28 — параллельно напластованию $\Sigma L = 15,58 \text{ мм/мм}^2$; обр. 28 — перпендикулярно напластованию $\Sigma L = 15,38 \text{ мм/мм}^2$.

На величину удельной протяженности контактов между зернами песчаников оказывает влияние вещественный состав пород. Так, мелкозернистые песчаники аркозового состава, относящиеся к эпигенетической и метабетической стадиям преобразования, обладают величинами удельной протяженности, значительно превышающими эти величины у чисто кварцевых песчаников, показанных в таблице. Например

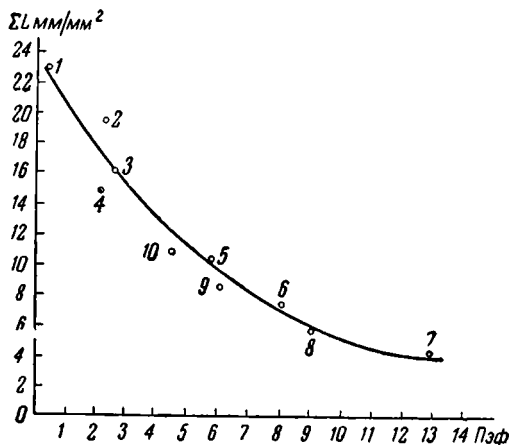
обр. 902/53 (P_2^2) $\Sigma L = 9,78 \text{ мм/мм}^2$; обр. 443 (P_1^1) $\Sigma L = \text{мм/мм}^2$.

Таким образом, на величину удельной протяженности контактов между зернами обломочных пород, которая определяет степень их преобразования, оказывает влияние гранулометрический и минеральный состав песчаников и алевролитов. Однако эти факторы для каждого конкретного случая могут быть учтены. В частности, легко найти коэффициент, который позволил бы сравнивать удельную протяженность контактов между зернами обломочных пород разного механического состава.

Мы применили изложенную выше методику для определения зависимости емкостных свойств пород (эффективной пористости $P_{эф}$) от степени измененности (уплотненности) некоторых пород-коллекторов Саратовского и Куйбышевского Поволжья, а также Ухты.

Песчаники доживетского, живетского, франского возраста сел Боровки, Елшанки, Зольного оврага и девонские песчаники Ухты характеризуются почти чисто кварцевым составом обломочной части, отсутствием или незначительным содержанием цемента и близким гранулометрическим составом.

Величина эффективной пористости этих песчаников находится в обратной зависимости от удельной протяженности контактов между зернами и выражается кривой, приведенной на фиг. 3. Эта кривая не претендует на законченность, так как построена на ограниченном количестве образцов, однако и эти данные позволяют судить о характере зависимости.



Фиг. 3. График зависимости эффективной пористости от величины удельной протяженности контактов между зернами мелкозернистых кварцевых песчаников

1 — Боровка, скв. 8, гл. 2264—2273 м; 2 — Боровка, скв. 8, обр. 2, гл. 2203—2203,3 м; 3 — Боровка, скв. 3, гл. 1970—1975 м; 4 — Елшанка, скв. 27, обр. 15, гл. 2093—2098 м; 5 — Елшанка, скв. 27, обр. 20, гл. 2133—2138 м; 6 — Зольный овраг, скв. 45, гл. 1734—1741 м; 7 — Ухта, скв. 42, ул. 164, 5—168, 5 м; 8 — Елшанка, скв. 27, гл. 2113—2118 м; 9 — Елшанка, скв. 27, гл. 2193—2197 м; 10 — Зольный овраг, скв. 41, гл. 1704—1708 м

ЛИТЕРАТУРА

- Копеллович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.
- Салтыков С. А. Стереометрическая металлография. Металлургиздат, 1958.
- Taylor I. Pore-space reduction in sandstones Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 34, № 4, 1950.

Институт геологии и разработки
горючих ископаемых
г. Москва

Дата поступления
5.IV.1963

УДК 553.494.2 : 551.76 + 551.77

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДИКИ Л. Б. РУХИНА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ТИТАНОНОСНЫХ ПЕСКОВ

Б. Н. СОКОЛОВ

Рассматриваемая методика гранулометрического анализа была предложена Л. Б. Рухиным еще в 1947 г. Однако, несмотря на оригинальность и новизну метода математического выражения условий накопления осадков, до настоящего времени она не нашла широкого применения в геологической практике.

Как известно, методика была разработана на основе данных всего 530 гранулометрических анализов современных песков различного генезиса.

В критической статье на работу Л. Б. Рухина Н. М. Страхов (1948) считает, что этого материала недостаточно и методика нуждается в более фундаментальном обосновании. В связи с результатами исследований, излагаемых в настоящей статье, уместно привести весьма важное, высказанное в свое время предостережение Н. М. Страхова: «Мне кажется, что Л. Б. Рухин... слишком рано пропагандирует этот свой пока еще не существующий метод. В этом последнем обстоятельстве кроется существенная объективная опасность, ибо некритическое применение «метода Л. Б. Рухина» к ископаемым объектам не может не породить серию ненужных превратных представлений».

Этот метод был применен при изучении титаносодержащих песков некоторых районов СССР (Момджи, 1960).

Как известно, наиболее крупные россыпные месторождения титана почти всегда связаны с песчаными осадками формаций кор химического выветривания¹. Кроме титановых минералов (ильменита, лейкоксена, рутила), здесь накапливаются циркон, монацит и др.

Продуктивные отложения и сами россыпи обычно представлены каолино-кварцевыми песками, практически лишенными нестойких к химическому выветриванию минералов. Они всегда имеют тонкую равномерную зернистость и постоянную глинистость (10—30%). По классификации Л. Б. Рухина такие пески характеризуются кривыми первого и в меньшей степени второго типов. На генетической диаграмме их поля иллюстрируются фиг. 1², из которой видно, что они располагаются в области речных, дольных осадков и «зоны недоверности», вдоль некоторой почти прямой линии.

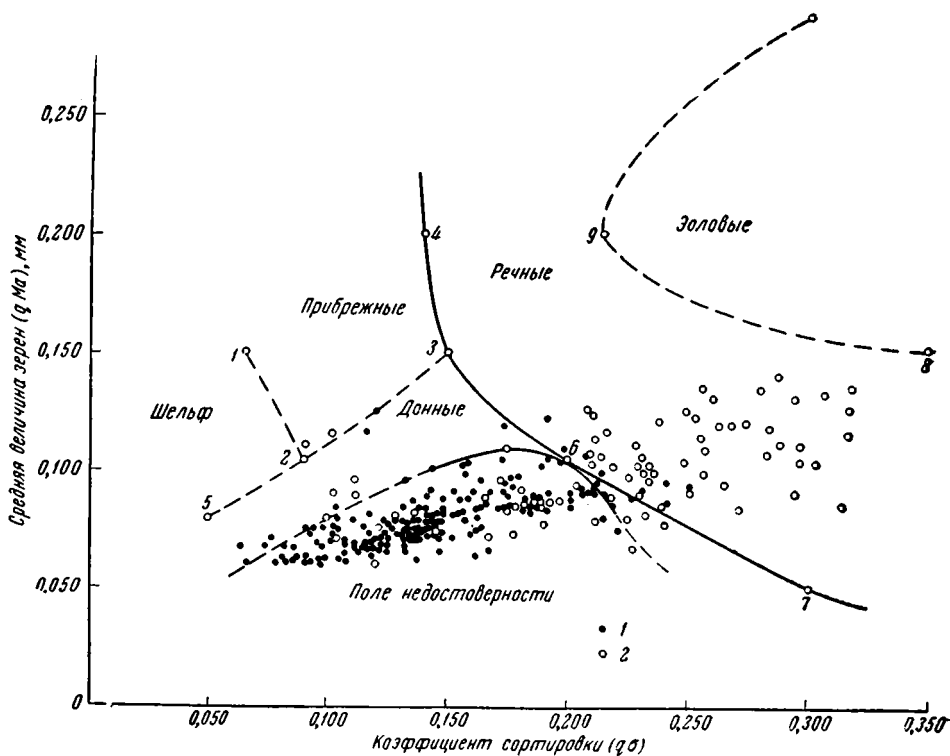
Рассматривая поле песков, характеризующееся кривой первого типа, Л. Б. Рухин указывал, что линейная вытянутость его является весьма важным обстоятельством, «так как оно свидетельствует о наличии у песков этого типа функциональной зависимости (почти прямолинейной) между величинами гранулометрических коэффициентов. Поэтому в данном случае бесполезно пытаться делать какие-либо выводы из характера группировки точек на генетической диаграмме, так как эта группировка является в данном случае предопределенной и не зависит от условий отложения песков».

В работе Л. Б. Рухина поля песков с кривыми первого и второго типов рассматриваются раздельно. Их совмещение на одной диаграмме лишь иллюстрирует правильность замечания Н. М. Страхова о тождестве полей песков, характеризующихся кривыми обоих типов.

Таким образом, сам автор диаграммы указывал на непригодность полей песков с кривыми первого (а следовательно, и второго) типа для интерпретации условий накопления осадков.

¹ Понятие «формация коры выветривания» употребляется по В. П. Казаринову (1958). Оно объединяет как остаточные, так и переотложенные продукты химического выветривания.

² Приведены в совмещенном виде по первоисточнику (Рухин, 1947).



Фиг. 1. Генетическая диаграмма Л. Б. Рухина (1947)

1 — пески с первым пиком кривых; 2 — пески со вторым пиком кривых

С момента экспериментального применения методики для исследования титаноносных мезозойско-кайнозойских песков накопился значительный материал (свыше 2000 анализов). На диаграмме (фиг. 2) приведена лишь часть из них, причем, кроме советских материалов, использованы также данные по морским россыпям Индии и Бразилии.

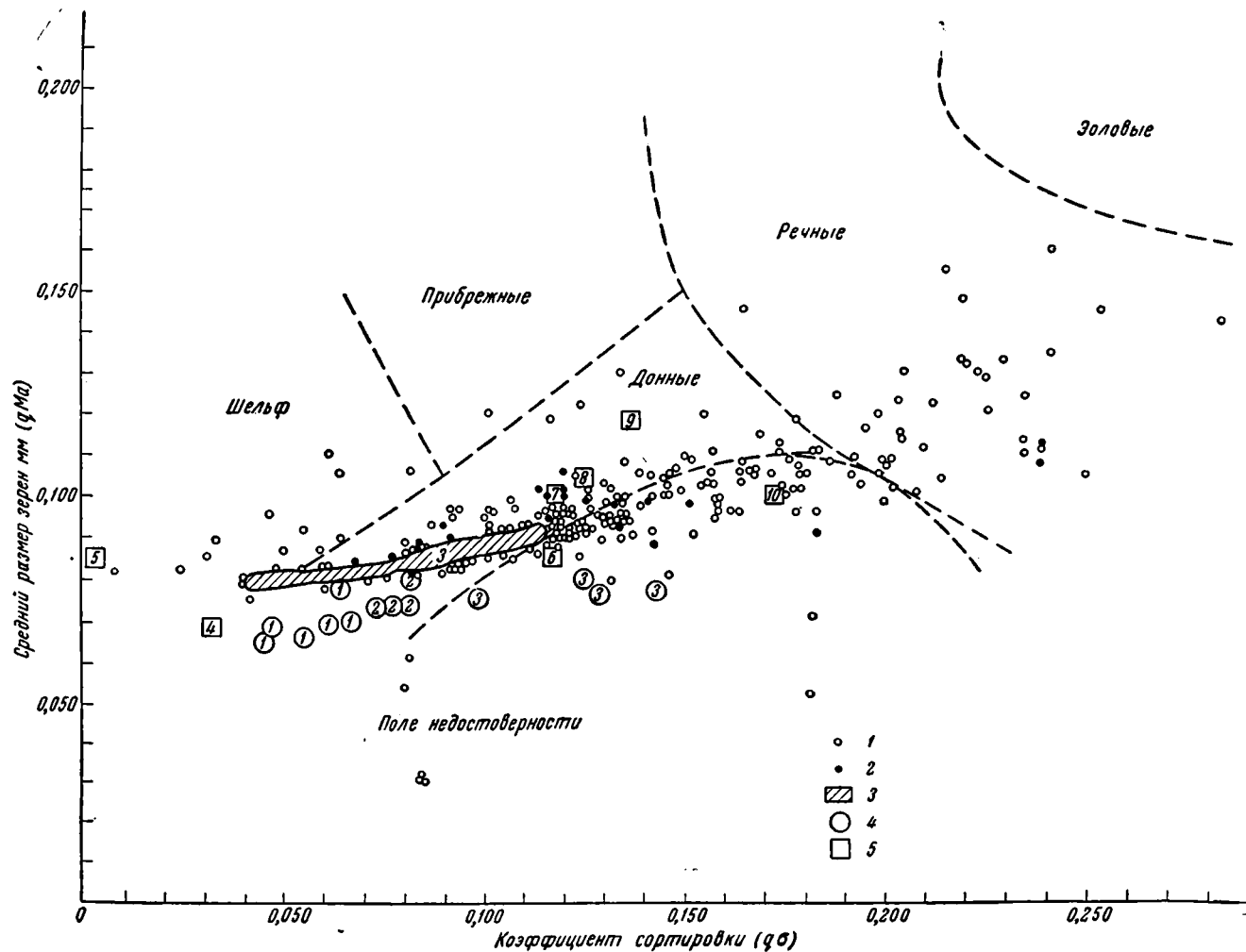
Как видно из фиг. 2, точки титаноносных песков, располагаясь в пределах полей, изображенных на фиг. 1, образуют более четкую прямую линию и функциональная зависимость между гранулометрическими коэффициентами проявляется здесь несравненно отчетливее, чем на фиг. 1. Наиболее резко она выражена у песков с повышенной концентрацией рудных минералов.

Отметим, что совершенно то же положение на диаграмме занимают пески, связанные с корами химического выветривания целого ряда других провинций (Амуро-Зейская депрессия, Иркутский бассейн, Европейская часть СССР и др.), результаты анализов по которым не использованы в наших построениях. Все упомянутые отложения являются континентальными, лишь некоторые исследователи высказывают мнения о морском происхождении осадков кузовской свиты Западной Сибири.

На фиг. 2 нанесены гранулометрические характеристики рудных концентратов ряда месторождений. Несмотря на некоторое смещение точек по вертикали, они располагаются в той же части диаграммы, обнаруживая ту же функциональную зависимость между коэффициентами. Обратим внимание на то, что в пределах этого поля размещаются точки, принадлежащие как погребенным континентальным, так и современным прибрежно-морским россыпям. Наблюдается лишь существенное увеличение значений коэффициентов для концентратов морских россыпей Индии, Бразилии и месторождений юга Европейской части СССР.

Естественно, что условия накопления различных по генезису и разобщенных территориально титаноносных песков, представленных на фиг. 2, не могли быть одинаковыми, а наоборот, должны представлять всю гамму условий, предусмотренную генетической диаграммой (пляжевые, донные, аллювиальные и т. п.).

Следовательно, тонкая и однородная зернистость их объясняется не условиями накопления и сортировки осадков, а значения коэффициентов средней величины зерен (Ma) и «коэффициента сортировки» (So) являются взаимосвязанными функциями другого процесса.



Фиг. 2. Расположение продуктивных титаноносных песков Зауралья, Тургайского прогиба, Северного Казахстана и Западной Сибири на генетической диаграмме Л. Б. Рухина (по данным 485 анализов Г. С. Момджи, Б. Н. Соколова, Л. С. Кузнецовой, С. Н. Калужной К. С. Акоповой)

Содержание тяжелой фракции: 1 — до 1%; 2 — свыше 1%; 3 — поле точек с преобладанием содержания тяжелой фракции свыше 1%; 4 — рудные концентраты месторождений Западной Сибири: 1 — цирконовый, 2 — ильменитовый, 3 — лейкоксеновый; 5 — ильменитовые концентраты других месторождений: 4 — Восточное Зауралье, 5 — Сев. Каролина, 6 — Флорида, 7 — юг Европ. части СССР, 8 — Бразилия, 9 — Индия, 10 — Мак Интайр.

Единой и общей чертой для всех рассматриваемых отложений, как упоминалось, является их непосредственная связь с корами химического выветривания.

Территориально россыпные месторождения титана обычно приурочены к районам регионального развития кор химического выветривания, в которых, благодаря определенным палеофизико-географическим и тектоническим условиям, процессы химического выветривания господствовали на протяжении целых геологических эпох и периодов. Эти процессы не могли быть кратковременными, чем и объясняется интенсивность переработки материнских пород; нестойкие минералы уничтожались, а конечные продукты практически состоят из кварца, каолина и устойчивых аксессуаров. В растворах мигрировали даже такие элементы, как кремний и титан.

В процессе выветривания дезинтегрировались не только минеральные агрегаты, но и мономинеральный материал исходных пород, в том числе и кварц, который составляет основную массу титаноносных песков. Кварцевые зерна и особенно частицы алевритовой размерности, как правило, не несут следов окатанности. Под микроскопом они имеют неровные края, образуют остроугольные и занозистые формы, в них отчетливо видны трещины и следы коррозии. В составе песков континентального происхождения можно наблюдать крупные реликтовые обломки коренных пород полностью выветрелых и дезинтегрированных.

Таким образом, очевидно, что гранулометрический состав рассматриваемых осадков определяется не колебательными или поступательными движениями водной среды (наличие которой, кстати, при доминировании субаэральной среды совсем не обязательно), а длительностью и в конечном счете интенсивностью химического выветривания. Именно этот процесс и обуславливает прямую зависимость между тонкостью и однородностью зернового состава и исключительную в этом отношении однородность титаноносных песков различных месторождений и формаций кор химического выветривания.

На рассматриваемой диаграмме (фиг. 2) поля точек рудных концентратов континентальных россыпей и рудоносных песков располагаются параллельно, причем рудные минералы имеют меньшую размерность, чем зерна породообразующего кварца, что, очевидно, связано с различной величиной исходного материала. Минералы-аксессуары исходных пород обычно имеют алевритовую размерность, которую они сохраняют и в россыпях; так, например, циркон, как правило, сохраняет свой первоначальный габитус. Исходный материал кварца несравненно крупнее и разнообразнее по размерам. Если бы химическое выветривание не было определяющим условием, а накопление россыпей определялось характером водной среды, мы не имели бы такой «идеальной сортировки» титаноносных песков не только в различных разобщенных между собой геологических провинциях, но и в пределах каждой из них.

Между тем при изучении гранулометрического состава песков отдельных провинций устанавливается, что эпохи развития химического выветривания не только определяли гранулометрический состав отложений, принадлежащих самой формации, но и накладывали отпечаток на все последующие рыхлые отложения.

На фиг. 3 приведена генетическая диаграмма песчаных отложений района одного из месторождений Западной Сибири. На ней нанесены результаты ситовых анализов песчаных образований коры выветривания палеозоя, дорудных отложений от апта до турона, продуктивных отложений (дат — эоцен?) и всех последующих — от верхнего эоцена до современных. Гранулометрические коэффициенты всех отложений, независимо от условий их накопления и возраста, близки между собой.

С наименьшей отчетливостью здесь устанавливается и прямолинейная функциональная зависимость коэффициентов. В пределах одной и той же зоны располагаются точки, принадлежащие коре выветривания сланцев и песчаников прибрежно-морского генезиса, дорудных, преимущественно аллювиально-лагунных и пострудных аллювиальных песчаных осадков, а также песков самого рудного горизонта. При всей пестроте условий накопления осадков выделить здесь какие-либо зоны или поля на генетической диаграмме не представляется возможным.

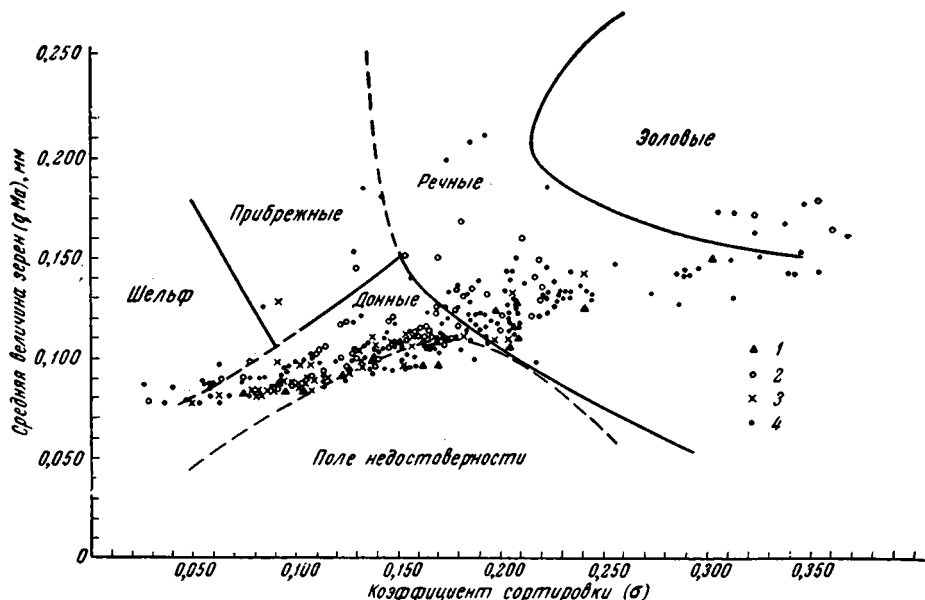
Следует обратить внимание, что точки, принадлежащие песчаным образованиям коры выветривания палеозойских пород, дают почти прямую линию, как бы образующую основание полей всех последующих рыхлых осадков.

Таким образом, при рассмотрении и третьей диаграммы мы приходим к тому же очевидному выводу, что зерновой состав песчаных осадков в данном случае не определяется наличием или отсутствием колебательных или поступательных движений водной среды (во всяком случае в пределах «чувствительности» рассматриваемой методики). И наоборот, отмечается отчетливая унаследованность гранулометрического состава образований коры выветривания всеми последующими рыхлыми осадками.

Все вышесказанное не оставляет сомнения в том, что генетическая диаграмма Л. Б. Рухина не применима для каких-либо выводов об условиях накопления титаноносных песков, связанных с образованием кор химического выветривания, что полностью согласуется с выводами самого автора методики.

Опасность получения превратных выводов при некритическом применении генетической диаграммы, о чем предупреждал Н. М. Страхов, можно иллюстрировать следующим.

Если процесс образования россыпей в рассмотренных нами примерах не определяется условиями водной среды и даже самим ее существованием, то, следовательно, накопление рудных минералов в первую очередь обуславливается рудоносностью продуктов химического выветривания или, в конечном счете, концентрацией этих минералов в исходных породах.



Фиг. 3. Генетическая диаграмма песков одного из районов Западной Сибири

1 — кора выветривания песчано-сланцевых отложений палеозоя; 2 — дорудные отложения кийской и симоновской свит (Cr_{1-2}); 3 — пески рудного горизонта ($Cr_2 - Pg$); 4 — послерудные отложения (от Pg_1^3 до Q)

И. И. Малышев (1957), говоря о процессе образования россыпей, указывает: «Первая стадия обогащения устойчивыми минералами заключается в том, что при образовании коры химического выветривания на породах, содержащих титановые минералы... происходит ее обогащение этими минералами вследствие разрушения огромных масс неустойчивых минералов». И далее: «Иногда уже эта стадия обогащения приводит к образованию крупных промышленных элювиальных месторождений титана (месторождения коры выветривания)».

К сожалению, это очевидное положение нередко забывается. В практике сложилась совершенно определенная тенденция подтягивания наиболее крупных россыпных месторождений титана к типу морских россыпей, считающихся наиболее перспективными. Для этой цели как нельзя лучше и годится механическое применение генетической диаграммы Л. Б. Рухина, ибо все пески месторождений, связанных с корами химического выветривания, неизменно ложатся в поле «донных песков».

Нет необходимости говорить о последствиях неправильного понимания генезиса месторождений, так как условия формирования определяют решение важнейших практических вопросов, таких, как разработка основных поисковых критериев, направление поисковых работ данного типа россыпей и т. д. Так, например, два различных взгляда на генезис отложений приводят к диаметрально противоположным направлениям дальнейших поисков известного типа месторождений. Мало того, это ведет к общей недооценке перспективности континентальных россыпей, связанных с корой химического выветривания, которые с каждым годом приобретают все большее значение в балансе сырьевых ресурсов титана и циркония.

ЛИТЕРАТУРА

- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Госгиптехиздат, 1958.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. В сб. «Закономерности размещ. полезн. ископ.», т. IV «Россыпи». Госгортехиздат, 1960.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. ЛГУ, 1947.
- Страхов Н. М. О гранулометрическом методе изучения песков проф. Л. Б. Рухина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948.

Батуобинская экспедиция
Якутского геологического управления
г. Мирный

Дата поступления
15.X.1963

УДК 553.32

**ЗНАЧЕНИЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОГО РАЗДЕЛЕНИЯ
МАРГАНЦЕВЫХ КАРБОНАТНЫХ РУД ПО УДЕЛЬНОМУ ВЕСУ
ПРИ ТЕРМИЧЕСКОМ ОПРЕДЕЛЕНИИ ИХ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА**

Д. А. ВИТАЛЬ, Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ

В задачу настоящей работы, в отличие от предыдущей (Штеренберг, Виталь, 1963), входило изучение поведения искусственных смесей чистых карбонатов, являющихся компонентами марганцевых карбонатных руд, а также большее обоснование и более полная оценка эффективности предварительного разделения руд на фракции. Помимо небольшого количества исследованных ранее образцов уральских руд, более широко было поставлено изучение марганцевых карбонатных руд месторождениях Грузии (Чиатуры, Шкмери, Колоси-Блаше, Чхари-Аджамети).

Как известно, природные карбонаты, главным образом конкреции и руды железа и марганца, имеют сложный минеральный состав карбонатов Са, Mg, Fe и Mn в различных соотношениях.

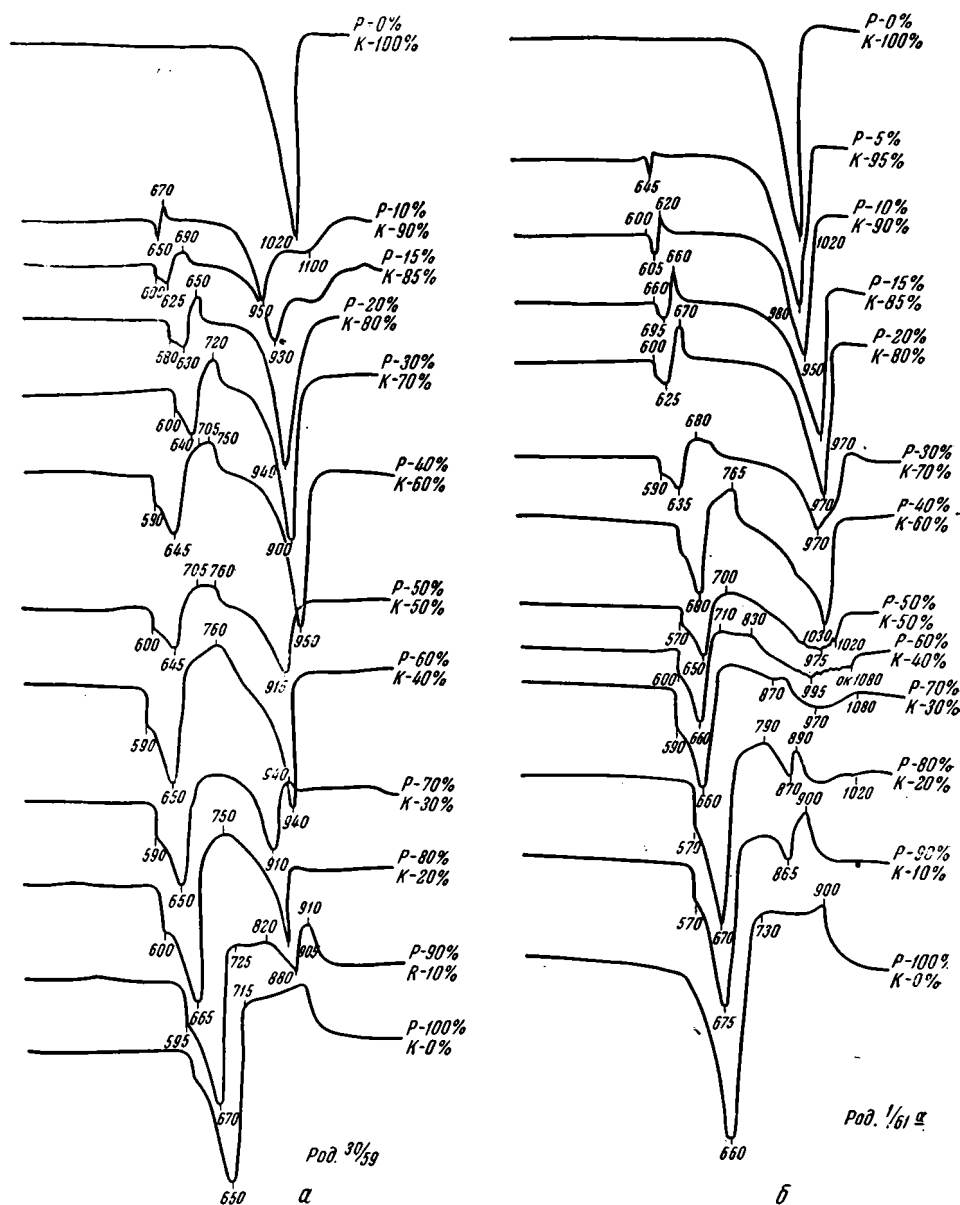
Обычно это тонкодисперсные образования, нередко имеющие величину зерен меньше микрона и потому трудно определяемые оптическим путем. Химический анализ также указывает лишь элементарный состав. Термический анализ нередко дает настолько сложные кривые, что расшифровать их не всегда возможно.

Так, например, изучение искусственных смесей анкерита с кальцитом или с доломитом показало, что типичная анкеритовая кривая с тремя эндотермическими остановками может быть получена лишь при большом содержании анкерита (Виталь, 1962).

Было отмечено также, что некоторые карбонаты ведут себя различно в присутствии разных компонентов: один и тот же минерал, например родохрозит, легче обнаруживается в смеси с кальцитом, чем с доломитом (Виталь, 1962). Некоторые смеси дают также осложнение кривых, которое нельзя объяснить лишь наложением термоэффектов нескольких компонентов. Нередко одни минералы искажают кривые других минералов. Из таких фактов можно отметить подмеченное А. И. Цветковым (1958) воздействие небольших примесей пирита, искажающего кривые анкерита иногда до полного исчезновения первой эндотермической остановки.

Продолжая эти работы, мы задались целью показать, каким образом можно легче подойти к термическому определению минерального состава марганцевых карбонатных руд.

Поэтому предварительно нами были поставлены опыты изучения термическим путем искусственных смесей чистых компонентов этих руд — родохрита и кальцита (родохрозит был использован розовый, крупнокристаллический — из Джидинского месторождения, а кальцит — исландский шпат из месторождений Сибири). При этом были получены любопытные результаты: разные образцы родохрита вели себя по-разному; сами они давали типичную нормальную кривую родохрита, но оказывали искажающее влияние на кальцитовую кривую. Так, один из образцов родохрита в малых количествах (10—15%) в смеси с кальцитом дает небольшую, но нормальную кривую родохрита с эндотермическим пиком выделения CO_2 около 600° и экзотермическим — окисления Mn около 650° . Кривая же кальцита при этом довольно сильно искажается: растягивается по времени и температуре от 900° с лишним градусов до 1000° с лишним. Она укорачивается по амплитуде и нередко осложняется несколькими



Фиг. 1. Кривые нагревания смесей родохрозитов и кальцита

зубцами. При увеличении содержания родохрозита в смеси это явление исчезает и мы имеем раздельно нормальные кривые родохрозита и кальцита (фиг. 1, а).

Другие образцы родохрозита не искажают кальцитовую кривую, когда их мало в смеси, но, наоборот, искажают ее при их содержании около 60—70% (фиг. 1, б).

Почему эти явления имеют место и почему одни образцы родохрозита влияют на кальцитовую кривую в малых количествах, а другие в больших — пока не совсем ясно.

На некоторых кривых, приведенных в работе В. И. Грязнова (1956), также можно подметить искажение кальцитовых кривых на термограммах марганцевых карбонатных руд, которое он объясняет разложением манганокальцита с различным содержанием

марганца в несколько этапов. Подобное объяснение не подходит для наших смесей, в которых в основном имеются лишь родохрозит и кальцит. По-видимому, это зависит от каких-либо примесей и, возможно, связано с промежуточными реакциями в твердой фазе, которые влияют на характер окисления марганца.

Таблица 1

Спектральный анализ родохрозитов

Элемент	Обр. № 30/59	Обр. № 1/61a
Ni	0,03	0,03
Zn	0,01	0,01
Cu	0,0001	0,0001
Sn	0,001	0,001
Ti	Сл.	Сл.
Mn	>1%	>1%
Pb	0,003	0,003
Ca	0,3—1,0	0,3—1,0
Co, Zr, Ag, Sc, Cd, La, J, Ce, V, Mo, Ba, Bi, Jn, Ge, Ga, W, Nb, Sb, As, Hf, Tl, Ta, Cr, Be, Ba, Re, Rh, Th, U		

Таблица 2

Химический анализ родохрозитов

Состав	Обр. № 30/59	Обр. № 1/61a
Fe ₂ O ₃	2,90	1,70
FeO	2,25	1,53
MnO	53,55	55,28
CaO	2,50	0,83
MgO	2,10	1,96
CO ₂	36,92	37,80
SiO ₂	1,82	1,32
Al ₂ O ₃	0,79	1,50
В пересчете на Σ карбонатов		
MnCO ₃	86,77	89,58
FeCO ₃	3,63	2,47
CaCO ₃	4,46	1,48
MgCO ₃	3,33	3,78

В первом нашем случае можно предположить, что при окислении разложившегося карбоната марганца образуются промежуточные продукты неполного окисления, которые в среде карбоната кальция не окисляются дальше, а когда последний частично уже разложится, создаются более благоприятные условия их преобразования. При этом они задерживают дальнейшее разложение кальцита и осаждают его кривую.

Произведенное изучение потери веса показало, что углекислота кальцита выделяется полностью, и процесс лишь замедляется по времени и растягивается по температуре.

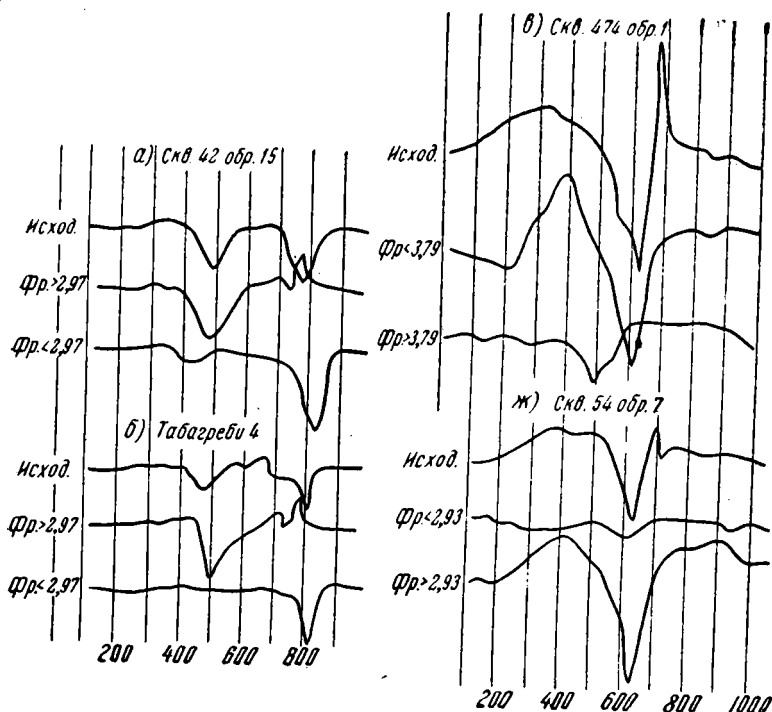
Таблица 3

Химический анализ марганцевых и карбонатных руд

Состав		Местонахождение и № образца					
		кавказские руды				уральские руды	
		Колоси-Блаше скв. 42, обр. 15		Чнагуры-Табагреби обр. 4		скв. 54, обр. 7	скв. 474, обр. 1
		фр. <3,00	фр. >3,00	фр. <3,00	фр. >3,00		
Пересчет на карбонат. минер.	MnO	9,72	5,73	14,40	3,69	33,05	18,45
	Al ₂ O ₃	0,39	0,75	0,24	0	1,02	1,86
	Fe ₂ O ₃	0,23	0,11	0,47	0	0,35	2,21
	FeO	0,16	0,18	0,45	0,54	8,42	17,55
	MnO	8,94	37,60	12,18	42,20	30,62	18,92
	MnO ₂	0,23	0	0	0	0	0
	CaO	38,39	10,69	29,89	9,95	4,14	5,94
	MgO	0,60	4,38	0,81	0,95	1,45	2,13
	CO ₂	37,06	36,30	32,00	34,92	25,60	26,00
	С _{орг}	0,11	0,12	0,29	0,10	0,08	0,16
	Сумма	95,34	95,74	91,28	92,42	98,73	93,95
	MnCO ₃	14,48	61,00	19,77	67,16	49,61	30,66
Пересчет на Σ карбонатов	FeCO ₃	0	9,47	0,72	0,95	3,90	28,30
	CaCO ₃	68,60	19,09	53,09	17,77	7,39	9,07
	MgCO ₃	1,26	8,07	1,58	1,98	3,03	0
	MnCO ₃	17,17	68,82	26,30	76,44	77,60	45,06
	FeCO ₃	0	0,53	0,96	1,08	6,10	41,59
	CaCO ₃	81,34	21,54	70,64	20,23	11,55	13,33
	MgCO ₃	1,49	9,11	2,10	2,25	4,77	0

Спектральный анализ этих двух родохрозитов не обнаружил никакой разницы между ними (табл. 1).

Однако полный химический анализ показал некоторое различие их состава (табл. 2): так, родохрозит, который в малых количествах искажал кальцитовую кри-



Фиг. 2. Кривые нагревания марганцевых карбонатных руд

сталлиту, содержал значительно больше окиси кальция — 2,50%, в то время как в другом образце родохрозита количество CaO равно лишь 0,83%. В нем меньше Al_2O_3 (0,79 против 1,50%) и, наконец, больше Fe_2O_3 (2,90 вместо 1,70%). Остальные состав-

Таблица 4

Показатели преломления карбонатных минералов марганцевых руд

Фракция	Местонахождение и № образца			
	кавказские руды		уральские руды	
	Колосн-Блаше скв. 42, обр. 15	Табагреби обр. 4	скв. 54, обр. 7	скв. 474, обр. 1
<3,00	1,655—1,658* 1,791—1,798	1,655—1,658 1,791—1,798	—	—
>3,00	1,791—1,798 1,655—1,658	1,791—1,798 1,655—1,658	—	—
<2,93	—	—	1,791—1,796 1,668—1,674	—
>2,93	—	—	1,668—1,674* 1,791—1,796	—
<3,77	—	—	—	1,791—1,796 1,856—1,875
>3,77	—	—	—	1,856—1,875 1,791—1,796

* На первом месте стоят показатели преломления карбонатных минералов, преобладающих в данной руде (фракции).

ляющие двух родохрозитов различаются значительно меньше. Можно было бы предполагать, что дело в Са, который изоморфно входит в решетку марганцевых минералов, например, в виде небольшого количества манганокальцита или кальциевого родохрозита. Однако опыты, поставленные с примесью манганокальцита не оправдали этого. Что касается чистого кальциевого родохрозита, то у нас его пока не было, и мы не могли проверить это предположение.

Таким образом, при наличии сложного состава природных карбонатных пород иногда по одним лишь термическим кривым невозможно с достаточной достоверностью решить вопрос об их минеральном составе. Тем более, что в ряде случаев, как показал в своей работе Н. В. Логвиненко (1961) и др., эти породы содержат не только смеси простых карбонатных минералов, но и их изоморфные замещения.

Отсюда вытекает необходимость получать образцы более простые по составу, разделив их на фракции, обогащенные тем или иным минералом, и уже их анализировать с помощью термического анализа.

Образцы руд, изучаемые термически, подвергались химическому анализу (табл. 3).

Эти образцы изучались также оптически (табл. 4), методами окрашивания и в ряде случаев рентгеноскопически.

Затем образцы в зависимости от состава разделялись на фракции по удельному весу в тяжелых жидкостях и вновь исследовались.

Было произведено разделение на фракции не только таких, резко различных по температурам разложения компонентов, как кальциевый родохрозит и кальцит (манганокальцит), но и более близких по удельному весу минералов, вроде кальциевого родохрозита и олигонита.

Кривые фракции $< 2,93$ показали более четкое обособление (фиг. 2) и увеличение эндотермического пика, соответствующего манганокальциту и небольших эндотермических остановок, соответствующих кальциевому родохрозиту. Фракция $> 2,93$ выделяет четкий эндотермический эффект около 600° , соответствующий кальциевому родохрозиту и слабый — манганокальциту. Такой результат получен на целом ряде образцов. Образцы, которые имели лишь один четкий эндотермический эффект около 600° , после разделения на фракции по удельному весу $< \text{и} > 3,77$ показали ясное различие — на кривой фракции $< 3,77$ температура четкого эндотермического пика была $> 600^\circ$, что соответствовало кальциевому родохрозиту, а на кривых фракции $> 3,77$ максимум эндотермического пика лежал между 500 и 600° , что соответствовало минералу с большим содержанием железа — олигониту или сидериту. Таким образом, кривые нагревания фракций с различным удельным весом четко показали не только наличие этих минералов, но и возможность их дезинтеграции или обогащения фракции одним из них. То же было подтверждено с помощью окрашивания шлифов ализарином и некоторыми другими анализами. Следовательно, как термический анализ, так и оптика различных фракций руд показывает, что хотя разделение и неполное, но достаточное, чтобы получить вполне четкие и определенные кривые нагревания. Неполнота разделения объясняется в первую очередь наличием широко развитого изоморфизма, а также тем, что при измельчении тонкодисперсных руд невозможно было достигнуть полной дезагрегации минералов.

ВЫВОДЫ

1. Небольшие различия в примесях минералов, как было показано на смесях кальцита и родохрозитов, могут резко менять процесс окисления марганца, что в свою очередь сильно сказывается на кривых нагревания; следовательно, чем чище образец, тем надежнее результат термического анализа.

2. Это утверждает необходимость при изучении марганцевых карбонатных руд, являющихся сложными природными образованиями, предварительного разделения их на фракции, как частично было показано в предыдущей работе.

3. Установление типовых кривых после разделения создает возможность сократить применение трудоемких методов (как, например, рентгеновский анализ) для ряда образцов, сохранив их лишь в качестве контроля для выборочного количества отдельных образцов, представляющих ту или иную группу руд.

4. По-видимому, это методика — получение кривых нагревания в случае сложного состава после разделения на фракции по удельному весу — можно применять не только по отношению к марганцевым карбонатным рудам, но и к другим сложным природным образованиям (марганцевые окисные руды и пр.).

ЛИТЕРАТУРА

- Виталь Д. А. К вопросу об определении в породах анкерита с помощью термического анализа. Тр. II совещания по термографии. Изд-во Казах. фил. АН СССР, 1962.
- Виталь Д. А. К вопросу об определении карбонатов Са, Mg, Fe, Mn при помощи термического анализа. Физические методы исследования осадочных пород и минералов. Изд-во АН СССР, 1962.

- Грязнов В. И. Минералогическая характеристика карбонатных марганцевых руд Никопольского бассейна. Сб. работ н.-и. ин-та геол. Научн. зап., т. 53, 1956.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. и Космачев В. Г. О системе изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса. Докл. АН СССР, т. 138, № 1, 1961.
- Цветков А. И. и Вальяшихина Е. П. Термоаналитические характеристики некоторых сульфидов железа и меди. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 30, 1958.
- Штеренберг Л. Е., Виталь Д. А. К вопросу о методике определения минералогического состава марганцевых карбонатных руд. Изв. высш. учебн. завед., № 5, 1963.

Геологический институт
АН СССР
г. Москва

Дата поступления
10.VIII.1963

УДК 549.623.53

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ СТАДИЙНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ БИОТИТА

В. И. МУРАВЬЕВ, В. А. ДРИЦ, А. Н. ЗАРУБИЦКАЯ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Попытки моделировать наблюдаемые в природе явления изменения слюдястых минералов основывались на различных методах обработки (воздействии кислот, щелочей, растворов нейтральных солей, биохимическом воздействии и т. п.).

Наибольшее внимание исследователей привлекал вопрос о стадийности изменения минералов, о возможности образования и существования промежуточных минеральных фаз, возникающих при разложении слюд. Данные, полученные разными исследователями в этой области, были различны и зависели обычно как от разных методов проведения эксперимента, так и от совершенства методов контроля за продуктами изменения слюд. Так, воздействие кислот на биотит, изученное М. Мемелем (Mehmel, 1937), позволило этому исследователю прийти к выводу о селективном выносе различных компонентов из биотита, сопровождающемся последовательным снижением показателя преломления минерала. Рентгеновское изучение продуктов разложения биотита показало присутствие на рентгенограмме сильного базального рефлекса с $d=10$ Å в образце, из которого извлечено до $3/4$ К (при сохранении более половины Si, Al, Mg и Fe). Этот же исследователь пришел к выводу, что воздействие щелочных растворов на биотит приводит к очень незначительным изменениям минерала.

Более поздние работы И. Баршада (Barshad, 1948) показали, что обработка биотита раствором NH_4OH приводит к замещению К на NH_4 , что сопровождается изменением межплоскостных расстояний минерала, а обработка раствором солей Mg вызывает вермикулитизацию биотита. Вермикулитизация биотита была также прекрасно показана М. М. Мортландом, К. Лаутоном и Г. Ухара (Mortland, Lawton, Uehara, 1956) при экспериментальном изучении влияния биохимических процессов на биотит. Эти же исследователи показали, что вермикулитизация биотита происходит даже при кратковременном электродиализе его, хотя в работе И. Н. Антипова-Каратаева и Г. М. Кадер (1956) авторами не отмечено появление новых минеральных фаз при весьма длительном электродиализе биотита (более 1000 часов).

Проведенная авторами работа ставила своей целью изучение процессов изменения слюды биотитового типа при воздействии на нее слабых кислотных (углекислых) растворов и избытка воды, т. е. при условиях, близких к природным условиям кислого выветривания. Эксперимент проводился с флогопитом, имеющим следующий состав (в %): SiO_2 38,88; TiO_2 0,52; Al_2O_3 16,82; Fe_2O_3 2,59; FeO 6,23; MgO 21,34; CaO 0,66; K_2O 9,52; Na_2O 0,64; H_2O^+ 1,13; H_2O^- 0,53; F 0,19; CO_2 0,70; сумма 99,75. Оптические константы: $\text{Ng} \approx \text{Nm} = 1,600$; $\text{Np} = 1,56$. Рентгеновское исследование исходного образца показало на рентгенограмме целочисленную серию отражений (00l) с $d(001) = 10,2$ Å; $d(060) = 1,54$ Å. Одновременное присутствие крайне слабых линий с $d = 13,8$ и 6,9 Å, сохраняющихся после прокаливании до 700° , свидетельствует о присутствии малых количеств хлорита. Наличие на рентгенограмме линий с $d = 20$ и 8 Å может быть объяснено упорядоченным изоморфизмом исходного флогопита.

В качестве рабочего метода проведения эксперимента нами был выбран электролиз.

КОНСТРУКЦИЯ ПРИБОРА И РЕЖИМ РАБОТЫ

Для опыта был использован трехкамерный электродиализатор с целофановыми мембранами, платиновыми электродами и объемом камер по 300 см³. Конструкция платиновых электродов предусматривала возможность их свободного извлечения (без разборки системы) для очистки от накапливающегося осадка. Платиновый электрод вводится в камеру через загрузочное отверстие.

Для поддержания постоянного режима pH в катодную камеру электродиализатора подводился углекислый газ. На протяжении всего опыта величина pH анодной камеры удерживалась на уровне 3,5—3,6; центральной камеры 4,5 и катодной камеры (во время работы) 4,0—4,2. Такая система позволяла поддерживать низкие значения pH в катодной камере (более низкие, чем в центральной камере) в течение всего опыта, что предохраняло катодную мембрану от осаждения на ней карбонатных солей.

Температура поддерживалась с помощью стеклянного холодильника, вмонтированного в центральную камеру, и регулировалась интенсивностью подачи холодной воды в холодильник в зависимости от режима работы (силы тока и напряжения) электродиализатора. Опыт проводился при температуре 25—30°.

Авторы стремились добиться такого режима, при котором сохранялась бы постоянная сила тока (80 ма); однако электропроводность системы непрерывно падала, что заставляло периодически повышать напряжение на электродах. При начале опыта сила тока в 80 ма обеспечивалась напряжением в 40—50 в; в конце опыта аналогичную силу тока удавалось поддерживать лишь при напряжении на электродах в 600—700 в.

Режим работы в некоторой степени зависел также от интенсивности подачи углекислого газа, но количество подаваемой углекислоты регулировалось так, чтобы обеспечить постоянство величин pH. Наконец, электропроводность системы возрастала после каждого отбора проб, что связано, видимо, с разрушением защитных пленок на частицах флогопита и измельчением его в процессе разборки электродиализатора и расширения загруженного вещества.

Опыт проводился следующим образом: исходная навеска флогопита весом в 20 г, измельченного до размера 0,06 мм, загружалась в центральную камеру электродиализатора и заливалась дистиллированной водой (250 см³). Частицы флогопита поддерживались во взвешенном состоянии с помощью стеклянной мешалки. При включении прибора довольно быстро (через 30 мин.) устанавливался режим, сохранявшийся в течение всего рабочего дня. В конце дня анолиты и католиты сливались в отдельные колбы, а по мере накопления осадка на катоде последний извлекался из камеры и очищался в соляной кислоте. Полученный раствор прибавлялся к накопленному католиту. Суммарные объемы католитов и анолитов по порциям подвергались химическому анализу. В первые этапы опыта каждая следующая порция анолитов и католитов накапливалась за 3 а/час работы. После падения электропроводности системы до такого уровня, при котором стандартный режим работы (80 ма) обеспечивался при напряжении 150 в, была отобрана проба флогопита № 1, а каждая следующая порция анолитов и католитов накапливалась за 6 а/час.

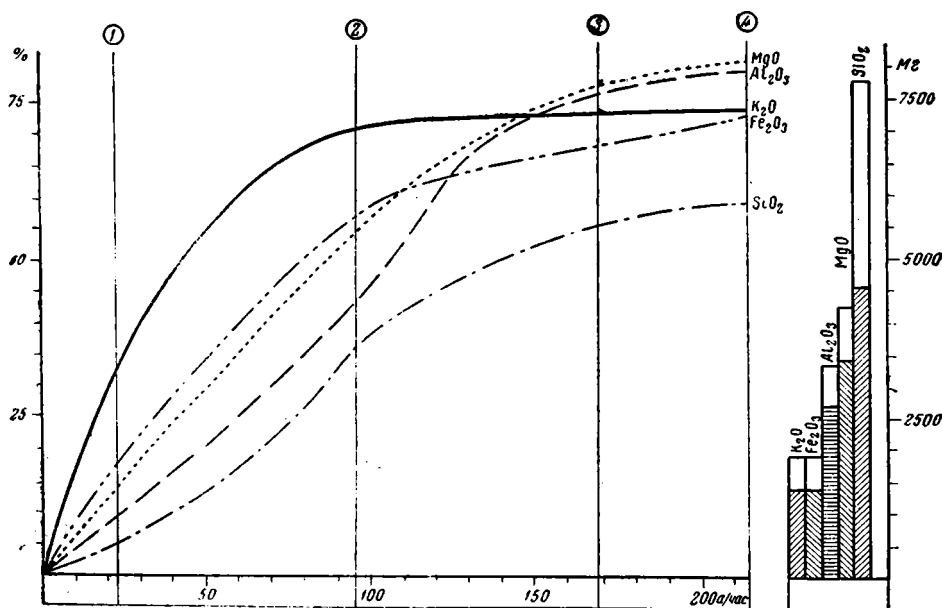
Проба флогопита № 2 была отобрана при достижении напряжения на электродах 300 в, после чего накопление каждой следующей порции электродных жидкостей продолжалось в течение 12 а/час. Проба № 3 была отобрана при напряжении на электродах 450 в, после чего были накоплены еще две порции электродных жидкостей за 24 а/час каждая. Остаток материала после завершения опыта (проба № 4) уже не содержал собственно флогопита, а был представлен вермикулитом с примесью аморфного кремнезема и гидроокислов железа.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТА

Данные химического анализа электродных жидкостей отражены на прилагаемом графике (см. фигуру), который построен так, что каждый из важнейших элементов (в форме окисла) пересчитан на 100%, а соответствующие кривые отражают интенсивность выноса компонентов в процессе разложения исходного флогопита. В правой части графика состав исходного флогопита изображен в виде гистограммы, в которой заштрихованная часть каждого столбика соответствует количеству вынесенного компонента за время всего опыта.

График показывает, что интенсивности выноса Si, Al, Mg, Fe и K различны. В начале разложения флогопита происходит интенсивное удаление K, более интенсивное, чем любого другого компонента, однако после выноса около 72—73% его кривая резко выполаживается и приобретает почти линейный характер. Этому моменту соответствует проба № 2.

Кривые выноса Fe и Mg близки к форме кривой выноса K и характеризуются последовательным уменьшением интенсивности выноса каждого компонента с той лишь разницей, что замедление выноса Mg наступает несколько позже. Кривые выноса Si и Al имеют иной характер; отличие в первую очередь заключается в S-образном характере их. На некотором отрезке кривых (примерно до пробы № 2) наблюдается не



Кривые выноса основных компонентов из флогопита при электролизе

постепенное падение интенсивностей выноса этих компонентов, а, напротив, возрастающие интенсивности и затем, к концу опыта, снижение. Крайними типами кривых являются кривые K и Si, кривые Fe, Mg и Al имеют промежуточный характер, хотя тенденция образования S-образной формы проявляется лишь у кривой Al. Такой характер кривых согласуется со структурным положением каждого из элементов и прочностью их связей в структуре минерала. Форма кривой K отражает наибольшую легкость удаления его из межслоевого пространства уже в первые моменты разложения флогопита. Более высокая прочность связи Mg и Fe, находящихся в октаэдрическом слое, обусловила и более пологий характер их кривых.

Кажущееся раннее замедление выноса Fe связано, по-видимому, не с удержанием этого элемента в структуре минерала, а с окислением его, быстрым гидролизом и выпадением труднорастворимых гидроокислов Fe в центральной камере, на что указывает прогрессирующее побурение осадка, начавшееся с момента отбора пробы № 2. Разрушение наиболее прочных тетраэдрических слоев, затрудненное в первый момент опыта, отражено в пологом характере кривой выноса Si в ее левой ветви. Увеличение интенсивности выноса Si оказалось возможным лишь после нарушения баланса валентных и структурных связей вследствие предшествовавшего преимущественного удаления других компонентов минерала. Высказанное предположение объясняет и промежуточное положение кривой выноса Al, занимающего как тетраэдрические, так и октаэдрические позиции в структуре флогопита.

Оптическое изучение промежуточных проб флогопита показало весьма резкое снижение N уже в первые моменты опыта. Показатель преломления чешуек из пробы № 1, замеренный на базальной плоскости, оказался равным 1,574; пробы № 2 — 1,570; пробы № 3 — 1,570. В пробе № 4 показатель преломления замерить не удалось из-за чрезвычайно сильной пигментации чешуек выпавшими гидроокислами Fe.

Рентгеновский анализ отобранных проб флогопита в процессе его разложения показывает ясную тенденцию образования вермикулита (таблица). Последняя проба (№ 4) представлена уже собственно вермикулитом (отсутствие базального отражения с $d=10$ Å и замена его базальным рефлексом с $d=14$ Å). Обработка пробы № 4 растворами солей K приводит к полному исчезновению линии с $d=14$ Å и замене ее линией с $d=10$ Å. Этот же эффект частично проявляется и при обычном кипячении пробы в спирте, что может быть связано с повторной фиксацией остатков K, удаленного из решетки минерала, но сохранившегося в сорбированном состоянии в аморфных продуктах разложения флогопита, присутствующих вместе с вермикулитом в центральной камере в пробе № 4.

Хотя полная замена фаз (флогопит → вермикулит) отмечена только в пробе № 4, появление интенсивного отражения с $d=14$ Å характерно уже для наиболее тонких фракций (< 0,005) пробы № 1. Для них характерно наличие почти целочисленной

Рентгеновская характеристика проб

Флогопит исходный		Проба № 1		Проба № 2		Проба № 3	
<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
3	20,0	10	24,0	10	24,4	8	28,0
2	13,8	10	14,8	10	14,9	10	14,4
—	—	10	11,4	10	11,4	—	—
10	10,2	—	—	—	—	—	—
1	8,0	1	8,7	2	8,5	—	—
1	6,9	2	7,0	2	7,2	3	7,1
4	5,1	—	—	—	—	—	—
1	4,6	4	4,8	{3	{4,9	{3	{4,99
—	—	—	—	{3	{4,7	{3	{4,72
0,5	3,99	2	4,19	2	4,18	2	4,22
4	3,71	—	—	—	—	—	—
10	3,36	{8	{3,59	{5	{3,58	{4	{3,61
4	3,14	{9	{3,42	{8	{3,44	{2	{3,38
4	2,93	4	3,16	4	3,15	1	3,17
—	—	2	2,94	3	2,96	—	—
4	2,72	4	2,86	4	2,83	4	2,87
4	2,63	—	—	—	—	—	—
5	2,52	4	2,63	4	2,63	1	2,64
4	2,446	1	2,57	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
1	2,275	3	2,414	4	2,404	1	2,414
4	2,183	1	2,275	2	2,272	1	2,263
8	2,012	3	2,192	4	2,185	2	2,200
2	1,918	4	2,029	4	2,027	2	2,041
0,5	1,863	0,5	1,946	1	1,938	—	—
2	1,752	—	—	—	—	—	—
8	1,678	1	1,747	1	1,737	1	1,737
1	1,651	6	1,675	7	1,666	3	1,674
1	1,620	—	—	—	—	—	—
1	1,583	—	—	—	—	—	—
8	1,544	—	—	—	—	—	—
0,5	1,522	5	1,543	5	1,544	4	1,543
2	1,479	—	—	—	—	—	—

серии с $d=29,0$; $14,2$; $9,9$; $7,1$; $5,6$; $4,7$ А. Причем все нечетные порядки имеют небольшую интенсивность. Можно думать, что в тонких фракциях промежуточных проб присутствует вермикулит с упорядоченной смешанно-слоистой структурой, образованной двойными вермикулитовыми слоями, у которых отличается состав межслойных промежутков. В этом случае, вероятно, наследуются особенности (упорядоченный изоморфизм) исходного образца. В более грубых фракциях промежуточных проб, близких по размерам к частицам исходного флогопита, на рентгенограммах отмечено присутствие линий с $d=24,4$; $11,4$; $8,7$ А, обусловленных существованием смешанно-слоистой фазы, образованной чередованием вермикулитовых и флогопитовых слоев.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Изменение триоктаэдрической слюды при электродиализе происходит весьма быстро (первые дни опыта) и выражается в появлении новой минеральной фазы — вермикулита.

2. Интенсивность удаления катионов и анионов из флогопита контролируется их структурным положением. Устанавливается ряд интенсивностей (в порядке убывания) K , Fe , Mg , Al , Si . Некоторое количество железа накапливается в центральной камере в виде гидроокислов. Часть калия, удаленного из минерала, также фиксируется в остаточных продуктах разложения флогопита.

3. Образование новой минеральной фазы при изменении триоктаэдрической слюды происходит через ряд смешанно-слоистых структур с постепенным увеличением новообразованных межслойных промежутков вермикулитового типа.

4. Особенности структуры флогопита, выражающиеся в различии состава каждой пары соседних слоев (упорядоченный изоморфизм), наследуются в продукте его изменения, что проявляется в образовании двуслойных пакетов вермикулита.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипов-Каратаев И. Н., Кадер Г. М. К вопросу о генезисе глинистых минералов при выветривании первичных минералов. Тр. Почвенного ин-та АН СССР, т. 51, 1956.
- Barshad I. Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange relations, X-ray analyses, differential thermal curves and water content. Amer. Mineralogist, v. 33, № 11—12, 1948.
- Mehmel M. Ab und Umbau am Biotit. Chem. Erde, Bd. 11, H. 2, 1937.
- Mortland M. M., Lawton K., Uehara G. Alternation of biotite to vermiculite by plant growth. Soil Sci., v. 82, № 6, 1956.

Геологический институт
АН СССР
г. Москва

Дата поступления
11.XI.1962

УДК 552.513

К ВОПРОСУ О ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД В ШЛИФАХ

А. А. ШАНТАР

Данные шлифового гранулометрического анализа литифицированных обломочных пород не отражают их истинного механического состава. Для устранения этого недостатка необходимы пересчеты путем введения соответствующих поправок. В статье изложена методика пересчета применительно к дробной шкале фракций, используемой при гранулометрическом анализе осадочных горных пород.

При изучении литифицированных обломочных пород, для которых нельзя применять обычный механический анализ, литологи все чаще пользуются линейным методом гранулометрического анализа. Как известно, этот метод основан на измерении поперечных размеров зерен. Замеры делаются под микроскопом при помощи различных приспособлений и приборов. Измеренные в шлифах поперечники зерен группируются в заранее выбранные фракции.

Недостатком этого метода является то обстоятельство, что измеряются случайные зерна, размеры которых значительно меньше действительных. Очевидно, что при этом вычисленное процентное содержание фракций не будет отражать истинный гранулометрический состав породы, так как в большинстве случаев плоскость шлифа пойдет по случайным сечениям зерен, а не вдоль наибольших. Понятно, что содержание мелких фракций будет всегда значительно преувеличено по сравнению с действительным. Для того чтобы результаты гранулометрического анализа в шлифах соответствовали механическому составу породы, вводятся поправки, устраняющие этот недостаток.

Вопрос о поправках неоднократно рассматривался как в отечественной, так и зарубежной литературе. Поправки вводились главным образом в гранулометрические коэффициенты — коэффициент сортировки и средний размер (Журавский, 1932; Батулин, 1943; Krumbein, 1935). В 1960 г. В. Н. Шванов и А. Б. Марков предложили новую методику пересчета процентного содержания разных фракций, полученного геометрическим методом. Эта методика связана с гранулометрической шкалой, где фракции имеют отношение $\sqrt{2}=1,4$, по аналогии с ситовым анализом. Упомянутые авторы теоретически установили, что если в результате замеров поперечников зерен в какой-либо фракции K имелось определенное число сечений, то из этого же числа 56% зерен действительно принадлежит данной фракции K ; 25% зерен относится к более крупной фракции $K-1$; 11% зерен к следующей по крупности фракции $K-2$; 5% — к фракции $K-3$; 2% — к фракции $K-4$ и 1% — к фракции $K-5$. Экспериментальная проверка этого метода на рыхлых препаратах показала, что допускаемая при пересчете средняя квадратичная ошибка (для каждой фракции) равна 5,8%. (Шванов и Марков, 1962). Ход пересчета и величины поправочных коэффициентов не зависят от того, измерялись ли минимальные, средние или максимальные поперечники зерен, но зависят от выбранной шкалы размеров фракций.

Работая с древними вулканогенно-обломочными породами, мы применили указанную методику пересчета, но приняли другую шкалу, не связанную отношением $\sqrt{2}$, а содержащую большее количество фракций в интервале песчаной размерности

(0,1—1,0 мм). Дело в том, что шкала с отношением $\sqrt{2}$, так же как и часто применяемая десятичная шкала, обладают сравнительно малым числом фракций, в интервале 0,1—1,0 мм и не позволяют, с нашей точки зрения, обнаруживать ценные в генетическом отношении детали структуры пород. В связи с этим была выбрана более дробная шкала, предложенная В. П. Батуриным (1943, 1947). Градации этой шкалы

основаны на геометрической прогрессии со знаменателем, равным $\sqrt[10]{10}=1,2$, и содержат все основные интервалы, принятые в десятичной классификации. Учитывая, что в изучаемых породах обломки размером менее 0,05 мм плохо различимы среди вторичных минералов связующей массы, в основу исследования были взяты фракции, отвечающие песчаной составляющей, с незначительным изменением их конечных размеров.

Градации принятой шкалы следующие (мм):

1,0 —0,75	0,315—0,25
0,75—0,60	0,25 —0,20
0,60—0,50	0,20 —0,15
0,50—0,40	0,15 —0,10
0,40—0,315	0,10 —0,05

Несколько слов о методике подсчета. В. Н. Шванов и А. Б. Марков (1960) вели подсчет зерен при помощи окуляр-микрометра. Такая работа очень трудоемка и может быть упрощена, если применить интеграционный столик Андина (ИСА), получивший сейчас широкое применение. Так как на интеграционном столике только шесть барабанчиков, то, чтобы пользоваться предлагаемой выше шкалой, пришлось вести подсчет в два приема. Сначала подсчитывали размеры зерен шести фракций, отвечающих более крупному интервалу шкалы (0,315—1,0 мм), а затем поперечники зерен мелких фракций (0,05—0,315 мм); в первом случае пропускали мелкие зерна (<0,315), во втором — уже измеренные крупные.

Процентное содержание фракций, полученное указанным способом, не будет соответствовать истинному их содержанию в породе по причине, отмеченной ранее; чтобы устранить такое несоответствие, необходимо внести поправки или произвести пересчет полученных данных. Приведенные в статье В. Н. Шванова и А. Б. Маркова (1960) величины поправочных коэффициентов справедливы лишь для шкалы со знаменателем, равным $\sqrt{2}$, а для другой шкалы должны рассчитываться снова.

Пользуясь методикой вычисления поправочных коэффициентов, изложенной в упомянутой статье, мы рассчитали их применительно к выбранным градациям размерности. При этом оказалось необходимым высчитать два ряда поправочных коэффициентов, для двух гранулометрических шкал: в первой самая крупная фракция равна 1,0—0,75 мм, во второй, где присутствуют обломки фракции, — 1,25—1,0 мм.

Высчитанные таким образом коэффициенты приведены в табл. 1, где для сравнения даны и коэффициенты для шкалы со знаменателем $\sqrt{2}=1,4$.

Таблица 1

Поправочные коэффициенты для пересчета процентного содержания фракций

Для шкалы с отношением $\sqrt{2}=1,4$		Для принятых шкал			
Конечные размеры фракций, мм	Поправочные коэффициенты, %	I шкала		II шкала	
		Конечные размеры фракций, мм	Поправочные коэффициенты, %	Поправочные коэффициенты, %	Конечные размеры фракций, мм
1,0 —0,70	56	1,0 —0,75	51	45	1,25 —1,0
0,70—0,50	25	0,75—0,60	21	30	1,0 —0,75
0,50—0,36	11	0,60—0,50	10	10	0,75 —0,60
0,36—0,25	5	0,50—0,40	7,5	5	0,60 —0,50
0,25—0,19	2	0,40—0,315	3,7	4,5	0,50 —0,40
0,19—0,13	1	0,315—0,25	2,8	2,5	0,40 —0,315
		0,25—0,20	1,5	2	0,315—0,25
		0,20—0,15	1	0,2	0,25 —0,20
		0,15—0,10	0,7	0,15	0,20 —0,15
		0,10—0,05	0,5	0,12	0,15 —0,10
		0,05—0,00	0,2	0,10	0,10 —0,05

Пересчет полученного процентного содержания фракций производится следующим образом. Для первой шкалы:

$$Q_1 = \frac{1}{0,51} \cdot F_1 = 1,96 \cdot F_1;$$

$$Q_2 = 1,96 (F_2 - Q_1 \cdot 0,21);$$

$$Q_3 = 1,96 [F_3 - (Q_2 \cdot 0,21 + Q_1 \cdot 0,10)];$$

$$\dots \dots \dots$$

$$Q_K = 1,96 [F_K - (Q_{K-1} \cdot 0,21 + Q_{K-2} \cdot 0,10 + Q_{K-3} \cdot 0,075 + Q_{K-4} \cdot 0,037 + \\ + Q_{K-5} \cdot 0,028 + Q_{K-6} \cdot 0,015 + Q_{K-7} \cdot 0,01 + Q_{K-8} \cdot 0,007 + Q_{K-9} \cdot 0,005 + Q_{K-10} \cdot 0,002)].$$

Для второй шкалы:

$$Q_1 = \frac{1}{0,45} \cdot F_1 = 2,22 \cdot F_1;$$

$$Q_2 = 2,22 (F_2 - Q_1 \cdot 0,30);$$

$$Q_3 = 2,22 [F_3 - (Q_2 \cdot 0,30 + Q_1 \cdot 0,10)];$$

$$\dots \dots \dots$$

$$Q_K = 2,22 [F_K - (Q_{K-1} \cdot 0,30 + Q_{K-2} \cdot 0,10 + Q_{K-3} \cdot 0,05 + Q_{K-4} \cdot 0,045 + \\ + Q_{K-5} \cdot 0,025 + Q_{K-6} \cdot 0,02 + Q_{K-7} \cdot 0,002 + \\ + Q_{K-8} \cdot 0,0015 + Q_{K-9} \cdot 0,0012 + Q_{K-10} \cdot 0,001)],$$

где $F_1, F_2, F_3, \dots, F_K$ — полученные фракции в процентах (F_1 — наиболее крупная фракция; F_K — наиболее мелкая). $Q_1, Q_2, Q_3, \dots, Q_K$ — истинное процентное содержание фракций (Q_1 — наиболее крупная фракция; Q_K — наиболее мелкая).

После пересчета процентные содержания фракций всегда составляют в сумме более 100%. Дело в том, что при геометрическом гранулометрическом анализе зерна с сечением мельче 0,005 мм относятся к одной, самой мелкой фракции. При пересчете часть этих зерен «переходит» в более крупные фракции, что и увеличивает общее число зерен по сравнению с замеренным. Поэтому возникает необходимость вторичного пересчета. Сумму полученного при первом пересчете процентного содержания фракций принимают за 100% и делают соответствующий пересчет.

В таблицах 2 и 3 вычислены необходимые для пересчета коэффициенты, пользоваться которыми можно следующим образом.

1. По ранее найденному истинному содержанию предыдущих более крупных фракций (графа 2, табл. 2 и 3) в графах 3—12 находим процентные содержания зерен, попавших из этих фракций в искомую.

2. Сумму чисел, найденных в графах 3—12, вычитаем из процентного содержания искомой фракции. Полученная разность соответствует 51% (или 45% во втором случае) содержания искомой фракции (графа 1).

3. По полученной разности (графа 1) в графе 2 найдем истинное содержание данной фракции.

Поясним пользование таблицей примером. Если в результате подсчета зерен в шлифе найдено процентное содержание фракций I; II; III; IV; V (I — самая крупная, V — самая мелкая), соответственно 10; 20; 30; 20; 20%, то можно найти их истинное содержание по табл. 2 следующим образом:

Фракция I: $10 : 0,51 = 19,60$ (графа 1 и 2).

Фракция II: 1) $19,60 \times 0,21 = 4,12$ (графа 2 и 3);

2) $20,0 - 4,12 = 15,88$;

3) $15,88 : 0,51 = 31,14$.

Фракция III: 1) $19,60 \times 0,10 = 1,96$; $31,14 \times 0,21 = 6,54$ (графы 2, 3, 4);

2) $30,0 - (1,96 + 6,54) = 21,50$;

3) $21,50 : 0,51 = 42,15$ (графы 1 и 2).

Фракция IV: 1) $19,60 \times 0,075 = 1,47$; $31,14 \times 0,10 = 3,11$;

$42,15 \times 0,21 = 8,85$ (графа 2, 3, 4, 5);

2) $20,0 - (1,47 + 3,11 + 8,85) = 6,57$;

3) $6,57 : 0,51 = 12,74$ (графа 1 и 2).

В статье В. Н. Шванова и А. Б. Маркова (1960) для облегчения пересчета видимого процентного содержания на истинное приводится таблица, которая мною пересчитана применительно к предлагаемым шкалам поправочных коэффициентов.

* Для целых чисел пользоваться таблицей, для дробей — умножать или округлять.

**Пересчет процентного содержания фракций на истинное
(для первой шкалы)**

Наблюдаемое содержание зерен (31% истинного содержания)	Истинное со- держание зе- рен (100%)	Содержание зерен, попавших в более мелкие фракции (проценты от их истинного содержания)									
		21%	10%	7,5%	3,7%	2,8%	1,5%	1,0%	0,7%	0,5%	0,2%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	1,96	0,41	0,20	0,15	0,07	0,05	0,03	0,02	0,014	0,01	0
2	3,92	0,82	0,39	0,19	0,15	0,11	0,06	0,04	0,03	0,02	0,01
3	5,88	1,23	0,59	0,34	0,22	0,16	0,09	0,06	0,04	0,03	0,01
4	7,84	1,65	0,78	0,49	0,29	0,22	0,12	0,08	0,05	0,04	0,02
5	9,80	2,05	0,98	0,64	0,36	0,27	0,15	0,10	0,07	0,05	0,02
6	11,76	2,47	1,18	0,78	0,44	0,32	0,18	0,12	0,08	0,06	0,02
7	13,72	2,88	1,37	0,93	0,51	0,38	0,21	0,14	0,10	0,07	0,03
8	15,68	3,29	1,57	1,08	0,58	0,43	0,24	0,16	0,11	0,08	0,03
9	17,64	3,70	1,76	1,22	0,66	0,49	0,27	0,18	0,12	0,09	0,04
10	19,60	4,12	1,96	1,37	0,73	0,54	0,30	0,20	0,14	0,10	0,04
11	21,56	4,52	2,16	1,52	0,80	0,60	0,32	0,22	0,15	0,11	0,04
12	23,52	4,94	2,35	1,66	0,87	0,66	0,36	0,24	0,16	0,12	0,05
13	25,48	5,35	2,55	1,81	0,95	0,71	0,39	0,25	0,18	0,13	0,05
14	27,44	5,76	2,74	1,94	1,02	0,77	0,42	0,27	0,19	0,14	0,05
15	29,40	6,17	2,94	2,08	1,09	0,82	0,45	0,30	0,21	0,15	0,06
16	31,36	6,59	3,14	2,23	1,16	0,88	0,48	0,31	0,22	0,16	0,06
17	33,32	6,97	3,33	2,38	1,24	0,93	0,50	0,33	0,23	0,17	0,07
18	35,28	7,41	3,53	2,53	1,32	0,99	0,53	0,35	0,25	0,18	0,07
19	37,24	7,82	3,72	2,67	1,39	1,04	0,56	0,37	0,26	0,19	0,07
20	39,20	8,24	3,92	2,82	1,46	1,10	0,59	0,39	0,27	0,20	0,08
21	41,16	8,65	4,12	2,97	1,53	1,15	0,62	0,41	0,29	0,21	0,08
22	43,12	9,06	4,41	3,11	1,61	1,21	0,65	0,44	0,30	0,22	0,09
23	45,08	9,47	4,61	3,26	1,68	1,26	0,68	0,46	0,32	0,23	0,09
24	47,04	9,88	4,70	3,41	1,76	1,32	0,71	0,47	0,33	0,24	0,09
25	49,00	10,29	4,90	3,55	1,83	1,38	0,74	0,49	0,34	0,25	0,10
26	50,96	10,70	5,10	3,70	1,91	1,43	0,76	0,51	0,36	0,25	0,11
27	52,92	11,11	5,29	3,85	1,98	1,48	0,79	0,53	0,38	0,26	0,12
28	54,88	11,52	5,49	4,00	2,05	1,54	0,82	0,55	0,39	0,27	0,12
29	56,84	11,94	5,68	4,14	2,13	1,59	0,85	0,57	0,40	0,28	0,12
30	58,80	12,35	5,88	4,29	2,20	1,65	0,88	0,59	0,41	0,29	0,13
31	60,76	12,76	6,08	4,44	2,27	1,70	0,91	0,61	0,43	0,30	0,13
32	62,72	13,18	6,27	4,58	2,34	1,76	0,94	0,63	0,45	0,31	0,14
33	64,68	13,58	6,47	4,73	2,42	1,81	0,97	0,65	0,46	0,32	0,14
34	66,64	13,99	6,66	4,88	2,49	1,87	1,00	0,67	0,47	0,33	0,14
35	68,60	14,41	6,86	5,02	2,56	1,96	1,03	0,69	0,48	0,34	0,15
36	70,56	14,82	7,06	5,17	2,63	2,02	1,06	0,71	0,50	0,35	0,15
37	72,52	15,23	7,25	5,32	2,71	2,07	1,09	0,73	0,52	0,36	0,16
38	74,58	15,64	7,46	5,47	2,78	2,13	1,12	0,75	0,53	0,37	0,16
39	76,54	16,05	7,65	5,61	2,85	2,18	1,15	0,77	0,54	0,38	0,16
40	78,50	16,46	7,85	5,76	2,93	2,24	1,18	0,79	0,55	0,39	0,17
41	80,46	16,87	8,05	5,91	3,00	2,30	1,21	0,80	0,57	0,40	0,17
42	82,42	17,29	8,24	6,05	3,07	2,35	1,24	0,82	0,59	0,41	0,17
43	84,38	17,70	8,44	6,20	3,15	2,40	1,27	0,84	0,60	0,42	0,18
44	86,30	18,11	8,63	6,35	3,22	2,46	1,30	0,86	0,61	0,43	0,18
45	88,26	18,52	8,83	6,49	3,29	2,51	1,33	0,88	0,62	0,44	0,19
46	90,22	18,93	9,02	6,64	3,36	2,57	1,36	0,90	0,63	0,45	0,19
47	92,18	19,34	9,22	6,79	3,44	2,62	1,39	0,92	0,65	0,46	0,19
48	94,14	19,76	9,41	6,94	3,51	2,68	1,42	0,94	0,67	0,47	0,20
49	96,10	20,17	9,61	7,08	3,58	2,73	1,45	0,96	0,68	0,48	0,20
50	98,06	20,58	9,81	7,23	3,65	2,79	1,48	0,98	0,69	0,49	0,20

Пересчет процентного содержания фракций на истинное
(для второй шкалы)

Наблюдаемое содержание зерен (45% истинного содержания)	Истинное со- держание зерен (100%)	Содержание зерен, попавших в более мелкие фракции (проценты от их истинного содержания)									
		30	10	5	4,5	2,5	2	0,2	0,15	0,12	0,10
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	2,22	0,74	0,22	0,11	0,1	0,05	0,04	0,004	0,003	0,002	0,002
2	4,44	1,48	0,44	0,22	0,2	0,11	0,09	0,01	0,01	0,01	0,004
3	6,67	2,22	0,67	0,33	0,3	0,17	0,13	0,01	0,01	0,01	0,01
4	8,89	2,96	0,89	0,44	0,4	0,22	0,18	0,02	0,01	0,01	0,01
5	11,11	3,70	1,11	0,56	0,5	0,28	0,22	0,02	0,02	0,01	0,01
6	13,33	4,44	1,33	0,67	0,6	0,33	0,27	0,03	0,02	0,02	0,01
7	15,56	5,18	1,56	0,78	0,7	0,39	0,30	0,03	0,02	0,02	0,02
8	17,78	5,92	1,78	0,89	0,8	0,44	0,35	0,04	0,03	0,02	0,02
9	20,00	6,67	2,00	1,00	0,9	0,50	0,39	0,04	0,03	0,02	0,02
10	22,22	7,41	2,22	1,11	1,0	0,56	0,43	0,04	0,03	0,03	0,02
11	24,44	8,14	2,44	1,22	1,1	0,62	0,48	0,05	0,04	0,03	0,02
12	26,67	8,89	2,67	1,33	1,2	0,68	0,52	0,05	0,04	0,03	0,03
13	28,89	9,63	2,89	1,44	1,3	0,73	0,57	0,06	0,04	0,03	0,03
14	31,11	10,37	3,11	1,56	1,4	0,79	0,61	0,06	0,05	0,04	0,03
15	33,33	11,11	3,33	1,67	1,5	0,84	0,66	0,07	0,05	0,04	0,03
16	35,56	11,85	3,56	1,78	1,6	0,90	0,70	0,07	0,05	0,04	0,04
17	37,78	12,59	3,78	1,89	1,7	0,96	0,74	0,07	0,06	0,05	0,04
18	40,00	13,33	4,00	2,00	1,8	1,01	0,79	0,08	0,06	0,05	0,04
19	42,22	14,07	4,22	2,11	1,9	1,07	0,83	0,08	0,06	0,05	0,04
20	44,44	14,81	4,44	2,22	2,0	1,12	0,88	0,09	0,07	0,05	0,04
21	46,67	15,55	4,67	2,33	2,1	1,18	0,92	0,09	0,07	0,06	0,05
22	48,89	16,29	4,89	2,44	2,2	1,23	0,97	0,10	0,07	0,06	0,05
23	51,11	17,03	5,11	2,56	2,3	1,29	1,01	0,10	0,08	0,06	0,05
24	53,33	17,77	5,33	2,67	2,4	1,34	1,06	0,11	0,08	0,06	0,05
25	55,56	18,52	5,56	2,78	2,5	1,40	1,10	0,11	0,08	0,07	0,06
26	57,78	19,26	5,78	2,89	2,6	1,46	1,14	0,11	0,09	0,07	0,06
27	60,00	20,00	6,00	3,00	2,7	1,51	1,19	0,12	0,09	0,07	0,06
28	62,22	20,74	6,22	3,11	2,8	1,57	1,23	0,12	0,09	0,07	0,06
29	64,44	21,48	6,44	3,22	2,9	1,62	1,28	0,13	0,10	0,08	0,07
30	66,67	22,22	6,67	3,33	3,0	1,69	1,32	0,13	0,10	0,08	0,07
31	68,89	22,96	6,89	3,44	3,1	1,74	1,37	0,14	0,10	0,08	0,08
32	71,11	23,70	7,11	3,56	3,2	1,80	1,41	0,14	0,11	0,09	0,08
33	73,33	24,44	7,33	3,67	3,3	1,85	1,46	0,15	0,11	0,10	0,08
34	75,56	25,18	7,56	3,78	3,4	1,91	1,50	0,15	0,11	0,10	0,08
35	77,78	25,92	7,78	3,89	3,5	1,97	1,54	0,15	0,12	0,10	0,09
36	80,00	26,67	8,00	4,00	3,6	2,02	1,59	0,16	0,12	0,11	0,09
37	82,22	27,40	8,22	4,11	3,7	2,08	1,63	0,16	0,12	0,11	0,09
38	84,44	28,14	8,44	4,22	3,8	2,13	1,68	0,17	0,13	0,11	0,09
39	86,67	28,88	8,67	4,33	3,9	2,19	1,72	0,17	0,13	0,11	0,09
40	88,89	29,62	8,89	4,44	4,0	2,24	1,77	0,18	0,13	0,12	0,10
41	91,11	30,36	9,11	4,56	4,1	2,30	1,81	0,18	0,14	0,12	0,10
42	93,33	31,11	9,33	4,67	4,2	2,36	1,85	0,19	0,14	0,12	0,11
43	95,56	31,85	9,56	4,78	4,3	2,41	1,90	0,19	0,14	0,12	0,11
44	97,78	32,59	9,78	4,89	4,4	2,47	1,94	0,19	0,15	0,13	0,12
45	100,00	33,33	10,00	5,00	4,5	2,52	1,99	0,20	0,15	0,13	0,12
46	102,22	34,07	10,22	5,11	4,6	2,58	2,03	0,20	0,15	0,13	0,12
47	104,44	34,81	10,44	5,22	4,7	2,63	2,08	0,21	0,16	0,14	0,12
48	106,67	35,55	10,67	5,33	4,8	2,69	2,12	0,21	0,16	0,14	0,12
49	108,89	36,29	10,89	5,44	4,9	2,74	2,16	0,22	0,16	0,14	0,13
50	111,11	37,03	11,11	5,56	5,00	2,80	2,20	0,22	0,17	0,14	0,13

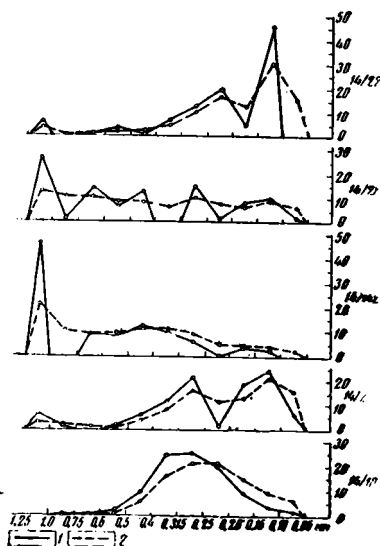
Фракция V: 1) $19,60 \times 0,037 = 0,73$; $31,14 \times 0,075 = 2,33$;
 $42,15 \times 0,10 = 4,21$; $12,74 \times 0,21 = 2,67$ (графы 2, 3, 4, 5, 6);
 2) $20,0 - (0,73 + 2,33 + 4,21 + 2,67) = 10,07$;
 3) $10,07 : 0,51 = 19,8$ (графы 1 и 2) .

Процентное содержание всех фракций в сумме составляет $19,60 + 31,14 + 42,15 + 12,74 + 10,07 = 115,70\%$. Содержание тех же фракций, приведенное к 100%, равно 16,9; 26,8; 36,5; 11,0, 8,8%.

Чтобы наглядно показать значение рассмотренного пересчета для правильного определения гранулометрического состава пород, были вычерчены соответствующие графики для пяти образцов туфогенных песчаников жаксыгонской серии Казахстана. Их гранулометрический состав изучали в шлифах с подсчетом зерен указанным способом. При этом измеряли наименьшие поперечники зерен. На фигуре показаны кривые гранулометрического состава, построенные по результатам подсчета, и кривые «истинных» содержаний фракций (пересчитанные значения). Как мы видим, эти кривые не совпадают, хотя в некоторых случаях и близки по конфигурации. Кривые истинного содержания фракций всегда сдвинуты в сторону более крупных фракций и четче отображают структурные особенности исследуемой породы. Если на кривой видимого гранулометрического состава максимумы содержания той или иной фракции только намечались, то на кривой истинного состава они выделяются гораздо резче и четче разграничиваются.

Для характеристики гранулометрии обломочных пород, как известно, широко используются коэффициент сортировки и средний размер зерен. Эти показатели в основном рассчитываются по системе квартилей. Метод этот имеет много достоинств, однако, обладает также и недостатками, главным из которых является его небольшая точность. Другой метод вычисления коэффициентов, не получивший еще широкого распространения, носит название «системы моментов». Метод этот применялся и пропагандировался Л. Б. Рухиным (1947), показавшим его преимущество перед системой квартилей.

Мы рассчитываем по системе моментов гранулометрические коэффициенты для образцов пород, кривые гранулометрического состава которых изображены на фигуре. В табл. 4 приведены их значения, причем в первых двух графах они относятся к подсчитанным фракциям, а в последних — к «истинным» (пересчитанным).



Сравнение кривых гранулометрического состава

Кривые: 1 — «истинного» гранулометрического состава, 2 — гранулометрического состава, полученного при подсчете зерен в шлифе

Таблица 4

Гранулометрические коэффициенты, вычисленные по «системе моментов»

№№ образцов (шлифов)	До пересчета процентного содержания фракций на истинное		После пересчета	
	Коэффициент сортировки	Средний размер, мм	Коэффициент сортировки	Средний размер, мм
14/2	0,22	0,26	0,27	0,32
14/10	0,12	0,26	0,11	0,30
14/14Г	0,35	0,60	0,37	0,75
14/21	0,33	0,50	0,36	0,57
14/22	0,20	0,23	0,24	0,27

Из приведенных данных легко понять, что все эти коэффициенты необходимо вычислять, исходя из истинных процентных содержаний фракций по «системе моментов» так как они более правильно отражают гранулометрические особенности обломочных горных пород (см. фигуру).

Таким образом, для точной характеристики гранулометрического состава горной породы необходимо: произвести подсчет зерен по фракциям на столике Андина, измеряя их минимальные поперечники; пересчитать полученные процентные содержания фракций на истинные и привести к 100%; затем уже производить вычисления гранулометрических коэффициентов по системе моментов, предложенной Л. Б. Рухиным, и строить кривые гранулометрического состава.

Время, необходимое для проведения гранулометрического анализа одного шлифа с последующим пересчетом и вычислением гранулометрических коэффициентов, равно 1—1,5 рабочих дня. При пользовании таблицей, вычисленной для облегчения пересчета, затрачиваемое время на один шлиф может быть значительно уменьшено.

ЛИТЕРАТУРА

- Батури́н В. П. Новая гранулометрическая шкала для кластических осадков и использование ее при графических построениях. Докл. АН СССР, т. 38, № 8, 1943.
 Батури́н В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд. АН СССР, 1947.
 Доманиковский В. Н. Определение среднего размера зерен песчаников. Литолог. сб. памяти С. М. Малявкина, вып. 1, 1940.
 Журавский А. Н. Минералогический анализ шлифа с точки зрения теории вероятности. Механобр, 1932.
 Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во Ленингр. ун-та, 1947.
 Шванов В. Н., Марков А. Б. Гранулометрический анализ песчаников в шлифах. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 12, 1960.
 Шванов В. Н., Марков А. Б. О соотношении результатов гранулометрических анализов песчаных пород, производимых в шлифах и рыхлых препаратах и ситовым методом. Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 310, сер. геол., вып. 12, 1962.
 Krumbein N. C. Thin-section mechanical analysis of indurated sediments. J. Geol., v. 43, № 5, 1935.

Геологический институт
АН СССР

Дата поступления
23.IV.1964

УДК 553.623.54

К МЕТОДИКЕ ЭЛЕКТРОНОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЛАУКОНИТОВ

С. А. ЛОСИЕВСКАЯ

Оптические исследования позволяют легко определить глауконит в разнообразных породах. Однако в тонкодисперсных фазах и, в особенности, при изучении глауконитовых глин однозначно решить этот вопрос трудно. Наибольшую трудность представляет случай, когда приходится оперировать с глинами, пигментированными гидроокислами железа, тонкораспыленным органическим веществом или пелитоморфным карбонатным, маскирующим цвет и затрудняющим определение оптических констант глинистых чешуек. Применение в этих случаях рентгеновского анализа позволяет отнести глауконит лишь к серии диоктаэдрических гидрослюд типа I M. Метод, позволяющий отличать алюминиевые диоктаэдрические гидрослюды от железистых, отсутствует.

В данной работе поставлена задача, применяя метод электронографии, найти возможность отличить алюминиевые гидрослюды I M от глауконитов. С этой целью исследовано 6 образцов гидрослюд и 13 глауконитов. В число последних входит два образца селадонита и глауконит «мусковитизированного» типа, представляющий собой эпигенетически измененный глауконит из рифейских отложений юго-востока Русской платформы (Шутов, 1962). Образцы глауконита представлены как зернами, отобранными под микроскопом, так и фракцией $<0,001$ мм (табл. 1).

Большинство исследованных минералов обладали довольно совершенной структурой и строгим периодом «с», о чем свидетельствует наличие на первом эллипсе хорошо различимых рефлексов с $k \neq 3k'$. Причем глаукониты, дающие четкие электронограммы, встречаются гораздо чаще, чем алюминиевые гидрослюды.

Индексирование и расчет электронограмм показывает, что все исследованные минералы являются диоктаэдрическими гидрослюдами типа I M (пространственная группа (C2/m)).

Размеры элементарных ячеек исследованных образцов изменяются в следующих пределах:

$$C=10,1 \text{ \AA} \div 10,4 \text{ \AA}; \quad \beta=100^{\circ}32' \div 100^{\circ}46';$$

$$a=5,16 \text{ \AA} \div 5,19 \text{ \AA}; \quad b=8,97 \div 8,99 \text{ \AA} \quad (\text{для гидрослюд});$$

$$a=5,20 \text{ \AA} \div 5,24 \text{ \AA}; \quad b=9,01 \div 9,08 \text{ \AA} \quad (\text{для глауконитов})$$

Обе разновидности гидрослюд имеют одинаковую совокупность рефлексов, которая полностью соответствует данным, приведенным для однослойных гидрослюд в работе Б. Б. Звягина (1957). Но уже визуальное наблюдение позволяет выявить некоторое отличие электронограмм глауконитов (а также селадонитов), а именно, отсутствие рефлексов (111), (131). (В табл. 1 приведены рефлексы, характерные для электронограммы глауконита). В то же время для всех образцов алюминиевых гидрослюд эти рефлексы фиксируются, особенно рефлекс (131), который выявляется даже для плохо образованных гидрослюд с распылчатым первым эллипсом. Для «мусковитизированного» глауконита рефлексы (111), (131) едва различимы.

Таблица 1

1 эллипс		2 эллипс		1 эллипс		2 эллипс	
<i>hkl</i>	<i>I</i> _{измер}	<i>hkl</i>	<i>I</i> _{измер}	<i>hkl</i>	<i>I</i> _{измер}	<i>hkl</i>	<i>I</i> _{измер}
020	о. сильн.	130	сильн.	022	сл.-ср.	$\bar{1}33$	ср.
$\bar{1}11$	сильн.-ср.	$\bar{1}31$	о. сильн.	112	о. сильн.	133	ср.-сл.
021	ср.	131	—	$\bar{1}13$	ср.	$\bar{1}35$	сильн.
111	—	$\bar{1}32$	о. сильн.	023	сильн.	135	ср.
$\bar{1}12$	сильн.	132	сл.				

Ввиду отсутствия на электронограммах глауконитов рефлекса (131) ($k=3$), описанное явление нельзя объяснить неупорядоченным смещением сеток на величины, кратные $\pm b$. Наиболее естественным кажется следующее объяснение.

Известно, что отличительной особенностью глауконитов является повышенное содержание атомов железа в октаэдрических положениях структуры. Химический анализ, проведенный для ряда образцов, подтверждает среднюю статистическую формулу, данную К. О. Смуликковским (Smulikowski, 1936).



Общее выражение для структурного фактора (пространственная группа $C2/m$) следующее:

$$F(hkl) = 4f(Fe, Al, Mg) \cos 2\pi ky + 4f_{OH} \cos 2\pi(hx + lz) + \\ + 8f_{O_{окт}} \cos 2\pi(hx + lz) \cos 2\pi ky + \\ + 8f(Si, Al) \cos 2\pi(hx + lz) \cos 2\pi ky + 4f_{O_{г-}} \cos 2\pi(hx + lz) + \\ + 8f_{O_{г+}} \cos 2\pi(hx + lz) \cos 2\pi ky \pm 2fK,$$

где

x, y, z — координаты атомов;

f — соответствующая им рассеивающая способность.

Для расчета используем координаты, приведенные в работе Б. Б. Звягина (1957) по определению структуры селадонита. Результаты вычисления квадратов структурных амплитуд в зависимости от содержания железа в октаэдрах приведены в табл. 2.

Таблица 2

<i>hkl</i>	F_{4Fe}^2	F_{3Fe1Al}^2	$F_{2,4Fe1,6Al}^2$	F_{4Al}^2
131	1,3	3,7	5,6	18,0
111	1,5	2,8	4,0	9,9
020	147	135	128	101
$\bar{1}32$	110	95	87	55
132	36	28	24	9,0

Если предположить в соответствии с формулой К. О. Смуликовского, что на каждую элементарную ячейку глауконита приходится 2,4 атома железа и 1,6 алюминия, то интенсивность ($I \sim F^2$) самого слабого рефлекса (111) в 32 раза слабее интенсивности одного из самых сильных (020). Отношение $F^2_{(020), (132)} : F^2_{(111), (131)}$ увеличивается с увеличением процентного содержания октаэдрического железа, и на фоне сильных линий слабые линии не проявляются. При заселении октаэдров исключительно атомами алюминия возрастает значение $F^2_{(111)}$ и отношение $F^2_{(020)} : F^2_{(111)}$ равно уже 10. Очевидно, в этом случае линии (111), (131) будут заметны на электронограмме, что и наблюдается для гидрослюд с малым содержанием железа.

Таким образом, в данном случае интенсивность рефлексов (111), (131) является показателем содержания железа в октаэдрах и дает возможность по геометрической картине электронограммы отличить глауконит от диоктаэдрической гидрослюды типа I М. Не исключена возможность, что существуют другие факторы, также влияющие на интенсивность этих рефлексов.

Автор выражает глубокую благодарность В. Д. Шутову, В. И. Муравьеву, Н. Г. Бродской, И. М. Варенцову и М. А. Ратееву за предоставление образцов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Звягин Б. Б. Структурный анализ, гл. VII. В сб. «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин». Госгеолтехиздат, 1957.
2. Звягин Б. Б. Определение структуры селадонита. Кристаллография, т. 2, № 3, 1957.
3. Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1962.
4. Smulikowski K. O. O skolicie, nowym minerale z grupy glaukonitu. *Archiwum Mineralogiczne*, t. XII, 1936.

Геологический институт
АН СССР

Дата поступления
27.II.1964

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.1

О ТАК НАЗЫВАЕМОМ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОМ МЕТОДЕ¹

Н. М. СТРАХОВ

За последние 15 лет в СНИИГГИМСе г. Новосибирска сложилось под идейным влиянием В. П. Казаринова своеобразное направление литологических исследований, которое сами новосибирские литологи называют литолого-формационным методом. Этим методом сделан уже ряд работ по Западно-Сибирской низменности, Минусинской впадине, Сибирской платформе и другим регионам. Он широко пропагандируется и рассматривается авторами его как один из способов разработки теории литогенеза вообще. Все это заставляет внимательно присмотреться к названному методу и взвесить его реальные возможности.

Обсуждение целесообразно начать с разъяснения того, на что направлен этот метод, какова его сущность и задачи.

1. СУЩНОСТЬ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА И ЕГО ПРИНЦИПИАЛЬНОЕ ОБОСНОВАНИЕ

Из того, что напечатано, совершенно ясно, что новосибирские литологи не имеют в виду ни разъяснения механизма образования отдельных типов пород, ни механизма формирования осадков и их размещения на дне бассейна в целом. Во всех этих вопросах они просто используют некоторые из уже разработанных в науке схем, считая их, очевидно, наиболее удачными и не внося в них сколько-нибудь заметных изменений. Задача новосибирских литологов совершенно иная. Отправляясь от принятых генетических представлений об отдельных породах, они стремятся выявить историко-геологические закономерности осадконакопления в ряде крупных регионов, с тем, очевидно, чтобы потом подняться до формулировки такого же рода общих закономерностей осадочного процесса планетарного характера. Такая задача есть задача историко-геологического исследования осадочного процесса, и стало быть, литолого-формационный метод есть не что иное, как своеобразный историко-геологический метод в литологии.

В чем его своеобразие?

Отправным пунктом для метода является идея Б. Б. Полюнова о том, что в областях седиментации отлагается то и в той последовательности, что и когда выносятся из коры выветривания. Раз так, то изучение последовательного развития коры выветривания на водосборах становится ключом к правильной периодизации осадкообразования в областях седиментации.

После каждой эпохи денудации водосборов наступает время постепенного развития (или «созревания», как выражаются новосибирцы) коры выветривания — от самой первой, едва уловимой ее стадии до образования мощного элювиального чехла на водосборных участках, после чего следует новый период денудации. Время между

¹ От *Редколлегии*. 26—27 мая 1964 г. Комиссия по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР провела семинар с обсуждением ряда докладов по литолого-формационному методу (см. раздел хроники в этом номере журнала).

В Редакцию журнала после семинара поступили статьи его участников — Н. М. Страхова, Г. Ф. Крашенинникова и А. А. Арустамова, являющиеся в основном несколько переработанными текстами их выступлений во время обсуждения. Ввиду большого интереса, который проявляется сейчас к работам, проводимым литолого-формационным методом, Редколлегия журнала считает целесообразным опубликовать несколько статей критиков и сторонников метода с тем, чтобы довести до сведения широких кругов литологов существо вопросов, обсуждавшихся на семинаре.

двумя последовательными размывами кор выветривания образует естественный этап развития как области водосборов, так и сопряженных с ними бассейнов седиментации. Комплекс осадочных пород, возникший за время между размывом одной зрелой, регионально развитой коры выветривания и размывом следующей за ней такой же коры, именуется новосибирскими литологами осадочной серией.

При таком подходе центр тяжести при выделении естественных этапов осадочного порообразования переносится из области седиментации, где эти породы возникали, на водосборы, где формировалась кора выветривания, за счет продуктов которой происходила седиментация. Сами же отложения области осадкообразования используются лишь как указатели процессов, происходящих на водосборах, в частности интенсивности химического выветривания и интенсивности размыва. Выделяются низкозрелые породы, отвечающие очень слабому развитию коры, среднезрелые, при относительно развитой коре, и высокозрелые, соответствующие мощно развитой и глубоко химически измененной коре.

Новосибирскими литологами разработан целый арсенал показателей, позволяющих, по их мнению, объективно перейти от осадочных пород, накопившихся в области седиментации, к тому, что происходило на водосборах, и наметить этапы развития водосборов, а тем самым, следовательно, и этапы седиментогенеза.

В целом историко-геологическая периодизация осадкообразования любого региона осуществляется довольно сложным околным путем. Вначале по признакам осадочных пород, развитых, например, в разрезе Западно-Сибирской плиты, и по остаткам кор выветривания реконструируются этапы истории водосборов, а затем эти этапы разysкиваются (обычно успешно) в разрезе осадочной толщи.

Чтобы проверить необходимость такой сложной процедуры и того, что она дает, рассмотрим вначале достоверность предложенных новосибирцами критериев для реконструкции истории водосборов. Не имея возможности проанализировать их все, остановимся лишь на главнейших, так сказать определяющих существо и достоверность метода.

2. О КОЭФФИЦИЕНТЕ МОНОМИНЕРАЛЬНОСТИ КАК КРИТЕРИИ ИНТЕНСИВНОСТИ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ВОДОСБОРАХ

Одним из главных критериев для оценки интенсивности (и стадий) химического выветривания на водосборах новосибирские литологи считают коэффициент мономинеральности, т. е. отношение суммы устойчивых минералов к сумме неустойчивых, что практически означает отношение кварца ко всему остальному минеральному комплексу.

К сожалению, выдвинув этот критерий, новосибирские литологи не указали ни сферы надежного его применения, ни областей, где он может давать ошибки; не оценили и возможные величины ошибок. А между тем это очень важно.

Нетрудно видеть, что когда исследователь имеет дело с отложениями ледового типа, то применять коэффициент мономинеральности нельзя, так как в ледовом типе коры выветривания на участках, откуда поступает осадочный материал, не формируются. Точно также и в отложениях вулканогенно-осадочного типа. В момент выноса пирокластического или лавового материала обычного выветривания не бывает и не может быть. Стало быть, и вулканогенно-осадочные толщи выпадают из-под действия литолого-формационного метода.

В аридном типе химическое выветривание зачаточное; сносимый с водосборов в бассейны материал всегда низкозрелый, и, следовательно, вычисление коэффициента мономинеральности для историко-геологического анализа практически ничего дать не может.

Таким образом, из четырех типов литогенеза к отложениям трех методика новосибирских литологов принципиально неприменима. Она может использоваться только при изучении толщ, возникших в гумидных климатах, ибо только здесь на водосборах развиваются коры выветривания разной зрелости. Это существенное ограничение всегда нужно иметь в виду.

Но даже и в гумидном климате применение коэффициента мономинеральности с надеждой на достоверное решение вопроса встречается с многочисленными ограничениями.

Достоверные результаты могут быть получены здесь лишь в том случае, если водосборы будут слагаться только магматическими и метаморфическими кварцсодержащими породами, порообразующими минералы которых все, кроме кварца, не приспособлены к условиям поверхности Земли и потому все разрушаются и не слишком различными темпами. Менее достоверные, но, вероятно, приемлемые результаты можно ожидать от коэффициента мономинеральности в тех случаях, когда на водосборах наряду с кварцсодержащими магматическими будут выходить и осадочные породы полимиктового типа — граувакки и аркозы, ибо состав их и, значит, выветривание не слишком сильно отличаются от состава и выветривания пород магматических. Но когда на водосборах присутствуют кварцевые пески, каолиновые глины, каолинит-

гидрослюдистые глины, т. е. породы мезомиктовые, особенно же олигомиктовые, применение коэффициента мономинеральности становится все менее надежным. Причина этого в том, что в этих случаях наряду со смывом первичного элювия разной степени зрелости имеет место простое переотложение уже глубоко выветрелого материала из древних осадочных пород. Как правило, это будет более или менее сильно повышать коэффициент мономинеральности пород изучаемого разреза, и он перестанет отражать истинную интенсивность химического выветривания на водосборах. И чем шире будут распространены на водосборах олигомиктовые (и даже мезомиктовые) породы, тем меньше достоверность показаний коэффициента мономинеральности. А когда водосборы сложены целиком рыхлыми осадочными породами, в значительной степени обогащенными кварцем, коэффициент мономинеральности не может использоваться вообще, так как на первый план выступит простое унаследование вновь возникающим осадком особенностей материнских для него пород. Точно так же неприменим коэффициент мономинеральности и в тех случаях, когда водосборы целиком или в подавляющей своей массе сложены магматическими бескварцевыми породами, ибо в этом случае все будет представлено неустойчивыми минералами и коэффициент мономинеральности просто нельзя будет высчитать. Ситуация здесь настолько ясная, что едва ли следует останавливаться на ней подробнее.

Но имеется еще одно очень важное ограничение в использовании коэффициента мономинеральности. Как видно из сказанного, правильное его применение требует знания петрографического состава водосборных площадей. И не только такого знания, какое получается на основе учета терригенных минералов осадочных толщ, а и такого, какое получается путем непосредственного выделения водосборов на геологической карте. Ибо по среднезрелым, и особенно по высокозрелым, обломочным породам разреза уже невозможно реконструировать петрографический состав водосборов, питавших седиментацию, и, стало быть, нельзя сказать, как много было на них магматических кварцсодержащих пород и сколько пород осадочных, разной степени зрелости. Но непосредственное выделение водосборных площадей бассейнов на геологической карте возможно реально лишь для кайнозоя и мезозоя, может быть еще для перми. Для более древних периодов такого выделения сделать практически нельзя или возможно лишь в исключительных случаях. Тем самым нащупывается и геохронологический диапазон, в пределах которого еще можно пытаться с учетом изложенных выше условий применять коэффициент мономинеральности; этот диапазон оказывается достаточно малым.

Итак, коэффициент мономинеральности пород осадочной толщи сможет дать достоверные указания относительно интенсивности процессов выветривания на водосборах только в том случае, если исследователь имеет дело с породами гумидного типа, относительно молодыми (мезозой — кайнозой) и возникшими за счет водосборов, сложенных в подавляющей массе своей кварцсодержащими, магматическими и метаморфическими породами и продуктами их механического разрушения — аркозами, грауваками. За пределами этого достаточно узкого круга показания коэффициента мономинеральности становятся недостоверными и применять его не следует.

Стало быть, коэффициент мономинеральности — это отнюдь не универсальный критерий, как, видимо, полагают новосибирские литологи, а частный, специфический показатель, настроенный, так сказать, на узкий диапазон геологических условий.

Кроме коэффициента мономинеральности, новосибирские литологи предлагают еще ряд сходных по смыслу показателей: коэффициент устойчивости, определение «зрелости» глинистых пород и коэффициент упорядоченности малых элементов. Все они, по данным новосибирских литологов, дают показания, более или менее согласные с показаниями коэффициента мономинеральности, особенно коэффициент устойчивости. Ничего дополнительного они не открывают, и не совсем ясно, зачем затрачивать на них очень много труда, в частности на определение зрелости глинистых пород. Важно отметить, что все эти дополнительные критерии, подобно коэффициенту мономинеральности, имеют очень ограниченное применение, и к ним целиком относятся все те же замечания, что и к коэффициенту мономинеральности. Поэтому останавливаться на них мы не станем.

3. АУТИГЕННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАК КРИТЕРИИ ИНТЕНСИВНОСТИ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ВОДОСБОРАХ

Другой цикл критериев для увязки стадий развития коры выветривания на водосборах со стадиями образования осадков в бассейнах новосибирские литологи видят в аутигенных породах. При этом ход их рассуждений следующий.

«С низкозрелыми осадками могут быть связаны образования легкорастворимых солей. Наоборот, со зрелыми осадками ассоциируют скопления малоподвижных компонентов, например, кремнезема, мобилизуемого при каолинизации пород на выровненных пространствах» (Казаринов, Тезисы, 1964, стр. 4).

Ближайшее рассмотрение показывает, однако, что в данном случае надежды новосибирских литологов не оправдываются совсем, и привлечение в качестве критериев аутигенных пород глубоко ошибочно.

По В. П. Казаринову, с низкокзерными осадками должны (или могут) ассоциировать накопления легкорастворимых солей K , Na , Ca , Mg , SO_4 , Cl , ибо в это время большие массы их выносятся с водосборов, находящихся на низкой стадии химического выветривания.

Но такое утверждение основано на недоразумении. Ведь в бассейнах гумидных зон, как известно, никогда садки легкорастворимых солей не происходило и происходить не может. Стало быть, ранние моменты химического выветривания пород на водосборах, несмотря на большой вынос Cl , SO_4 , Na , K , в бассейновом аутигенном осадкообразовании никогда не отражаются. В аридных же зонах совершенно подавляющая масса галогенных накоплений (>99%) возникла в водоемах, так или иначе связанных с океаном: в лагунах, заливах, краевых зонах морей, специфических внутриконтинентальных морях типа цехштейнового и т. д. Источником солей во всех этих случаях являются колоссальные запасы их в гидросфере, накопленные за всю докембрийскую историю Земли и пополняемые непрерывно поступающими континентальными водами. Для увязки галогенного процесса в аридных областях с разными стадиями развития коры выветривания в гумидных зонах никаких разумных оснований, следовательно, нет.

Сложнее обстоит дело у гумидной тетрады: $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$. Все эти соли в речных водах образуют резко ненасыщенные растворы, и в таком же состоянии находятся они в воде современных морей гумидных зон и находились в морях прошлого, по меньшей мере с конца албонка. Сейчас это твердо установленный факт, не считаться с которым невозможно. Стало быть, в местах поступления речных вод в морские хемогенная осадка $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ за счет вносимых в море порций этих компонентов исключена. Речной внос в данном случае просто пополняет (и пополнял в прошлом) запасы этих солей в океанах так же, как пополняет их легкорастворимыми солями. Но в отличие от Cl , SO_4 , K , Na , садка $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ в морях все же осуществлялась. Однако происходила она за счет использования громадных запасов этих компонентов в океанической воде, там и в такие моменты, где и когда создавались для этого подходящие условия. Садка и накопление P происходили в прибрежной зоне морей, когда здесь возникали глубинные восходящие течения. Садка $CaCO_3 - MgCO_3$ осуществлялась в местах, где обитали известкывыделяющие, а садка SiO_2 — кремневые организмы. Следует подчеркнуть, что в возникновении высоких концентраций всех членов тетрады почти всегда решающую роль играла не абсолютная интенсивность их хемогенного или биогенного осаждения, а степень разбавления их терригенным материалом. Вот почему известковые карбонатные породы возникали на фоне общей замедленной седиментации и приурочивались ко вторым половинам седиментационных макроритмов, что как раз и хорошо видно в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты (фигура). Кроме того, для их образования нужны различные температурные условия. Накопления SiO_2 , обязанные деятельности диатомей, требовали пониженной температуры воды; накопления же $CaCO_3 (+MgCO_3)$ — температуры повышенной. Вот почему эпохи общего охлаждения или сильного влияния полярных течений были и на Русской, и на Сибирской платформах эпохами формирования опок, диатомитов; эпохи же общего потепления, а также районы более южные, удаленные от действия полярных течений, были временами и регионами накопления известковых осадков, чистых или с некоторой примесью терригенного материала.

При таком механизме садки $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ совершенно очевидно, что появление фосфатных, известковых или кремнистых пород в разрезе ни в какой мере не может свидетельствовать ни об интенсивности химического выветривания на водосборах, ни о зрелости коры выветривания. Привлечение их В. П. Казариновым для этих целей представляет такое же недоразумение, как и привлечение галогенных пород в аридных областях. Накопление $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ непосредственно отражает только процессы, происходящие в самом бассейне, собственную его жизнь и о процессах выветривания на водосборах ничего сказать не может.

В связи с этим необходимо остановиться на одной методической идее В. П. Казаринова, красной нитью проходящей через все его построения и являющейся, так сказать, краеугольным камнем всей предложенной им методики. Идея эта заключается в том, что эпохам образования кремнистых пород отвечает время формирования зрелой каолиновой коры выветривания, ибо при каолинизации якобы из элювия выносятся наибольшие массы кремнезема. Именно эта идея позволяет надежно коррелировать этапы развития зрелой коры выветривания с этапами осадко-накопления в отдаленных частях бассейнов. Только в сочетании с этой фундаментальной идеей и многочисленными коэффициенты могут привести к каким-то конкретным сопоставлениям. Тем важнее подчеркнуть, что именно эта центральная во всей методике идея ошибочна, притом ошибочна двояко.

Мы только что видели, что образование кремнистых пород связано с особыми моментами собственной жизни бассейна и не имеет никакого отношения к интенсивности поступления кремнезема с суши и, стало быть, к стадии развития коры выветривания. Это во-первых. Неверно и то, будто максимальное поступление SiO_2 обязательно связано с моментами каолинизации. Во время превращения магматических пород в смесь гидрослюд кремнезема выносятся столько же, сколько в процессе каолинизации гидрослюдистой зоны. Кроме того, далеко не всегда выветривание основных пород идет постепенно, через гидрослюдистую стадию. А. Лакруа, Д. Харрисоном, а недавно Б. М. Михайловым описаны случаи, когда основные породы сразу превращались в латериты, образованные гидроокислами Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

Мне представляется, что вообще когда водосборы сложены разными породами, выветривающимися с разной быстротой, едва ли можно говорить о сколько-нибудь выраженных во времени изменениях ионного состава речного стока, в частности об изменениях в количествах SiO_2 . Если он и изменялся, эти изменения не могли быть сильными. Ибо если с участков сильнее выветрелых сносились преимущественно одни ионы, то с площадей менее выветрелых — другие, и это неизбежно нивелировало сток. Не случайно поэтому, например, что А. Э. Канторовичу, специально занимавшемуся изменениями современного речного стока, не удалось пока обнаружить какой-либо ясной этапности в этом процессе (Тезисы, 1964).

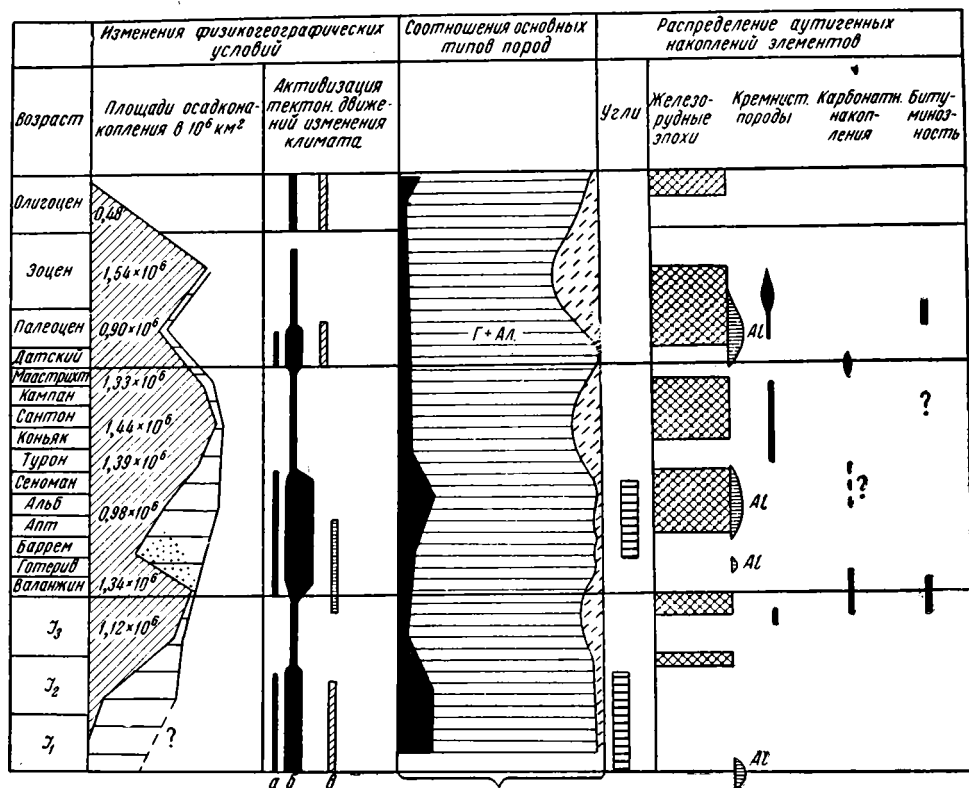
Итак, тетрада $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$, и в частности кремнистые породы, играющие в разбираемом методе особую роль, не могут в действительности использоваться в целях корреляции стадий развития коры на водосборах и бассейновой седиментации.

Третью группу хемогенных бассейновых образований составляют руды $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$. Как известно, эти элементы отличаются гораздо меньшей геохимической подвижностью сравнительно с тетрадой $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$. В морской воде Al_2O_3 , карбонаты и гидроокислы Mn и Fe чрезвычайно мало растворимы и потому находятся в ничтожных количествах. В речных водах, питаемых высачиванием грунтовых вод, концентрации Fe и Mn в силу обилия CO_2 , SiO_2 и органического вещества в этих водах, могут достигать больших величин, но очень неустойчивы, почему $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$ быстро выпадают в осадок. У рек большого протяжения садка происходит уже в русле, в аллювии; у рек меньших — в дельтовой зоне; у рек малых — в прибрежной зоне моря. При такой ситуации, казалось бы, накопления $\text{Fe} - \text{Mn}$ можно использовать в качестве надежного показателя хода выветривания на водосборах и зрелости элювия. Однако и здесь имеется ряд существенных ограничений. Дело в том, что высокое накопление $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$ в морском бассейне зависит не только от того, как течет выветривание на водосборе, но и от того, что происходит в самом бассейне. Мне уже приходилось указывать, что возникновение высоких концентраций $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$ в море есть результат действия пяти факторов: интенсивности поступления элемента с водосборов; палеогеографической ситуации в прибрежной зоне моря, в одних случаях благоприятствующей сохранению внесенного материала, в других — препятствующей ему; степени разбавления хемогенного осадка одновременно осаждающимся терригенным материалом; аккумулярующего влияния диагенеза; влияния перемывов осадка. Высокие концентрации $\text{Fe} - \text{Mn}$ получаются только тогда, когда аккумулярующая деятельность одного фактора поддерживается и усиливается аккумулярующей работой всех других, т. е. все они работают в одном направлении. Если же разные факторы действуют в разных направлениях, тормозя работу одних других, высоких (рудных) концентраций не получается. В лучшем случае, даже при интенсивной подаче рудного вещества с водосборов, возникает зачаточное рудонакопление, но может не образовываться даже и его. Это означает, что и накопления $\text{Fe} - \text{Mn}$ в бассейне лишь очень мало могут рассказать о реальном ходе выветривания на водосборах. Собственная жизнь бассейна в данном случае резко вмешивается в ход осадочного процесса и определяет его результаты.

Есть и еще одно обстоятельство, освещающее дело с новой и существенной стороны.

В настоящее время твердо установлено, что оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды, бокситы и руды марганца формируются на базе замедленного осадконакопления, когда с суши подается мало разбавляющего терригенного материала. Но в Западно-Сибирской низменности, например в нижнемеловую эпоху, как видно на диаграмме (см. фигуру), накопление Fe руд, бокситов и связанного с ними каолина происходило на фоне весьма активного тектонического режима, свойственного всей плите в целом и, стало быть, ее водосборам. Как понять эту странную и противостественную ситуацию? Только единственным путем. Очевидно, те весьма ограниченные по площади участки по периферии Западно-Сибирской плиты (Тургайское плато, Присалаирская площадь и др.), где шло образование бокситов и железных руд, в отличие от остальной подавляющей массы плиты действительно обладали вялым тектоническим режимом и медленно протекавшим осадконакоплением. Примыкавшие же к ним водосборы отличались слабо расчлененным рельефом и развитым хими-

ческим выветриванием. Но если так, то, следовательно, рудные накопления триады вообще могут указывать на жизнь и этапы развития только весьма ограниченных участков питавших их водосборных площадей. Восстанавливать по рудам Al и Fe жизнь и этапы развития всей водосборной площади Западно-Сибирской плиты и осадконакопления на самой плите невозможно.



а) резко увеличенная мощность

б) активность тектонического режима

в) потепление климата (в Сг, также его активизация)

■ Пески

▨ Глины + алевролиты

▤ Аутигенные породы

Распределение аутигенных пород в мезозое и кайнозое Западной Сибири

Итак, методическая база, на которую опирается литолого-формационный метод, более чем слаба. Коэффициент мономинеральности и другие родственные ему по смыслу критерии, относящиеся к песчано-алеврито-глинистым породам, имеют узкий и специфический круг применения. Подавляющее большинство бассейновых аутигенных пород не может быть использовано вообще, и только руды Fe и Mn могут дать некоторую информацию о характере жизни водосборов, но лишь на ближайших прилегающих к ним участках.

Совершенно очевидно, что в этих условиях литолого-формационный метод никак не может рассматриваться как какой-то общий метод историко-геологического анализа осадочного породообразования, способный разрабатывать общую теорию литогенеза, как полагает В. П. Казаринов. Это метод частный, очень узкого применения, приложимый лишь к молодым мезозойско-кайнозойским толщам гумидного типа и требующий регионов со специфическим магмато-граувакковым составом водосборов. Поэтому, если по локальным специфическим условиям он и применим к изучению мезозойско-палеогеновой истории Западно-Сибирской плиты, то неприменим к изучению той же истории Русской платформы, а также к осадкам многих других регионов.

4. ОБ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ В ПОНИМАНИИ НОВОСИБИРСКИХ ЛИТОЛОГОВ

Мы рассматривали до сих пор литолого-формационный метод лишь в первой его части — литологической. Но имеется еще и вторая — формационная, которой также следует коснуться.

Я не знаю, насколько единодушны новосибирские литологи в понимании формаций. Поэтому в дальнейшем разберу только одну частную, но очень показательную работу Ю. П. Казанского в недавно вышедшем сборнике «Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири».

В этой статье осадочные формации определяются «как петрографо-фациальные комплексы, отражающие этапы развития крупных тектонических структур» (стр. 17). Естественно, встает вопрос: как понимать крупную структуру? Что это: вся платформа в целом? Или каждая синеклиза или антеклиза на платформе? Или, может быть, даже отдельные брахискладки? Еще сложнее обстоит дело в геосинклинальных зонах, где совсем не ясно, считать ли крупными структурами многоэпиклинали в противоположность эпигеосинклиналям или же отдельные депрессии и поднятия внутри многоэпиклинали и эпигеосинклиналей. В статье Ю. П. Казанского ответа на эти вопросы нет. Таким образом, уже в самом его определении понятия «формация» заложена неясность, позволяющая трактовать «крупную структуру», и значит объем формаций, кому как хочется.

Но это беда «не так большой руки». Гораздо хуже, что, выдвинув в определении формаций один принцип, Ю. П. Казанский классификацию формаций построил на совсем другом принципе.

Вот эта классификация.

Классификация осадочных формаций по Ю. П. Казанскому

Фациальный режим	Этапы	
	формирование коры выветривания	размыв коры выветривания различной стадии формирования
Устойчивый континентальный	Терригенно-олигомиктовая	1. Терригенно-бокситовая 2. Терригенно-каолиновая 3. Терригенно-пестроцветная 4. Терригенно-полимиктовая 5. Терригенно-угленосная
Переходный, мелкое море	Кремнистая	Оолитовая, железорудная
Устойчивый морской		Терригенно-глинистая

Что такое «этап» в данном случае? Определив формации как комплексы пород, отражающие этапы в развитии крупной структуры, следовало бы, конечно, указать, какие именно тектонические этапы в данном случае выделяет автор. Между тем Ю. П. Казанский в основу классификации формаций кладет этапы развития не тектонической структуры региона, а истории коры выветривания, выделяя этап ее формирования и этап размыва. Но развитие тектонической структуры и развитие элювия — это ведь совершенно различные и вовсе не взаимозаменяемые понятия. Этапы развития тектонической структуры — это этапы ее видоизменения и прогрессивного усложнения. Скажем, вначале складка была небольшой и слабо выраженной, симметричной, потом стала асимметричной, потом разбилась сдвигами, сбросами и т. д. Этапы развития коры — это последовательное физическое и химическое изменение тонкой верхней полосы пород, выходящих на поверхность. Тектоническое строение региона отнюдь не видоизменяется от того, что тонкая пленка элювия то появляется на структуре, то исчезает. Таким образом, Ю. П. Казанский, декларируя в определении формаций один признак — тектонический, в классификации проводит совсем другой — учет развития коры выветривания, ничего общего с первым не имеющий. Едва ли такая произвольная подмена понятий служит на пользу делу.

Полностью произвольным является отнесение одних континентальных «формаций» к этапу формирования коры выветривания, других — к этапу размыва коры. В самом деле, почему, например, терригенно-олигомиктовая формация соответствует этапу формирования коры выветривания, а скажем, терригенно-полимиктовая — этапу размыва? Понять невозможно. Ведь явления размыва всегда сопровождают процессы выветривания. И если скорость размыва будет приблизительно равна скорости выветривания, возникнут терригенно-полимиктовые формации с материалом, лишь очень слабо выветрелым. Если скорость размыва заметно меньше скорости вы-

ветривания, возникнут мезомиктовые, а при резком опережении размыва выветриванием — формации олигомиктовые. Таким образом, разделение континентальных формаций на две группы, предложенное Ю. П. Казанским, лишено оснований и не может быть принято.

Неприемлемость классификации этого автора особенно видна в группировках формаций, отвечающих режиму переходному и устойчивому морскому режиму. В эти времена в прибрежной зоне возникает оолитовая железорудная формация, отвечающая этапу размыва кор выветривания, далее от берега — кремнистая, связанная с этапом формирования коры выветривания, и, наконец, в центральных частях бассейна — терригенно-глинистая «формация», вновь отвечающая этапу размыва кор выветривания. Понять это невозможно.

Мне думается, что все эти, скажем мягко, удивительные суждения Ю. П. Казанского — прямой плод беспрестанной оглядки на водосборы, на историю коры выветривания вместо того, чтобы в самих породах искать критерии для объединения их в формации, а в формациях — критерии для их классификации.

Интересно взглянуть, а что же представляют собой отдельные формации? Поскольку это петрографо-фациальные комплексы, естественно ожидать, что автором будут охарактеризованы их внутреннее строение, форма и размеры, а также положение в тектонической структуре. В действительности дело обстоит совсем не так. Для каждой формации сообщаются только общие об ее петрографическом составе и чрезвычайно бегло упоминается о фациальных типах слагающих ее осадков — и все. Формы, размеры формации, ее внутреннее строение, хотя бы на одном-двух поперечных сечениях (конкретных, а не идеализированных), ее место в той «крупной тектонической структуре», «этапы развития», которые она призвана отражать, даже не упоминаются. При такой характеристике формаций, естественно, встает вопрос: чем они отличаются от тех толщ, свит, пачек, какие выделяются геологами-съемщиками и стратиграфами при картировании отдельных регионов? Ничем, кроме нового наименования! Ведь толщи, свиты, пачки также выделяются главным образом по чисто петрографическим признакам, с очень общим учетом их фациальной природы; точно так же никто из съемщиков не пытается детально характеризовать объемы, форму и внутреннее строение свит, толщ и т. д. Таким образом, Ю. П. Казанский, и боюсь, что его сотоварищи тоже, просто перекрестили прежние свиты, толщи, пачки геологов-съемщиков в формации, не проделав для этих «формаций» той необходимейшей работы, какая требуется новым наименованиям старых объектов. Нужно сказать, что такой прием выделения «формаций» отнюдь не нов и не специфичен для новосибирских литологов; его употребляют сейчас, вероятно, 99% всех, кто пользуется этим термином. Но от того, что, скажем, мы будем именовать червей латинским словом *vermes*, ничто не изменится. И от того, что прежние свиты, толщи, пачки новосибирцы (и другие) теперь именуют формациями, они все же не стали формациями в том смысле, какой предусматривается определением этого понятия.

Говоря откровенно, нельзя не поразиться той беззаботности, какая продемонстрирована Ю. П. Казанским в определении, выделении, изучении и классификации формаций, и той путанице, какая им создана в этом вопросе. Не думаю, чтобы это было индивидуальной чертой данного исследователя. Его работа напечатана без всяких критических замечаний в сборнике 1963 г. под редакцией его же и В. П. Казаринова. Очевидно, другие новосибирские литологи также считают, что «все в порядке» в этом удивительном беспорядке.

А ведь формации — это своего рода «кирпичи», из которых строятся «осадочные серии» новосибирских литологов.

Сказанного, мне кажется, достаточно для признания, что литолого-формационный метод в его современном виде не может быть рекомендован к употреблению.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР. Изд. СО АН СССР, 1963.
Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 20, 1963.
Литолого-формационный метод. Тезисы докладов на семинаре Комиссии по осадочным породам 25—26 мая 1964 г.

Геологический институт
АН СССР
г. Москва

Дата поступления
27.VII.1964

УДК 553.1

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К МЕТОДИКЕ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ

1. ВВЕДЕНИЕ

За последние годы получил довольно широкое распространение, особенно среди сибирских геологов и литологов, метод исследования осадочных толщ, названный его основоположником, В. П. Казариновым, литолого-формационным методом. О сущности метода, а также его конкретном приложении к ряду обширных и важных в практическом отношении регионов, таких как Западно-Сибирская низменность, Кузнецкий каменноугольный бассейн, Южно-Минусинская котловина и др., опубликован целый ряд статей и несколько монографий. (Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири, 1963; Литолого-формационный анализ осадочных толщ, 1962; Гурова и Казаринов, 1962; Ю. П. Казанский, 1963 и др.).

Ввиду того, что использование литолого-формационного метода получает все более широкое признание, хотя в его основе и находятся, с точки зрения автора настоящей статьи, некоторые весьма дискуссионные принципы, а фактическое применение страдает рядом существенных погрешностей, целесообразно остановиться на этом методе более внимательно. Рассмотрению некоторых его сторон и посвящена настоящая статья.

2. СУЩНОСТЬ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА

В основе рассматриваемого метода лежит идея, что вещественный состав осадков определяется, по мнению авторов, главным образом интенсивностью процессов химического выветривания в областях денудации и петрографическим составом разрушаемых здесь пород. Интенсивность химического выветривания зависит от климата и рельефа. Поскольку известно, что в геологическом прошлом, как и на современной поверхности Земли, большую часть господствовал влажный (гумидный) климат, то главной переменной величиной, определившей состав осадков любой территории, авторы метода считают рельеф.

При максимальном проявлении тектонических движений, выраженных в поднятии гор и погружении впадин, резко усиливаются процессы физического выветривания, а процессы химического выветривания подавлены. Поэтому терригенный материал, поступающий в эти эпохи в бассейны седиментации, имеет полимиктовый состав, и формируются осадки, обладающие, как это называют авторы метода, малой степенью зрелости.

Наоборот, при ослаблении тектонических движений, особенно при их замирании, к минимальным значениям сводятся процессы физического выветривания и господствует выветривание химическое. В бассейнах седиментации накапливаются тонкозернистые осадки, часто кремнистые, в обломочной части которых господствуют кварц, кварциты и другие устойчивые компоненты, а из глинистых минералов преобладает каолинит. Такие осадки авторы называют осадками высокой степени зрелости. Таким образом, в одних и тех же разрезах отдельные горизонты отличаются друг от друга различной зрелостью слагающих их пород. Чем сильнее было химическое выветривание в области денудации, тем более зрелые осадки накапливались в бассейнах седиментации и наоборот.

Поэтому осадочные толщи, называемые авторами метода «формациями», образуют в осадочной оболочке земли закономерные генетические ряды, отражающие этапы циклов денудации областей размыва, поставляющих осадочный материал. Осадочная формация определяется В. П. Казариновым (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962, стр. 5) как осадочная толща, характеризующаяся примерно одинаковым комплексом породообразующих терригенных минералов (песчаной, алевроитовой и глинистой фракций) и примерно одинаковым составом хемогенных образований. Эти формации сочетаются в ряды, отражающие в вещественном составе слагающих их пород все этапы цикла денудации областей размыва.

Осадочная толща, заключенная между двумя генетическими рядами формаций, сложенных наиболее зрелыми породами, и частично их включающая, называется осадочной серией. Таким образом, осадочная серия соответствует в тектоническом смысле времени от одного до другого минимума активности тектонических движений, в геоморфологическом смысле — от одного до другого максимума выравнивания, в геохимическом смысле — от одного до другого максимума химического выветривания в областях денудации.

Для определения зрелости пород, которая лежит в основе литолого-формационного метода, применяется ряд коэффициентов и показателей, вычисляемых на основе мине-

ралого-петрографического и химического изучения соответствующих пород. Главным из них служит коэффициент мономинеральности. Он определяется делением количества устойчивых при химическом выветривании породообразующих минералов и обломков пород на количество неустойчивых. Породы высокой зрелости имеют максимальные значения коэффициента мономинеральности, а низкозрелые осадки характеризуются минимальными значениями этого коэффициента. Он не зависит от фаций, и его относительно изменение по разрезу для разных фракций остается постоянным.

При изучении минералов тяжелой фракции устанавливается коэффициент устойчивости, равный отношению общего количества устойчивых к выветриванию минералов к неустойчивым. Таким образом, по существу этот коэффициент является разностью коэффициента мономинеральности. Авторами введен и ряд других коэффициентов, на характеристике которых можно не останавливаться. Все они имеют целью выразить степень зрелости породы, исходя из изложенной выше основной идеи.

3. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Окружающий нас внешний мир обладает закономерным и упорядоченным строением.

Вполне естественны усилия авторов литолого-формационного метода, направленные к выявлению закономерностей строения разрезов осадочных толщ. Но очень важно, чтобы поиски этих закономерностей проводились методически и фактически правильно, без чего, естественно, нельзя ожидать результатов, приближающих нас к правильному пониманию объективной истины. К сожалению, знакомство с многочисленными опубликованными материалами по литолого-формационному методу заставляет признать, что при всей простоте положенной в его основу идеи и заманчивости, на первый взгляд, получающихся выводов метод этот страдает существенными погрешностями как принципиального, так и фактического характера.

Прежде всего, нельзя признать достаточно точным основное теоретическое положение метода, что вещественный состав осадков определяется главным образом интенсивностью процессов химического выветривания в области денудации и петрографическим составом разрушаемых здесь пород (Литолого-формационный метод, 1964, стр. 3). Несомненно, что состав осадков находится в гораздо более сложных соотношениях с материнскими породами и интенсивностью их химического выветривания, чем это принимают авторы метода. В самом деле, если уже говорить о влиянии химического выветривания, то здесь имеет значение не столько его «интенсивность», сколько его длительность. Известно, что в областях с расчлененным рельефом вынос растворенных компонентов гораздо больше, чем на равнине. Кроме того, на состав осадков в некоторой небольшой мере влияет и переработка осадочного материала в путях переноса, в частности обработка волнами в прибрежной зоне, вызывающая увеличение содержания устойчивых компонентов. Поэтому нельзя согласиться и с другим методическим положением авторов, что «коэффициент мономинеральности не зависит от фаций» (там же, стр. 13). В самом деле, в континентальных отложениях, например в речных, этот коэффициент должен быть ниже, чем в прибрежно-морских отложениях и т. п. На вещественный состав конкретного осадка оказывает большое влияние и смешение материала, происходящего из разных источников, за счет размыва материнских пород, находящихся в разной степени химического разложения. Наконец, состав осадков зависит и от физико-химических особенностей среды осаждения, а также находящегося в ней органического мира. Таким образом, фактически вещественный состав осадков оказывается функцией значительно большего числа переменных величин, чем это принимается авторами рассматриваемого метода.

Никак нельзя признать правильным и другое принципиальное положение авторов, что в периоды усиления орогенических процессов, в условиях расчлененной страны, когда повышается абсолютный вынос легкоподвижных, химически растворимых элементов, с этим может быть связано образование месторождений солей (там же, стр. 4 и 10). Несомненно, что во всех более или менее крупных месторождениях солей их источником служат не процессы денудации прилегающей суши, а поступление в осолонающийся водоем вод со стороны океана, при этом вод, большую часть метаморфизованных в той или иной степени. Что дело обстоит именно так, доказываются палеогеографическими реконструкциями таких водоемов, а более непосредственно и тем, что в составе растворенных веществ большинства рек — в том числе и дренирующих горные страны —, на первом месте стоят карбонаты, а затем идут сульфаты и третье место занимают хлориды.

Следовательно, если уж говорить о выпадении химических осадков за счет выноса такими реками, то больше всего должно было формироваться карбонатных отложений, чего на самом деле, как известно, не наблюдается; карбонаты, если и присутствуют в соленосной толще, то занимают в ней подчиненное положение.

Существенно, что развитие коры выветривания далеко не всегда идет по пути, предполагаемому авторами литолого-формационного метода. Известно, что даже в гумидном умеренном, а тем более в гумидном холодном климате каолинитовая кора вы-

ветривания вообще, как правило, не формируется. Именно поэтому, как это было недавно показано М. А. Ратеевым, в осадках наших северных и дальневосточных морей каолинит либо отсутствует, либо находится в виде крайне незначительной примеси. Характерно при этом, что в более или менее существенном количестве каолинит появляется у нас только в осадках юго-восточной части Черного моря, что связано, по мнению М. А. Ратеева, с выносом его из красносеземных почв прилегающей части Кавказа, рельеф которого, как известно, отнюдь не характеризуется выровненностью.

Размыв коры выветривания в разных частях областей питания водоема осадочным материалом начинается и заканчивается в разное время и происходит с различной интенсивностью. Это признают и авторы метода, в частности В. П. Казаринов пишет по этому поводу следующее: «Естественно, что не все обрамляющие бассейн седиментации области размыва приходят к одному и тому же уровню денудации одновременно. В областях бассейна седиментации, примыкающих к пенепленизированным частям суши, осадки отличаются от одновременных осадков, накапливающихся на участках, примыкающих к областям суши, еще далеко не достигшим уровня предельной равнины и т. п. Картину вещественного состава осадков нарушает, кроме того, материал из дальних областей размыва, которые могут характеризоваться иным, чем в близлежащих областях, ландшафтом и т. д.» (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962, стр. 7).

Из этих вполне правильных положений, однако, не делается того естественного вывода, что состав осадков в каждой данной точке отражает не какую-то среднюю стадию денудации некоей абстрактной и усредненной коры выветривания, а соответствует тому, откуда и как материал этого осадка поступал и в каких конкретных физико-географических и физико-химических условиях накапливался. Получение средней картины поэтому оказывается делом чрезвычайно сложным.

Авторы метода практически не учитывают в своих построениях, что процесс формирования коры выветривания может быть прерван усилившимися тектоническими поднятиями в области сноса на любом этапе. В результате в пути переноса поступают продукты выветривания, далеко не достигшие зрелости. Таким образом, формирование нового цикла осадконакопления может начинаться с пород, имеющих полимиктовый состав, т. е. незрелых в понимании авторов метода. С другой стороны, полимиктовость осадка может быть обусловлена и смешением материала из разных источников. Остается неясным, как во всех подобных случаях выяснить причину появления в разрезе полимиктового материала?

Авторы метода, правильно считая, что состав терригенной части осадков связан с петрографическим составом материнских пород в области размыва, не поясняют, как они учитывают разнообразие этого состава в конкретных случаях. В самом деле, как бы долго не подвергались выветриванию базальты, диабазы, порфириты и другие подобные породы, кварцевого песка из них не получится. С другой стороны, если выветриванию подвергаются породы, первоначально богатые кварцем, например кварциты, кремнистые сланцы, кварцевые песчаники и т. п., то уже одного физического разрушения таких пород, даже без участия химического разложения, достаточно для того, чтобы в продуктах такого выветривания было много кварца и других компонентов, которые авторы рассматривают в качестве показателей зрелости обломочного материала.

Наконец, авторы ни на одном конкретном примере не показывают, как они учитывают и оценивают в количественном отношении примесь вулканического, пирокластического материала. Указывается, правда, что прослой пирокластических пород и эффузивы в расчет не принимаются (Литолого-формационный анализ осадочных толщ, 1962, стр. 46), но каким способом осуществляется отличие зерен пирокластического происхождения от других обломочных компонентов, авторы не указывают, хотя для некоторых из изученных ими регионов, например Южно-Минусинской котловины, это имеет весьма существенное значение. Мы еще вернемся к этому вопросу ниже.

После этих замечаний общего характера остановимся на том, как авторы применяют разработанную ими методику к конкретным регионам. В качестве примера прежде всего подробно остановимся на верхнепалеозойских отложениях Кузнецкого бассейна, который авторы считают одним из своих опорных регионов.

4. ПРИМЕНЕНИЕ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА К КУЗНЕЦКОМУ КАМЕННОУГОЛЬНОМУ БАССЕЙНУ

Разрез Кузнецкого бассейна, сложенный многокилометровой толщей главным образом верхнепалеозойских пород, обработанный по литолого-формационному методу, неоднократно использовался авторами метода в качестве примера успешного его применения как для решения конкретных задач сопоставления разрезов отдельных частей бассейна, выделения серий и т. д., так и для получения важных общих заключений

о ходе тектонического развития земной коры и т. п. Этот разрез имеет и большое практическое значение, поскольку с ним связаны крупнейшие в Сибири запасы высококачественных углей, пригодных для металлургических целей. Все это заставляет рассмотреть применение метода именно к Кузнецкому бассейну более подробно.

Общая характеристика осадочных серий Кузнецкого бассейна дана в статье М. Н. Выродовой и Н. А. Лизалек (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962, стр. 80—104). В ней приведены как схематический сводный разрез палеозойских и триасовых отложений Кузнецкой котловины, с выделением серий и ряда показателей, характеризующих степень зрелости соответствующих пород, так и более конкретные разрезы по районам бассейна. На всех этих разрезах показаны рядом с обычной литологической колонкой коэффициент мономинеральности, коэффициент терригенности, каолинитовые горизонты и аутигенные кремни. Именно эти показатели и представляют для нас наибольший интерес, поскольку в них отражена сущность литологоформационного подхода.

При взгляде на сводный разрез котловины (там же, стр. 85, рис. 5) ясно видно, что коэффициент мономинеральности, являющийся главнейшим показателем литологоформационного метода, имеет для верхнего палеозоя вид колеблющейся кривой с цифровым значением примерно от 1 до 3. Только в одной точке разреза, а именно на переходе от визейских отложений (верхотомская зона) к намюрским (острогская свита), этот коэффициент дает резкий скачок, причем в верхнем визе его значение поднимается до 4, а в основании намюрских отложений падает до 0,5. Таким образом, коэффициент мономинеральности изменяется в восемь раз. По этой границе, как это и требуется теоретическими принципами метода, проводится одна из границ между сериями.

Если, однако, обратиться к обоснованию приведенной сводной картины конкретными разрезами и текстовым описанием фактического материала, то выясняются странные противоречия. В качестве конкретных разрезов в разбираемой статье приведены колонки по р. Кондоме (стр. 80, рис. 1), у г. Кемерово (стр. 81, рис. 2), для Томь-Усинского района (стр. 82, рис. 3) и в Крапивинском районе (стр. 83, рис. 4). Из них разрезы у г. Кемерово и в Крапивинском районе отпадают, поскольку не вскрывают интересующей нас части разреза. Остаются разрезы по р. Кондоме и в Томь-Усинском районе. При этом оказывается, что в разрезе по р. Кондоме на соответствующей границе коэффициент мономинеральности изменяется от 4 вверху визейских отложений до 2 в основании намюра, т. е. разница всего в два раза. Что же касается Томь-Усинского района, то в нем как вверху визейских отложений, так и в основании намюрских коэффициент мономинеральности имеет одинаковое значение около 0,5, т. е. вообще никакого изменения его не происходит. Что же позволило авторам показать на сводном разрезе скачок в восемь раз? Трудно избавиться от ощущения, что авторами руководило в данном случае стремление выбрать из всего разнообразия цифр те, которые больше отвечают их теоретическим представлениям, и они при этом не обратили внимания на то, что таким путем существенно искажаются соотношения, имеющиеся в их же фактическом материале.

В самом деле, там, где коэффициент мономинеральности для низов острогской свиты (намюрский ярус) составляет 2, там значение того же коэффициента для верхов верхотомского горизонта (визейский ярус) составляет 4 (разрез по р. Кондоме). Там же, где коэффициент мономинеральности для низов острогской свиты составляет 0,5, там и для верхов верхотомской зоны он имеет такую же величину 0,5 (разрез в Томь-Усинском районе). Так разве можно, обобщая эти конкретные данные, на сводном разрезе показывать для низов острогской свиты значение коэффициента мономинеральности 0,5, а для верхов верхотомского горизонта — 4? Мне кажется, что это противоречит основным правилам обобщения цифровых данных, противоречит элементарной логике.

Кроме того, можно считать, что для такого ответственного уровня, как нижняя граница угленосной толщи Кузнецкого бассейна, т. е. граница ее с существенно морскими подстилающими отложениями, следовало использовать значительно большее количество данных, чем те два разреза, которые приводятся в рассматриваемой работе. Без этого всегда может быть сомнение в том, насколько характерны и представительны те единичные цифры, которые используются авторами, даже если бы они использовались правильно. И уже во всяком случае следовало бы принять во внимание опорные, стратотипические разрезы рассматриваемых стратиграфических подразделений. А ведь полученный таким путем сводный разрез используется и в других работах как фактическое обоснование весьма общих выводов.

Если обратиться к тексту рассматриваемой статьи, то он не только не снимает появившегося сомнения, но ставит новые вопросы. Хорошо известно, что угленосная толща Кузнецкого бассейна начинается так называемой острогской свитой. Авторы рассматриваемой работы, как и многие другие исследователи, считают ее намюрской. В ее основании часто лежит конгломерат, который считается базальным горизонтом угленосной толщи. Ряд исследователей, изучавших эти пограничные слои угленосной толщи, отмечают, что существенного изменения в составе обломочного материала при переходе от подстилающих угленосную толщу визейских отложений к острогской свите не

происходит (Процветалова, 1961; Розонова, 1960 и др.). Наличие таких данных, казалось бы, требовало от авторов, придерживающихся другой точки зрения, обстоятельного разбора своих данных в обоснование правильности именно своей точки зрения по этому вопросу, тем более что граница эта имеет действительно важное принципиальное значение. Ничего подобного мы не находим у разбираемых авторов. Говоря об острогской свите, они кратко указывают только, что «на р. Кондоме в базальном конгломерате содержится большое количество галек кварца, кварцита, кремней. Цементируется конгломерат существенно кварцевым средне- и крупнозернистым песчанником с коэффициентом мономинеральности порядка 2,0». (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962, стр. 93). В такой характеристике прежде всего вызывает недоумение, почему у «существенно кварцевого песчанника» коэффициент мономинеральности всего около 2,0? Едва ли правильно называть обломочную породу, в которой больше 30% не кварцевого обломочного материала, «существенно кварцевой»¹.

Авторам, применяющим к хорошо изученному Кузнецкому бассейну новую методику и получающим в результате данные, существенно меняющие прежние представления, следовало бы для получения сравнимых данных прежде всего изучить по своей методике классические разрезы. Такими для острогской свиты и пограничных горизонтов подстилающих ее отложений служат разрезы ниже г. Кемерово, по правому берегу р. Томь, у с. Верхотомское и ниже д. Старая Балахонка. Авторы почему-то обошли эти разрезы. Можно ли после этого считать приводимые ими данные убедительными?

В более высокой части разреза верхнепалеозойских отложений Кузнецкого бассейна авторы выделяют еще несколько «серий», в том числе серию за № IV, отвечающую части разреза, известной в Кузнецком бассейне под названием кузнецкой свиты. Она венчает колонку нижнепермских отложений. На сводном разрезе (стр. 84—85, рис. 5) коэффициент мономинеральности для этой серии показан в виде дуги, верхняя и нижняя части которой отчетливо загibaются в сторону более «зрелых» пород, а наименее зрелые располагаются в средней части серии, т. е. так, как это требуется теорией. Но, к сожалению, такая конфигурация кривой коэффициента мономинеральности не вытекает из фактического материала конкретных разрезов, приводимых в той же статье, в частности, не следует ни из разреза у г. Кемерово (стр. 81, рис. 2), ни из разреза в Томь-Усинском (стр. 82, рис. 3), ни в Крапивинском (стр. 83, рис. 4) районах. Таким образом, и здесь создается впечатление, что сводный разрез скорее отражает идеи авторов, нежели фактический материал.

На рассматриваемых графиках показан также ход еще одного коэффициента — «терригенности». Поскольку он выражает, согласно методике литолого-формационного анализа, отношение обломочных частиц с диаметром больше 0,01 мм ко всем более мелким частицам, среди которых могут присутствовать и глинистые, являющиеся также терригенными, то, конечно, лучше этот коэффициент называть «коэффициентом песчанности», как это и приняли сторонники метода в своих более поздних работах. Но при рассмотрении изображения этого коэффициента по существу также сразу являются некоторые недоумения. Например, на том же сводном разрезе (стр. 84—85, рис. 5) в нижней части острогской свиты, сложенной, как показано на колонке, обломочной пачкой, в пределах этой же пачки коэффициент песчанности (терригенности) дает резкий скачок от максимального значения в основании пачки к величинам около 0,6 в ее средней и верхней частях. На каком основании это так показано? Поскольку это не аргументировано и в текстовой части работы, то создается впечатление, что и здесь это имеет целью отразить идею о резкости границы в основании серии.

На том же сводном разрезе, как и на конкретных колонках по районам, показаны также «каолиновые горизонты», а также «аутигенные кремни». Не останавливаясь на том, насколько нахождение этих горизонтов в разрезе соответствует теоретическим положениям литолого-формационного метода, отметим лишь, что чистые каолиниты известны в угленосном палеозое Кузнецкого бассейна только в виде прослоев в некоторых угольных пластах в виде пород типа флинт-клей. Каолинит в них имеет аутигенное происхождение и не связан с размывом каолиновой коры выветривания. Что же касается некоторого обогащения каолинитом других пород, то это также происхо-

¹ Отметим, кстати, что едва ли правильно считать, что у конгломератов может быть песчанниковый цемент, хотя такое указание можно найти и в учебнике М. С. Шведова по петрографии осадочных пород. В самом деле, песчаный материал может заполнять прсмежутки между гальками, как это часто и бывает, но служить цементом он не может, так как песок не обладает вяжущими свойствами. Галечник с песком между гальками превратится в конгломерат только в случае, если там присутствует какое-либо другое вещество, например глинистое, известковое, железистое и т. д., действительно могущее цементировать породу. Именно это вещество и будет служить цементом породы.

дит в зонах около угольных пластов и связано со специфическими фациальными и геохимическими условиями околуюгольных зон. Опять-таки, с размывом каолиновой коры выветривания это связи не имеет.

Горизонты кремней показаны на колонках среди известняков морского нижнего карбона и девона. Это кремневые конкреции, часто встречающиеся среди известняков и во многих других районах земного шара; образование их связано с геохимическими условиями среды диатогенеза и эпигенеза, возникающей в карбонатных породах. С корой выветривания на соседних материках эти конкреции не связаны.

Таким образом, к сожалению, приходится признать, что те семь «серий», которые выделены в верхнепалеозойском разрезе Кузнецкого бассейна с помощью литолого-формационного метода, не достаточно обоснованы фактическим материалом. Они не доказывают также и тех теоретических положений, которым должны удовлетворять, по мнению авторов и сторонников метода, толщи пород, называемые ими «осадочными сериями».

Другой работой, в которой также рассматривается фактический материал по Кузнецкому бассейну с позиций литолого-формационного метода, является статья В. И. Будникова, опубликованная в том же сборнике (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962, стр. 105—122). В этой статье автор рассматривает нижне- и верхнебалахонские свиты двух районов — Саломенского и Верхнетерсинского. Для этих районов В. И. Будниковым составлены колонки, на которых кривыми нанесены изменения ряда основных параметров по стратиграфическому разрезу. Все эти параметры можно разделить на три категории.

Первой принадлежат такие, которые отражают особенности разреза данного района и заведомо имеют иной вид в других районах Кузнецкого бассейна. Сюда принадлежат кривые коэффициента угленосности и средних мощностей микроциклов. Хорошо известно, что в разных районах Кузнецкого бассейна максимальная угленосность приурочена к разным частям разреза. Это же касается и мощностей элементарных циклов (называемых Будниковым «микроциклами»).

Ко второй категории параметров относятся те, которые отражают субъективную точку зрения автора на условия образования соответствующих отложений и по поводу которых у других исследователей Кузнецкого бассейна существуют иные взгляды. Сюда относятся «средние мощности аллювиальных толщ в основании микроциклов» и «максимальные амплитуды размывов». В самом деле, известно, что по поводу наличия аллювиальных отложений в балахонских свитах существуют разные точки зрения, в том числе и такие, что их там совсем или почти нет (В. И. Яворский, П. Ф. Ли, А. Н. Волкова, Г. Ф. Крашенинников и др.). То же касается и размывов в основании циклов. Об их роли в строении разреза можно много спорить, и В. И. Будников не приводит в своей статье никаких аргументов в подтверждение своей точки зрения по этому вопросу.

К третьей категории параметров, наконец, принадлежат коэффициент мономинеральности (автор обозначает его, как «содержание устойчивых к выветриванию компонентов»), коэффициент терригенности и минеральный состав глин. Они имеют особенно важное значение для литолого-формационного метода, и поэтому остановимся на них подробнее. Как видно по графикам (стр. 108—109, рис. 2; стр. 110—111, рис. 3), для обоих изученных В. И. Будниковым районов характерно, что к верху каждого из выделяемых им мезоциклов сильно уменьшается средний коэффициент терригенности. Это и вполне естественно, так как каждый такой цикл выделяется именно на основании уменьшения к верху разреза крупности обломочного материала: нижняя часть цикла сложена преимущественно песчаными породами, а верхняя — алевроитовыми и глинистыми.

Так же отчетливо к верху каждого «мезоцикла» растет и коэффициент мономинеральности. Выраженный в содержании устойчивых к выветриванию компонентов (в %) он растет в ряде циклов примерно от 20—30% в основании до 70—80% в их верхней части. Такая четкая закономерность, если она правильно подмечена, действительно является крупным достижением в познании литологии угленосной толщи Кузнецкого бассейна, так как эту закономерность другие исследователи не замечали. Но если это действительно так, то это обязывало автора такого открытия подробно на этом остановиться. К сожалению, в тексте мы этого не находим. Поэтому появляется сомнение, не есть ли такая закономерность результат того, что в нижней части циклов содержание устойчивых компонентов определялось по шлифам песчаных пород, в которых сравнительно легко определить петрографическую и минералогическую принадлежность отдельных зерен, а в верхней части циклов — по шлифам более тонкозернистых алевроитовых пород. В них из-за их общей тонкой зернистости в условиях вообще полимиктовых пород Кузнецкого бассейна обычно кажется, что возрастает содержание кварца, т. е. «устойчивого компонента». Если это так, то очевидно, что и предполагаемая автором статьи особенность распределения устойчивых к выветриванию компонентов по стратиграфической колонке теряет для литолого-формационного метода всякий смысл. К сожалению, в рассматриваемой статье нельзя пайти ответа на этот существенный вопрос.

Что же касается определения автором состава глинистых минералов в сложных смесях, какими является подавляющее большинство глинистых пород угленосной толщи Кузнецкого бассейна, то это дело чрезвычайно трудное. Поэтому без подробных объяснений того, как это делалось, как определялось относительное содержание гидрослюдистых, монтмориллонитовых и каолинитовых минералов в породах Кузнецкого бассейна, изученных автором, показанное на графике их распределение приходится считать бездоказательным (стр. 109, рис. 2).

Таким образом, материал, приводимый по применению литолого-формационного метода к разрезу Кузнецкого бассейна, не позволяет видеть в нем тех успешных итогов, которые усматривают авторы и сторонники этого метода.

5. ПРИМЕНЕНИЕ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА К ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЕ

В разрезе Южно-Минусинской котловины литолого-формационным методом детально изучены отложения девонского и нижнекаменноугольного возраста (Закономерности осадконакопления, 1960). Здесь мы кратко остановимся только на данных по нижнему карбону, как более показательных с некоторых принципиальных позиций. Дело в том, что в нижнекаменноугольном разрезе этого района имеют очень большое значение пирокластические продукты, которые слагают большую часть пород. Поэтому, казалось бы, применение литолого-формационного метода должно иметь по отношению к таким отложениям по крайней мере ограниченное значение. Тем не менее авторы метода считают возможным применять его и к таким отложениям без оговорок, с одним лишь указанием, что туфы, так же как и эффузивные породы, исключены из изучения. Именно это обстоятельство и заставляет остановиться на этом материале.

На колонках нижнекаменноугольного разреза (там же, стр. 55, рис. 6 и др.), так же, как и из текстового описания, ясно, что пирокластический материал имеет в этом разрезе очень большое значение. Поскольку пирокластические продукты попадают в осадки непосредственно из вулканических очагов, минуя стадию выветривания, то очевидно, что состав этого материала никак не связан с формированием и размытием кор выветривания, а связан лишь с химическим и минералогическим составом тех лав, за счет извержения которых этот материал образовался. Следовательно, он действительно не должен приниматься в подсчеты при определении коэффициента мономинеральности и других показателей, характеризующих степень «зрелости» пород.

Если, однако, внимательно проанализировать распределение точек фактического отбора образцов на колонках нижнего карбона (стр. 55—56, рис. 6—8), то можно убедиться в том, что многие из этих образцов приходятся на горизонты туфов и туффигов. Этого и трудно было избежать, поскольку такие породы резко преобладают в разрезе. Если так, то каким путем определялось при изучении пород под микроскопом, к какому компоненту нужно относить каждое данное конкретное зерно — к пирокластическому (и не принимать его в расчет) или к обычному обломочному и, следовательно, подсчитывать?

Если же предположить, что авторы выбирали для подсчетов материал из прослоев терригенных пород, в которых меньше пирокластического материала, то опять возникает вопрос, каким способом такие прослои определялись и как они вообще могли образоваться в вулканогенной в целом толще? Ведь хорошо известно, что при вулканических извержениях продукты взрывов разносятся на огромные расстояния вокруг центров извержений. Так, например, при некоторых извержениях Камчатских вулканов пепел осаждался в радиусе до 500 км. Такой рыхлый пепловый материал покрывает местность сплошным чехлом (в том числе, конечно, и коры выветривания), а при размыве раньше всего попадает в пути переноса. Поэтому в вулканических областях даже обычные обломочные и другие осадки, получившиеся за счет размыва коры выветривания, оказываются сильно засоренными пирокластическим материалом.

Авторы рассматриваемой работы ни словом не поясняют того, как они все это учитывали. Поэтому можно ли верить тем кривым распределения содержания «устойчивых к выветриванию минералов» (стр. 55, рис. 6), «неустойчивых к выветриванию минералов» (стр. 55, рис. 7) и кривой мономинеральности (стр. 56, рис. 8), которые приводят авторы? К сожалению, этому верить нельзя, а доказательств, что определения производились правильно, авторы не дают. Все это заставляет считать, что и материал по карбону Южно-Минусинской котловины является не убедительным.

6. ЗАМЕЧАНИЯ К ОПРЕДЕЛЕНИЮ КОЭФФИЦИЕНТА МОНОМИНЕРАЛЬНОСТИ

В основе конкретного применения литолого-формационного метода лежит подсчет содержания устойчивых к выветриванию и неустойчивых к выветриванию компонентов. Для рыхлых пород это определяется в иммерсионных препаратах а для сцементированных — в прозрачных шлифах. Поскольку в рассмотренных выше регионах распространены главным образом крепко сцементированные породы, то для них коэффи-

циент мономинеральности определялся на основании подсчетов в шлифах. Поэтому остановимся на этой методике.

К сожалению, авторы ни в одной из своих многочисленных статей и монографий не останавливаются на некоторых весьма существенных сторонах этой методики. Так, прежде всего, встает вопрос, по каким признакам в каждом конкретном случае следует относить обломочные зерна к устойчивым или неустойчивым компонентам? В самом деле, в таких регионах, как, например, Кузнецкий бассейн, в составе обломочного материала песчаных и алевроитовых пород часто преобладают микрозернистые агрегаты, которые лишь с большой натяжкой можно относить как к «устойчивым», так и к «неустойчивым» зернам. По существу такие агрегаты представляют собой микрозернистую основную массу различных эффузивных и метаморфических пород, обычно в разной степени окремненную и пелитизированную. Такая основная масса имеет часто фельзитовый состав, но распознать это очень трудно.

Кремнистые агрегаты, которые по литолого-формационному методу следует относить к «устойчивым» компонентам, очень часто также бывают пелитизированы и в мелких зернах неотличимы от микрозернистых кварцево-полевошпатовых агрегатов. Как во всех таких многочисленных, для условий Кузнецкого бассейна даже преобладающих, случаях поступают сторонники литолого-формационного метода?

Конечно, если известно, из какой части разреза взят данный образец, то, располагая идеями о том, как в соответствии с теоретическими положениями метода должны распределяться по разрезу «устойчивые» и «неустойчивые» компоненты, можно легко определить, куда следует относить все сомнительные зерна. Нужно надеяться все же, что к такому способу определения авторы и сторонники метода не прибегают. Но как они выходят из положения, ни в одной работе не говорится.

Следующее замечание касается определения пирокластического материала. Это имеет значение не только по отношению к нижнему карбону Южно-Минусинской котловины, но и к девонским отложениям того же региона, а также к некоторым частям разреза Кузнецкого бассейна. Авторы обходятся только указанием, что «пирокластический материал в расчеты не принимается», но как они определяют зерна вулканического происхождения, особенно в наиболее распространенных смешанных породах, опять-таки ничего не говорится. Вместе с тем дело это большей частью весьма трудное. Причина этого заключается в том, что лишь в относительно редких случаях пирокластические зерна обладают той характерной формой и свежестью, о которых пишется в учебниках. Гораздо чаще они уже первоначально бывают в той или иной степени разложены гидротермальными и газовыми выделениями, пока они еще находились в вулканическом очаге. Отличить продукты такого воздействия от результатов выветривания для каждого конкретного зерна — часто непосильная задача. А ведь подсчитывать в соответствии с методикой приходится каждое конкретное зерно!

То же касается и формы зерен вулканического происхождения. Конечно, если вулканический пепел летел по воздуху, попадал в осадок и сразу захоронялся, то его частицы обладают характерными осколчатыми и другими формами. Но большая часть пирокластического материала попадает в водные пути переноса вместе с частицами другого происхождения, в том числе и с обломочным материалом из коры выветривания, и дальнейшая судьба этих вулканических частиц такая же, как и всех других частиц в том же потоке. Они также подвергаются окатыванию и т. п. и в результате приобретают формы, неотличимые от обычных обломочных зерен.

Поэтому следует быть особенно осторожным при подсчетах коэффициента мономинеральности и других коэффициентов, требуемых литолого-формационным методом, в отложениях, где можно предполагать примесь вулканического материала. Но авторы метода без всяких смущений и ограничений применяют его в любых толщах, в том числе и в таких, которые почти целиком сложены вулканогенно-осадочными породами, как это было показано выше.

В связи с этим приходится остановиться и еще на одном обстоятельстве, а именно на примеси в осадках монтмориллонитового материала. Авторы литолого-формационного метода склонны считать монтмориллонит промежуточным продуктом коры выветривания, находящимся между гидрослюдами и каолинитом. Но в действительности дело может обстоять и существенно иначе. В частности, в Кузнецком бассейне доказано, что монтмориллонит появляется в значительном количестве там, где в разрезе присутствует пелловый материал, например в Крапивинском районе. Следовательно, его нельзя считать показателем размыва коры выветривания, находящейся на какой-то определенной стадии развития, а приходится связывать с вулканической деятельностью. Этого также не учитывают авторы литолого-формационного метода.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Произведенный разбор некоторых сторон литолого-формационного метода показывает, что в нем имеется целый ряд уязвимых сторон как в отношении теоретических положенных в основу принципов, так и в части фактического применения к конкретным регионам.

Поэтому едва ли целесообразно в настоящее время обсуждать широкие и общие выводы, к которым приходят исследователи, применяя этот метод,— об одновременности фаз складчатости на Земле и т. п. Можно рекомендовать заняться гораздо более конкретными и частными задачами. Сюда относится прежде всего фактическое обоснование того, как осуществляется подсчет зерен разной устойчивости в породах разного петрографического и минералогического состава. Необходимо разработать четкие критерии и в части номенклатуры пород разной степени «зрелости». В частности, едва ли целесообразно называть «существенно кварцевыми» породы, в которых около 30% неустойчивых компонентов. Нужно ввести численные критерии для отнесения пород к «полимиктовым», «бикластитам» и т. п.

Необходимо, далее, на материале тех регионов, где родился и разработан литолого-формационный метод, т. е. в Западной Сибири, действительно убедительно показать, что те пики и переломы коэффициентов, которые рисуются в настоящее время на схемах, действительно отвечают природным соотношениям. Пока ни в одном из опорных регионов Западной Сибири— ни в Кузнецком бассейне, ни в Южно-Минусинской котловине, ни даже в Западно-Сибирской низменности— расчленение разреза на «серии» в том смысле, как это понимают сторонники литолого-формационного метода, убедительно не доказано. Следует, наконец, привести в соответствие и теоретические принципы метода с объективным фактическим материалом по литологии конкретных отложений, с фациальной их характеристикой и палеогеографическими условиями накопления.

Только после осуществления всего этого можно будет считать, что мы имеем в литолого-формационном методе действительно прогрессивный метод научного исследования, заслуживающий поддержки.

ЛИТЕРАТУРА

- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 18, 1963.
- Литолого-формационный анализ осадочных толщ. Под ред. В. И. Бгатова и В. П. Казаринова. СНИИГИМС. Уч. записки. Новосибирск, 1962.
- Литолого-формационный метод (тезисы докладов). Комиссия по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР, 1964.
- Осадочные серии палеозоя Сибири. Тр. СНИИГИМС. Сер. нефт. геология, вып. 16. Гостоптехиздат, 1962.
- Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 20, 1963.
- Прощеталова Т. Н. Острогская свита Кузнецкого каменноугольного бассейна и условия ее образования. Изд. АН СССР, 1961.
- Розонова Е. Д. Литология и условия образования отложений мозжухинского и верхотомского горизонтов визейского яруса Кузнецкого бассейна. В сб. «Материалы по геологии и нефтеносности Кузнецкого бассейна». Изд. АН СССР, 1960.

Московский государственный
университет

Дата поступления
2.VII.1964

УДК 553.1

О ТЕОРИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И МЕТОДЕ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

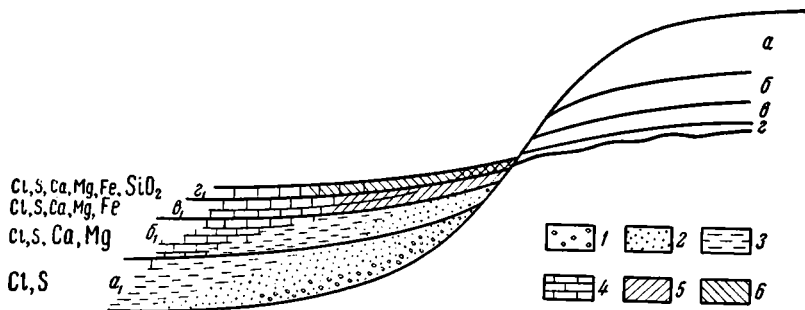
А. А. АРУСТАМОВ

1. СУЩНОСТЬ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ПОЛОЖЕНИЙ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА

Развитие советской литологической науки привело в последние годы к крупным теоретическим обобщениям (Н. М. Страхов, 1962 и др.). Однако поиски глубоко залегающих и не вскрытых на поверхности месторождений обязывают еще шире проводить теоретические работы. Возникает необходимость более детального и разностороннего исследования вещественного состава осадочных формаций. Существенно важно также литологическое и геохимическое изучение докембрийских метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, не привлекавших пока пристального внимания литологов, если не считать монографии А. В. Сидоренко и О. И. Луновой (1961). При-

поисках полезных ископаемых важное значение приобретают и подробные литолого-палеогеографические карты, составление которых немислимо без вышеназванных работ, равно как и без детальных стратиграфических, палеоклиматических, палеоэкологических и других исследований.

Наряду с крупными теоретическими обобщениями, в последнее время появились, к сожалению, и такие публикации, которые не способствуют развитию науки об осадочных породах. Так, в результате изучения мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности В. П. Казаринов (Осадочные серии..., 1962) предложил свое особое понимание осадочного процесса и свой метод литолого-формационного анализа



Фиг. 1. Схема распределения формаций в осадочной серии при полном цикле денудации

Породы: 1 — грубообломочные, 2 — среднеобломочные, 3 — глинистые, 4 — карбонатные, 5 — железные, 6 — кремнистые (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, рис. 1)

(Акульшина и др., 1960; Казаринов и др., 1961; Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960).

Это понимание и этот метод, по его заявлению (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, стр. 9), лежат в основе литологических исследований СНИИГТИМС и ИГГ СО АН СССР и имеют своих последователей (В. И. Бганова, Т. И. Гурову, Н. И. Косолюбова, Н. А. Лизалека, А. Э. Конторовича, Ю. П. Казанского, К. П. Акульшину и др.).

В. П. Казаринов утверждает: «...что в развитии земной коры на огромных территориях, расположенных в различных геологических структурах, периодически повторялись однотипные условия осадконакопления» (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, стр. 4). Им выделяются осадочные формации и осадочные серии. Последние состоят, по его мнению, из определенного набора формаций, испытывающих закономерные изменения по разрезу. Каждая серия отвечает одной тектонической фазе, проявляющейся одновременно на больших пространствах. Вот что по этому поводу пишет В. П. Казаринов в сборнике: «...для двух вышеуказанных районов (Лено-Хатангского междуречья и Кузнецкой котловины.— А. А.), несмотря на их удаленность друг от друга на громадное расстояние, можно ставить вопрос о том, что фазы тектогенеза проявились единовременно» (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962, стр. 15).

Автор отмечает, что развитие серии начинается при сравнительно интенсивных тектонических движениях, а заканчивается при относительном тектоническом покое. Соответственно этому в областях сноса вначале преобладает физическое выветривание, а затем химическое. Поэтому нижние формации серии характеризуются преобладанием терригенных осадков, а верхние — хемогенных. Меняется и состав осадков. Снизу вверх в каждой серии наблюдается увеличение в терригенной части пород устойчивых к выветриванию минералов. В том же направлении утончается гранулометрический состав осадков. Испытывают изменения и глинистые породы: от гидрослюдястых, при высоком стоянии областей сноса, когда преобладает физическое выветривание, через гидрослюдисто-каолинитовые к каолинитовым, свидетельствующим о ведущей роли химического выветривания (области сноса представляют пенеплен).

Вынос растворенных компонентов с разрушающейся суши происходит в определенной очередности. «Последовательность выноса различных химических элементов, по Б. Б. Польшову, с некоторыми дополнениями, сделанными В. П. Казариновым, представляется в следующем виде» (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, стр. 7). На первой стадии выветривания горные породы теряют Cl, S (фиг. 1). На второй — выносятся щелочи и щелочные земли — K, Na, Mg, Ca. Третья стадия характеризуется массовой потерей материнскими породами железа. И, наконец, на четвертой стадии

происходит массовый вынос малоподвижного кремнезема «... в результате химического выветривания алюмосиликатов» (там же, стр. 7).

Таковы вкратце теоретические представления В. П. Казаринова. Что касается метода литолого-формационного анализа, то задача его сводится к качественной характеристике каждой формации: выявлению гранулометрического и минерального составов, соотношений хемогенных и терригенных компонентов, состава хемогенной части осадков и т. п. Все эти признаки выражены коэффициентами, получившими специальные наименования: терригенности, мономинеральности, выветрелости и палеогеографическо-го коэффициента.

Коэффициент терригенности представляет собой отношение процентного содержания алевритовой и более крупных фракций к общей массе породы, т. е. к 100%. Позже этот коэффициент назван В. П. Казариновым (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962) коэффициентом песчаности или просто «песчанистостью осадков».

Коэффициент мономинеральности равен частному от деления количества устойчивых при химическом выветривании пороодообразующих минералов и обломков горных пород (кварца, кварцитов, халцедона и т. п.) на количество неустойчивых (полевые шпаты, амфиболы, слюды и т. д.).

Палеогеографический коэффициент¹ по своему содержанию подобен коэффициенту мономинеральности. Он отражает отношение общего количества устойчивых к выветриванию минералов к неустойчивым *в тяжелой фракции терригенной части пород*. Несмотря на то, что В. П. Казаринов (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, стр. 11) считает, что назван этот коэффициент неудачно, он по-прежнему продолжает им пользоваться (Казаринов и др., 1961).

Н. И. Косолобов (1962) ввел понятие о коэффициенте выветрелости, выражающем отношение процентного содержания в терригенной алевро-псаммитовой фракции породы кремнезема к глинозему.

Количество коэффициентов не исчерпывается перечисленными. В. П. Казаринов и В. И. Бгатов рекомендуют и другие коэффициенты (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, стр. 11) — хемогенности, глинистости и др.

Согласно В. П. Казаринову (там же, стр. 11—12), «... величины этих коэффициентов должны закономерно изменяться в пределах одной осадочной серии. Если значение коэффициентов терригенности изобразить в виде кривой, то максимальный пик должен соответствовать начальным, а минимальный — заключительным этапам развития серии. Максимальные величины коэффициентов мономинеральности и выветрелости должны соответствовать начальным этапам развития осадочной серии». Начальные этапы серии отражают высокое стояние области сноса, а заключительные — выровненный рельеф.

Обратимся теперь к разбору вышеизложенного и попытаемся показать, насколько теория осадконакопления В. П. Казаринова отражает природные явления, а его метод литолого-формационного анализа применим при изучении осадочных формаций.

2. О НЕКОТОРЫХ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОШИБКАХ В. П. КАЗАРИНОВА

Нельзя согласиться прежде всего с представлениями В. П. Казаринова о физико-химических процессах в областях сноса (см. фиг. 1). По его мнению, на первой стадии выветривания, при наивысшем стоянии питающих областей, горные породы теряют хлор и серу, тогда как щелочи и щелочные земли мигрируют в следующую стадию (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, стр. 7).

По схеме В. П. Казаринова получается, что анионы и катионы мигрируют раздельно. Но это очевидная ошибка. «Само собой разумеется, — указывает Б. Б. Полюнов (1934, стр. 190), — что с этими анионами уходит и некоторое количество катионов». Таким образом, опираясь якобы на взгляды Б. Б. Полюнова, В. П. Казаринов на деле их грубо извращает.

По мнению В. П. Казаринова, вынос главной массы K, Na, Ca, Mg происходит во вторую стадию, при сравнительно высоком стоянии области сноса. Тогда непонятно, как же могут сохраниться алюмосиликаты (полевые шпаты и др.) до четвертой стадии выветривания, если они лишаются главной части щелочей и щелочных земель уже во вторую стадию. С другой стороны, почему только «... на четвертой стадии выветривания происходит массовый вынос малоподвижного кремнезема» (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, стр. 7)? Если щелочи выносятся преимущественно во вторую стадию, то наиболее щелочными растворы окажутся в эту стадию. Поэтому логичнее предположить массовый вынос кремнезема во вторую стадию выветривания пород. Н. М. Страхов (1962, т. I, стр. 6), говоря о выветривании материнских пород в гумидных зонах, справедливо замечает: «В начальной стадии оно (химическое выветривание. — А. А.) протекает в условиях щелочной среды. В это время из породы выносятся все легкорастворимые соли: сульфаты и хлориды K, Na, Ca, Mg, карбонаты ще-

¹ Термин А. П. Сигова (1960).

лочных и щелочноземельных металлов. Одновременно происходит гидролиз силикатов и алюмосиликатов и вымывание извлеченных из них оснований: Na, K, Mg, Ca. Поскольку кремнезем легко растворим в щелочных водах, он также в изобилии выносится из элювия».

Вряд ли можно полностью согласиться с мнением В. П. Казаринова о том, что интенсивность химического выветривания связана исключительно с уровнем стояния областей сноса. Химическое выветривание может преобладать как в условиях выровненного рельефа, так и при высоком стоянии питающей области. Интенсивность физического и химического выветривания не в меньшей степени зависит от климатических факторов и вещественного состава разрушающихся пород. Вряд ли, например, в пустынных равнинных областях может преобладать химическое выветривание над физическим. С другой стороны, даже в горных районах сильно развито химическое выветривание, что наблюдается, например, в основных вулканогенных породах провинции Алерия (Испания), хотя абсолютные высоты там превышают 2000 м.

Состав осадков, а отсюда «коэффициент мономинеральности», «палеогеографический коэффициент» и другие в значительной степени зависят от вещественного состава самих разрушающихся пород. При равных условиях выветривание гранитов и близких по составу образований (гнейсов, кристаллических сланцев и др.) приведет к формированию одних терригенных осадков, в то время как размыв основных вулканогенных пород обусловит накопление иных осадков. В результате, в первом случае коэффициент мономинеральности окажется несомненно высоким, так как в упомянутых породах много кварца, во втором же — очень низким, поскольку материнские породы являются образованиями бескарбонатными. Так, например, кембрийские и мощные кембро-ордовикские терригенные толщи Горного Алтая (горноалтайская серия) содержат весьма незначительное количество обломочного кварца. Это становится понятным, если учесть, что они формировались за счет разрушавшихся основных вулканогенных пород, граниты же при этом отсутствовали или играли весьма подчиненную роль.

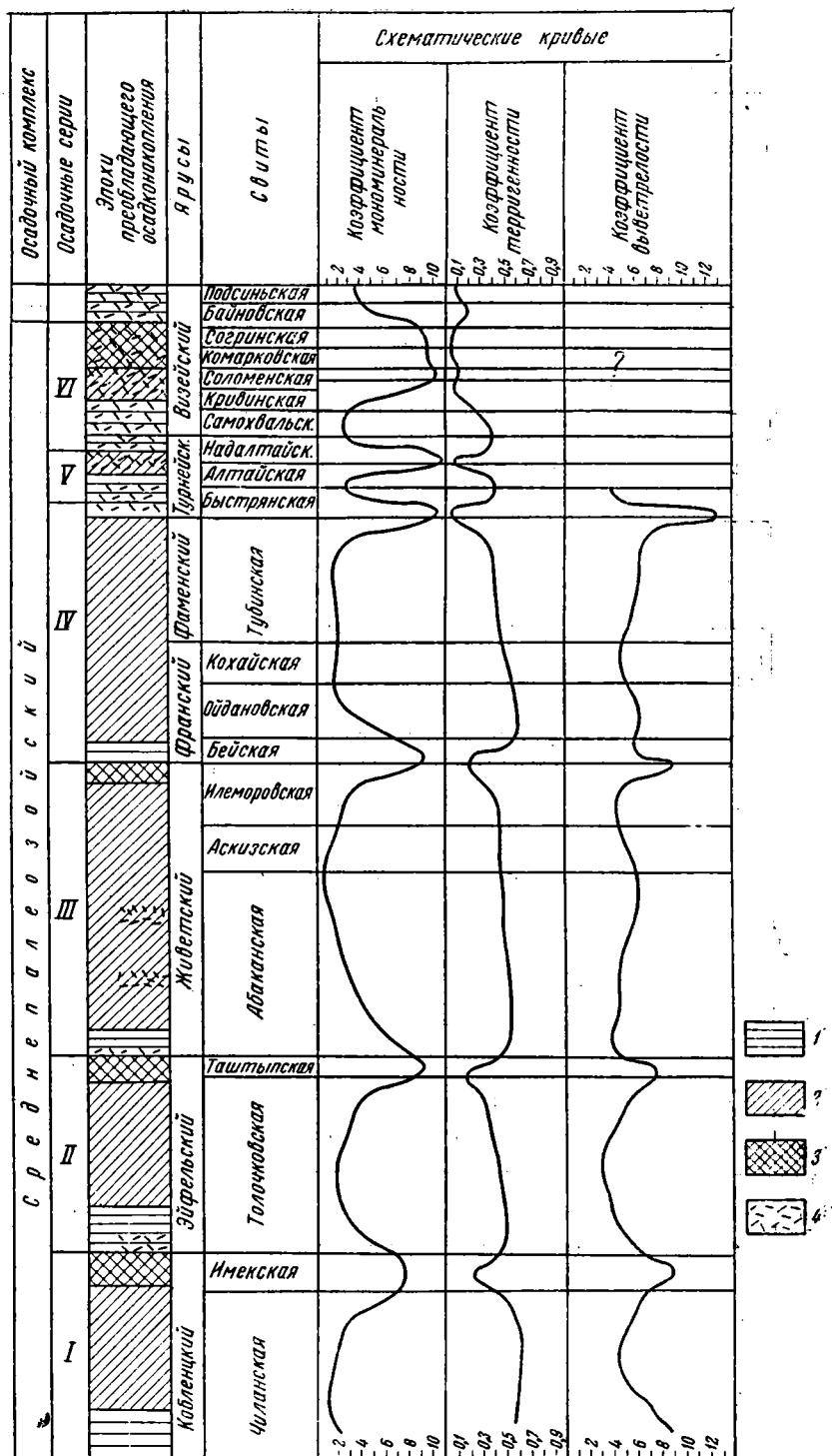
Принципиально неверно в рассматриваемых работах В. П. Казаринова и толкование процессов формирования хемогенных осадков. Источники последних он связывает исключительно с областями сноса, с их гипсометрическим положением, тогда как А. В. Казаков (1939) еще в тридцатых годах убедительно доказал на примере фосфоритовых фаций, что фосфор при образовании фосфоритов поставляется главным образом водами мирового океана.

Следует особенно подчеркнуть роль вулканических процессов в формировании осадочных формаций. В настоящее время уже не может вызывать сомнения, по крайней мере для геосинклинальных областей, связь накопления большей части кремнистых осадков с подводным вулканизмом. Это, однако, не означает, что силициты отлагаются только в вулканических областях: кремнезем может мигрировать, а затем высаживаться, в том числе и биогенными процессами, за пределами этих областей. Много подобных фактов вскрыто в последнее время в отношении железа, марганца и фосфора. Таким образом, вулканические процессы в осадкообразовании играют немаловажную роль. Теперь уже можно уверенно говорить о том, что элементы, растворенные в водах мирового океана, в значительной мере связаны с подводным вулканизмом, мощно проявляющимся и в современных океанах.

В работах В. П. Казаринова совершенно не учтен вулканогенный источник седиментации, полностью игнорируется также поступление растворенных химических веществ с океаническими водами. Источники хемогенных осадков он связывает исключительно с областями сноса, с их гипсометрическим положением.

Метод литолого-формационного анализа В. П. Казаринова, который сводится к вычислению различных коэффициентов, будто бы подтверждающих друг друга, может привлечь только неискушенного, начинающего исследователя. В самом деле, как будто все просто. Кривые коэффициентов мономинеральности, выветрелости, глинистости и палеогеографического коэффициента, как утверждает В. П. Казаринов, повторяют друг друга до мельчайших подробностей. А коэффициент терригенности (песчанности) является зеркальным отражением любого из названных выше коэффициентов. Следовательно, вполне достаточно одного из них, чтобы вскрыть закономерности осадко- и рудоотложения. Достаточно, например, рассчитать по гранулометрическим анализам коэффициенты терригенности, чтобы по ним можно было судить об изменениях вещественного состава пород по разрезу. Можно воспользоваться и коэффициентом выветрелости, только для этого надо определить «...химическим путем содержание SiO_2 и Al_2O_3 в песчано-алевритовой фракции породы и, нанеся на график частное от деления количества кремнекислоты на количество глинозема...», получить «...кривую, повторяющую кривую коэффициента мономинеральности» (Осадочные серии палеозоя Сибири. 1962. стр. 10).

Все эти утверждения, однако, ошибочны. Чтобы оценить значение «коэффициента выветрелости» и показать всю нерациональность такого использования химических



Фиг. 2. Характеристика условий осадконакопления в девонское и каменноугольное время в Южно-Минусинской котловине

Осадки (преимущественно): 1 — терригенные (терригенные формации), 2 — терригенно-карбонатные (в соответствующих фациях красноцветные, терригенно-карбонатные формации) 3 — карбонатно-кремнистые (карбонатно-кремнистые формации), 4 — с существенной примесью туфового материала (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, рис. 4)

Таблица 1

Скважина	Средняя— нижняя юра		Верхняя юра		Валанжия		Готерив— баррем		Апт—альб— сеноман		Турон		Коньяк—сантон— кампан		Малстрихт	
	м	п	м	п	м	п	м	п	м	п	м	п	м	п	м	п
Тebисская	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Тарская	+	+	—	+	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Омская	+	+	28	28	202	202	210	210	203	203	—	+	+	+	—	+
Камышловская	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+	—	—	+
Саргатская	+	+	—	+	219	219	+	—	+	+	+	—	+	+	+	+
Ново-Логиновская	—	+	201	201	+	—	+	—	+	—	80	80	+	+	+	—
Завьяловская	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	221	221	205	205	+	+
Пудинская	—	+	28	28	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+
Колпашевская	+	+	+	—	+	—	+	—	+	—	—	+	+	—	+	—
Нарымская	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+	+
Парабельская	—	+	—	+	+	+	+	+	+	+	221	221	86	86	206	206
Александровская	—	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Белогорская	+	+	+	—	+	—	+	—	221	221	221	221	221	221	222	222
Марининская	+	+	+	—	+	—	+	—	+	+	221	221	205	205	206	206
Чулымская	+	+	201	201	+	+	+	+	+	+	221	221	205	205	206	206
Елогуйская	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	—	+
Максимогорская	+	+	+	—	+	—	+	—	+	—	221	221	205	205	206	206
Касская	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	221	221	—	+	206	206
Ларьякская	+	—	+	+	+	—	+	—	221	211	+	+	+	—	+	—
Гришкинская	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	+	+	—	+	—
Большеречинская	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	233	233	+	+	222	222
Уватская	—	+	201	201	+	—	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+
Тобольская	+	+	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	221	221	+	+
Викуловская	+	+	+	—	—	+	211	211	204	204	221	221	—	+	—	+
Абалакская	+	+	+	—	+	—	+	—	+	—	+	+	+	+	+	+
Малиновская	+	+	+	—	+	—	+	—	204	204	233	233	+	—	+	+
Березовская	+	+	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	+	+	+
Октябрьская	+	+	+	—	+	—	+	—	+	—	221	221	+	+	+	+
Лучинская	+	+	+	—	+	—	+	—	+	—	+	+	+	+	+	+

Таблица 2

Сопоставление песчанистости и соотношения пород в скважинах по данным Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова (1962, табл. 15)

Возраст	Скважина	Песчанистость (%), содержа- ние фракции >0,1 мм	Процентное соотношение пород в разрезах		
			песчаники	алевролиты	страницы цити- руемой книги
Нижняя—средняя юра	Чудымская	27	73	6	18, рис. 2
	Елогуйская	22	48	47	
	Максимоярская	6	79	16	
	Александровская	15	38	12	
	Парабельская	6	25	17	
	Нарымская	9	30	22	
	Колпашевская	10	37	39	
Верхняя юра	Завьяловская	3	18	27	28, рис. 3
	Ларьякская	48	29	52	
	Максимоярская	16	40	40	
	Александровская	0,7	9	13	
	Омская	0,3	15	2	
Валанжин	Тобольская	0,3	7	12	42, рис. 4
	Нарымская	17,0	40	29	
	Колпашевская	22,0	48	36	
	Парабельская	5,5	25	22	
	Пудинская	8,5	29	34	
	Тарская	4,8	25	8	
	Большеречинская	1,5	13	13	
Готерив—баррем	Завьяловская	4,1	20	22	53, рис. 5
	Уватская	0,8	9	15	
	Касская	15,0	40	44	
	Александровская	7,3	27	36	
Апт—альб— сеноман	Тюменская	2,9	17	37	71, рис. 8
	Уватская	2,2	19	59	
	Елогуйская	45,0	24	51	
	Касская	1,0	24	18	
	Яковлевская	3,0	36	14	
	Барабинская	3,6	19	29	
	Тарская	33,3	12	30	
	Омская	16,4	42	4	
Турон	Большеречинская	13,1	36	4	80, рис. 9
	Александровская	0,8	8	30	
	Рявкинская	2,6	17	—	
	Пудинская	0	3	22	
Коньяк—сантон— кампан	Тебисская	5,3	33	5	86, рис. 10
	Нарымская	9	27	3	
Маастрихт	Славгородская	1,1	11	15	99, рис. 12
	Октябрьская	0	10	—	
	Омская	0,1	4	—	
Палеоцен	Пудинская	8,5	29	—	119, рис. 14
	Ларьякская	1,4	12	24	
	Ново-Васюганская	0,2	2	18	
Эоцен	Нарымская	10	31	—	113, рис. 15
	Ново-Васюганская	0,1	2	3	
Нижний олигоцен	Омская	0,1	7	—	123, рис. 17
	Октябрьская	2,0	15	2	

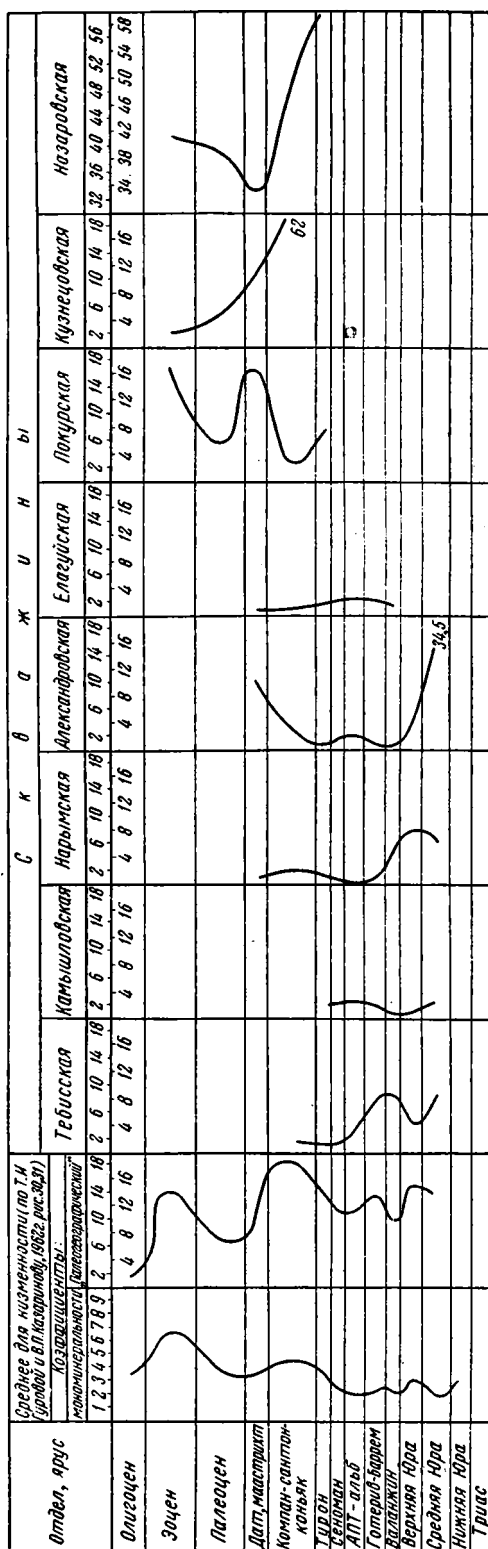
тов мономинеральности, терригенности и другие для мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. В табл. 13 упомянутой работы по отдельным скважинам даны коэффициенты мономинеральности, а в табл. 14 — палеогеографические коэффициенты. Создается впечатление об обилии фактического материала. Но как только читатель сам пожелает по ним построить кривые для отдельных скважин,

а они должны быть однотипны в любой точке низменности (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962, стр. 9), он сталкивается с отсутствием данных для наиболее важных отрезков кривых.

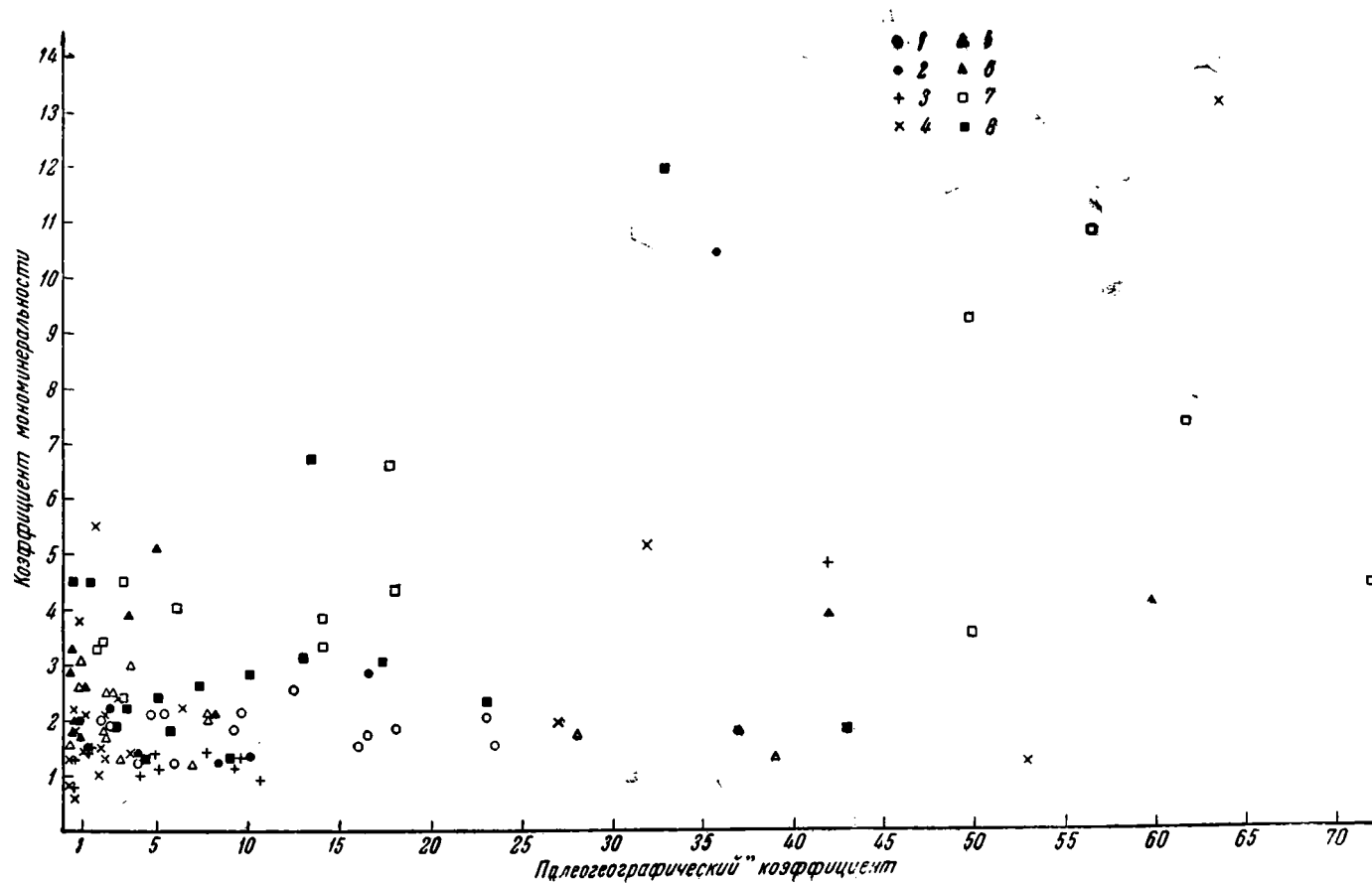
Следует заметить, что средние значения коэффициента мономинеральности и палеогеографического коэффициента для отдельных стратиграфических единиц, приведенные Т. И. Гуровой и В. П. Казариновым (1962) в таблицах 13 и 14, вообще не внушают доверия.

В табл. 1 приведены коэффициенты, выбранные из упомянутых таблиц 13 и 14. В результате выяснилось, что из 40 скважин для 34 не приведены коэффициенты для тех или иных частей разреза. Может, это связано с отсутствием отложений? Оказывается нет: в той же работе Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова содержатся сведения (см. ссылки на номера страниц табл. 1), указывающие на наличие упущенных частей разреза, по крайней мере, в 22 из 34 скважин.

Не может не вызывать удивления еще одно обстоятельство. Почти нет ни одной скважины, где бы не были упущены данные или по коэффициентам мономинеральности (М) или по палеогеографическим коэффициентам (П) (прочерки или цифры табл. 1). Поэтому исключается возможность проверки одного из важных положений «теории» В. П. Казаринова, а именно полной идентичности кривых, построенных по этим двум и другим коэффициентам. Более того, по одним и тем же скважинам (Елогуйская, Саргатская, Ново-Логиновская, Пудинская и др.) не приводятся то те, то другие коэффициенты. У иного читателя может возникнуть впечатление, что эти пропуски не случайны и что они совпадают с фактами, противоречащими выводам В. П. Казаринова. Так, почему-то он по Ново-Васюганской скважине приводит данные только с готерив—барема. Почему же не учтены фактические материалы по нижележащим свитам юры и мела — тюменской, марьяновской, куломзинской и тарской? В. П. Казаринов может не сомневаться в их возрасте или проверить свое сомнение. Для этого ему достаточно применить одну из его методик, чтобы каждая из этих свит заняла бы свое надлежащее возрастное положение. Но дело, оказывается обстоит иначе. Если в остальных



Фиг. 3. Величины «палеогеографического» коэффициента в отложениях мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности (составлено по данным Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова, 1962, табл. 14)



Фиг. 4. Соотношения коэффициента мономинеральности и «палеогеографического» коэффициентов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности (составлено по данным Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова, 1962, табл. 13, 14).

1 — нижняя — средняя юра; 2 — верхняя юра; 3 — валанжин; 4 — готерив — баррем; 5 — апт — альб — сеноман; 6 — турон; 7 — коньяк — сантон — кампан; 8 — маастрихт

частях разреза по упомянутой скважине можно еще видеть «пики» (правда, не там, где им надлежало бы находиться), то в упущенных частях разреза (юры и нижнего мела) кривая коэффициента мономинеральности имеет прямолинейный характер и никак не считается с «пиком», начертанным В. П. Казариновым для верхней юры (фиг. 3).

Нам все же удалось построить кривые палеогеографического коэффициента для некоторых скважин, но только для отдельных отрезков мезозоя — кайнозоя, воспользовавшись данными Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова (1962), приведенными в их таблицах 13 и 14. В результате получены кривые, которые никак не напоминают кривую палеогеографического коэффициента В. П. Казаринова (см. фиг. 3).

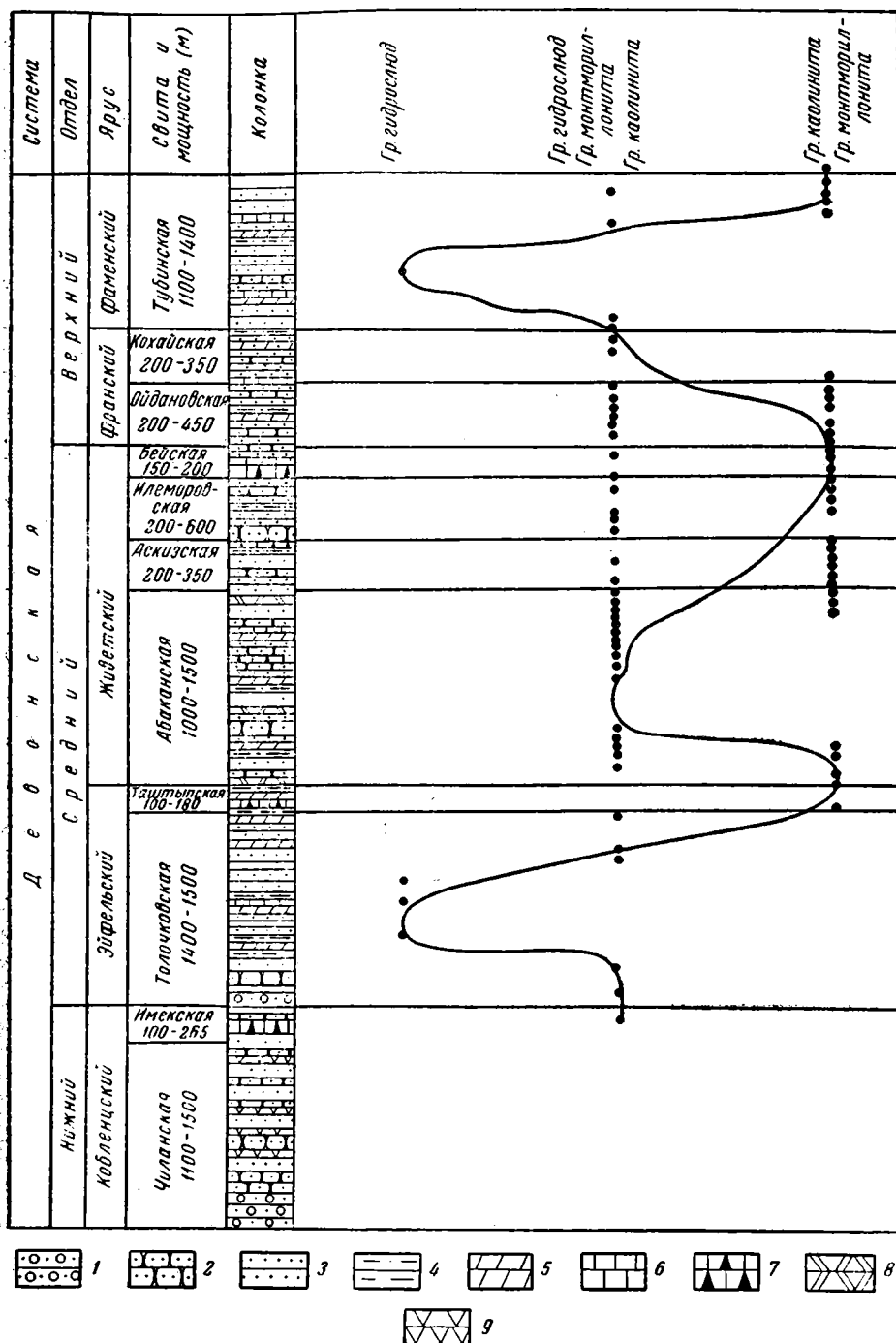
На этом же рисунке обращает внимание полная повторяемость кривых палеогеографического коэффициента и коэффициента мономинеральности, заимствованных у В. П. Казаринова. Если это так, и В. П. Казаринов прав, то между указанными величинами должна существовать прямая зависимость, т. е. увеличение коэффициента мономинеральности должно повлечь за собой и повышение палеогеографического коэффициента. В действительности же этого не наблюдается. Построенный нами график соотношений этих коэффициентов (фиг. 4), по данным Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова (1962, табл. 13, 14), опровергает приведенное выше положение В. П. Казаринова. Но возникает вопрос: как вообще построены В. П. Казариновым и Т. И. Гуровой кривые, которые опровергаются их же фактическим материалом? Возможно ли, чтобы их авторы не совсем точно обращались с фактами, а руководствовались больше идеями? Именно такое впечатление создается при знакомстве с кривой изменений минерального состава глинистых фракций в отложениях девона (фиг. 5). Она, не взирая на фактический материал, проведена именно так, чтобы повторить и тем самым подтвердить кривые коэффициентов мономинеральности и палеогеографического коэффициента. Но остается неизвестным, как вообще можно построить кривые, не показывая количественных соотношений в породах различных групп глинистых минералов.

Точно такое же впечатление оставляет даже беглое знакомство с методикой расчетов коэффициентов терригенности или песчаности, которые, по утверждению В. П. Казаринова, являются зеркальным отражением рассмотренных выше коэффициентов. В табл. 15 Т. И. Гуровой и В. П. Казариновым (1962) даны средневзвешенные значения песчаности для мезозойских и палеогеновых отложений Западно-Сибирской изменности, которые легли в основу построения кривой коэффициентов терригенности или песчаности. Получение этих данных остается загадкой, если сравнить их с приведенным в той же работе процентным соотношением пород в разрезах.

В табл. 2 нами сопоставлены данные табл. 15 и разрезов. Результаты не могут не вызвать крайнего недоумения: песчаность (содержание фракции более 0,1 мм) абсолютно не согласуется с соотношением пород в разрезах. Так, отложения нижней и средней юры² по Максимоарокской скважине характеризуются песчаностью, равной 6%, тогда как эта часть разреза сложена на 79% песчаниками и на 16% алевролитами. Для тех же отложений по Парабельской скважине приводится песчаность — 6%, по Завьяловской — 3%, а соотношение пород оказывается равным: по первой — песчаников 25%, алевролитов 17%, второй — соответственно 18 и 27%. Такое несоответствие процентного соотношения пород в разрезах со средними значениями песчаности по тем же разрезам (скважинам) носит массовый характер. Можно ли допустить, чтобы для Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова осталось неизвестным то обстоятельство, что песчаники не менее чем на 50% состоят из песчаной фракции? Может быть, причиной этому является увлечение разработкой «теории осадконакопления»? Этим, по-видимому, можно объяснить искажение и средних содержаний SiO_2 , CaO и Fe_2O_3 в отложениях мезозоя и палеогена (табл. 16 тех же авторов), на основании которых выделены коэффициенты «хемогенности» и построены соответствующие кривые (Гурова, Казаринов, 1962, рис. 45), подтверждающие другие кривые В. П. Казаринова.

Прежде всего, привлекает внимание метод вычисления средних содержаний названных окислов. В табл. 16 упомянутых авторов в первой графе указывается возраст отложений, во второй — номер скважины, в третьей — количество использованных анализов и в четвертой — среднее содержание окислов. При расчете средних содержаний принято учитывать количество анализов. Но авторы в данном случае поступают своеобразно: в одних случаях учитывают количество анализов, в других — не принимают это во внимание. Так, при определении средних содержаний Fe_2O_3 для отложений, датированных от юры до валанжина, количество анализов не принимается во внимание. Выше, до апт—альб—сеномана включительно, количество анализов учитывается, с турона

² На рис. 2 работы Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова (1962) указывается, что диаграмма процентных соотношений пород в разрезах приводится для средней юры. Но текст (стр. 17—20) и табл. 19 той же работы свидетельствуют о том, что в диаграмме даны разрезы нижнесреднеюрских отложений.



Фиг. 5. Схематическая кривая изменений минерального состава глинистых фракций в отложениях девона

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — кремнистые известняки; 8 — туфы и туффиты; 9 — порфириты и диабазы (Акульшина и др., 1960, рис. 13)

же для В. П. Казаринова и Т. И. Гуровой опять отпадает надобность в учете числа анализов.

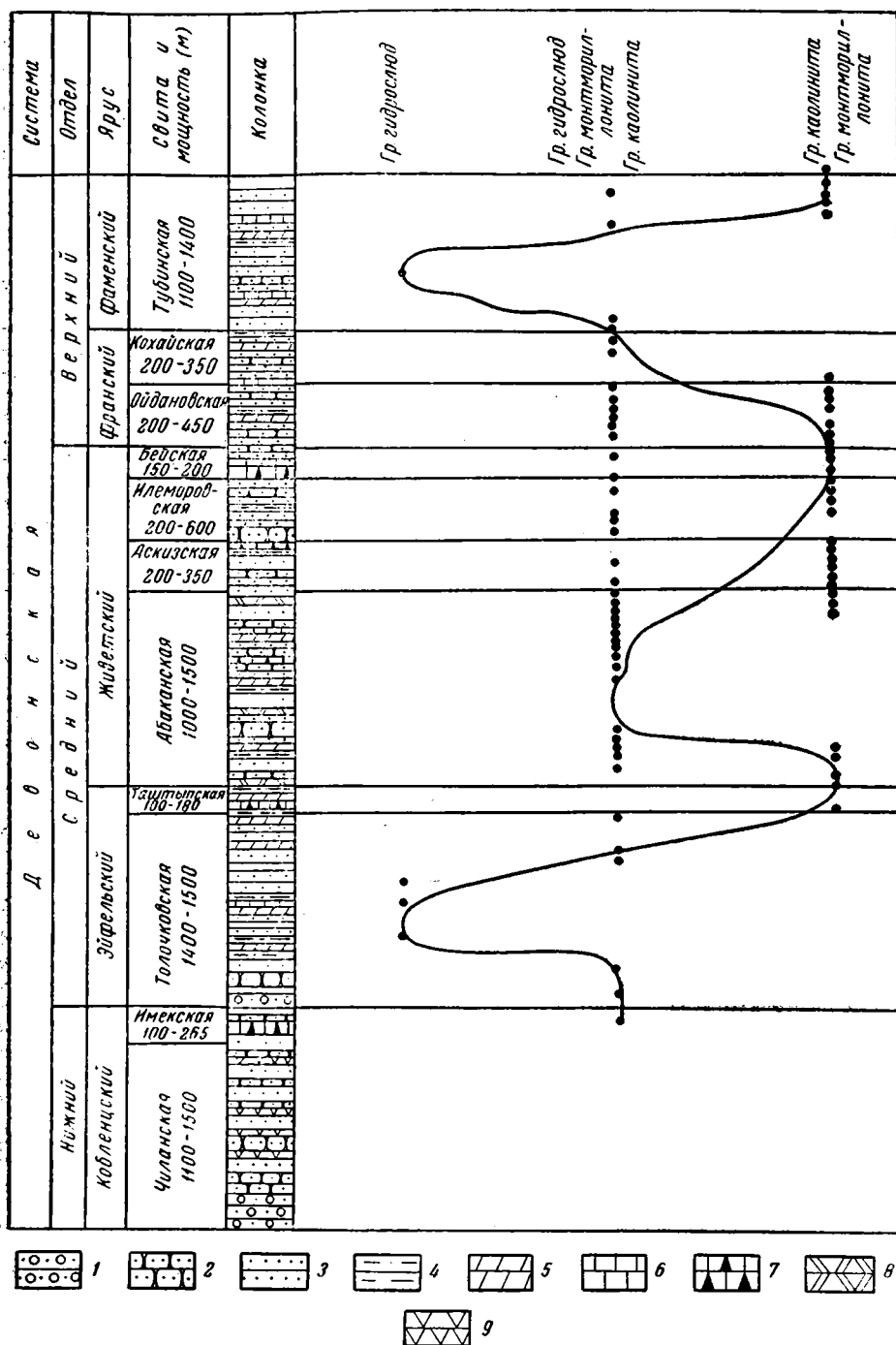
Весьма сомнительна также достоверность вычисляемых В. П. Казариновым и Т. И. Гуровой (1962, табл. 19, рис. 5) средних содержаний окислов и по отдельным частям разреза. Так, ими по трем анализам рассчитывается содержание окислов для отложений готерив-баррема по Ново-Васюганской скважине, где мощность их достигает 469 м. Отложения здесь представлены на 22% песчаниками, на 31% алевролитами и на 47% глинами. Что же собой представляют эти три анализа? В табл. 3 цитируемой работы они приведены. Это — два анализа красно-бурых глин, третий же — глинистый известняк. Но ведь более чем на 50%, как указывают сами авторы, готерив-барремская толща по Ново-Васюганской скважине состоит из песчаников и алевролитов! Или, например, верхнеюрские отложения мощностью 107 м, вскрытые Тобольской скважиной (там же, табл. 16) и состоящие (там же, рис. 3) из песчаников (7%), алевролитов (12%) и аргиллитов (81%), охарактеризованы только одним анализом аргиллитов (там же, табл. 1).

Попытаемся, однако, показать, как В. П. Казаринов и Т. И. Гурова получили кривые (там же, рис. 45), основываясь на химических анализах (там же, табл. 16), которые повторяют кривые, построенные по коэффициентам мономинеральности и палеогеографическим коэффициентам. По данным упомянутых авторов, среднее содержание Fe_2O_3 для отложений нижней — средней юры равно 4,0%, верхней юры 5,0% и валанжина 4,8%. Таким образом, как указывают эти авторы, подтверждается верхнеюрский «пик». В действительности же этого не наблюдается. Проверка табл. 16 показала другие средние содержания Fe_2O_3 : нижняя — средняя юра 4,8, верхняя юра 4,7 и валанжин 4,6. Оказывается, Т. И. Гурова и В. П. Казаринов при вычислении средних значений, как уже отмечалось, не учли количества анализов, которые приведены в их таблице в первой графе.

Вернемся еще раз к коэффициенту мономинеральности. На фиг. 2 настоящей статьи показаны их максимальные значения как раз против карбонатно-кремнистых отложений. Кремнистость в них сингенетична и обусловлена или водным кремнеземом, или же продуктами его эпигенеза и метаморфизма — халцедоном и кварцем. Последние в результате лабораторной обработки карбонатно-кремнистой породы (дробления и кислотной обработки) попадают в нерастворимый остаток и искусственно завышают количество обломочного кварца, а это в свою очередь влияет на коэффициент мономинеральности, сильно увеличивая его. Вот что по этому поводу пишет сам В. П. Казаринов (1962, стр. 213): «Повышение содержания кремнекислоты в этих осадках объясняется, с одной стороны, повышенными значениями их коэффициента мономинеральности, с другой — окремнением осадка». Совсем, однако, не обязательно, чтобы в нерастворимой части карбонатных пород всегда, как считает этот автор, кварц преобладал бы над полевым шпатом. Не в меньшей степени это зависит от состава материнских пород. Так, в карбонатных породах синия и кембрия Алтая резко преобладает обломочный полевой шпат над кварцем. Это и понятно, ведь при отложении карбонатов в данном случае разрушались главным образом бескварцевые основные эффузивы и их туфы.

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины. Под ред. В. П. Казаринова. Гостоптехиздат, 1960.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Казаков А. В. Фосфоритовые фации. Тр. НИИ по удобр. и инсектофунгисидам вып. 145, 1939.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И. Методика изучения опорных разрезов для составления литолого-палеогеографических карт Сибири. Тез. докл. V Всес. литол. совещ. Новосибирск, 1961.
- Косолобов Н. И. Коэффициент выветрелости как одна из методик выделения осадочных серий. В кн. «Осадочные серии палеозоя Сибири», Тр. СНИИГГМС, сер. нефт. геол., вып. 16. Гостоптехиздат, 1962.
- Крачек Ф. К., Нейвонен К. Дж. Термохимия плагиоклазов и щелочных полевых шпатов. В кн. «Полевые шпаты». 2-й сб. статей. Изд. иностр. лит., 1956.
- Опыт изучения разрезов осадочных толщ. Под ред. В. И. Бгатова и В. П. Казаринова. Бюл. научно-техн. информ. Сиб. н.-и. ин-т геол., геофиз. и минеральн. сырья. Новосибирск, 1960.
- Осадочные серии палеозоя Сибири. Под ред. В. П. Казаринова и В. И. Бгатова. Тр. СНИИГГМС, сер. нефт. геол., вып. 16, Гостоптехиздат, 1962.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. I. Изд. АН СССР, 1934.



Фиг. 5. Схематическая кривая изменений минерального состава глинистых фракций в отложениях девона

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — кремнистые известняки; 8 — туфы и туффиты; 9 — порфириты и диабазы (Акульшина и др., 1960, рис. 13)

же для В. П. Казаринова и Т. И. Гуровой опять отпадает надобность в учете числа анализов.

Весьма сомнительна также достоверность вычисляемых В. П. Казариновым и Т. И. Гуровой (1962, табл. 19, рис. 5) средних содержаний окислов и по отдельным частям разреза. Так, ими по трем анализам рассчитывается содержание окислов для отложений готерив-баррема по Ново-Васюганской скважине, где мощность их достигает 469 м. Отложения здесь представлены на 22% песчаниками, на 31% алевролитами и на 47% глинами. Что же собой представляют эти три анализа? В табл. 3 цитируемой работы они приведены. Это — два анализа красно-бурых глин, третий же — глинистый известняк. Но ведь более чем на 50%, как указывают сами авторы, готерив-барремская толща по Ново-Васюганской скважине состоит из песчаников и алевролитов! Или, например, верхнеюрские отложения мощностью 107 м, вскрытые Тобольской скважиной (там же, табл. 16) и состоящие (там же, рис. 3) из песчаников (7%), алевролитов (12%) и аргиллитов (81%), охарактеризованы только одним анализом аргиллитов (там же, табл. 1).

Попытаемся, однако, показать, как В. П. Казаринов и Т. И. Гурова получили кривые (там же, рис. 45), основываясь на химических анализах (там же, табл. 16), которые повторяют кривые, построенные по коэффициентам мономинеральности и палеогеографическим коэффициентам. По данным упомянутых авторов, среднее содержание Fe_2O_3 для отложений нижней — средней юры равно 4,0%, верхней юры 5,0% и валанжина 4,8%. Таким образом, как указывают эти авторы, подтверждается верхнеюрский «пик». В действительности же этого не наблюдается. Проверка табл. 16 показала другие средние содержания Fe_2O_3 : нижняя — средняя юра 4,8, верхняя юра 4,7 и валанжин 4,6. Оказывается, Т. И. Гурова и В. П. Казаринов при вычислении средних значений, как уже отмечалось, не учли количества анализов, которые приведены в их таблице в первой графе.

Вернемся еще раз к коэффициенту мономинеральности. На фиг. 2 настоящей статьи показаны их максимальные значения как раз против карбонатно-кремнистых отложений. Кремнистость в них сингенетична и обусловлена или водным кремнеземом, или же продуктами его эпигенеза и метаморфизма — халцедоном и кварцем. Последние в результате лабораторной обработки карбонатно-кремнистой породы (дробления и кислотной обработки) попадают в нерастворимый остаток и искусственно завышают количество обломочного кварца, а это в свою очередь влияет на коэффициент мономинеральности, сильно увеличивая его. Вот что по этому поводу пишет сам В. П. Казаринов (1962, стр. 213): «Повышение содержания кремнекислоты в этих осадках объясняется, с одной стороны, повышенными значениями их коэффициента мономинеральности, с другой — окремнением осадка». Совсем, однако, не обязательно, чтобы в нерастворимой части карбонатных пород всегда, как считает этот автор, кварц преобладал бы над полевым шпатом. Не в меньшей степени это зависит от состава материнских пород. Так, в карбонатных породах синия и кембрия Алтая резко преобладает обломочный полевой шпат над кварцем. Это и понятно, ведь при отложении карбонатов в данном случае разрушались главным образом бескварцевые основные эффузивы и их туфы.

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины. Под ред. В. П. Казаринова. Гостоптехиздат, 1960.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Казаков А. В. Фосфоритовые фации. Тр. НИИ по удобр. и инсектофунгисдам вып. 145, 1939.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И. Методика изучения опорных разрезов для составления литолого-палеогеографических карт Сибири. Тез. докл. V Всес. литол. совещ. Новосибирск, 1961.
- Косолобов Н. И. Коэффициент выветрелости как одна из методик выделения осадочных серий. В кн. «Осадочные серии палеозоя Сибири», Тр. СНИИГГМС, сер. нефт. геол., вып. 16. Гостоптехиздат, 1962.
- Крачек Ф. К., Неййвонен К. Дж. Термохимия плагиоклазов и щелочных полевых шпатов. В кн. «Полевые шпаты». 2-й сб. статей. Изд. иностр. лит., 1956.
- Опыт изучения разрезов осадочных толщ. Под ред. В. И. Бгатова и В. П. Казаринова. Бюл. научно-техн. информ. Сиб. н.-и. ин-т геол., геофиз. и минеральн. сырья. Новосибирск, 1960.
- Осадочные серии палеозоя Сибири. Под ред. В. П. Казаринова и В. И. Бгатова. Тр. СНИИГГМС, сер. нефт. геол., вып. 16, Гостоптехиздат, 1962.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. I. Изд. АН СССР, 1934.

- Пейве А. В., Страхов Н. М., Яншин А. Л. Некоторые важнейшие задачи в области теоретической геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1961.
- Сигов А. П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных осадочных пород. Сов. геология, № 3, 1960.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд. АН СССР, 1962.

Казахский научно-исследовательский
институт минерального сырья
г. Алма-Ата

Дата поступления
23.VI.1964

УДК 553.632(471.53)

ПО ПОВОДУ СТАТЬИ В. И. КОПНИНА «О ПЛОЩАДНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ХЛОРИСТОГО КАЛИЯ В СИЛЬВИНИТОВЫХ ПЛАСТАХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ»¹

М. П. ФИВЕГ

В. И. Копнин в своей статье приводит цифры средних содержаний KCl в полосчатом и красных сильвинитах для отдельных разведанных участков Верхнекамского месторождения. На основании этих данных автор выводит закономерности изменения содержания сильвина как в масштабе всего месторождения, так и на отдельных участках и пытается дать им объяснение.

Как известно, несмотря на поразительное сходство между собою ритмограмм сильвинитовой зоны всего месторождения, разведочными работами четко выявилось повышение содержания KCl в юго-восточном направлении. Это положение широко используется при выборе площадей под разведку и при планировании дальнейшего строительства калийных рудников.

В. И. Копнин полагает, что это закономерное изменение в содержании сильвина является следствием постепенного повышения концентрации рапы, которая поступала где-то на севере и концентрировалась по мере продвижения на юг.

При решении этого вопроса следует иметь в виду, что кроме питания с севера, вполне вероятно поступление вод из бассейна, расположенного западнее Верхнекамского (возможно, за счет фильтрации), и доказано поступление вод с уральской суши. Присутствие последних в составе соляных пород отмечено повышающимся в восточном направлении содержанием минералов высаливания и кластики. При таком сложном питании бассейна вполне возможно существование различных течений в поверхностном слое более легких рассолов и донных, насыщенных калийными солями. При движении на юг концентрация солей в поверхностном слое, вероятно, повышалась. Это положение необходимо подтвердить содержанием брома в галите, прослеживая одну и ту же пачку сезонных прослоев сильвинитовой подзоны.

До сих пор в прослоях летней садки сильвинитов были обнаружены только единичные зерна сильвина, присутствие которых свидетельствует о том, что в режиме галогенной седиментации бассейна его садка не была массовым явлением. Следовательно, поверхностная рапа, как правило, не достигала насыщения по KCl. Сильвин здесь выпадал при охлаждении из нижнего слоя рассола в осенне-зимний период. Продуктивность садки в этих условиях будет зависеть от мощности деятельного слоя с сезонными изменениями температур. В наших условиях мощность продуцирующего слоя может изменяться только в связи с глубиной бассейна. Исходя из этого положения, можно предполагать, что глубина солеродного бассейна на юге была большей и превышала мощность активного слоя.

Течения в тяжелом слое здесь не направлялись испарением, как в верхнем, а могли создаваться только рельефом дна: более тяжелые рассолы накапливались в более глубоких частях бассейна. Конечно, это положение нуждается в дальнейшем подтверждении.

Кроме закономерностей в изменении содержания сильвина для всего месторождения, В. И. Копнин отмечает отклонения, наблюдаемые на участках в один-два десятка квадратных километров. Используя средние цифры по отдельным площадям, он указывает, что для сводов брахиантиклиналей по всем горизонтам характерно более

¹ Докл. АН СССР, т. 149, № 2, 1963.

высокое содержание KCl, чем для синклинальных частей. Разница иногда достигает 3—7% KCl.

Этот факт в статье объясняется местным изменением концентрации рапы в связи с имевшей место неровностью дна калийного бассейна. В. И. Копнин полагает наличие конседиментационных движений, приведших к образованию брахиантиклиналей (по своему расположению соответствующих теперь наблюдаемым), над сводами которых в мелководных участках калийного бассейна происходила более интенсивная садка сильвина. «Над положительными формами,— пишет В. И. Копнин,— концентрация, а следовательно, и продуктивность рассолов выше вследствие меньшей величины столба жидкости. Кроме того, на соседних пониженных участках бассейна наблюдается несколько большее влияние движущихся с востока опресняющих вод, что подтверждается повышенным содержанием нерастворимого остатка и CaSO_4 в сильвинитах» (стр. 419).

Оставляя в стороне вопрос о конседиментационных движениях и их интенсивности, я хочу здесь подчеркнуть свое несогласие с приведенными выше объяснениями причин непостоянства содержания KCl в сильвинитах на небольших площадях, соизмеримых с шахтными полями. Остается непонятным, почему во время садки сильвина концентрация рапы была повышенной над положительными формами рельефа дна, т. е. в более мелководных участках? Как известно, в таких участках солеродных бассейнов обыкновенно лучше осуществляется прогревание рассолов, энергичнее идет испарение. Здесь «фабрикуются» только в испарительный период более высококонцентрированные рассолы бассейна и интенсивнее идет садка галита. В связи с более высоким удельным весом (особенно при охлаждении) более тяжелые рассолы «стекают» и накапливаются в пониженных частях дна солеродных бассейнов.

Как уже отмечалось выше, садка сильвина в Верхнекамском бассейне происходила при охлаждении рапы не в испарительный, а в осенне-зимний период, когда тяжелые рассолы уже заняли подобающее им место в расслоенной рапе, и они никак не могли сохраниться в том или ином объеме в мелководных участках бассейна среди рассола с меньшим удельным весом. Также не спасают положение и «опресняющие воды», поступающие с востока. Они, как более легкие, не могли двигаться по дну, а всегда растекались тонким слоем по поверхности.

Для дальнейшего изучения причин колебания содержания KCl в каждом из сильвинитовых слоев на небольших площадях необходимо прежде всего более тщательно обработать первичный фактический материал опробования. В. И. Раевский, В. Ф. Мягков в своих диссертационных работах, используя математические методы при обработке имеющихся данных по опробованию, не подтвердили закономерностей, о которых говорит В. И. Копнин. Работать над разрешением этих вопросов можно только на более тщательно подготовленном фактическом материале.

УДК 553.492.1

О СТАТЬЕ С. И. БЕНЕСЛАВСКОГО «ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ — ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ БОКСИТОВЫХ РУД»¹

Е. С. ГУТКИН

Роль процессов выветривания в формировании и изменении бокситовых месторождений изучена в настоящее время недостаточно. Одни геологи, например Е. В. Рожкова и М. В. Соболева (1938), решительно возражают против самой идеи выветривания бокситов. Они пишут: «Процесс деградации бобовых бокситов нам кажется чрезвычайно искусственным, совершенно не соответствующим условиям». Другие исследователи, например, Г. И. Бушинский (1958), характеризуют процессы выветривания девонских бокситов Урала почти единственной фразой: «Оно (выветривание.— Е. Г.) выразилось в окислении пирита, в выносе железа и карбонатов, в разрыхлении пород и в усилении карстообразования среди известняков почвы» (стр. 229—240).

Работ, содержащих подробную качественную и количественную характеристику процессов выветривания бокситов, изменения их минерального и химического состава в зоне выветривания, опубликовано чрезвычайно мало.

В этой связи обращает на себя внимание сборник «Кора выветривания», в котором вопросам выветривания бокситов посвящены статьи С. И. Бенеславского и др.

С. И. Бенеславский выделяет два типа вторичных изменений бокситов: а) ресилификацию, б) карбонатизацию. Термин «ресилификация» не совсем точно передает со-

¹ Кора выветривания, вып. 4. Изд. АН СССР, 1962.

держание процесса. Правильнее было бы говорить о ресилификации или просто о силикации бокситов, поскольку под этим процессом понимают разубоживание бокситов силикатами алюминия — каолинитом, галлуазитом, дикиитом и др.

С. И. Бенеславский указывает на то, что причин, вызывающих ресилификацию гидраргиллита и образование эпигенетического каолинита, две. Первая — привнос кремнезема грунтовыми водами из вмещающих бокситы пород, что приводит к увеличению в бокситах валового содержания кремнезема; вторая — перегруппировка элементов в результате воздействия грунтовых вод на боксит, что приводит к переходу в раствор кремнезема. Очевидно, эти две причины следует понимать как два направления, приводящие в конечном итоге к одному и тому же результату — ресилификации бокситов. Если по первому направлению процесса действительно происходит разубоживание боксита кремнеземом, то по второму, как излагает С. И. Бенеславский, ресилификации быть не может, так как, по его мнению, не происходит привноса или выноса вещества, а происходит только его перегруппировка.

Далее автор указывает, что на последней стадии ресилификации бокситов могут образовываться глинистые породы, когда глинозем боксита почти полностью соединяется с кремнеземом. Такие полностью ресилифицированные бокситы С. И. Бенеславский предлагает называть ретроградными глинами, по аналогии с метаморфическими породами, перемещенными из нижних зон в верхние, вследствие чего происходит изменение их состава. Ретроградные глины или ресилифицированные бокситы, по данным С. И. Бенеславского, обнаруживаются все в большем числе месторождений, в том числе в Амангельдинских и Североуральских.

По этому поводу следует заметить, что, во-первых, глины, образовавшиеся при выветривании бокситов, далеко не всегда являются перемещенными из нижних зон в верхние, поэтому вводить для них название «ретроградные» не имеет смысла, тем более, что этот термин даже в отношении метаморфических пород мало употребителен. Во-вторых, ни в одной из своих работ С. И. Бенеславский не писал о ресилификации больше, чем в рассматриваемой нами статье. Поэтому непонятны его ссылки на работы, которые им еще не проведены.

С. И. Бенеславский обходит молчанием многие вопросы, имеющие непосредственное отношение к процессу ресилификации. Например, при образовании конечных продуктов изменения бокситов вторичные глинистые минералы (каолинит, галлуазит и др.) должны занять объем растворившихся гидратов глинозема. При этом глинозем, стехиометрически избыточный после образования каолинита, должен куда-то мигрировать и где-то осадиться.

Одним из главных направлений, по которому грунтовые воды изменяют минеральный и химический состав бокситов по С. И. Бенеславскому, является выщелачивание из них кремнезема и его вынос. Через 10 строк написано: «По нашему мнению, привнос (и, видимо, вынос) Al_2O_3 и, как будет показано ниже, SiO_2 (подчеркнуто мной.— Е. Г.) после отложения первичного осадка не имеет места» (Бенеславский, 1963, стр. 193). Ниже автор пишет прямо противоположное: «Вынос SiO_2 осуществляется поступающими извне в боксит щелочными водами, из которых одновременно отлагается кальцит» (там же). В последней фразе автор, вероятно, имеет в виду не боксит, а первичный бокситовый осадок, что далеко не одно и то же.

Особое происхождение С. И. Бенеславский приписывает глинистым минералам, отложившимся по трещинам в боксите. Он указывает: «Эпигенетическая каолинизация может быть обязана своим происхождением не только ресилификации гидраргиллита. Видимо, каолинит и другие минералы этой группы (дикиит и накрит), а также галлуазит возникают непосредственно при выпадении гелей глинозема и кремнезема, которые совместно мигрируют в растворах, циркулирующих в бокситовых залежах. Каолинизация такого происхождения в основном проявляется в образовании жилков указанных минералов различной мощности» (там же, стр. 181—182). Какова же природа растворов, откуда поступают гели глинозема и кремнезема, в каких конкретных условиях происходит осаждение минералов? На эти и другие вопросы автор не дает ответа.

Нельзя согласиться с С. И. Бенеславским, что при вторичных изменениях бокситов не происходит заметной миграции железа. Хорошо известно, что в Североуральских бокситах вдоль тектонических трещин в самом рудном теле или вблизи контакта руды с известняками в зоне, благоприятной для циркуляции грунтовых вод, нередко можно наблюдать светлые, желтоватые и розоватые бокситы. Эти обесцвеченные бокситы содержат иногда всего лишь 5—6% окиси железа, в то время как в неизмененных красных бокситах содержание окиси железа достигает более 20%. Обесцвеченные бокситы встречаются на месторождениях повсеместно.

Рассматривая процесс кальцитизации бокситов, С. И. Бенеславский (1958) пишет: «Нами было показано, что с кальций-карбонатными водами, проникающими в залежи, связан процесс обескремнивания бокситов. Высококарбонатные бокситы Североуральских месторождений характеризуются хорошим качеством, определяющимся низким содержанием SiO_2 и высоким содержанием Al_2O_3 . Низкокачественные бокситы месторождения содержат небольшое количество CaO » (стр. 186).

По С. И. Бенеславскому выходит, что высокое качество бокситов (низкое содержание SiO_2) связано с проникновением карбонатных вод. Бокситы же, не подвергавшиеся воздействию грунтовых вод, сохранили свое низкое качество (высокое содержание SiO_2).

В действительности дело обстоит следующим образом. Девонские бокситы, залегающие вблизи дневной поверхности, характеризуются высоким содержанием кремнезема и почти полным отсутствием карбоната кальция. Объясняется это не тем, что они не подвергались воздействию грунтовых вод, а тем, что грунтовые и поверхностные воды, лишенные карбонатов, растворяли CaO в бокситах и осаждали глинистые минералы за счет принесенного этими водами кремнезема и заимствованного из бокситов глинозема. Бокситы же, залегающие на глубоких горизонтах месторождений, например маркитовские бокситы северной части Черемуховского месторождения, отличаются, как это хорошо известно, своим высоким качеством — высоким содержанием глинозема и низким содержанием как кремнезема, так и окиси кальция. Объясняется это, по-видимому, первичными условиями осадконакопления.

Следует еще сказать об использовании С. И. Бенеславским литературных данных. Он сплошь и рядом делает ссылки на зарубежных исследователей и обходит молчанием многие известные работы советских геологов. Так, например, вопросы выветривания бокситов разбирались в работах П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина (1937), Л. П. Коннова (1956), И. А. Любимова (1942), А. А. Денисевича (1942) и др.

В последние годы выветриванию бокситов посвящены статьи А. К. Гладковского, Е. С. Гуткина (1958, 1960), А. К. Гладковского, А. К. Шаровой (1960), А. К. Шаровой и А. К. Гладковского (1958).

В некоторых из перечисленных работ приводится подробное описание минералов, образующихся при выветривании бокситов, и дается характеристика самого процесса выветривания бокситов.

В заключение остается лишь подчеркнуть, что вопросы выветривания бокситов, имеющие большой научный и практический интерес, должны решаться детальным изучением самих бокситовых месторождений при критическом использовании опубликованных по этому вопросу работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Некоторые вопросы минералообразования в бокситах. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Бенеславский С. И. Вторичные процессы — важнейший фактор формирования бокситовых руд. Кора выветривания, вып. 4. Изд. АН СССР, 1962.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примургоджарских степях. В кн. «Бокситы», т. I, ч. I, ОНТИ, 1937.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Гладковский А. К., Гуткин Е. С. О минералах, образовавшихся при выветривании бокситов Североуральского бассейна. Геология и полезные ископаемые Урала. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 35, 1960.
- Гуткин Е. С. Дикит в бокситах Североуральского бассейна. Зап. Всес. минералог. о-ва, 2 сер., ч. 87, 1958.
- Гладковский А. К., Шарова А. К. О минералах, образовавшихся при выветривании бокситов Южноуральского бассейна, и их роли в геохимии бокситов.
- Денисевич А. А. О форме и составе рудных тел месторождений бокситов из Северного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1942.
- Коннов Л. П. Некоторые данные о современном выветривании мезозойских гумидно-континентальных бокситовых пород. Зап. Узб. отд. Всес. минералог. о-ва, вып. 9, 1956.
- Любимов И. А. Гипергенные процессы в формировании месторождений Петропавловской бокситовой полосы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1942.
- Рожкова Е. В., Соболева М. В. К минералогии палеозойских бокситов. В кн. «Бокситы», т. III, ОНТИ, 1938.
- Шарова А. К., Гладковский А. К. Минеральный состав, происхождение и изменение нижнемеловых бокситов восточного склона Урала и Тургайской равнины. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.

Североуральская бокситовая экспедиция
г. Североуральск

Дата поступления
1.VI.1963

ХРОНИКА

УДК 553.1

**В КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОНЗ АН СССР
СЕМИНАР ПО ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОМУ МЕТОДУ**

За послевоенное время советские литологи провели большие работы по детальному литологическому изучению различных типов отложений разнообразного геологического возраста. Основной задачей всех исследований являлось выявление закономерностей осадконакопления в истории земной коры, закономерности пространственного и временного расположения различных фациальных типов отложений, формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Исследования проводились различными методами. Эти методы и опубликованные результаты исследований неоднократно подвергались обсуждению на геологических совещаниях и были освещены в нашей литературе.

Так, на 2-м Всесоюзном угольном совещании в 1955 г. в Ленинграде обсуждались фациально-циклический метод (Жемчужников, Яблоков и др.), фациально-геотектонический (Иванов), фациально-фазовый (Кобилов)¹.

На 5-м Всесоюзном литологическом совещании широко обсуждались различные методы исследований и составление фациальных и палеогеографических карт².

Методика литологического изучения докембрийских метаморфических толщ была обсуждена на совещании в 1963 г. в г. Петрозаводске, а методы, итоги и задачи изучения вулканогенно-осадочных образований были предметом дискуссии на последнем 6-м Всесоюзном литологическом совещании в Тбилиси в 1963 г.³

Методика литолого-палеогеографических исследований, широко применяемая в Узбекистане В. И. Поповым и его учениками, разобрана в критической статье А. П. Феофиловой⁴.

В 1957 г. были опубликованы два тома коллективной работы, выполненной под руководством Н. М. Страхова, «Методы изучения осадочных пород».

В 1955—1956 гг. вышли из печати два тома монографии Д. В. Наливкина «Учение о фациях».

Наконец, в последние годы опубликовано три тома «Основ теории литогенеза» (1960—1962 гг.) и «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» Н. М. Страхова.

Таким образом, в распоряжении советских литологов имеется громадный и разнообразный материал, характеризующий различные методические подходы и результаты изучения разных типов отложений. Каждый литолог имеет возможность критически отнестись к разным методам, использовать их в зависимости от объекта и цели исследований, уточнить и развивать эти методы, предлагать новые с учетом уже ранее сделанного в этой области.

За последние 10—15 лет в Новосибирске (Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья) возник и начал широко применяться под руководством В. П. Казаринова метод, названный автором «литолого-формационным». Этот метод лег в основу исследований ряда регионов, особенно же Западно-Сибирской низменности, Минусинской и Кузнецкой депрессий. Среди литологов существуют различные мнения о ценности литолого-формационного метода, но широкого обсуждения этого метода до сих пор еще не было. В связи с этим Комиссия по осадочным породам и организовала семинар, посвященный разбору названного ме-

¹ Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. V, 1956.

² Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1962.

³ «Литология и полезные ископаемые», № 1, 1964.

⁴ «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1964.

тода. В процессе подготовки к семинару были опубликованы тезисы намеченных докладов.

Семинар состоялся в Москве 26—27 мая 1964 г. и проходил под руководством академика Н. М. Страхова.

Были заслушаны следующие доклады:

1. «Теоретические основы литолого-формационного анализа» — В. П. Казаринов, В. И. Бгатов, Т. И. Гурова, Ю. П. Казанский.
2. «Этапы химической денудации по данным сравнительно-литологического анализа» — А. Э. Конторович, Л. М. Герасимова, В. П. Казаринова.
3. «Основные методики литолого-формационного анализа» — Е. П. Акульшина, Т. И. Гурова, Н. И. Косолюбов, Д. Д. Минина, Р. С. Родин.
4. «Строение осадочных серий» — В. И. Бгатов, В. И. Будников, Е. К. Герасимов, Т. А. Дивина, Л. Г. Еникеева, В. Г. Матухина, Р. Г. Матухин, Г. Э. Прозорович, Е. Г. Сорокина.
5. «Закономерности вторичных преобразований в осадочных сериях» — Г. Н. Персзю, А. В. Ван, М. Н. Выродова, Н. А. Лизалек, Е. П. Рабиханукаева, М. Ф. Соколова.

Ввиду того, что в докладах сообщались материалы, в основном уже опубликованные, в данной краткой заметке нет необходимости излагать их содержание.

Интерес к семинару был большим, и на каждом заседании присутствовало до 250 московских и приезжих геологов. 27 участников семинара (А. Б. Ронов, Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко, Б. М. Гиммельфарб, Е. В. Шанцер, И. В. Хворова, А. И. Осипова, А. Г. Коссовская, Т. И. Бушинский, П. Т. Тажигаева, А. С. Запорожцева, Б. М. Михайлов, М. Ф. Викулова, П. П. Тимофеев, А. А. Арустамов, В. И. Муравьев, А. Г. Ткачук, Г. Ф. Крашенинников, Н. М. Карасев, А. Л. Юревич, В. Х. Геворьян, А. М. Цехомский, Н. А. Красильникова, В. Д. Шутов, В. М. Попов, Г. А. Каледа, В. С. Яблоков) задали докладчикам около 150 вопросов, направленных главным образом на уточнение существа метода в целом и отдельных образующих его методик полевых и камеральных исследований, на увязку этого метода с ранее разработанными и на выяснение теоретического значения метода и практического его применения.

В прениях, кроме докладчиков, выступило 16 человек: М. М. Толстихина, М. Ф. Викулова, Э. Н. Янов, Н. М. Страхов, Г. Ф. Крашенинников, Н. В. Логвиненко, А. А. Арустамов, А. С. Запорожцева, В. П. Семенов, А. П. Феофилова, А. Г. Коссовская, И. В. Хворова, И. С. Гранберг, Г. И. Бушинский, Г. И. Иванов, С. Г. Саркисян.

Большинство высказываний содержало разнообразные критические замечания по поводу заслушанных докладов и ранее опубликованных работ. Наряду с положительной оценкой отдельных региональных исследований, отмечались многие существенные недостатки метода в целом и частных, входящих в него приемов работы, необходимость теоретического обоснования метода, определения границ достоверного его применения, а также более тщательного обоснования объективным фактическим материалом отдельных и общих выводов.

После семинара Комиссия по осадочным породам подробно обсудила его итоги. Была отмечена своевременность организации обсуждения метода и принято следующее решение.

1. Метод изучения осадочных толщ, предложенный В. П. Казариновым (СНИИГГИМС) под названием «литолого-формационного», направлен на выяснение закономерностей развития осадочного процесса в истории Земли.

Принципиальным обоснованием метода является идея о том, что в областях седиментации отлагается то, что выносится из коры выветривания водосборов, и в той последовательности, в какой компоненты мигрируют из коры. Поэтому изучение развития выветривания на водосборах становится у авторов ключом к периодизации осадкообразования в областях седиментации. Осадочные серии отвечают периоду от размыва одной зрелой коры выветривания на водосборах до размыва следующей за ней также зрелой коры.

Для определения так называемой степени зрелости коры по породам, возникшим в области седиментации, предложен ряд показателей: коэффициент мономинеральности, устойчивости, зрелости, упорядоченности и др.

2. Оценивая общую направленность метода, Комиссия отмечает односторонность подхода к изучению осадочных пород и в частности — к выделению осадочных серий. Следует подчеркнуть, что в области седиментации появление аутигенных минералов и пород определяется не только выносом осадочного материала с водосборов данного бассейна, как полагают авторы метода, но и собственной жизнью бассейна, и происходит не только за счет веществ, поступающих с этого водосбора ($\text{Fe} - \text{Mn}$), но и за счет растворенных компонентов, уже накопленных в гидросфере и пополняемых речным стоком со всех континентов и поступлением гидротерм из вулканических очагов ($\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$ и др.).

3. Область применения «литолого-формационного метода» в том виде, какой он имеет сейчас, ограничена и специфична. Он не приложим к отложениям ледового,

эффузивно-осадочного и аридного типов литогенеза, а лишь к типу гумидному, ибо только в последнем и развивается значительно кора выветривания. Но и здесь он применим лишь к бассейнам, водосборы которых целиком (или в подавляющей степени) сложены только кварцсодержащими магматическими породами. В регионах, где на водосборах выходят и магматические комплексы, и осадочные породы, достоверность показаний коэффициента мономинеральности (и других) резко убывает. К регионам, сложенным только осадочными породами разного состава, он не применим совсем.

Аутигенные минералы и породы областей седиментации вообще не могут использоваться для реконструкции процессов выветривания на водосборах, так как их образование контролируется жизнью самого бассейна и от стадии развития коры выветривания на водосборах не зависит. Некоторые указания можно получить только при изучении Fe—Mn руд, но применительно лишь к узколокальным площадям, примыкающим к месторождениям, а не ко всей и даже не к главной части водосборов.

4. Особенно следует подчеркнуть, что идея о синхроничности эпох образования кремнистых пород в бассейнах эпохам образования каолиновых кор выветривания на водосборах, являющаяся одним из центральных положений «литолого-формационного метода», не доказана и противоречит современному фактическому материалу по геохимии кремнезема в морских бассейнах.

5. Представления об осадочных формациях, из которых слагаются «осадочные серии», неудовлетворительны; они не разработаны и противоречивы (определение формации противоречит принципам их классификации). Отрицание авторами в процессе обсуждения значения выделенных ими формаций делает неправомерным и само название метода — «литолого-формационный».

6. Утверждения авторов о приуроченности целого ряда полезных ископаемых к зоне, переходной между осадочными сериями, вследствие генетической разнородности указываемых при этом полезных ископаемых не является прогрессивным и не ведет к уточнению уже разработанных поисковых критериев.

Связь многих полезных ископаемых морского происхождения (железные и марганцевые руды, фосфориты, соли и др.) с корами выветривания в том виде, как это указывается авторами «метода», не соответствует современному уровню знаний и не может являться руководящей идеей при разворачивании поисковых работ на эти полезные ископаемые.

Комиссия считает, что в дальнейших работах авторы должны обратить особое внимание на выявление действительных генетических связей между вещественным составом вмещающих толщ и условиями накопления в них главнейших осадочных полезных ископаемых.

7. Учитывая все сказанное, Комиссия считает, что «литолого-формационный метод» нуждается в существенной доработке, освобождении от указанных дефектов, уточнении сферы применения, обосновании основных методических идей и поэтому в современном виде не может быть рекомендован. Для дальнейшей разработки этого метода Комиссия считает необходимым продолжение соответствующих исследований с обязательной увязкой их с фациальным и палеогеографическим анализом.

Зам. председателя Комиссии по осадочным породам

В. С. Яблоков

Дата поступления
17.VII.1964

ПОТЕРИ НАУКИ

С. Г. ВИШНЯКОВ

В ночь на 11 апреля 1964 г. скоропостижно скончался доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой общей геологии Воронежского государственного университета Савва Гаврилович Вишняков. От нас ушел крупный ученый-литолог, человек большого обаяния и общественного долга. Вся жизнь и научная деятельность Саввы Гавриловича является ярким примером служения народу, Родине, науке. Он родился в крестьянской семье в Саратовской области в 1897 г. и прошел большой и сложный путь. С 1916 г. до февральской революции служил рядовым в армии, а с июня 1918 г. по 1919 г. — в легендарной Чапаевской дивизии, из которой выбыл в госпиталь из-за ранения. Находился на излечении, а затем работал в госпитале и военно-техническом отделе г. Пугачева. Савва Гаврилович учился в вечерней школе взрослых и по окончании ее в 1921 г. поступил в Ленинградский государственный университет на геологическое отделение. Окончил университет в 1927 г. Еще будучи студентом, Савва Гаврилович начинает работать в Геологическом комитете сначала коллектором, а затем, по окончании университета, младшим научным сотрудником и начальником геологической партии. Он участвовал в поисковых работах на нефть в Урало-Эмбенском районе. Некоторые результаты этих работ опубликованы в двух его статьях.

С 1928 по 1930 г. проводил поиски месторождений строительных материалов. В результате работ Савва Гаврилович открыл и сдал в эксплуатацию крупное месторождение строительных известняков около ст. Войбокало Ленинградской области. С 1930 по 1938 г. работал в Ленинградском геологическом управлении в качестве начальника геологической партии, старшего геолога, руководителя комплексных геологических работ.

За этот период в Тихвинском бокситоносном районе при его непосредственном участии открыт ряд месторождений бокситов, в том числе им лично открыто Максимовское месторождение. В результате проведенных полевых и лабораторных исследований разработана детальная стратиграфия бокситоносных отложений, выявлена сложная древняя гидрографическая сеть, с которой связаны месторождения бокситов, изучен вещественный состав, а также разработана методика поисков на бокситы. По предложенной им методике в течение 15 лет осуществлялись и осуществляются теперь поисково-разведочные работы. Результаты исследований изложены в отчетах, нескольких опубликованных статьях и в монографии.

С 1938 по 1940 г. Савва Гаврилович работал в Украинском геологическом управлении по изучению месторождений никопольских марганцевых руд в качестве начальника партии. Совместно с помощниками им была произведена детальная геологическая съемка всего Никопольского марганцевого бассейна (5 планшетов) и заложена одна из буровых скважин, в которой был обнаружен пласт марганцевой руды, что дало ему основание рекомендовать площадь для поисковых работ. Проведенные впоследствии поиски и разведка полностью оправдали прогнозы, было выявлено одно из самых крупных месторождений марганцевых руд (Басанское).



Результаты работ широко использованы при поисках и дальнейшем изучении Никопольского марганцевого бассейна. С 1940 по 1942 г. Савва Гаврилович продолжал работать в Ленинградском геологическом управлении в качестве старшего геолога и консультанта. Пережив блокаду в Ленинграде, весной 1942 г. он был эвакуирован из Ленинграда в Сибирь, где работал старшим геологом и техноруком в Салаирской экспедиции «Союзалюминразведки» до 1945 г. Вместе с коллективом геологов в районе Салаирского хребта (Западная Сибирь) занимался поисками бокситов. Здесь было обнаружено продолжение ранне открытой полосы бокситов, имеющей промышленное значение.

В июне 1945 г. Савва Гаврилович возвратился в Ленинградское геологическое управление, где продолжал работу в качестве старшего геолога и консультанта до ноября 1946 г. В этот период и до 1952 г. продолжал изучение Тихвинского бокситоносного района. Результаты этих исследований были изложены в докторской диссертации и монографии. Одновременно с основной производственной работой в Геологическом управлении почти непрерывно преподавал в высших учебных заведениях. С 1931 по 1934 г. был ассистентом в Ленинградском автодорожном институте, с 1934 по 1939 г. — доцентом Ленинградского ин-та железнодорожного транспорта, с 1941 по 1946 г. с небольшими перерывами — доцентом в Ленинградском горном институте, где читал курс петрографии осадочных пород.

В 1946 г. Савва Гаврилович переехал на постоянную работу в Воронежский государственный университет, где был вначале доцентом, а затем профессором. За время работы в ВГУ он читал курсы петрографии осадочных пород, неметаллических полезных ископаемых, общей геологии; учения о фациях. С 1950 г. и до конца жизни он заведовал кафедрой общей геологии, а с 1953 по 1955 г. был деканом геологического факультета.

Наряду с напряженной педагогической и общественной деятельностью Савва Гаврилович организовал и проводил совместно с учениками и сотрудниками исследования литологии и полезных ископаемых осадочного комплекса Воронежской антеклизы.

С 1958 по 1962 г. совместно с Н. П. Хожайновым занимался изучением каменноугольных отложений КМА. Результаты этих исследований подготовлены в виде составной части большой монографии к опубликованию. Эти исследования имеют серьезное научное и практическое значение.

В 1961 г. по его инициативе начаты поиски бокситов на территории КМА, давшие весьма положительные результаты. До последнего дня Савва Гаврилович совместно с учениками и аспирантами занимался изучением генезиса вещественного состава и перспектив бокситоносности, а также литологии осадочного чехла Воронежской антеклизы.

Савва Гаврилович написал свыше 70 и опубликовал 45 работ. Особенностью его работ является глубокое проникновение в сущность исследуемых вопросов и проблем, широкое научное обобщение и стремление дать практические выводы и прогноз поисков месторождений полезных ископаемых. Особенно большой вклад им сделан в проблему изучения вещественного состава и генезиса бокситов, классификации и литогенеза карбонатных пород, методику изучения осадочных пород и палеогеографических построений по терригенным минералам и методику поисков и разведки бокситов. Его теоретические и практические исследования заслужили высокую оценку ученых и геологов-производственников и отмечены высшей правительственной наградой — орденом Ленина.

Савва Гаврилович снискал глубокое уважение среди многочисленных геологов нашей страны. К нему постоянно обращались за консультациями и присылали на отзыв работы многие ученые, он являлся также постоянным консультантом и научным руководителем многих производственных геологических экспедиций и партий. Отличительной особенностью его исследований являлась тесная связь с работами производственных организаций, в чем он видел смысл основных геологических работ.

Савва Гаврилович подготовил научную смену, многие из его учеников успешно защитили кандидатские диссертации. В последние годы у него обучалось несколько аспирантов.

Светлая память о Савве Гавриловиче навсегда сохранится в наших сердцах.

*Доц. Хожайнов Н. П., проф. Точилин М. С.,
доц. Дмитриевский В. С., доц. Чернышов Н. И.,
преп. Петрина З. Д., асс. Лавренова Т. В.,
доц. Раскатов Г. И., доц. Преображенская В. Н.,
преп. Шрамкова Г. В., доц. Плаксенко Н. А.,
доц. Фурман И. Я. и др.*

МАРИЯ ФИЛИППОВНА ФИЛИПОВА

27 августа 1964 г. после продолжительной и тяжелой болезни скончалась кандидат геолого-минералогических наук Мария Филипповна Филиппова — известный литолог-стратиграф, член Комиссии по осадочным породам при АН СССР и Межведомственного стратиграфического комитета, старший научный сотрудник и член Ученого совета ВНИГНИ, член КПСС с 1943 г.

Мария Филипповна родилась в 1907 г. в крестьянской семье. В 1925 г. с дипломом Тихвинского педагогического училища она поступила на геологическое отделение Ленинградского университета и окончила его в 1930 г.

В студенческие годы Мария Филипповна начала заниматься минералого-петрографическим изучением отложений Главного девонского поля, что в значительной мере определило направление всей ее дальнейшей научной деятельности. Эти исследования она продолжила в 1930—1933 гг., став сотрудником Ленинградского геологоразведочного треста, а в 1933—1935 гг. проводила изучение отложений Центрального девонского поля от Петрографического института АН СССР. В те годы при активном участии Марии Филипповны закладывались основы современной стратиграфии девонских отложений Русской платформы. М. Ф. Филипповой совместно с Р. Ф. Геккером, Д. В. Обручевым и В. П. Бархатовой была опубликована монография «Отложения Главного девонского поля», имевшая огромное значение в развитии представления о стратиграфии, условиях осадконакопления и жизни фауны девона.

Несколько лет М. Ф. Филиппова посвящает изучению золотоносных песков и по заданию Нефтяного геологоразведочного института занимается литологией майкопских отложений западной части Северного Кавказа и каменноугольных отложений Кузбасса.

В 1938 г. без защиты диссертации ей была присвоена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук.

В 1943 г. начинается последний, самый продолжительный и плодотворный период деятельности Марии Филипповны — она приступает к комплексному изучению девонских отложений сначала центральных (1943—1954 гг.), а затем и восточных областей (1954—1964 гг.) Русской платформы, руководя работой больших научных ячеек ВНИГНИ.

Изучение девонских отложений центральных областей Русской платформы стало возможным благодаря широко проводимому в послевоенные годы глубокому бурению. На долю Марии Филипповны выпала стратиграфо-литолого-петрографическая обработка этого нового, весьма интересного и ценного материала. Она проводит ее с присущей ей тщательностью и вдумчивостью, становится одним из создателей схемы стратиграфии девонских отложений центральных районов и впервые проводит их литолого-фациальный анализ. Результаты выполненных исследований были обобщены под руководством Марии Филипповны в большой коллективной монографии «Девонские отложения центральных областей Русской платформы». Эта работа не только представляет этап в развитии наших знаний о литологии и стратиграфии девона Русской платформы, но и существенно дополняет и изменяет представление о геологическом строении центральных областей и перспективах их нефтегазности.

Большое научное и практическое значение имели и работы М. Ф. Филипповой по Волго-Уральской нефтегазоносной области. Они позволили детализировать и уточнить стратиграфию девона этой территории. Опираясь на собственный оригинальный материал, Мария Филипповна активно участвует в разработке Унифицированной схемы стратиграфии девонских отложений Волго-Уральской области. Под ее редакцией выходит сборник докладов и решений по этому вопросу.

М. Ф. Филипповой были описаны также основные типы пород девонских отложений востока Русской платформы и совместно с руководимым ею коллективом составлены литолого-фациальные карты для большинства дробных подразделений девона значительной части Урало-Поволжья. Проведенные работы позволили по-новому решать вопросы перспектив нефтегазности ряда районов Второго Баку. Марией Филипповой, в частности, был сделан вывод, что в большинстве районов нефтяные месторождения приурочены не к зонам естественного выклинивания горизонтов, а к зонам замещения алевроито-песчаных отложений глинисто-карбонатными. В результате



фациального анализа были выделены районы, перспективные для многопластовых залежей нефти. Ряд важных выводов сделала Мария Филипповна и о тектоническом развитии Волго-Уральского региона, в частности, ею было установлено заложение Камско-Кинельского прогиба в верхнем девоне, а не в карбоне, как предполагалось ранее. В связи с этим были изменены представления о перспективах нефтегазоносности этого и прилегающих к нему районов.

Список печатных работ М. Ф. Филипповой насчитывает 32 наименования, ею проведено редактирование ряда монографий и тематических сборников.

Научную деятельность Мария Филипповна успешно совмещала с общественной работой. Она избиралась депутатом Ленсовета и Красногвардейского райсовета г. Москвы, была членом партбюро института, секретарем цеховой парторганизации и т. д.

За заслуги в развитии геологии и минерально-сырьевой базы СССР М. Ф. Филиппова была награждена орденом «Знак Почета» и медалями.

Человек ясных мыслей, удивительной скромности и трудолюбия, кристальной честности и высокой принципиальности Мария Филипповна заслуженно пользовалась большим уважением и авторитетом среди геологов. Она охотно делилась своим опытом, знаниями, давала ценные советы и консультации по самым различным вопросам геологии и до последних дней жизни была полна творческих замыслов и не теряла надежды вернуться к любимому делу.

Все знавшие Марию Филипповну навсегда сохраняют в памяти ее светлый образ.

*С. М. Аронова, И. Г. Гассанова, Г. А. Каледа,
О. А. Лоцман, Т. В. Макарова, С. К. Нечитайло,
А. А. Рыжова, Л. И. Соколова*

Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт (Москва, Е-257, шоссе Энтузиастов, д. 124).

**БИБЛИОГРАФИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ,
ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЗАРУБЕЖНЫХ ЖУРНАЛАХ,
ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ
за март — сентябрь 1964 г.**

- Ballance P. F. Полосчатые знаки под миоценовыми трубидитами формации Пурири, Новая Зеландия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Banerjee J. Соотношение величины окатанности в Баракарских песчаниках из угленосных площадей южного Каранпура, Индия. *Sedimentology*, v. 3, No. 1, 1964.
- Basumallick S. Поперечная рябь в песчанике Йодпура Райястана, Индия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Basumallick S. Заметка о механическом анализе по тонкому шлифу. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Bates J. D. Предварительное исследование тяжелых минералов западного побережья Флориды. *Econ. Geol.* v. 58, No. 8, 1963.
- Bentor J. K. Bodenheimer W. and Heller L. Предварительное исследование соотношения между минералогией глины и геологическими условиями в Хереве (южный Израиль). *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Berthois L. Изучение водного состава слюды. *Sedimentology*, v. 1, No. 1, 1962.
- Brouwer A. История и современное состояние седиментологической науки. *Sedimentology*, v. 1, No. 1, 1962.
- Buist D. S. Гейгеровский дифрактометр для определения содержания рутила в фракциях минералов береговых песков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Burns R. E. Заметка о некотором возможном искажении кернов, полученных способом поршневого бурения. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Calbert S. E. and Veevers J. J. Вторичные структуры неуплотненных морских осадков, обнаруженные радиографией. *Sedimentology*, v. 1, No. 4, 1962.
- Chin Shan Chen and Goodell H. G. Петрология нижнепенсильванского песчаника хребта Лукаут Алабамы и Джорджии. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Creager J. S. Образование осадков при высоких энергиях и закрытых континентальных шельфовых условиях. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Doeglas D. J. Структура осадочных отложений петляющих рек. *Sedimentology*, v. 1, No. 3, 1962.
- Doty R. W. and Hubert J. F. Петрология и палеогеография песчаника Варренсбурга, запад Миссури. *Sedimentology*, v. 1, No. 1, 1962.
- Duff P. Mc L. D. and Walton E. K. Статистическая основа для осадочных циклов: количественное изучение последовательности осадконакопления на угленосных площадях восточных Пеннин. *Sedimentology*, v. 1, No. 4, 1962.
- Emrich G. and Wobber F. J. Быстрый визуальный метод для подсчета осадочных параметров. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Engelhardt W. and Gaida K. H. Накопление изменений поровых растворов во время уплотнения глинистых осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Feder G. L. Причина заштрихованных выветрелых поверхностей, выработанных на доломите. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Flemming N. C. Опыты в водоеме по сортировке берегового материала при образовании уступа. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Gipson M., Jr. Ультразвуковое разделение глинистого сланца. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Griffiths D. H., King R. F. and Rees A. J. Необходимость магнитных измерений в некоторых тонкоотсортированных илах для изучения в них осадочных процессов. *Sedimentology*, v. 1, No. 2, 1962.
- Grubb P. L. C. Критические положения генезиса, размера и качества некоторых остаточных бокситовых месторождений. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 8, 1963.
- Halla F. Свободная энергия при образовании доломита из его карбонатных компонентов. *Sedimentology*, v. 1, No. 3, 1962.

- Halla F., Chilingar G. V. and Bissell H. J. Термодинамические исследования доломитовой формации и их геологическое объяснение. *Sedimentology*, v. 1, No. 4, 1962.
- Harden G. and Bateson J. H. Геохимическая попытка объяснения проблемы генезиса боксита в Британской Гвиане. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 8, 1963.
- Hayes B. J. Жеоды и конкреции из формации Миссисипи Варсав, района Кеокук, Айова, Иллинойс, Миссури. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Herath J. W. Каолин на Цейлоне. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 5, 1963.
- Holmes C. W. and Goodell H. G. Определение прочности осадков бухты св. Андрея, Флорида. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Hogowitz D. H. Удаление окиси железа в шлифах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Hose H. R. Ямайские бокситы, развитые в известняках. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 1, 1963.
- Hoyt J. H. and Henry V. J., Jr. Развитие и геологическое значение рыхлого берегового песка. *Sedimentology*, v. 3, No. 1, 1964.
- Huckenholtz H. G. Минеральная структура и текстура в граувакках гор. Гарца (Германия) и аркозах Оверни (Франция). *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Jones J. M. and Bell J. A. Новая техника для лабораторного изучения угольного керна. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 5, 1963.
- Jorling A. V. Объяснение идеи образования осадочных подразделений. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Klein G. de V. Приливная зона осадконакопления бухты Фунди. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Klein G. de V. and Sanders J. E. Сравнение осадков приливо-отливных полос из бухты Фунди и Вадден-зее. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Klovan J. E. Коробчатый прибор для взятия керна. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Krueger Wm. C., Jr. Осадочные структуры в Шенектади и частью в Аустин Глен на востоке Нью-Йорка. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Krumbein W. C. Некоторые замечания о Phi системе. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Kuenen Ph. H. Экспериментальная абразия: 6. Действие прибоа. *Sedimentology*, v. 3, No. 1, 1964.
- Kun N. Минералогические провинции Африки. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 5, 1963.
- Lees G. Новый метод определения угловатых частиц. *Sedimentology*, v. 3, No. 1, 1964.
- LeRoy L. W. Прибор для взятия образца круговым давлением. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Mackenzie F. T. Бермудские плейстоценовые эолианиты. *Sedimentology*, v. 3, No. 1, 1964.
- Manten A. A. Некоторые среднесилурийские рифы Готланда. *Sedimentology*, v. 1, No. 3, 1962.
- Matheron G. Принципы геостатистики. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 8, 1963.
- Maxwell W. G. H., Jell J. S. and McKellar R. G. Предварительная записка о механических и органических факторах, влияющих на карбонатную дифференциацию рифа острова Герон, Австралия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- McKee E. D. and Tibbitts G. C., Jr. Первичные структуры продольных дюн и связанные с ними осадки в Ливии. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- McManus D. A. Ситовое разделение. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Ojakangas R. W., Петрология и осадкообразование верхнекембрийского песчаника Ламотте в Миссури. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Ojakangas R. W. and Keller W. D. Глауконитизация риолитовых песчаных зерен. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Parcek H. S. Петрология углей Талчира. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 7, 1963.
- Parham W. E. and Mast R. F. Приготовление ориентированных глинистых минеральных агрегатов из нефтенасыщенных песчанников. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Philcox M. E. Полосчатый кальцитовый алевроит в нижнекаменноугольных «рифовых» выступах Дублинского бассейна, Ирландия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
- Plankeel F. H. О равновесии в осадкообразовании. *Sedimentology*, v. 1, No. 2, 1962.
- Plas L. Предварительное замечание о гранулометрическом анализе осадочных пород. *Sedimentology*, v. 1, No. 2, 1962.
- Rieke H. H. III and Chilingar G. V. Заметка о pH рассолов. *Sedimentology*, v. 1, No. 1, 1962.
- Sahu B. K. Механизм отложения на основе фракционного анализа кластических осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.

- Shelton J. W. Аутигенный каолинит в песчанике. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Shepard F. P. and Einsele G. Отложение осадков во впадине Сан Диего и образование подводных Каньонов. *Sedimentology*, v. 1, No. 2, 1962.
- Shoji R. and Folk R. L. Поверхностная морфология некоторых типов известняков, показанная в электронном микроскопе. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Stewart R. A. and Gorsline D. S. История современного осадконакопления бухты Св. Иосифа, Флорида. *Sedimentology*, v. 1, No. 4, 1962.
- Sugden W. Происхождение ледниковых галек в некоторых современных пустынных отложениях южного Ирака. *Sedimentology*, v. 3, No. 1, 1964.
- Swain F. M., Venteris G. and Ting F. Относительное обилие и степень устойчивости аминокислот в некоторых водных растениях и связанных с ними пресноводных осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Swarbrick E. E. Техника снятия пленки для изучения осадочных структур. *Sedimentology*, v. 3, No. 1, 1964.
- Tanner W. F. Модификация осадка в зависимости от крупности зерна. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Wood L. E. Донные осадки залива Сагинав, Мичиган. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 1, 1964.
- Wulf G. R. Современные волноприбойные знаки в Джирджиополи, Ливия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 4, 1963.
-

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА «ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»
за 1963 год (№№ 1, 2, 3) и за 1964 год (№№ 1, 2, 3, 4, 5, 6)

Н. Н. Бакун, Р. Н. Володин, Ф. П. Кренделев. О генезисе Удоканского месторождения медистых песчаников	№ 3, 1964
В. А. Блинов, С. Н. Калюжная. Закономерности размещения комплексов россыпей в мезокайнозойских отложениях	№ 6, 1964
Л. И. Боголюбова. Особенности вещественно-петрографического состава «темно-коричневых» и «светло-коричневых» мягких бурых углей	№ 5, 1964
Г. Н. Бровков. О влиянии пирокластического материала на состав отложений девона и нижнего карбона Тувы	№ 2, 1964
Г. Н. Бровков. Рассеянные элементы в отложениях среднего палеозоя Тувинского межгорного прогиба	№ 3, 1964
Г. Ю. Бутузова. Ассоциации тяжелых минералов в палеогеновых отложениях Южно-Украинского марганцеворудного бассейна	№ 3, 1963
Г. Ю. Бутузова, Л. Е. Штеренберг. Распределение марганца и железа в хадумских отложениях Грузии	№ 1, 1964
Г. Ю. Бутузова. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений Юга СССР	№ 4, 1964
Г. Ю. Бутузова. К познанию цеолитов гейландитовой группы (некоторые вопросы генезиса)	№ 5, 1964
Г. И. Бушинский. Титан в осадочном процессе	№ 2, 1963
М. Г. Валяшко, У Би-хао. Бромхлорные отношения в галите Старобинского месторождения	№ 6, 1964
И. М. Варенцов. К познанию условий образования Никопольского и других месторождений Южно-Украинского марганцеворудного бассейна	№ 1, 1964
Н. Б. Вассоевич, М. М. Бежаев. Происхождение глыбовых брекчий и конгломератов в каменноугольном флише восточного склона Среднего Урала	№ 6, 1964
А. Н. Волкова. Условия накопления балахонских свит Кузнецкого бассейна	№ 3, 1963
А. И. Гинзбург. Зависимость химического состава и физических свойств сапропелитов и сапрогумолитов от содержания микрокомпонентов группы альгинита	№ 5, 1964
А. К. Гладковский, М. Я. Руднова. Выветривание девонских бокситов на Южном Урале	№ 3, 1964
З. Н. Горбунова. Глинистые минералы в осадках Тихого океана	№ 1, 1963
В. Н. Григорьев. Характер соотношения двуокиси титана и глинозема в породах некоторых бокситовых месторождений СССР	№ 2, 1963
Е. С. Гуткин. Состав и происхождение терригенного материала в бокситах Североуральского бассейна	№ 2, 1963
В. Ф. Дерпгольц. Гидросфера и хлор	№ 1, 1963
А. Д. Додатко. К вопросу о парагенезисе титана и алюминия в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья	№ 3, 1964
К. Б. Донченко. Геологическое строение и особенности генезиса калиеносных отложений Ворыщенской серии Предкарпатья	№ 3, 1964
И. П. Дружинин. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты	№ 1, 1963
А. С. Запорожцева, Т. Н. Вишневская, П. И. Глушинский. Цеолиты меловых отложений севера Якутии	№ 2, 1963
М. Н. Ильинская. О фосфатной минерализации в щелочном вулканическом комплексе свиты мтавари	№ 3, 1964

В. В. Калинин. Палеогеография майкопского бассейна Северного Кавказа и распределение в нем марганца и железа	№ 1, 1964
М. А. Карасик, Ю. И. Гончаров, В. П. Бобров. Некоторые особенности геохимии бора в соленосных отложениях	№ 6, 1964
Г. Р. Кирпаль. Тургайская бокситоносная провинция	№ 5, 1964
А. А. Кордилов. Геохимия угленосных отложений Южной Якутии	№ 3, 1963
С. М. Корневский, В. П. Бобров, И. В. Галицкий, Д. П. Хрущов. Калиеносность галогенных отложений Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса	№ 3, 1964
А. Г. Коссовская, В. А. Дриц, В. А. Александрова. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах	№ 2, 1963
А. Г. Коссовская, В. Д. Шутлов, В. А. Александрова. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования	№ 2, 1964
О. С. Кочетков. К вопросу изучения минералого-геохимических особенностей лейкоксенов (на примере лейкоксенов Тимана)	№ 6, 1964
М. Л. Левенштейн, В. П. Бобров. Калийные соли в галогенных отложениях нижней перми Донецкого бассейна	№ 3, 1964
Н. А. Лисицына, М. В. Пастухова. Соотношение двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах	№ 2, 1963
А. У. Литвиненко. К геохимии Керченского железорудного бассейна	№ 4, 1964
И. Н. Лобанов. Наблюдения над знаками ряби	№ 3, 1963
Ч. В. Логвиненко, Г. В. Карпова, Г. И. Кулеско. К минералогии третичных огнеупорных глин Украины	№ 4, 1964
В. В. Могаровский. О возможном вадозно-гидротермальном происхождении celestinitовых месторождений Южно-Таджикской депрессии	№ 3, 1963
В. И. Муравьев. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау (Мангышлак)	№ 2, 1964
М. В. Муратов. Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморско-Каспийского бассейна	№ 4, 1964
В. Н. Нестеров. Состав золы клареновых углей как показатель геохимических условий угленакопления	№ 5, 1964
Г. И. Носов, В. Р. Влодарская. Соотношение глинистых минералов и органического вещества в нефтематеринских отложениях южного борта Азово-Кубанского прогиба	№ 2, 1964
А. А. Оборин. Особенности осадконакопления кунгурских отложений в Уфимско-Соликамской впадине Предуральяского прогиба	№ 3, 1964
А. В. Орлова. Особенности состава рудовмещающих пород на некоторых свинцовых месторождениях Центрального Казахстана	№ 6, 1964
Э. А. Остроумов, И. И. Волков. Сульфаты в морских иловых отложениях	№ 3, 1963
Б. С. Панов. Флюорит юго-западной окраины Донецкого бассейна	№ 3, 1964
З. В. Пушкина. Поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия	№ 3, 1963
М. А. Ратеев. О соотношении аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенеза	№ 2, 1964
И. М. Симанович. О постседиментационном преобразовании шикшинских кварцито-песчаников	№ 1, 1964
Н. С. Скорнякова. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана	№ 5, 1964
Н. С. Скорнякова, П. Ф. Андрущенко. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана	№ 5, 1964
М. Н. Смирнова. О некоторых особенностях распределения малых элементов в хадумских отложениях Терско-Кумского прогиба и Ставрополя	№ 1, 1964
А. И. Смирнов. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов	№ 5, 1964
Е. А. Соколова. Формационная характеристика и генезис марганцевого месторождения Тахта-Карача (Зеравшанский хребет)	№ 3, 1963
Н. М. Страхов. О некоторых чертах диагенеза черноморских отложений	№ 1, 1963
Н. М. Страхов. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов	№ 2, 1963
Н. М. Страхов. О проблемах и некоторых итогах изучения геохимии палеогенового марганцеворудного бассейна Юга СССР	№ 1, 1964
Н. М. Страхов. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие	№ 4, 1964

- З. В. Тимофеева. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд № 1, 1963
- З. В. Тимофеева. Диагенетическое минералообразование в плиоценовых и четвертичных отложениях Южного Каспия (по данным морского бурения) № 2, 1964
- П. П. Тимофеев, В. В. Еремеев. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации пород юрской угленосной формации юго-западной и центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба № 2, 1964
- Е. С. Тихомирова. Палеогеография и геохимия нижнеолигоценовых марганценозных отложений Мангышлака № 1, 1964
- В. С. Трофимов. Основные факторы, контролирующие образование и размещение россыпей ископаемых № 6, 1964
- К. Н. Трубина. Парагенезис титана и алюминия в корях выветривания и продуктах их переотложения № 2, 1963
- В. В. Хахлов. Геохимические особенности визейских пород севера Колывань-Томской складчатой зоны № 4, 1964
- И. В. Хворова, Э. С. Залманзон. Особенности состава фтанитов и яшм Южного Урала № 1, 1963
- А. А. Шарков. Литология рыбной подсытки верхнего олигоцена Южного Мангышлака № 2, 1963
- Л. Е. Штеренберг, Л. А. Козьяр, В. Г. Морозова, Г. П. Гапочка, Г. Ю. Бутузова. О возрасте Чиатурского месторождения и его положении среди других месторождений Юга Европейской части СССР № 1, 1964
- В. Д. Шутов, И. П. Дружинин. О фациально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джекказгане № 3, 1963
- Ю. А. Щербаков, Ю. А. Павлидис. Характер слоистости пляжевых отложений № 4, 1964
- Я. Э. Юдович. О самостоятельном генетическом типе концентраций редких элементов № 3, 1963
- Я. Я. Яржемский. К номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа № 6, 1964
- А. П. Ясырев. Микроэлементы в пластовых и желваковых фосфоритах некоторых месторождений Центральных районов РСФСР № 3, 1964

Краткие сообщения

- Б. А. Акаев, В. Л. Галин. Закономерности в соотношении аутигенно-минералогических форм железа в палеоцен-эоценовых отложениях предгорного Дагестана № 6, 1964
- А. Б. Алексеева. Находка нового типа высококарбонизированного битума в среднем течении р. Оленек № 2, 1964
- А. Г. Алиев, В. Л. Галин, Ф. Г. Шарафутдинов. Диатомито-спонголитовые образования в палеогеновых отложениях Дагестана № 5, 1964
- А. М. Блох. Фтор в костях современных и четвертичных рыб из континентальных захоронений № 2, 1963
- Г. И. Бушинский, Р. Ш. Кутушева, З. Н. Шальнева. О возможности применения шлихового анализа для поисков бокситов, апатитов и фосфоритов № 1, 1964
- И. И. Волков. Распределение сероводорода по вертикали осадков Черного моря № 1, 1963
- А. Н. Волкова, К. А. Скрипко, Л. Х. Вишневский. Бокситы в карсте Подмосковья № 6, 1964
- В. К. Головенко, Г. Ю. Пушкин. О находке докембрийских бокситов № 1, 1964
- Ю. И. Гончаров. О минералогическом составе калийных солей в районе Святогорского поднятия (Донбасс) № 3, 1964
- Б. Ф. Горбачев, В. В. Власов, Б. С. Ситдинов. Об особенностях формирования аутигенного анатаза в зоне катагенеза № 5, 1964
- В. И. Грязнов, Г. Н. Романенко. Об отделении марганца от железа в коре выветривания кристаллических пород Украинского щита в мезо-кайнозое № 3, 1963
- А. И. Гусев. Окаменелые следы газовых струй в ордовикских известняках № 6, 1964
- И. Н. Дроздова. О вторичных покровных тканях в мезозойских углях № 2, 1963
- В. И. Елисеев. О пролунии Алакульской впадины № 2, 1964
- Е. Г. Журавлев. Кора выветривания кристаллического фундамента северной части Волго-Уральской области № 1, 1963

- И. Э. Залкинд, А. А. Оборин. Самородная сера в нижнепермских отложениях Среднего Предуралья № 3, 1964
- П. В. Заварицкий. Раннедиагенетические трещины в угленосных отложениях среднего карбона Донецкого бассейна № 1, 1963
- П. В. Заварицкий. Особенности диагенетического перераспределения вещества в песчаных породах угленосных отложений Донбасса № 2, 1964
- Н. Н. Карлов. О пирокластическом материале в среднеазиатском лессе № 2, 1963
- П. А. Карпов. Некоторые закономерности изменения пористости терригенных пород в зависимости от глубины залегания (на примере девонских отложений Волгоградской области) № 5, 1964
- А. Э. Конторович. Редкие и рассеянные элементы в пластовых водах нефтеносных отложений Западно-Сибирской области № 2, 1963
- С. М. Кореневский, А. В. Урусов, В. В. Кольцова. Новые данные о калиеносности кунгура в западной части Прикаспийской синеклизы и Приволжской моноклинали № 4, 1964
- М. В. Корж. О фосфоритовых конкрециях в верхнеюрских отложениях Тобольского района Западно-Сибирской низменности № 1, 1964
- Н. А. Красильникова. О флюорите в фосфоритах № 3, 1963
- А. В. Кутуков, В. А. Светлова. Новые данные об оолитовых железистых рудах Пермской области № 6, 1964
- С. В. Литвин. О положении зоны глубинного эпигенеза в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины № 3, 1963
- С. В. Литвин, М. Е. Долуда. Литолого-минералогическая характеристика глинистых пород верхнего карбона области, переходной от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине № 5, 1964
- А. У. Литвиненко, В. Т. Погребной. О реальгаре и некоторых особенностях распределения мышьяка в рудоносной формации Приазовского и Керченского месторождений № 2, 1964
- Н. В. Логвиненко, В. Г. Космачев. Об особенностях распределения химических элементов во флишевой таврической формации Крыма № 1, 1964
- В. Ф. Малаховский, Н. И. Лысенко. О находке боксита в Горном Крыму № 4, 1964
- Н. Е. Митин. О пестроцветной формации миоплиоцена Западного Предкавказья № 4, 1964
- В. И. Муравьев, Е. М. Колесников. О возможности определения времени образования дислокаций по абсолютному возрасту аутигенных минералов № 3, 1963
- А. Д. Надежкин, Д. В. Постников. Фациальные взаимоотношения в отложениях тульского горизонта Западной Башкирии № 2, 1963
- А. А. Ныркков. О кремнистых конкрециях в терригенных отложениях нижней юры Восточного Кавказа № 2, 1964
- В. Ф. Петрунь. Железистые оолиты из верхней свиты Криворожской метаморфической серии № 2, 1963
- В. С. Попов. Об аутигенном турмалине в галогенных отложениях № 3, 1964
- М. Б. Рипун, Л. М. Сандлер, Г. П. Ворона. Железистые оолиты в отложениях юры западных областей УССР № 6, 1964
- Г. Н. Романенко. О карбонатах марганца из коры выветривания серпентинов Среднего Приднепровья № 2, 1963
- Е. А. Соколова. Карбонатные марганцевые руды месторождения Тахта-Карача (Зеравшанский хребет) № 4, 1964
- И. Н. Степанов. О процессах выветривания в ледовом типе литогенеза № 5, 1964
- Д. П. Хорошева. Особенности минералогии верхней зоны коры выветривания ультраосновных и основных пород Среднего Приднепровья № 1, 1964
- В. З. Хурсик. О каменных солях северной части Юрезано-Сылвинской депрессии № 4, 1964
- В. И. Чалышев. Фосфоритоносные отложения нижнего триаса в Печерском Приуралье № 4, 1964
- И. Н. Черенков. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравшин № 6, 1964
- О. А. Черников. К вопросу о вторичных изменениях осадочных пород № 1, 1963
- В. Н. Шванов. О ритмичном изменении минерального состава обломочных пород в разрезе неогена Таджикской депрессии № 6, 1964
- Е. Ф. Шнюков, О. Н. Кириченко. Киммерийские железные руды Херсонщины № 2, 1963

- Е. Ф. Шнюков. О генетическом единстве псевдоолитовых руд и табачных глин Керченского пролива № 3, 1964
- С. И. Шуменко. О некоторых инженерно-геологических свойствах мергелино-меловых пород и их структурных особенностях № 2, 1963
- С. С. Эллерн, Б. Ф. Горбачев. Каолинит в основании заволжских слоев на северо-востоке Татарии № 4, 1964
- М. Д. Эльянов, Ю. Н. Даниленко. К истории осадконакопления в миоценовую эпоху на территории Среднего Приднепровья № 4, 1964
- З. А. Яночкина. Малые элементы — индикаторы условий седиментации № 2, 1964

Методика

- Л. С. Алексеев. Удаление примеси обуглившейся органики из глин и выделение глинистых минералов из углей № 1, 1963
- Д. А. Виталь, Л. Е. Штеренберг. Значение предварительного разделения марганцевых карбонатных руд по удельному весу при термическом определении их минерального состава № 6, 1964
- М. Я. Кац, В. Д. Шутков. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород № 1, 1963
- С. А. Лосиевская. К методике электронографического изучения глауконитов № 6, 1964
- А. К. Матвеев, Е. Г. Мартынов. Исследования каменных углей ультразвуковым методом № 2, 1964
- В. И. Муравьев, В. А. Дриц, А. Н. Зарубицкая. Разложение флогопита при электролизе № 6, 1964
- Б. Н. Соколов. Опыт применения методики Л. Б. Рухина при изучении гранулометрического состава мезо-кайнозойских титаносодержащих песков № 6, 1964
- А. А. Шантар. К вопросу о гранулометрическом анализе песчаных пород в шлифах № 6, 1964

Критика и дискуссии

- А. А. Арустамов. О теории осадконакопления и методе литолого-формационного анализа № 6, 1964
- Л. Н. Ботвинкина. Об «Атласе текстур и структур осадочных горных пород. Часть 1. «Обломочные породы» № 4, 1964
- Е. С. Гуткин. О статье С. И. Бенеславского «Вторичные процессы — важнейший фактор формирования бокситовых руд» № 6, 1964
- К. К. Зеленев. Замечания к критике хемогенной теории бокситообразования № 3, 1964
- А. А. Кордилов. Ответ на критику статьи «Геохимия угленосных отложений Южной Якутии» № 4, 1964
- Г. Ф. Крашенинников. Некоторые замечания к методике литолого-формационного анализа № 6, 1964
- А. Е. Мирошников. Генезис медистых песчаников и сланцев № 2, 1964
- А. В. Павлов, Н. Д. Василевская, Е. С. Корженевская, Т. М. Пчелина, В. П. Ли, Г. П. Арсеньева. О геохимии угленосных отложений Южной Якутии (по поводу статьи А. А. Кордилова) № 4, 1964
- Н. М. Страхов. О некоторых вопросах изучения Джезказганского месторождения № 3, 1963
- Н. М. Страхов. Еще раз о так называемой вулканогенной гипотезе бокситообразования № 3, 1964
- Н. М. Страхов. О так называемом литолого-формационном методе № 6, 1964
- П. Т. Тажибаева. О генезисе Джезказганского медного месторождения № 3, 1963
- А. П. Феофилова. О книге В. И. Попова, С. Д. Макарова, Ю. В. Станкевича и А. А. Филиппова. «Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования» № 4, 1964
- М. П. Фивег. Несколько слов по поводу статьи В. И. Копнина «О площадном распределении хлористого калия в силвинитовых пластах Верхнекамского месторождения» № 6, 1964

Хроника

- Н. Г. Бродская. Итоги VI Всесоюзного литологического совещания № 1, 1964
 Г. И. Бушинский. Симпозиум по бокситам в Югославии № 4, 1964
 В. А. Соколов. Совещание по литологии докембрийских метаморфических толщ № 1, 1964
 В. С. Трофимов. Второе совещание по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых СССР № 5, 1964
 В. С. Яблоков. В Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР (семинар по литолого-формационному методу) № 6, 1964

Памятные даты

- В. П. Маслов. Люсьен Кайе (к 100-летию со дня рождения и 20-летию со дня смерти) № 5, 1964

Потери науки

- | | |
|-------------------------|-----------|
| <u>А. В. Копелиович</u> | № 2, 1964 |
| <u>С. Г. Вишняков</u> | № 6, 1964 |
| <u>М. Ф. Филиппова</u> | № 6, 1964 |

Библиография статей, опубликованных в иностранных журналах (№№ 1; 3; 6; 1964)

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. машиннописи), 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. Рукописи, 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. Название 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 — сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы, как русские, так и латинские: *h* и *p*, *g* и *q*, *l* и *e*, *I* и *J* и др. Следует также делать различие между *O* (большим), *o* (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 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, имеющих 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 photographиями 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 (1—2 стр., отпечатанные на машинке в двух экземплярах) (см. «Инструкцию по составлению рефератов» на обложке); к статьям объемом более половины авторского листа кроме того должны быть приложены аннотации (8—10 строк).
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке, равно как и возвращать статьи без рассмотрения по существу в случае несоблюдения приведенных выше правил.
17. Автором 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 оттисков своей работы.



Цена 1 р. 25 к.

**Индекс
70493**