

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1971

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 1, 1971 г.
ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. С. Скорнякова, П. Ф. Андрущенко. О некоторых чертах морфологии и внутреннего строения железо-марганцевых конкреций Тихого океана	3
А. У. Литвиненко. Карбонатные конкреции верхнемеловых отложений Сахалина	15
И. Б. Волкова. О карбонатных конкрециях в угольных пластах Канско-Ачинского бассейна	33
Н. Г. Патык-Кара, И. Н. Билибин, Л. З. Быховский, М. А. Гришин, С. И. Гурвич. Кайнозойское осадконакопление и условия формирования оловоносных россыпей хребта Полоусного	42
В. С. Домарев. Типы месторождений медистых песчаников	54
А. В. Ильин, Г. И. Ратникова. О фосфоритах Хубсугульского бассейна в Монголии	63
Е. З. Бурьянова, Ф. Я. Сапрыкин. О распределении германия в минералах осадочных пород реки Хилок (Западное Забайкалье)	76
Э. Н. Янов. Геохимия кавказского и крымского флиша	84
В. А. Головки. Особенности образования карагасской свиты рифея в Северо-Восточном Присянье	102

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. М. Якушев. К литологии аллювия правобережных притоков р. Нигер	110
В. И. Сиротин. О соотношении титана и алюминия в глиноземной коре выветривания Белгородского района КМА	113
В. Г. Плавшудин, З. В. Шагина. О ритмической слоистости марганцеворудного пласта Никопольского месторождения	119
А. Б. Халезов, Л. В. Воронкевич. Экзогенные концентрации урана в палеорусле	122
И. Ф. Мигачев, В. М. Саакян, В. А. Успенский, А. А. Степанов, Е. Г. Умнова. Особенности антраколита из пород верхнего протерозоя	129
В. А. Гроссгейм, С. И. Романовский. Палеогеографическое значение связи между мощностями слоев в разрезах флиша	136
И. А. Конюхов, Ю. А. Пряхина, М. Махфуд. О раскрытии структуры афанитовых известняков Сирии с помощью сканирующего электронного микроскопа	142

МЕТОДИКА

М. Б. Куцыкович, Ю. С. Дьяконов. Простой полуколичественный рентгенографический метод определения глинистых минералов	147
---	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

А. В. Павлов. По поводу статьи Я. Э. Юдовича «О распределении зольности в каменных углях Алмазно-Марьевского района Донецкого бассейна»	153
А. А. Иванов. Некоторые замечания о статье М. А. Жаркова и Т. М. Жарковой «Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования»	155

ХРОНИКА

Х. А. Вейдинг, А. В. Раукас. Информация о межведомственном совещании по методике изучения четвертичных терригенных отложений (Таллин)	159
---	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 1, 1971
JANUARY — FEBRUARY

CONTENTS

N. S. Skorniakova, P. F. Andruschenko. On some features in the morphology and inner structure of iron-manganese concretions of the Pacific Ocean	3
A. U. Litvinenko. Carbonate concretions in Upper Cretaceous deposits of Sakhalin	15
I. B. Volkova. On carbonate concretions in coal seams of Kansk—Achinsk basin	33
N. G. Patyk—Kara, I. N. Bilibin, L. Z. Bykhovskiy, M. A. Grishin, S. I. Gurvich. Cenozoic sedimentation and formation conditions of stanniferous placers of Polousny mountain range	42
V. S. Domarev. Types of deposits of cupreous sandstones	54
A. V. Il'in, G. I. Ratnikova. On the phosphorites of Khubsugulsk basin in Mongolia	63
E. Z. Burianova, F. Ya. Saprykin. On germanium distribution in the minerals of sedimentary rocks of Khilok river (Western Transbaikal region)	76
E. N. Yanov. Geochemistry of Caucasian and Crimean flysch	84
V. A. Golovko. Specific features in the formation of Riphean Karagassk suite in North—Eastern Sayany region	102

SHORT NOTES

V. M. Yakushev. To the lithology of alluvium of the right-bank tributaries of the river Niger	110
V. I. Sirotnin. To the problem of titanium/aluminium ratio in the lateritic crust of weathering in Belgorod region of Kursk Magnetic Anomaly	113
V. G. Plavshudin, Z. V. Shagina. On a rhythmical bedding in a manganese-ore bed of Nikopol deposits	119
A. B. Khalezov, L. V. Voronkevitch. Exogenetic uranium concentrations in paleoriver beds	122
I. F. Migachev, V. M. Saakian, V. A. Uspenskiy, A. A. Stepanov, E. G. Umnova. Specific anthraxolite features from Upper Proterozoic rocks	129
V. A. Grozgeim, S. I. Romanovskiy. Paleogeographic significance of thickness relations in beds of flysch sequences	136
I. A. Koniukhov, Yu. A. Priakhina, M. Mahfud. On the establishment of the aphanitic structure in limestones of Syria by a scanning electron microscope	142

METHODS OF RESEARCH

M. B. Kutzikovich, Yu. S. Diakonov. Simple roentgenographic method of semi-quantitative determination of clay minerals	147
--	-----

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

A. V. Pavlov. On Ya. E. Yudovich's article «On the distribution of ash content in hard coals of Almazno—Marievska region in Donetz Basin»	153
A. A. Ivanov. Some remarks regarding the article by M. A. Zharkov and T. M. Zharkova «Sets and assemblages of salt rocks in chloride-type saliniferous formations, their comparative characteristic and formation mechanism»	155

CHRONICLE

H. A. Viiding, A. V. Raukas. Information on an interdepartmental conference on the study of Quaternary terrigenous deposits (Tallin)	159
--	-----

УДК 553.32 : 552.124.4 (265/266)

О НЕКОТОРЫХ ЧЕРТАХ МОРФОЛОГИИ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Н. С. СКОРНЯКОВА, П. Ф. АНДРУЩЕНКО

Морфология и характер внутреннего строения конкреций очень разнообразны и меняются от района к району. В то же время сходные по формам, размерам и особенностям внутреннего строения конкреции встречаются на площади от нескольких километров до сотен квадратных километров. Рассматриваются формы, размеры и внутреннее строение конкреций на примере полигонов, по материалам 43-го рейса. Впервые приводятся статистические данные по составу ядер конкреций. Сходство морфологии и внутреннего строения конкреций в пределах локальных, но иногда довольно обширных участков дна океана, связывается с местными условиями осадконакопления, и, в первую очередь, с особенностями геологического строения района и скоростями седиментации.

Форма, размеры и внутреннее строение железо-марганцевых конкреций на площади дна Тихого океана разнообразны и меняются от района к району. Однако в пределах одной или группы рядом расположенных океанографических станций, как отмечали еще Меррей и Ренар (Murray, Renard, 1891), конкреции обладают чертами семейного сходства.

Геологические работы на полигонах, проведенные в 43-м рейсе н.и.с. «Витязь» (Безруков, 1969), показали, что сходные по формам, размерам и внутреннему строению конкреции встречаются на площади дна от нескольких до сотен квадратных километров. Это, в частности, подтверждается материалами, полученными при работах в Южной котловине Тихого океана, на полигонах I, II площадью 350—400 км². Здесь встречено только по одному типу конкреций. В то же время полигоны III, IV, расположенные в Центральной и Северо-Восточной котловинах и имеющие примерно ту же площадь, характеризуются по меньшей мере двумя типами конкреций, приуроченными здесь к разным формам рельефа.

Конкреции на полигонах собирали дночерпателями, тралами и драгами. Количество дночерпательных проб, полученных на станциях в пределах полигонов, 5—12, траловых 2—3. Это дало представительный материал для характеристики морфологии, строения и состава конкреций. В рейсе проводили микроскопическое изучение ядер и внутреннего строения конкреций. Для определения их размеров измеряли максимальный диаметр всех конкреций с поверхности осадка, поднятых дночерпателем и имеющих в поперечнике >1 см. По данным этих измерений построены кривые распределения различных по размеру конкреций по станциям в пределах каждого полигона. Так как при измерениях не учитывались микроконкреции, являющиеся обычной составной частью пелагических осадков, левая часть кривых распределения дана пунктиром. Здесь можно ожидать появления дополнительного максимума. Но

надо иметь в виду, что в весовом отношении микроконкреции составят доли процента.

Форма и размеры конкреций. Основные морфологические типы конкреций в пределах исследованных районов — шаровидные, эллипсоидальные, лепешковидные, овально-желвакообразные, строктовые (состоящие из нескольких конкреций), плитчатые. Реже встречены массивные конкреции неправильной формы и плиты туфов, покрытые железомарганцевыми корками.

Форма конкреций определяется составом и конфигурацией ядер, их количеством и мощностью рудных оболочек.

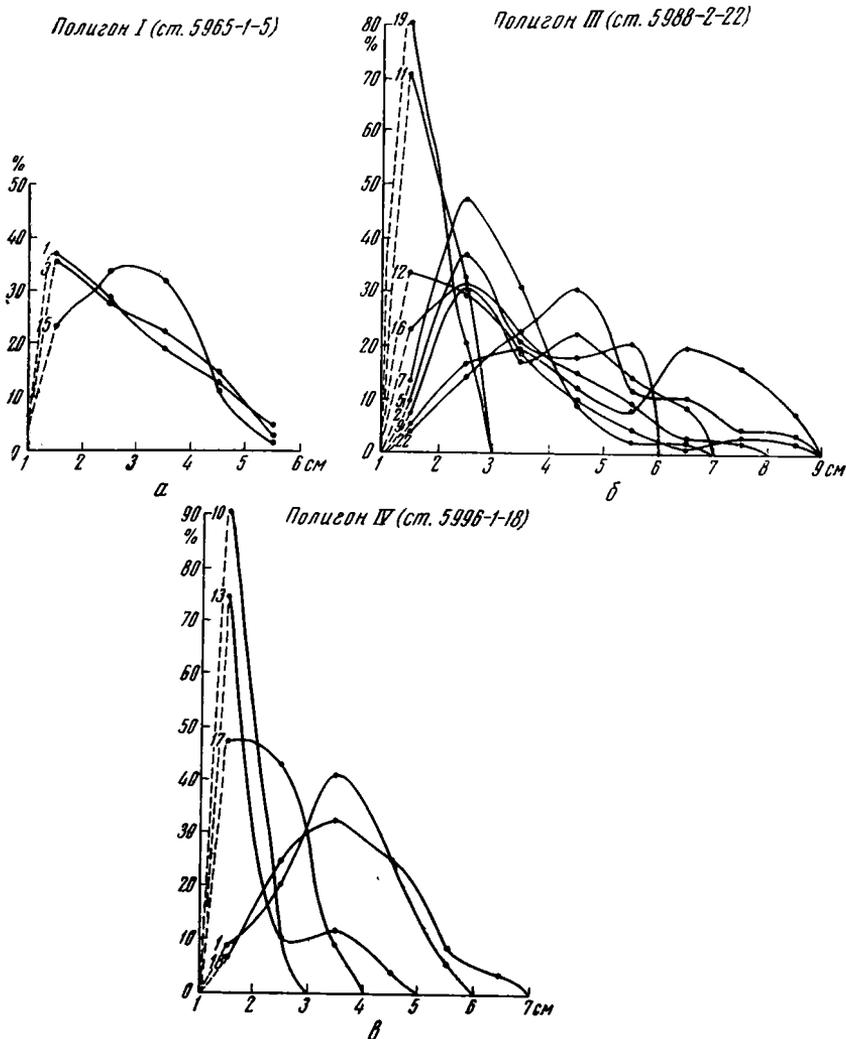
Шаровидные (сферические), эллипсоидальные, лепешковидные и плитчатые конкреции обычно имеют одно ядро; овально-желвакообразные многоядерные. Они образовались в результате обрастания нескольких мелких конкреций или обломков пород и зубов рыб общей рудной оболочкой. Для них характерна в общем неправильная форма с сильно-бугристой поверхностью.

При малой мощности рудной оболочки форма конкреций повторяет первоначальную форму ядра. Это особенно отчетливо проявляется в конкрециях с ядрами из зубов или угловатых обломков эффузивов. По мере обрастания рудной оболочкой конкреции приобретают все более правильные сферические и эллипсоидальные очертания.

Размеры подавляющего большинства конкреций 1—9 см, но встречаются и более крупные конкреции — больше 20 см. Подобные колебания размеров конкреций можно иногда встретить в пределах одной станции, чаще же преобладают конкреции одинакового размера. Это хорошо видно из кривых распределения конкреций на полигонах (фиг. 1). Каждая кривая отражает частоту встречаемости конкреций разного размера в процентах от общего их количества в пробах дночерпателей. Ниже приводится характеристика морфологии конкреций по полигонам.

Полигон I (ст. 5965, 22° 39' 8 ю. ш., 160° 47' 5 з. д.) расположен на холмистой расчлененной поверхности дна Южной котловины. Осадки, вмещающие конкреции, представлены красными глинами с различным содержанием цеолитов, а на глубинах < 4500 м — слабокарбонатными пелитовыми илами. На поверхности осадков железо-марганцевые конкреции залегают почти сплошным слоем. Пробы, собранные дночерпателями (на пяти станциях) и тралом (на одной станции), показали большое сходство форм, размеров и внутреннего строения конкреций. Для полигона типичны шаровидные и эллипсоидальные конкреции (фиг. 2). Они обычно твердые, с трудом разбиваются молотком. Диаметр их 1—6 см, но чаще 2—3 см. Кривая распределения имеет одновершинный характер с растянутой правой частью (см. фиг. 1, а).

Полигон II (ст. 5968, 19° 45' 3 ю. ш., 161° 59' 8 з. д.) расположен западнее островов Раратонга и Кука (Южных), в районе с очень сложным вулканическим рельефом. В пределах полигона три крупные подводные горы (с минимальными глубинами над ними около 3900 м и крутыми склонами) и разделяющая их ложбина с глубинами до 5070 м. Судя по данным проб, полученных дночерпателями и трубками, а также подводным фотографиям, выполненным Н. Л. Зенкевичем, поверхность гор практически лишена осадочного покрова. Здесь обнажаются вулканические породы (туфы, базальты и авгитовые лавы; Прокопцев, Мурдмаа, 1969), покрытые железо-марганцевыми корками. Между выступами отдельных скал на склонах и вершинах гор образуются осыпи из мелких угловатых плитчатых конкреций. В ложбине на глубинах 4700—5050 м развиты красные глины, местами обогащенные цеолитами. На них залегают плиты палагонитового туфа, покрытые железо-марганцевыми корками, и плитчатые, реже лепешковидные конкреции. Размер плитчатых конкреций определяется размерами плит палагонитового туфа.

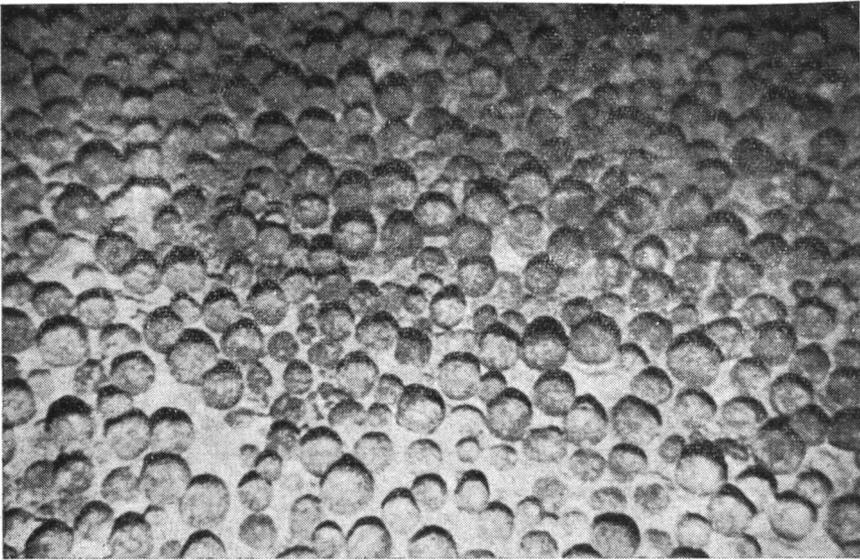


Фиг. 1. Кривые распределения различных по размерам конкреций на станциях в пределах полигонов (а, б, в)

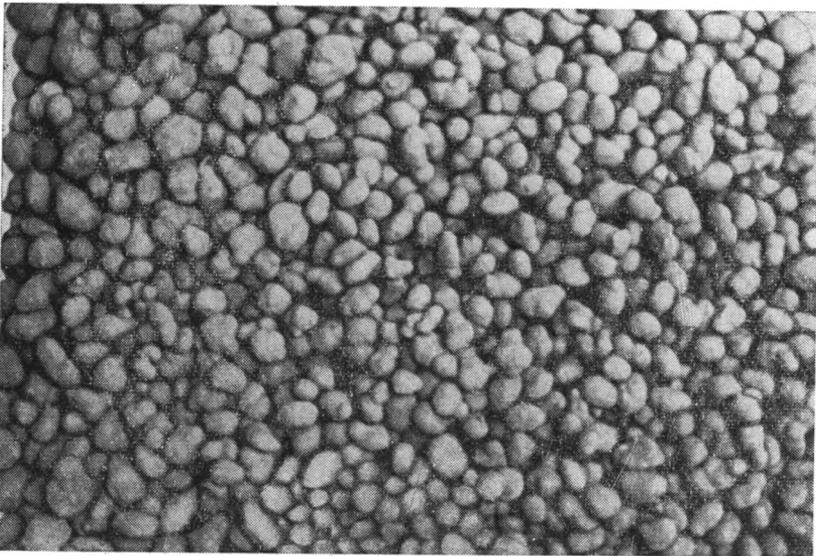
Цифры около кривых — номера дночерпательных проб

Плиты обычно угловатых неправильных очертаний с крупнобугристой верхней (в виде полусфер) и более гладкой нижней поверхностью. Бугристый характер поверхности плит определяется первоначальной неровной поверхностью туфов или реже включениями обломочного материала и его обрастанием рудной коркой. Поверхность плит часто ожелезнена и имеет красноватый налет, особенно на нижней стороне, лежащей на осадках. Наблюдается также различие в мощности рудной оболочки: нижняя рудная корка крупных плит имеет мощность несколько миллиметров; верхняя, соприкасающаяся с водой, — нередко до 2 см.

Полигон III (ст. 5988, $11^{\circ} 03' 7''$ ю. ш., $156^{\circ} 12' 0''$ з. д.) расположен на холмистом участке ложа юго-восточной части Центральной котловины. На востоке полигона находится крупный холм с минимальной глубиной над ним 4776 м и относительной высотой около 500 м. С севера и юга к нему примыкает пологая равнина с глубинами 5240—5350 м. К западу от основного холма протягивается пологий вал с относительным превышением 100—200 м. Осадки в пределах полигона представлены цеоли-



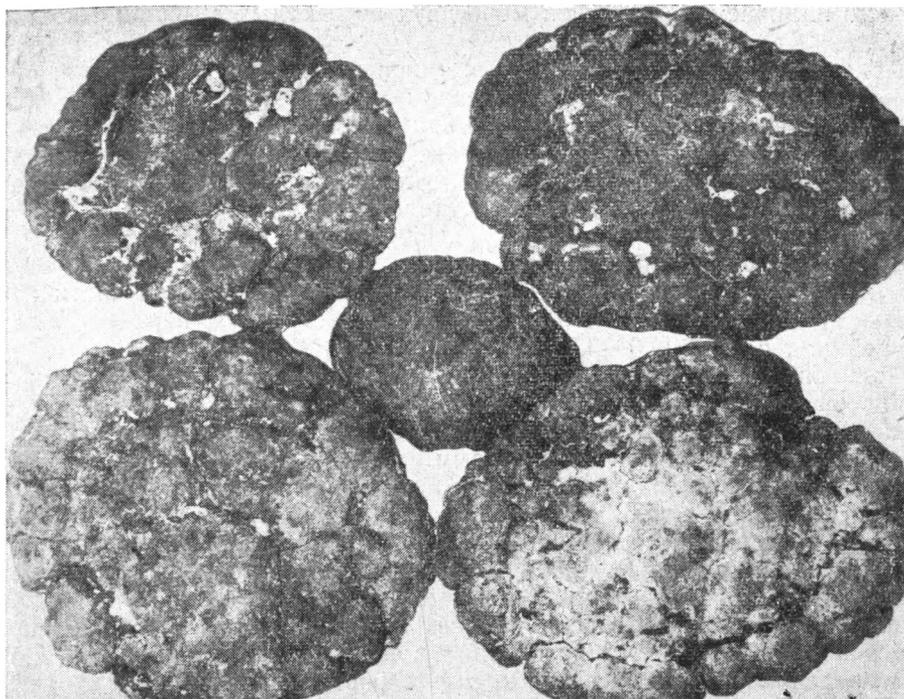
Фиг. 2. Фотография дна, покрытого шаровидными конкрециями
Полигон I, ст. 5965 (фото Н. Л. Зенкевича)



Фиг. 3. Овально-желвакообразные конкреции
Полигон III, ст. 5988—19. Фотография траловой пробы, уменьшена в 3,5 раза

товыми глинами, а на глубинах < 4800 м — слабокарбонатными пелитовыми илами.

- Железо-марганцевые конкреции в пределах полигона встречены на поверхности осадков практически повсеместно. По данным дночерпательных (на 13 станциях) и траловых (на двух станциях) проб, на полигоне III выделяется два основных типа конкреций. К первому типу относятся мелкие многоядерные овально-желвакообразные (фиг. 3) и сrostковые конкреции причудливой формы. Они встречены лишь на по-



Фиг. 4. Лепешковидные конкреции
Полигон IV, ст. 5996—2. Натуральная величина

верхности равнинной части полигона. Ко второму типу относятся преимущественно крупные шаровидные, реже эллипсоидальные конкреции, приуроченные к поверхности абиссального холма и вала западной части полигона. Это хрупкие трещиноватые конкреции, иногда с частично разрушенной верхней рудной коркой, или полусферические и более мелкие обломки конкреций. На некоторых станциях разрушенных конкреций до 50%. Нарушенные части конкреций обросли новыми порциями гидроксидов железа и марганца. Форма и особенности внутреннего строения подобных конкреций свидетельствует о их разрушении на дне (Андрущенко, Скорнякова, 1969).

Рассмотренные два типа конкреций полигона III отличаются и по размерам (сравниваются лишь размеры целых конкреций).

Наиболее характерный размер конкреций первого типа 1—2 см, это 70—80% общего их количества. Кривые распределения (см. фиг. 1, б, ст. 5988—11, 19) имеют резко выраженный одновершинный характер. Размеры конкреций второго типа сильно варьируют (1—7—9 см) даже в пределах одной станции. Кривые распределения конкреций этого типа либо одновершинные с растянутой правой частью кривой, либо двухвершинные (см. фиг. 1, ст. 5988—2, 5, 7, 9, 12, 22). Преобладают конкреции размером >3 см в диаметре.

Известно, что размеры конкреций определяются размерами ядер и мощностью рудных оболочек. Исследование шаровидных и эллипсоидальных конкреций полигона III показало, что колебания их размеров связаны преимущественно с мощностью рудной оболочки. Таким образом, можно предположить, что резкие колебания размеров конкреций этого типа и преобладание двух размерных градаций (2—3 и 5—6 см на ст. 5988—5; 3—4 и 6—7 см на ст. 5988—9) в пределах одной станции

вызвано наличием по меньшей мере двух возрастных генераций конкреций.

Кроме описанных двух основных типов конкреций в пределах полигона III на ст. 5988—25, расположенной в крайней западной его части были встречены крупные массивные конкреции неправильной формы с крупнобугристой верхней поверхностью. Размеры их $10 \times 7 \times 5$ — $22 \times 23 \times 9$ см. Поверхность конкреций обусловлена неровной бугристой первоначальной поверхностью ядер, представленных сильно измененными палагонитовыми туфами.

Подобные конкреции характеризуются также асимметричным строением рудных оболочек. Мощность рудной оболочки нижней части конкреции, соприкасающейся с осадком, обычно 0,5—2 мм, верхней, выступающей над осадком, 3—3,5 см.

Полигон IV (ст. 5996, $10^{\circ} 58' 2$ с. ш. и $153^{\circ} 22' 7$ з. д.) расположен на холмистой поверхности дна в юго-западной части Северо-Восточной котловины. В западной части полигона с севера на юг протягивается цепь абиссальных холмов с глубинами над ними 4600—4800 м; они возвышаются над невысоким цоколем. На востоке полигона расположена пологая равнина с глубинами над ней 5000—5100 м. Осадки в пределах полигона представлены слабокремнистыми радиоляриевыми илами, сменяющимися на глубинах 4800—4900 м слабокарбонатно-кремнистыми радиоляриево-фораминиферовыми илами. На поверхности осадков конкреции встречены практически на всех станциях, но их распределение крайне неравномерно и тесно связано с формами рельефа.

В пределах указанных выше крупных форм рельефа отмечено и резкое различие морфологии и внутреннего строения конкреций. По данным дночерпательных (на 11 станциях) и траловых проб (на двух станциях), на полигоне IV выделяется два типа конкреций.

На поверхности равнинной части полигона встречены преимущественно лепешковидные конкреции с неровными (фиг. 4), часто несколько утолщенными бугристыми краями. Они обладают бугристой верхней поверхностью и уплощенной нижней. На абиссальных холмах обнаружены овально-желвакообразные и сrostковые конкреции.

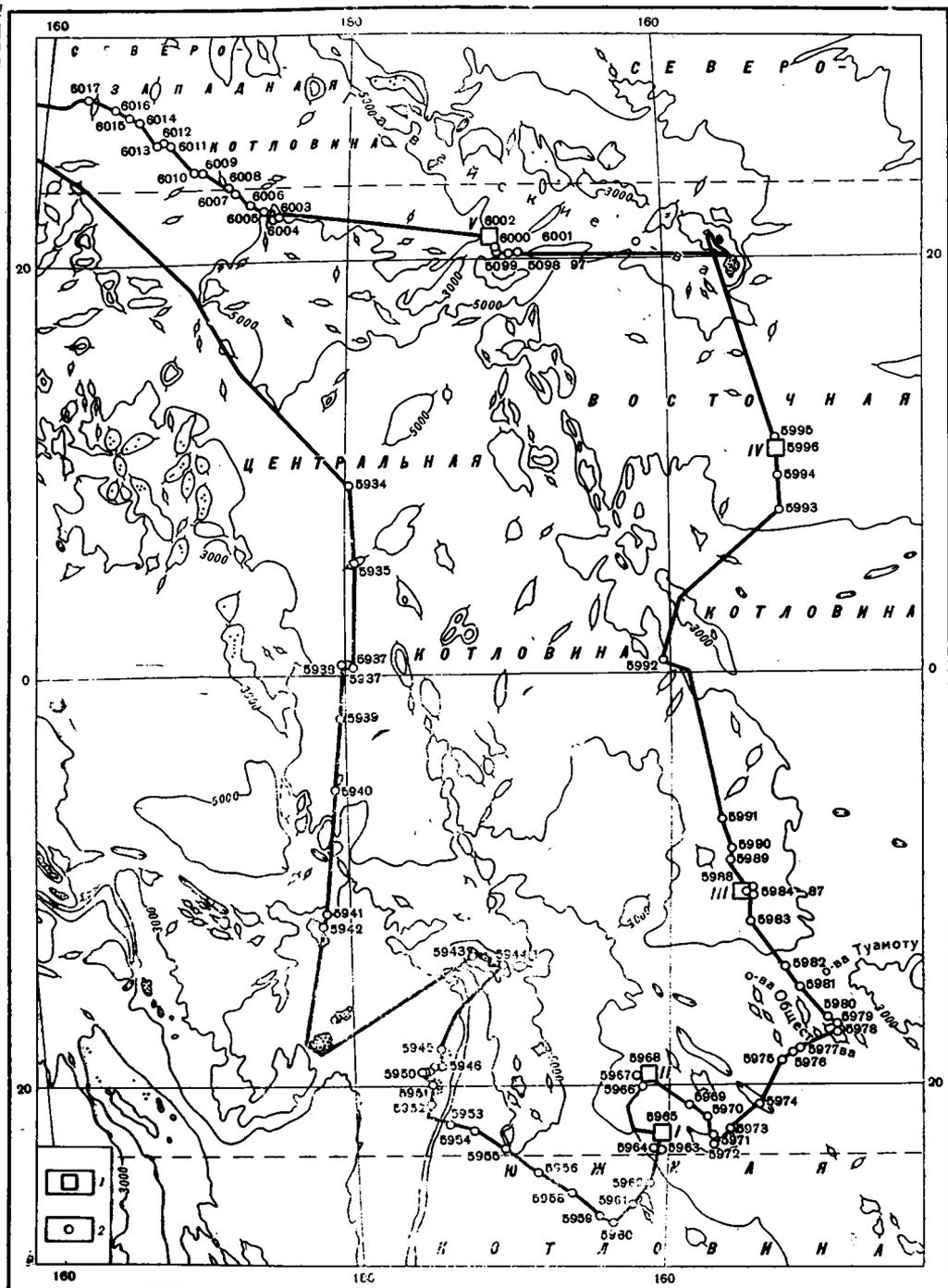
Эти два типа конкреций резко различаются и своими размерами (см. фиг. 1, в). Конкреции абиссальных холмов (ст. 5996—10, 13) мелкие (1—3 см в диаметре). Наиболее характерный размер 1—2 см, это 80—90% всех конкреций. Кривая распределения имеет резко выраженный одновершинный характер.

Конкреции равнинной части полигона более крупные: 1—7 см; преобладающий размер 3—4 см (ст. 5996—1, 18).

Ядра конкреций. В 43-м рейсе «Витязя» впервые проводилась количественная оценка состава ядер конкреций. В каждой пробе из дночерпателя и трала исследовалось 25—300 конкреций. Наиболее представительные данные получены по тралам, из которых отбирались 100—300 конкреций. В таблице дана частота встречаемости различных по составу ядер в процентах от общего количества изученных конкреций (в пробах из трала).

Станции 5960 ($20^{\circ} 30'$ ю. ш., $163^{\circ} 44'$ з. д.), 5965 (полигон I), 5972 ($22^{\circ} 58'$ ю. ш., $157^{\circ} 14'$ з. д.), 5988 (полигон III), 5996 (полигон IV) и 6015 ($26^{\circ} 51'$ с. ш., $165^{\circ} 32'$ в. д.) расположены на холмистой поверхности океанских котловин (фиг. 5). Станция 5968 (полигон II) расположена на резко расчлененном гористом дне Южной котловины, а ст. 6002 (полигон V; $20^{\circ} 41'$ с. ш., $170^{\circ} 59'$ в. д.) — на Срединно-Тихоокеанском поднятии.

Значительная часть конкреций на ложе океанских котловин почти полностью сложена рудным веществом. Ядрами этих конкреций служат обломки ранее образованных конкреций или микроконкреций, сцементированные рудным веществом. Подобные ядра встречены в конкрециях



Фиг. 5. Карта маршрута 43-го рейса н. и. с. «Витязь»

1 — полигоны; 2 — геологические станции

Частота встречаемости ядер конкреций разного состава (% от общего количества исследованных конкреций)

Состав ядер	№ станции, количество исследованных конкреций											
	5960 170	5965—3 250	5968—7 100	5968—14 150	5970 175	5972 200	5988—4 271	5988—19; 5996—2 290	5996—11 207	6002—12 300	6002—21 65	6015— 332
Базальты	—	—	—	98,7*	88,6	—	—	—	—	52,8	26,2	—
Туфы	—	—	100	—	—	1,5	32,8	40,0	—	—	—	—
Туфобрекчии с фосфатным цементом	9,0	—	—	—	—	16,5	9,4	37,2	—	16,8	—	—
Вулканическое стекло	48,0	10	—	1,3	—	—	—	—	—	—	32,3	—
Пемза	—	19,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Фосфатные породы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5
Оруденелые ядра	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Оруденелые ядра с мелкими зубами	44,0	—	—	—	—	56,5	54,8	42,0	93,7	24,2	23,2	14,7
Зубы и кости рыб	—	49,0	—	—	—	3,5	—	—	—	4,2	18,5	56,5
Минеральные зерна пироксена, плагио- клаза и других минералов	—	29,2	—	—	—	14,5	3,0	40,8	6,3	—	—	25,3
	—	1,2	—	—	14,4	2,5	—	—	—	—	—	—

* По данным Н. Г. Прокопцева и И. О. Мурдама (1969), ядра конкреций этой станции представлены обломками автигтовых лав.

ряда станций, но особенно широко распространены в лепешковидных конкрециях равнинной части полигона IV. Для большей части оруденелых конкреций первоначальный характер ядер установить не удается.

Около 50% конкреций (за исключением конкреций полигона IV) имеет хорошо сохранившиеся ядра. Они представлены обломками базальта, туфов, палаганитизированного вулканического стекла, пемзы, зубами и костями рыб, реже минеральными зернами (крупными кристаллами пироксена, плагиоклаза и других минералов). При этом в различных районах океана конкреции обладают ядрами определенного состава, который выдерживается на довольно обширных площадях дна. Так, ядрами конкреций западной части Южной котловины, восточнее желоба Тонга, примерно до 160° з. д., являются обломки пемзы.

На полигоне I в ядрах 80% конкреций обнаружены преимущественно зубы и кости рыб. Размеры зубов от нескольких миллиметров до 11 см (зубы гигантских древних акул). Зубы в разной степени изменены и заполнены рудным веществом; иногда встречаются лишь мелкие обломки и отдельные пластинки зубов. Скопления мельчайших зубов рыб встречены в ядрах почти 50% исследованных конкреций на полигоне I (ст. 5965—3). Аналогичный состав ядер характерен и для конкреций ст. 6015 в Северо-Западной котловине Тихого океана. Мельчайшие зубы рыб были найдены также в ядрах почти полностью оруденелых конкреций на полигонах III и IV.

На полигоне III (ст. 5988—4, 19) наиболее характерные ядра конкреций — обломки вулканических туфов и стекол (см. таблицу); сходный состав имеют

ядра в конкрециях абиссальных холмов полигона IV (ст. 5996—11). Ядрами конкреций равнинной части полигона ст. 5996—2 служат преимущественно обломки ранее образованных конкреций, скопления мельчайших зубов рыб и иногда микрskonкреций. Полигон IV отличается максимальным количеством полностью оруденелых конкреций.

На полигоне II ядра конкреций представлены палагонитовыми туфами (ст. 5968—7) и обломками авгитовых лав (ст. 5968—14). Подобные ядра встречены также в конкрециях, собранных вблизи вулканических островов Раратонга и Кука (южных) (станции 5969, 5970).

На полигоне V (ст. 6002) и станциях 6004, 6006, 6009, 6011, расположенных на склонах и вершинах подводных гор Срединно-Тихоокеанского поднятия, ядра конкреций состоят из обломков базальта, туфобрекчий с фосфатным цементом и фосфоритов (Безруков, Андрущенко, Мурдмаа, Скорнякова, 1969). Два последних полигона отличаются почти полным отсутствием оруденелых конкреций, крупными размерами ядер и малой мощностью рудных оболочек.

Внутреннее строение конкреций. Конкреции, сходные по формам, размерам и составу ядер, в пределах полигонов обычно сходны и по характеру внутреннего строения.

Шаровидные конкреции полигона I имеют грубослоистое строение. В них четко выделяются ядра, внутренняя и наружная рудные оболочки.

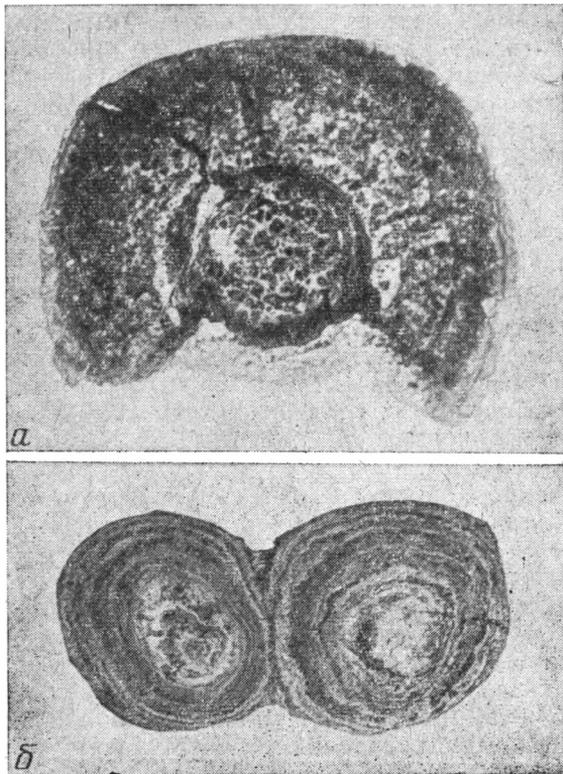
Ядрами конкреций служат зубы рыб, вокруг которых образуются очень характерные овальные тонкослоистые концентраты рудного вещества буроватого цвета. Нередко в центральной части конкреции находится несколько подобных концентратов, образованных вокруг мельчайших зубов или минеральных обломков. Они окружены единой тоже концентрически слоистой рудной оболочкой. Внутренняя рудная оболочка обогащена обломочным материалом и обладает глобулярно-оолитовым, иногда колломорфно-оолитовым строением. Наружная оболочка более рудная, плотная и имеет дендритово-колломорфное строение.

У большинства конкреций в пределах полигона I существует различие между верхней (выступающей над осадком) и нижней (соприкасающейся с осадком) рудными оболочками. Верхняя оболочка обычно более мощная. Аналогичное явление наблюдается и в конкрециях других полигонов. Наиболее четко эта особенность строения конкреций проявляется в плитах и плитчатых конкрециях.

Различие мощностей верхней и нижней рудных оболочек конкреций свидетельствует о том, что наряду с процессами диагенетического перераспределения и стяжения рудного вещества в осадках (в самой верхней их пленке) значительную роль в формировании конкреций играет непосредственное осаждение рудного вещества из морской воды.

Шаровидные и овально-желвакообразные конкреции полигона III различаются и по характеру своего внутреннего строения.

В шаровидных конкрециях четко выделяется очень плотное внутреннее рудное ядро и хрупкая внешняя рудная оболочка (фиг. 6, а). Центральная часть шаровидных конкреций представляет собой по существу правильную сферическую конкрецию размером 1—2,5 см. Рудное вещество этих конкреций обладает глобулярно-оолитовым строением; межглобулярные пространства выполнены глинистым веществом, часто обогащенным кристаллами и друзами цеолитов. Внешняя рудная оболочка имеет грубоскорлуповато-слоистое строение. Скорлуповатость обусловлена чередованием сравнительно мощных рудных прослоев с тонкими прослоями глинистого вещества. Рудные прослои, в свою очередь, состоят из отдельных концентров, существенно различающихся по внутреннему строению и отчасти по составу.



Фиг. 6. Внутреннее строение конкреций
 а — шаровидная; б — овально-желвакообразная. Полигон
 III. Полированный шлиф

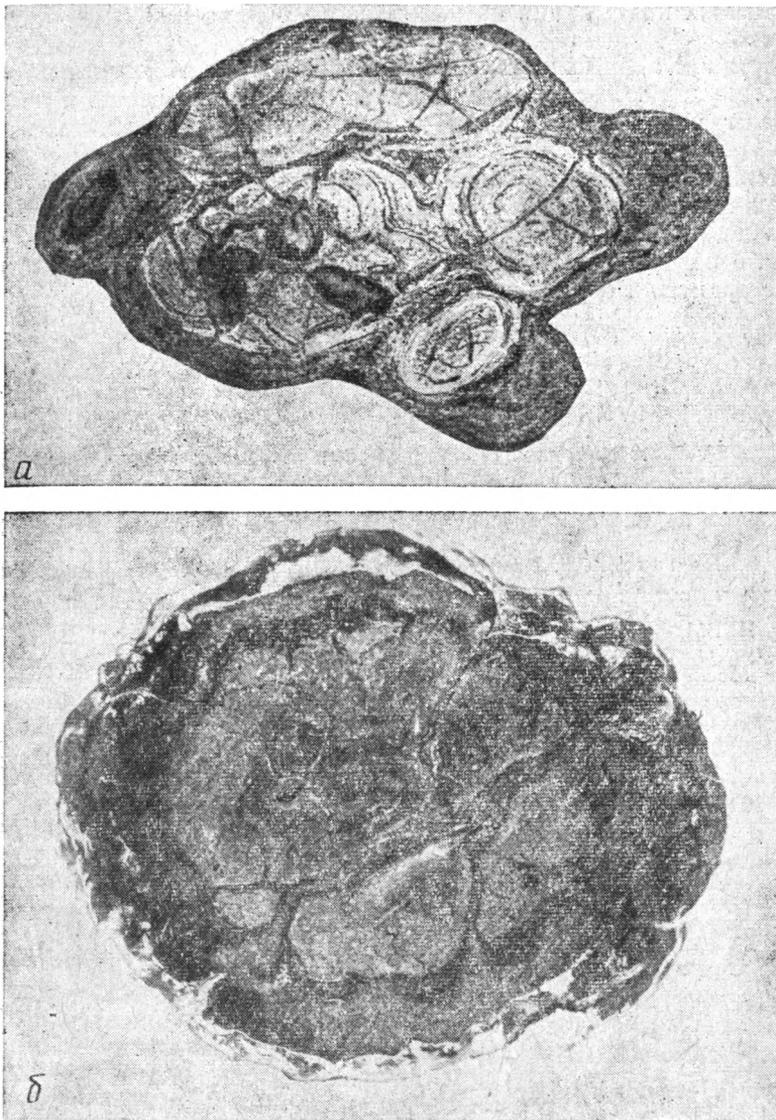
разованных конкреций. Они имеют тонкополосчатое колломорфное или глобулярно-дендритовое строение и резко отличаются по текстуре от рудной оболочки. Пространства между угловатыми рудными обломками, слагающими ядро конкреций, выполнены глинистым материалом, обогащенным местами реликтами радиолярий. Иногда в ядрах обнаруживаются мелкие зубы рыб. Рудная оболочка обычно обогащена кластическим материалом и имеет слоисто-колломорфное или колломорфно-дендритовое строение.

Выводы. Приведенные материалы подтверждают черты «семейного» сходства конкреций в пределах значительных по площади участков дна океана. Оно выражается в сходстве форм, размеров, состава ядер и внутреннего строения конкреций и, по-видимому, определяется местными условиями осадконакопления.

Ядрами конкреций служат обломки эффузивных пород, пемзы, туфов, органогенные остатки, особенно зубы и кости рыб, минеральные зерна, уплотненные комки осадков, изредка, фосфаты. В различных локальных, иногда довольно обширных по площади участках дна океана преобладает определенный тип ядер, связанный с особенностями геологического строения дна, условиями поставки кластического (в частности, вулканического) или органогенного материала. Широкое развитие в ядрах конкреций в некоторых районах океана зубов и костей рыб связано с относительным возрастанием их роли при низких скоростях седиментации.

Мелкие овально-желвакообразные и сростковые конкреции равнинной части полигона обычно многоядерны. Ядра окружены единой рудной оболочкой тонкоконцентрически-слоистого строения (фиг. 6, б). Такое строение рудной оболочки обусловлено чередованием рудных концентров различного состава и текстур с концентрами, обогащенными глинистым веществом. По своему внутреннему строению эти конкреции в общем сходны с овально-желвакообразными конкрециями абиссальных холмов полигона IV (фиг. 7, а). Резко отличаются по своему строению лепешковидные конкреции равнинной части этого полигона (фиг. 7, б). В них четко выделяются плотные, обычно оруденелые ядра и хрупкие внешние рудные оболочки.

В полированных шлифах видно, что ядра лепешковидных конкреций неоднородны и состоят из нескольких угловатых обломков ранее об-



Фиг. 7. Внутреннее строение конкреций
 а — многоядерная; б — лепешковидная. Полигон IV. Полированный шлиф

Сходство форм и размеров конкреций на значительных участках дна океана связано со сходством типов ядер конкреций. Первоначальная форма конкреций определяется типом ядер. Вокруг зубов акул формируются конкреции, напоминающие по форме зубы, вокруг угловатых обломков эффузивов — овально-угловатые конкреции, вокруг плитчатых туфов — плитчатые конкреции и т. п. По мере обрастания ядер рудной оболочкой конкреции приобретают все более правильные сферические или эллипсоидальные очертания.

Размеры ядер и мощности рудных оболочек определяют и размеры конкреций.

Таким образом, сходство форм и размеров конкреций определяется сходством типов ядер и их размеров и степенью их обрастания рудным веществом, т. е., в конечном итоге, возрастом конкреций, дли-

тельностью их пребывания на поверхности осадка или скоростями седиментации.

С составом ядер связаны также текстурные особенности внутренних частей конкреций. Так, сильно пористые стекловатые лавы и пемза обуславливают ноздреватое или глобулярно-оолитовое строение ядер конкреций.

Особенности текстур рудных оболочек конкреций (их грубо- и тонко-концентрически-слоистый характер, наличие глинистых прослоев или обогащение рудного вещества кластическим материалом) бывают связаны как с перерывами в их росте, так и с изменениями соотношения в поставке рудного и нерудного вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. Текстуры и минеральный состав железо-марганцевых конкреций южной части Тихого океана.— Океанология, 1969, т. IX, вып. 2.
- Безруков П. Л. 43 рейс н. и. с. «Витязь» в центральной части Тихого океана.— Океанология, 1969, т. IX, вып. 1.
- Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.
- Murray S., Renard A. F. Deep-Sea deposits. Rep. on the Scient. Res. of the voyage of H. M. S. «Challenger», 1873—1876. London, 1891.

ИГЕМ,
Институт океанологии
Москва

Дата поступления
22.VII.1969

УДК 552.124.4

КАРБОНАТНЫЕ КОНКРЕЦИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САХАЛИНА

А. У. ЛИТВИНЕНКО

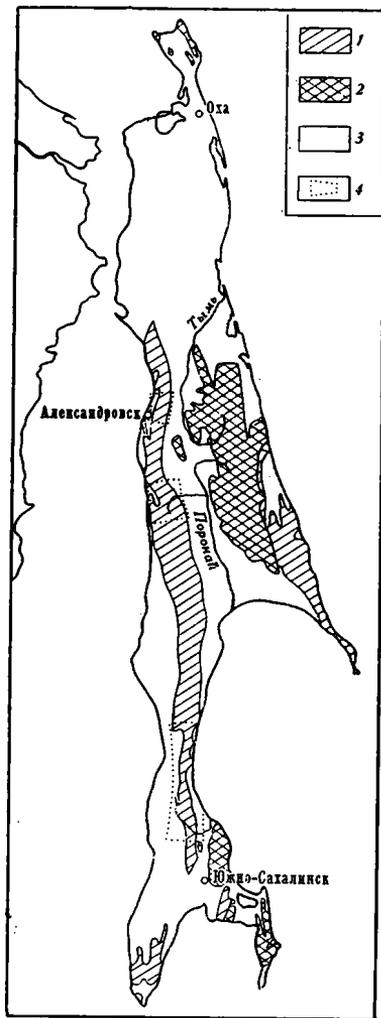
Рассматриваются формы, размеры, минеральный и химический состав конкреций, связанных с верхнемеловыми геосинклинальными отложениями Сахалина. Показано, что особенности размещения конкреций разных типов определяются фаціальными условиями накопления первичных осадков.

До недавнего времени конкреции в отложениях верхнего мела Сахалина оставались неизученными, хотя они встречаются во всех верхнемеловых свитах. Автор в последние годы из естественных обнажений различных свит верхнемеловой толщи Западно-Сахалинских гор отобрал и изучил образцы из 210 конкреций (фиг. 1). Кроме микроскопического изучения проведено 146 химических, 112 термических, 10 рентгенометрических и 100 спектральных анализов. Химические и спектральные анализы выполнены в лабораториях СахКНИИ, термические — в СахКНИИ и Хабаровском институте минерального сырья, рентгенометрические — в лаборатории Приморского геологического управления.

Верхнемеловые отложения Западно-Сахалинских гор, прослеживаемые с юга на север на расстоянии около 500 км, накапливались в миогеосинклинали. К западу от нее располагался континент, к востоку, в области восточной части Тымь-Поронайской депрессии и западной части Восточно-Сахалинских гор, Центрально-Сахалинское поднятие, служившие поставщиками терригенного материала. Восточнее этого поднятия в верхнемеловое время располагался прогиб, в котором накапливались отложения, характерные для эвгеосинклиналей. Его местоположение соответствует восточной части Восточно-Сахалинских гор. Строение, литологический и фаціальный состав верхнемеловых отложений Западно-Сахалинских гор неоднородны (см. табл. 1).

Отложения айской, найбинской и побединской свит прибрежно- и мелководно-морские, представлены переслаивающимися в разных вариациях песчаниками (от крупно- до мелкозернистых), алевролитами, аргиллитами, содержащими нередко пирокластический материал и иногда тонкие прослои туфов, туффитов и конгломератов. Отложения тымовской и быковской свит преимущественно аргиллито-алевролитовые в более глубоководной части моря; арковской — преимущественно континентальные угленосные; верблюжьегорской и жонкьерской — пресноводно-континентальные угленосные, лагунные и мелководно-морские (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли); красноярковской — преимущественно мелководно-морские терригенные с существенной примесью вулканомиктового материала, с прослоями туфов и туффитов.

Верхнемеловые отложения накапливались в условиях гумидного климата. О теплом и влажном климате в верхнемеловое время свидетельствуют обнаруженные в этих отложениях отпечатки листьев теплолюбивых форм растений, описанные А. Н. Криштофовичем и А. А. Капицей,



Фиг. 1. Схема расположения районов проведенных исследований

Отложения: 1 — верхнемеловые, 2 — до-верхнемеловые, 3 — кайнозойские; 4 — районы изучения верхнемеловых конкреций

бенно конкреционные комплексы, как известно, весьма чувствительные индикаторы геотектонических и фациальных условий осадконакопления (Страхов, 1960; Македонов, 1957; Зарицкий, 1956; Тимофеева, 1956; Фролов, 1958; Логвиненко, Космачев, 1968 и др.).

В верхнемеловых отложениях Сахалина автор встречал конкреции следующих групп: карбонатные (во всех свитах), кремнистые (найбинская и красноярковская свиты), сульфидные (арковская и верблюжьегорская свиты) и глауконитовые (найбинская свита). Встречаются также конкреции сложного состава: кремнисто-карбонатные, сульфидно-карбонатные, цеолит-карбонатные, фосфатно-карбонатные.

Ниже приводится описание карбонатных конкреций. Конкреции других групп встречаются редко.

Распределение, форма и строение конкреций. Конкреции и конкреционные линзы залегают в песчаниках, алевролитах и аргиллитах, а нередко и на контакте между слоями литологических разностей пород, ра-

например, таких представителей субтропиков, как зеленый лавр, гинкговые и др. По данным распространения латеритных кор выветривания и мощных угленосных толщ, меловое время на Азиатском континенте характеризовалось более теплым климатом, чем в палеогене.

Высокая тектоническая активность области осадконакопления и прилегающих территорий суши, расчлененный рельеф областей питания и его воздымание обусловили интенсивное осадконакопление, слабую карбонатность и полимиктовый состав терригенных осадков, причем по разрезу соотношение компонентов в породах изменяется. Так, по данным исследований, проведенных автором совместно с П. С. Долгановой, Р. М. Корниловой и Г. С. Шутовой, песчаники айской, найбинской и побединской свит Западно-Сахалинских гор представлены преимущественно собственно граувакками и полевошпатовыми граувакками, тымовские (нижнебыковские) песчаники — собственно граувакками, кварц-полевошпатовыми граувакками, кварцевыми граувакками и в подчиненном количестве мезомиктовыми песчаниками, жонкьерские, верхнебыковские и красноярковские — собственно граувакками, кварц-полевошпатовыми граувакками. Изменяется по разрезу состав парагенетических ассоциаций терригенных минералов тяжелой фракции и глинистых минералов. В одних слоях это монтмориллониты, в других — монтмориллониты и гидрослюды, либо гидрослюды с каолинитом и монтмориллонитом.

Учитывая приведенные выше данные, естественно было ожидать, что и состав диагенетических образований, прежде всего конкреций, должен изменяться по разрезу и на площади. Конкреции и осо-

зобщенно или в виде выдержанных конкреционных горизонтов. В случае расположения конкреций на контакте двух литологических разностей пород, характеризующихся неодинаковой уплотняемостью при процессах литификации и метаморфизма, наблюдаются характерные изгибы слоев и асимметричные по форме конкреции. Прослой песчаника мощностью 2—4 см изгибаются вокруг конкреций почти так же, как и контактирующие с ними аргиллиты. При большей их мощности изгиб слоя меньше. Случаев изгибания слоев песчаников возле конкреций при мощности этих слоев более 25 см не наблюдалось. В таких участках, т. е. на контакте более или менее мощных слоев песчаников и аргиллитов или тонких алевролитов, форма конкреций обычно караваеобразная, дисковидная или лепешковидная. Встречаются единичные удлиненные, по-видимому, эпигенетические конкреции, ориентированные почти перпендикулярно к плоскости напластования. Сказанное выше иллюстрируется зарисовками конкреций в обнажениях в долинах рек Ай, Найба и Онорка (фиг. 2, 3). Распределение конкреций в отложениях — неравномерное. Одни горизонты песчано-алевролитово-аргиллитовых пород совершенно лишены конкреций; в других конкреции встречаются спорадически; наконец, встречаются горизонты мощностью до 15—100 м, насыщенные конкрециями (коэффициент конкреционности 3—6% и более). Это относится прежде всего к некоторым горизонтам отложений найбинской и красноярковской свит. Изредка насыщенные конкрециями горизонты встречаются и в других свитах (айская, тымовская). Во флишеидных толщах побединской и других свит конкреции образуют нередко пласты, залегающие один над другим с небольшим интервалом.

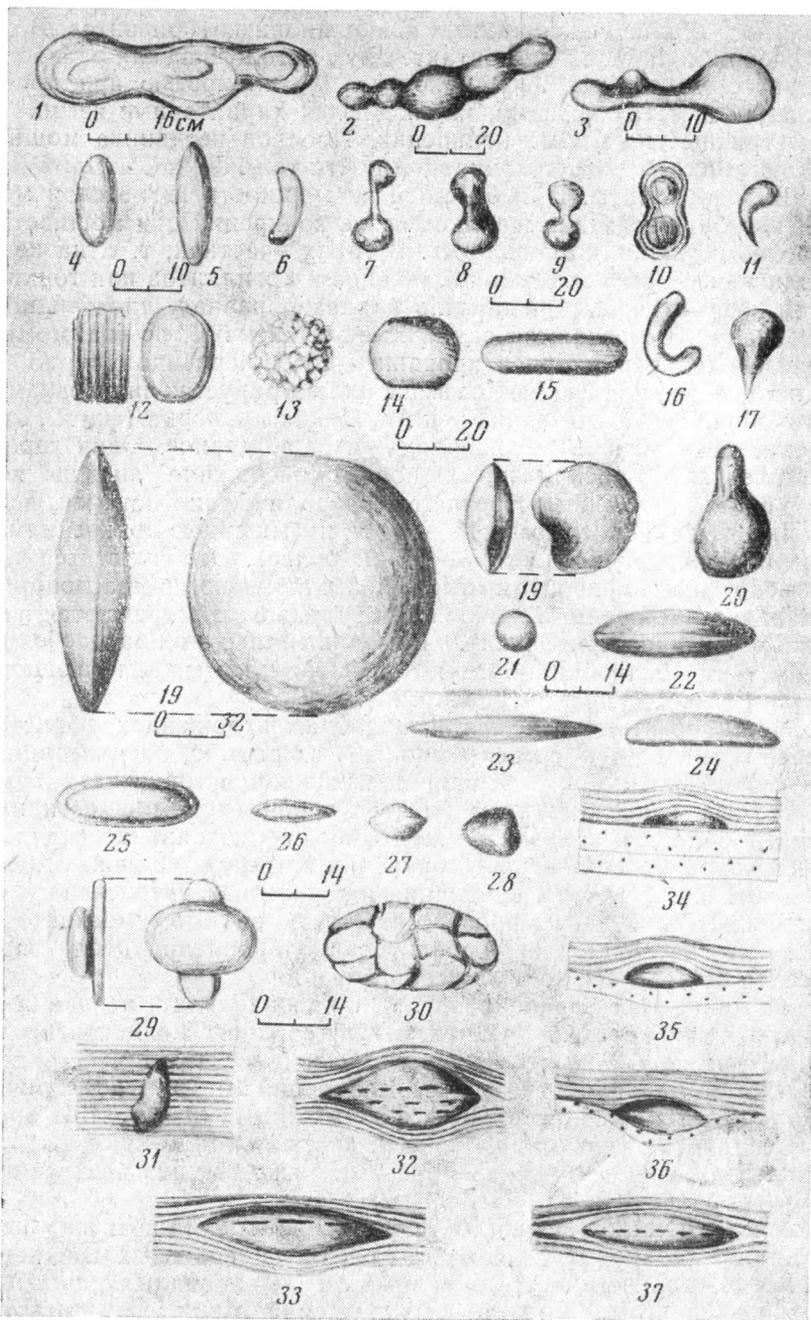
Следует отметить, что во флишеподобных отложениях, представленных чередованием двух- и трехкомпонентных ритмов, концентрация конкреций резко колеблется и бывает повышенной в горизонтах с относительно грубым переслаиванием пластов пород (при мощности пластов 15—20 см и более). В горизонтах же тонкого переслаивания (при мощности слоев пород менее 5—7 см) конкреции встречаются реже либо вовсе отсутствуют. Не встречены конкреции и в участках интенсивного развития подводных оползневых процессов. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что частая смена условий осадконакопления неблагоприятно отражается на процессе конкрециеобразования.

Форма конкреций разнообразная: эллипсоидальная, неправильно-округлая, округлая, караваеобразная, лепешковидная, желваковидная, грушевидная, сферическая, дисковидная, линзовидная, удлиненно-округлая и др. Строгой зависимости формы конкреций от гранулометрического состава пород не наблюдается, но все же можно отметить, что в аргиллитах и алевролитах конкреции большей частью эллипсоидальные, линзовидные, лепешковидные, караваеобразные, реже так называемые хвостатые, рукавообразные и др. (см. фиг. 2).

Не выявлено четкой зависимости формы конкреций и от их минерального состава. Установлено лишь, что среди сидеритовых конкреций не наблюдается сферических, грушевидных, «черепаховидных», дисковидных форм, характерных для кальцитовых стяжений. Можно отметить особенно большое разнообразие формы кальцитовых и анкерито-кальцитовых конкреций, но оно обусловлено, как показали наблюдения, не химическим составом, а текстурно-структурными особенностями вмещающих пород и формой раковин и обломков древесины, заключенных внутри конкреций.

Наибольшее разнообразие конкреций отмечается в отложениях айской, найбинской и побединской свит, характеризующихся переслаиванием разнообразных по зернистости песчаников, алевролитов и аргиллитов. Верхние поверхности конкреций нередко более выпуклые, чем нижние.

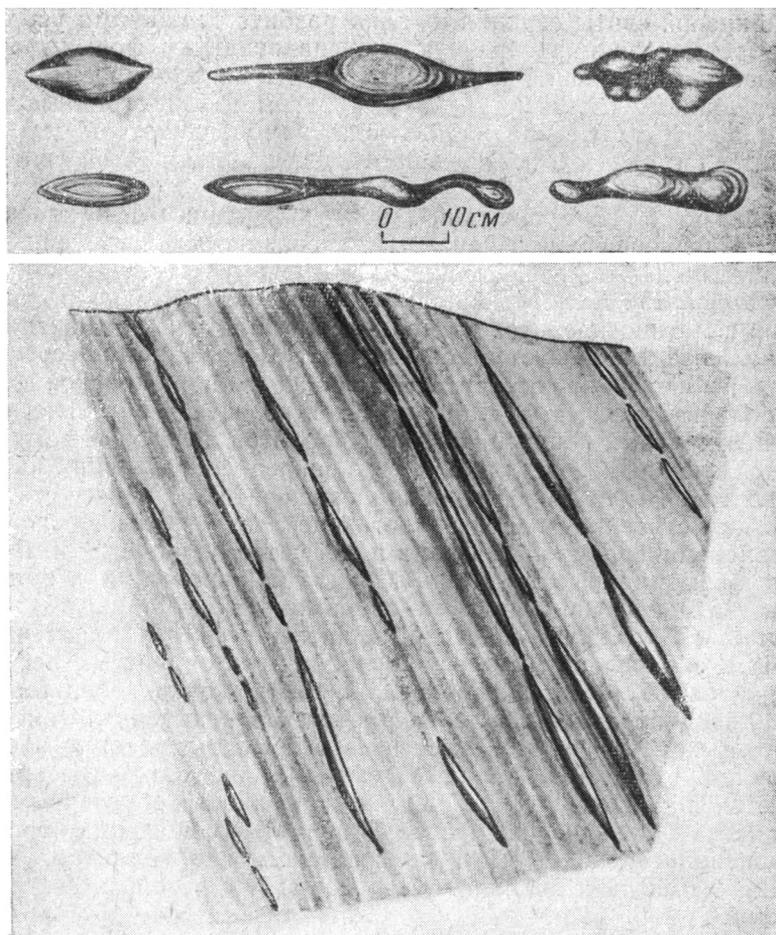
Линзовидные, иногда рукавообразные конкреции и тонкие конкреционные линзы наиболее характерны для алевролитово-аргиллитовой тымов-



Фиг. 2. Форма карбонатных конкреций

Конкреции свит: 1-13, 15-19, 21-24, 29-31 — найбинской; 14, 20, 25-28 — быковской; 32-37 — айской

ской толщи, где они, располагаясь прерывистыми рядами по наслоению, подчеркивают неясно выраженную слоистость этой монотонной толщи. В аргиллитах тымовской свиты конкреции часто имеют эллипсоидальную форму и брекчиевидное строение благодаря включениям в карбонате многочисленных обломков аргиллита. В песчаниках найбинской и айской свит конкреции чаще дисковидные, эллипсоидные. Мелкие же кон-



Фиг. 3. Форма некоторых карбонатных конкреций из отложений тымовской свиты

креции (диаметром 4—12 см) в песчаниках массивной текстуры обычно округлые, близкие к сферическим. Иногда такие конкреции срастаются по две и более и приобретают гантелевидную и более сложную форму. В песчаниках тымовской, жонкьерской и красноярковской свит конкреции преимущественно округлые, эллипсоидальные, реже дисковидные. Конкреции с текстурой конус в конус, трактуемой как продукт кристаллизации в уже уплотненной среде (Зарицкий, 1963), встречены автором в алевролитах и аргиллитах быковской, верблюжьегорской, найбинской свит в обнажениях по рекам Оморка, Фирсовка, Ай, Найба и на побережье Анивского залива восточнее г. Корсакова.

Размеры конкреций 0,03—2 м. Наиболее крупные (до 2 м) конкреции встречены в песчаниках найбинской и красноярковской свит. Диаметр дисковидных конкреций найбинской свиты 0,5—1,8 м, толщина 0,12—0,30 м, размер некоторых неправильно округлых конкреций 2,0×1,5×1,2 м.

Цвет известковистых конкреций от светло-серого и серого в песчаниках до темно-серого в аргиллитах. Сидеритовые конкреции морских отложений темно-серые, континентальных — буроватые. Поверхность конкреций шероховатая, иногда бугорчатая. В некоторых песчаных конкре-

циях найбинской свиты верхняя их зона разбита трещинами усыхания и они приобретают панциреобразную (черепавидную) форму.

Линзовидные стяжения найбинской свиты по р. Фирсовке разбиты иногда трещинами отдельности на ромбоэдры и многогранные призмы размером до 15 см. Весьма характерная ромбоэдрическая отдельность наблюдается также и в известковистых песчаниках этой свиты по р. Онорке.

Как показал Г. И. Бушинский (1962), конкреции могут классифицироваться по различным признакам. По строению среди изученных нами конкреций выделяются следующие типы.

1. *Однородные*. Наиболее характерны для кальцитовых песчаных конкреций и магносидеритов из морских аргиллитовых отложений.

2. *Зональные*. Различаются зоны по цвету (серые, темно-серые, буровато-серые) и иногда по составу. Зоны с более темной окраской содержат обычно большее количество глинистого компонента и органического вещества. В отдельных конкрециях из алевролитов некоторые зоны характеризуются сложным срастанием двух конкрециеобразующих карбонатных компонентов (например, кальцита и анкерита) и глинистого вещества. Иногда строение породы, слагающей такие зоны, осложняется присутствием минералов кремнезема и фосфатов кальция. Эти минералы образуют бесформенные выделения, линзочки, прожилки и заполняют пространство между карбонатными зернами.

3. *Параллельнослоистые*. Распространены весьма ограниченно. Обнаружены в тонкослоистых алевролитах и мелкозернистых песчаниках найбинской свиты (реки Фирсовка и Онорка). Тонкая слоистость вмещающих пород продолжается и сохраняется в конкрециях (см. фиг. 2, 12). К этому же типу можно отнести некоторые сидеритовые конкреции из угленосных отложений арковской свиты. Такие конкреции при ударе распадаются на пластинки, усеянные с поверхности обугленным растительным детритом, подчеркивающим слоистость вмещающих пород. Конкреции, располагающиеся между песчаниками и аргиллитами, состоят иногда как бы из двух половин: темно-серой глинистой и светло-серой песчанистой.

4. *Конкреции с ядрами (одним, двумя или многими)*. В качестве ядер служат стяжения пирита, минерализованные и обугленные обломки древесины, выполнения раковин и их обломков. В середине конкреций нередко находятся ядра мелких раковин пелеципод, крупных пателл и иноцерамов, мелкие и крупные ядра аммонитов (размером до 70 см). Конкреции с крупными ядрами аммонитов имеют нередко форму огромных дисков диаметром до 1,2—1,8 м.

Внутри многих конкреций жонкьерской, а иногда других свит, в основной карбонатной массе наблюдаются червеобразные включения, возникшие вследствие некоторого перераспределения и перекристаллизации карбоната обломков и целых раковин моллюсков, которые были заключены в конкрециях при их формировании (фиг. 4). Карбонат прожилков асбестовидный с шелковистым блеском. Он весьма напоминает карбонат, описанный А. Г. Бетехтиным (1956) под названием «атласный шпат». В двух случаях автор наблюдал такого же строения карбонат, образующий тонкую наружную зону конкреций и возникший, по-видимому, вследствие выполнения карбонатом концентрических трещин между конкрецией и вмещающим осадком. Образования эти, представляющие собой биф-структуру, имеют желтовато-буроватую окраску и весьма напоминают арагонит. Однако рентгенометрические анализы показали, что волокнистый карбонат из прожилков и наружной оторочки конкреций представлен кальцитом.

5. *Конкреции и небольшие (7—40 см по длинной оси) конкреционные линзы с текстурой конуса в конус, обычно кальцитового состава*. Углы у вершины конусов 56—60°.



Фиг. 4. Прожилки асбестовидного кальцита и обломки раковин иноцерамов и пателл в карбонатной конкреции из красноярской свиты. Мыс Жонкьер

Верхнемеловые конкреции часто пересечены тонкими карбонатными прожилками. Выделяются два типа прожилков. Прожилки первого типа приурочены к групповым радиальным и отдельным линзовидным трещинам синерезиса, которые часто не выходят на поверхность конкреций. Эти прожилки должны быть отнесены к позднедиагенетическим образованиям. По составу они анкеритовые или же сложены кальцитом, содержащим изоморфную примесь железа, магния и марганца. Карбонат этих прожилков образовался из иловых растворов, постулавших по трещинам внутрь конкреции, и частично за счет выпадения карбонатных солей из насыщенных растворов, выделявшихся в поры и трещины при синерезисе коллоидов карбоната конкреции.

Прожилки второго типа тонкие, секут конкреции и вмещающие их породы и представлены довольно чистым кальцитом, иногда с сульфидами железа либо с красноватыми таблитчатыми образованиями гейландита¹. Приурочены прожилки к трещинам, возникшим при катагенезе и метабенезе, и являются вторичными образованиями. Сидеритовые конкреции в угленосных отложениях верблюжьегогорской и арковской свит весьма часто одеты в бурую железистую «рубашку», возникшую вследствие окисления сидерита. Ни одна из сидеритовых конкреций в тымовских морских отложениях такой «рубашки» не имеет.

Конкреции обычно крепкие, часто с раковистым изломом, большей частью песчанистые или алевритистые. В таких конкрециях содержание карбонатного вещества, выполняющего роль цемента, 13—50%, в то время как в более чистых их разновидностях и в особенности в центральных частях многих конкреций 75—85%, редко 92%.

Карбонат конкреций микрозернистый (0,001—0,01 мм), мелкозернистый, среднезернистый либо крупнозернистый (отдельные конкреции жонкьерской и красноярской свит). Выделяются равномернозернистые, неравномернозернистые и сгустковые, пятнистые структуры. Для

¹ Минерал, встреченный автором, насколько известно, впервые в верхнемеловых отложениях Сахалина (в найбинской и побединской свитах, в долинах рек Онорка и Фирсовка), изучен оптическим и рентгенометрическим методами.

неравномернозернистых структур характерно присутствие в основной массе более крупных зерен карбоната. Иногда последние в конкрециях красноярковской свиты концентрируются в определенных, более или менее значительных по площади участках, и тогда карбонатная масса имеет пятнистый облик. В некоторых конкрециях айской свиты наблюдаются участки, где среднезернистый карбонат перекристаллизован в крупнозернистый, причем зерна, имеющие размер 0,5—0,8 мм, приобрели вследствие давления волнистое погасание. Форма зерен изометричная или неправильная. В зависимости от условий раскристаллизации и перекристаллизации вещества карбонатная масса в некоторых образцах имеет мозаичное строение, сложена ромбовидными и таблитчатыми зернами карбоната размером 0,15—0,25 мм с полигональным ограничением, иногда волнистым погасанием и двойниковым строением. Встречаются редкие сфероидальные образования размером до 0,5 мм, отражающие структуру первичных коллоидальных округлых стяжений вокруг обломков.

Вследствие неодинаковой интенсивности перекристаллизации мелкозернистого карбоната в средне- или крупнозернистую разновидность контакт между карбонатами в одних случаях постепенный, более или менее ровный, в других — зубчатый, с внедрением одних зерен карбоната в другие.

В основной карбонатной массе кроме обычных терригенных зерен (кварц, полевые шпаты, слюда, роговая обманка, эпидот, циркон, обломки осадочных, эффузивных, интрузивных и метаморфических пород, вулканического стекла, костных рыбных остатков, глинистых минералов и др.) встречаются округлые и овальные зерна сульфидов и карбонатные зерна размером 0,01—0,8 мм. Последние часто являются обломочными (мелкие обломки раковин с субпараллельной ориентировкой) либо перекристаллизованной микрофауной. В конкрециях иногда наблюдаются и хорошо сохранившиеся экземпляры фораминифер. Встречаются также агрегаты микрокристаллов кальцита — псевдоморфозы по копьевидным зернам арагонита размером до 0,3 мм.

Терригенные зерна минералов и пород повсеместно замещаются карбонатом. Особенно интенсивно замещаются зерна полевых шпатов и обломки пород более основного состава. Некоторые зерна этих образований почти полностью замещены карбонатом, вместо них сохранились лишь точечные реликтовые остатки. При незначительном их замещении зерна приобретают «сетчатое» строение за счет точечных внедрений карбоната в плагиоклаз. В зависимости от состава и текстурно-структурных особенностей распределение первичного обломочного материала в карбонатной массе в одних случаях беспорядочное, в других — полосчатое, линзовидное, пятнистое. Встречаются реликты обломочного материала, образующего линейноизогнутые струйки, вероятно, от периодического взмучивания первичных илестых осадков при их накоплении.

Из аутигенных минералов кроме карбонатов в конкрециях встречаются глауконит, хлориты, пирит, пятнистые бесструктурные образования фосфата кальция с $N=1,61$, минералы кремнезема, иногда гидроокислы железа.

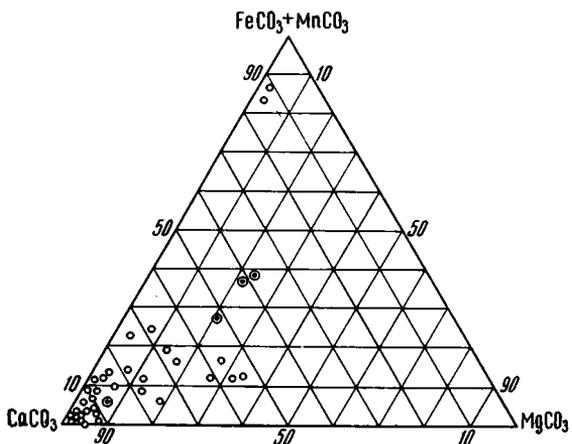
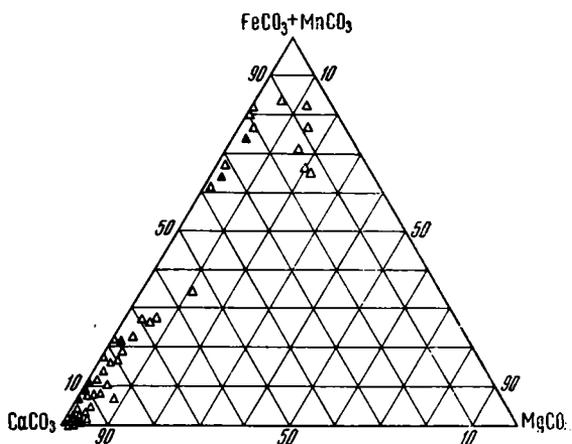
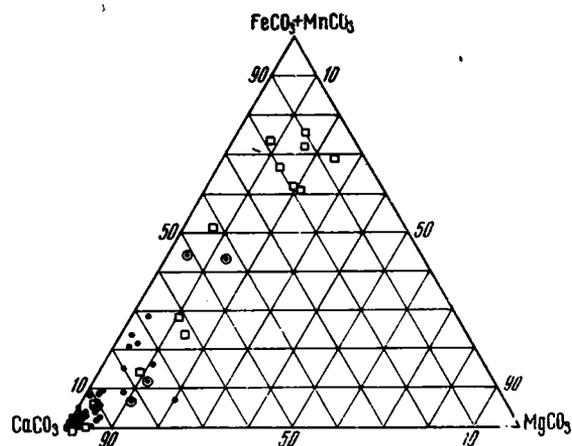
Химический и минеральный состав конкреций. Химические анализы и микроскопическое изучение конкреций показали, что кроме конкрециеобразователя в них постоянно обнаруживаются в большем или меньшем количестве растворимые в соляной кислоте примеси (хлориты, иногда глауконит, гидроокислы железа и др.) и минеральный нерастворимый остаток (табл. 1, фиг. 5). Содержание последнего 15—87%, иногда до 10—8%. Наиболее распространены компоненты CaCO_3 и FeCO_3 , в меньшем количестве присутствует MgCO_3 , а MnCO_3 (за редкими исключениями) составляет 0,5—7% либо отсутствует. Наблюдаются существенные разли-

Таблица 1

Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Западно-Сахалинских гор и химический состав карбонатных конкреций

Ярус	Свита		Мощность отложений, м	Количество изученных образцов	Содержание карбонатов в конкрециях (в пересчете на 100%)				Нерастворимый остаток, %	P ₂ O ₅ , %		
	Южный Сахалин	Северный Сахалин			CaCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃				
Дат, маастрихт, кампан	Красноярковская		1100—1550	35	54,5—96,9	1—33,5	0—2, редко до 3,7	0,8—7, редко до 22	30—85	0,09—1,0, редко до 1,6		
Сантон	Быковская	bk ₃	Жонкьерская	Арковская	650—2750	14	30—100, в конкрециях континентальных отложений до 7—13	4—15, редко до 24	0—3,2	1,75—50, в конкрециях континентальных отложений до 75—90	15—65, редко больше	0,13—3,46, иногда до 5,0
Коньяк		bk ₂	Верблюжьегорская		500—1000	11	78—99, в конкрециях континентальных отложений до 5	0—2,5	0,5—6,9, в одном образце 17,2	3,4—22, в конкрециях континентальных отложений до 80	8—50, редко больше	0,0—1,65
Турон		bk ₁	Тымовская		1000—2450	37	12—100	0,1—7,0, иногда до 15—21	0—6,63, в одном образце 22	2—84	10—65, редко больше	0,06—1,5, редко до 4,61
Сеноман		Найбинская, айская	Побединская		1100—2100	64	68—100	0—5, редко до 8—21	0—3, редко до 5—6,8	0—3, редко до 28	20—87, иногда меньше 20	0,02—3,50, редко до 6,5

Примечание. Химические анализы карбонатных конкреций и пересчет анализа производились по методике, описанной в книге «Методы изучения осадочных пород», т. II, 1957 г.



• 1 □ 2 ▲ 3 △ 4 ○ 5 ● 6

Фиг. 5. Треугольные диаграммы состава карбонатного вещества конкреций и цемента пород

Конкрекции свит: 1 — айской, найбинской и побединской, 2 — жонкьерской, 3 — верблюжьегорской, 4 — тымовской; 5 — красноярковской; 6 — карбонатное вещество цемента пород

чия в составе конкреций отдельных свит и литологических типов пород, сформировавшихся в разных фациальных условиях. З. В. Тимофеева (1956) при изучении диагенетических образований в угленосных отложениях установила, что отчетливая зависимость между фациальными типами осадков и составом конкреций выявляется только в алевритоглинистых породах. Такой же вывод можно сделать и при изучении конкреций и вмещающих их отложений верхнемеловой толщи Сахалина. В песчаниках же различных фациальных типов (отложений открытых и замкнутых бассейнов, относительно удаленных от берега и прибрежных) конкреции по составу часто сходны и в большинстве случаев представлены кальцитом, содержащим нередко примесь FeCO_3 и MgCO_3 .

Рассмотрим особенности состава конкреций различных свит.

Айская, найбинская (побединская) свиты. На фиг. 5 видно, что подавляющее большинство конкреций этих свит по составу кальцитовые с примесью $\text{FeCO}_3 + \text{MgCO}_3 + \text{MnCO}_3$ до 5—10%. Интересно было выяснить, имеем ли мы дело с кальцитом, содержащим механическую примесь железисто-кальциевых карбонатов, или же изоморфную примесь железа, марганца и магния. Микроскопическое изучение 30 образцов и рентгенометрические анализы карбоната двух конкреций свидетельствуют, что они сложены одним минералом — кальцитом. Кривые нагревания их также типичны кальцитовые (фиг. 6, обр. 3-12, 4-4). Экзотермические эффекты с максимумом при 410—460° вызваны присутствием в про-

бах органического вещества и сульфидов железа. Показатели преломления карбоната таких конкреций колеблются в небольших пределах, обычных для кальцита, содержащего незначительную изоморфную примесь железа и магнезия. Отдельные образцы в качестве изоморфной примеси содержат практически лишь железо ($MgCO_3 + MnCO_3$ составляют лишь 1—2%) и должны именоваться феррокальцитами. Меньшая часть конкреций (приуроченных главным образом к айским, реже найбинским отложениям) характеризуется повышенным содержанием железа, иногда магнезия. Примесь $MnCO_3$ составляет 0,3—3, изредка до 6%. Содержание $CaCO_3$ в таких конкрециях 88—68% от карбонатной массы. Внутренняя зона некоторых кальцитовых конкреций, охарактеризованных выше, сложена таким же железисто-кальциевым карбонатом. По мере возрастания в карбонате содержания железа N_0 увеличивается от 1,687 до 1,725. На кривых нагревания этих карбонатов наблюдается два эндотермических эффекта: первый широкий с максимумом при 760—840° и второй более резкий с максимумом при 915—950° (фиг. 6, обр. 4-3, 4-6). Вторым, как правило, более глубокий и резко выраженный, что свидетельствует о преобладании в конкрециях кальцита. Первый эндоэффект указывает на присутствие доломита или анкерита. Как известно из работ А. И. Цветкова и В. П. Ивановой, на кривых нагревания анкерита должен присутствовать еще и третий, промежуточный, обычно слабо выраженный эндоэффект, отсутствующий на наших кривых. Не исключено, однако, что последнее связано с неодинаковым режимом проведения анализа, тем более, что первый эндоэффект на наших кривых сильно растянут. Термографические исследования искусственных смесей кальцита и анкерита показали, что при небольшом содержании анкерита в кальците третий эндотермический пик на кривых нагревания может отсутствовать (Виталь, 1957). Таким образом, по оптическим данным, химическому составу и кривым нагревания изучаемые карбонаты можно определять как кальциты, содержащие примесь железисто-магнезиальных карбонатов. Изредка в отложениях айской свиты встречаются конкреции, карбонат которых по характеру кривых нагревания и реакциям окрашивания может быть отнесен к анкериту (фиг. 6, обр. 3-6, 3-1, 4-9). В двух конкрециях встречены крупные включения пирита и мелкие, менее 1 мм, включения сидерита. На кривых нагревания образцов этих конкреций кроме основной эндотермической реакции при температуре 940—950°, характерной для кальцита, отчетливо наблюдаются эндотермические эффекты при 495—570°, обусловленные разложением присутствующего в виде примеси сидерита.

Детальное изучение одной пиритсодержащей конкреции выявило зональное ее строение. В центре конкреции — пирит, затем зоны: анкеритовая с включением сидерита, кальцитовая с включением анкерита, и, наконец, периферическая зона чисто кальцитовая. Последняя сильно загрязнена терригенным материалом.

Тымовская свита и нижнебыковская подсвита. Химический состав конкреций этих подразделений колеблется в очень широких пределах. По составу выделяется три основных типа конкреций. Первые два типа (кальцитовый и кальцитовый с примесью анкерита — доломита) такие же, как и в предыдущих свитах. Третий тип конкреций характеризуется резким повышением содержания железа, в меньшей мере магнезия и иногда марганца. Судя по химическому составу, это кальций — магнезиальные сидериты. Характер кривых нагревания с одним эндоэффектом с максимумом при 560—595° указывает, что мы имеем дело лишь с одной фазой, т. е. с одним минералом (фиг. 6, обр. 102-8, 105-5), $N_0 = 1,80—1,85$. Редко встречаются сидеритовые конкреции с примесью кальцита и каолинита. Содержание молекулы $MnCO_3$ в сидеритах 0—6,6%. Лишь в одном образце из 37 изученных конкреций в алевролитах бассейна р. Фир-

совка содержание $MnCO_3$ 22,2%, $CaCO_3$ 77,4%, $FeCO_3$, $MgCO_3$ 0,4%, нерастворимого остатка 80,2%, P_2O_5 0,25%, N_0 карбоната = 1,686. Этот образец представляет четвертый, очень редко встречающийся в мезо-кайнозойе Сахалина тип конкреций — манганокальцитовый.

Конкреции первого типа распространены в песчаниках, реже в алевролитах, второго — во всех типах пород, третьего — в тонких алевролитах, четвертого — в алевролитах.

Верблюжьеговская свита и среднебыковская подсвита. В отложениях распространены все типы конкреций, характерные для тымовской свиты и нижнебыковской подсвиты (см. фиг. 5, фиг. 7, обр. 66-2 — 42-2). Однако заметны и существенные изменения, выразившиеся в резком уменьшении в составе конкреций $MgCO_3$, а часто полном отсутствии (см. фиг. 5). Сидеритовые конкреции, приуроченные к континентальным отложениям, распространены ограниченно.

Одна конкреция манганокальцитового состава ($CaCO_3$ 81%, $MnCO_3$ 17,2%, $FeCO_3$ 1,8%, н.о. 24,5%, P_2O_5 1,65%) встречена в морских алевролитах среднебыковской подсвиты.

Жонкьерская, арковская свиты и верхнебыковская подсвита. Конкреции континентальных арковских угленосных отложений и нередко конкреции аргиллитов лагунных и мелководно-морских фаций жонкьерской свиты сидеритовые (фиг. 7, обр. 1). Характерно, что в то время как в составе континентальных сидеритов арковской свиты содержание $FeCO_3$ составляет 82—94% общей массы карбонатного вещества конкреции, в сидеритах мелководно-морских отложений жонкьерской свиты (как и в тымовской) оно значительно ниже, 70—75%, а остальная часть карбонатного вещества приходится на $MgCO_3$ и $CaCO_3$. В связи с этим они по составу приближаются к кальциевым сидероплезитам. В лагунных и в мелководно-морских отложениях жонкьерской свиты и в особенности верхнебыковской подсвиты распространены конкреции кальцитовые с примесью анкерита и в меньшей мере чисто кальцитовые (см. фиг. 5, фиг. 7, обр. 3). $MnCO_3$ в составе конкреций 0—2, редко 3%.

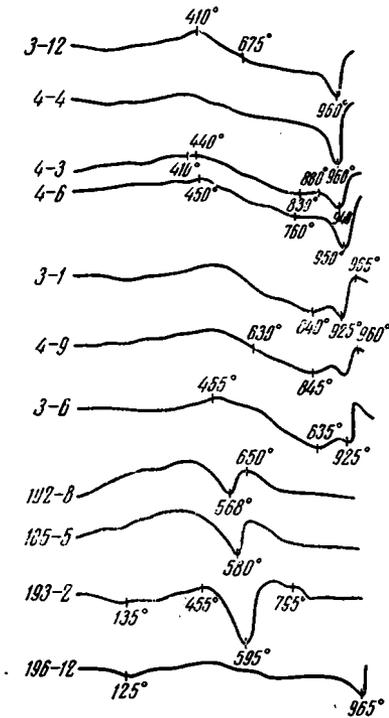
Красноярковская свита. По составу выделяются три главных типа конкреций: кальцитовые, кальцитовые с примесью анкерита — доломита, доломито-кальцитовые; редко встречаются сидеритовые. Некоторые кривые нагревания образцов карбонатных конкреций приведены на фиг. 7 (обр. 115-2, 67-21). Наиболее распространены конкреции первых двух типов. Характерная особенность конкреционного комплекса отложений красноярковской свиты — присутствие конкреций с высоким содержанием $MgCO_3$ (до 34%), не встреченных в отложениях других свит. Это наглядно видно при сопоставлении треугольных диаграмм состава конкреций из различных свит. Отметим, что отложения красноярковской свиты, в особенности верхнекрасноярковской подсвиты, по составу вулканогенно-осадочные.

Терригенные породы содержат много вулканомиктового материала, присутствуют прослойки туфов.

В сходных по составу отложениях неогена Сахалина Н. Г. Бродская (1959) установила конкреции также с высоким содержанием $MgCO_3$. Это дало ей основание высказать предположение о возможном обогащении магнием отложений и заключенных в них конкреций за счет вулканогенного материала, поступавшего в осадки при извержении подводных вулканов. Произошло ли обогащение магнием конкреций красноярковской свиты только за счет вулканогенного материала, поступавшего в осадки вследствие синхронной осадконакопления деятельности подводных вулканов, сказать утвердительно пока нельзя по следующим причинам: в слоях, содержащих эти конкреции, вулканогенный материал в целом ряде случаев отсутствует; в сходных отложениях побединской свиты, также обогащенных вулканомиктовым и пирокластическим материалом, аналогичные конкреции не встречены; в конкрециях из вулканогенно-

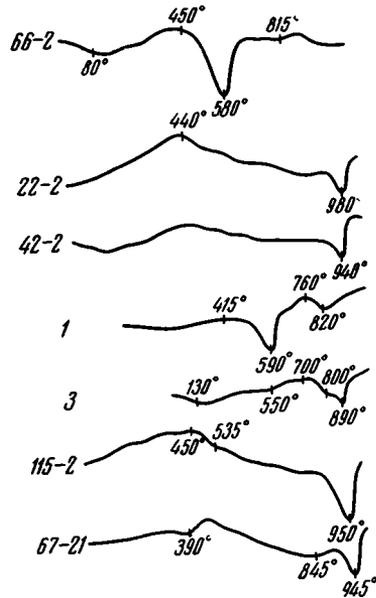
кремнисто-терригенных толщ верхнего мела Восточно-Сахалинских гор и новиковской свиты (мезозой) района Озерска (восточнее г. Корсакова), по предварительным данным, высокомагнезиальные разности карбонатов не обнаружены.

Химический состав рассеянных карбонатов в цементе пород обычно более пестрый, чем состав заключенных в этих породах карбонатных



Фиг. 6. Кривые нагревания некоторых конкреций

Образцы конкреций свит: 3-12, 4-4, 4-3, 4-6, 3-1, 4-9, 3-6 — айской и найбинской; 102-8, 105-5, 193-2, 196-12 — тымовской



Фиг. 7. Кривые нагревания некоторых конкреций

Образцы конкреций свит: 66-2, 22-2, 42-2 — верблюжьегорской; 1, 3 — жонкьерской; 115-2, 67-21 — красноярковской

конкреций; карбонаты цемента по составу часто менее дифференцированы, чем в конкрециях, что указывает на значительное перераспределение реакционно способных железа, марганца, магния и кальция в диагенезе. Почти как правило, рассеянные карбонаты в песчаниках характеризуются повышенным содержанием известкового компонента, в аргиллитах — железистого карбоната; это хорошо видно на примере побединской и красноярковской свит (см. фиг. 5).

Приведенные выше данные свидетельствуют о значительном разнообразии карбонатных конкреций верхнемеловых отложений, обусловленном изменением во времени и пространстве фациальных условий образования. Фациальное изменение верхнемеловых отложений особенно отчетливо наблюдается на примере коньяк-сантонских отложений Западно-Сахалинских гор.

На севере, в бассейне р. Арковки, это преимущественно континентальные отложения с сидеритовыми конкрециями (арковская свита), южнее, в районе р. Онорки, наряду с континентальными весьма существенную роль играют прибрежные и мелководно-морские (верблюжьегорская и жонкьерская свиты). Здесь распространены кальцитовые, кальцитовые с примесью анкерита — доломита и конкреции кальций-магнево-

го сидерита. Еще южнее, в бассейнах рек Фирсовка, Найба, отложения главным образом морские с кальцитовыми, кальцито-анкеритовыми и очень редко манганокальцитовыми конкрециями (средне- и верхнебыковская подсвиты).

Любопытен также неодинаковый состав конкреций в разновозрастных морских алеврито-аргиллитовых отложениях нижнетымовской (р. Онорка) и нижней части нижнебыковской (реки Фирсовка, Найба) подсвит.

В первой конкреции главным образом сидеритовые, во второй анкеритовые, кальцитовые и редко манганокальцитовые. Столь существенные различия в составе конкреций связаны с тем, что отложения нижней части нижнебыковской подсвиты, судя по строению осадочной толщи и фауне, более глубоководные, чем их аналоги по р. Онорке. Судя по их мощности, скорость осадконакопления в бассейнах рек Фирсовки, Найбы была относительно замедленной, поэтому, естественно, первичные осадки в районе этих рек отличались повышенной известковистостью и меньшим содержанием органики. Среднее содержание даже остаточного $S_{орг}$ в аргиллитах этого района, содержащих кальцито-анкеритовые конкреции, заметно ниже (0,52%), чем в аргиллитах нижней части тымовской свиты (0,69), насыщенных сидеритовыми конкрециями.

Об изменчивости состава карбонатов в конкреционных комплексах в синхронных, но разнофациальных отложениях можно судить также по данным, приведенным в табл. 2.

Таблица 2

Среднее содержание карбонатов в конкреционных комплексах некоторых свит

Районы	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃
Арковская (нижняя ее часть) и верблюжьегорская свиты, среднебыковская подсвита				
р. Арковка	10	4	82	4
р. Онорка	49,5	3,5	44	3
реки Фирсовка, Найба	88,3	2,3	6,7	2,7
Тымовская свита (нижняя ее часть), нижнебыковская подсвита				
р. Онорка	45	6,3	46,5	2,2
реки Фирсовка, Найба	83	3,8	12,1	1,1

Наблюдениями установлено, что в отдельных несколько удаленных друг от друга участках бывают случаи непостоянного состава конкреций в отложениях одной и той же фации и даже в одном и том же пласте. Объяснение этому нужно, по-видимому, искать в том, что при седиментогенезе происходит неравномерное распределение органики, карбонатных раковин и их обломков, обломков пород и пирокластиков, и в осадке создается пестрая физико-химическая обстановка, которая в ходе диагенеза также не остается постоянной, что приводит к формированию зональных конкреций. Из литературных данных известно, что в зависимости от состава первичных осадков в одних случаях она изменяется от более щелочной к более кислой, что обуславливает появление зональных конкреций, центральная часть которых кальцитовая, наружная — сидеритовая (Гирич, 1967; и др.), в других, наоборот, более ранняя стадия диагенеза — сидеритовая — сменяется более щелочной — анкеритовой и затем кальцитовой (Тимофеева, Кузнецова, 1964; Логвиненко, Космачев, 1968; и др.). По этой последней схеме происходило формирование и изученных автором зональных конкреций. В отдельных случаях она ус-

ложнялась. Вначале вследствие редукции SO_4^{2-} в S^{2-} морской придонной воды возникали стяжения пирита, образующие ядра некоторых конкреций, затем выделялся анкерит и, наконец, кальцит с примесью анкерита или без него. Такие конкреции автор встречал в алевролитах найбинской и побединской свит. Тот факт, что эти конкреции каких-либо прожилков, а тем более пиритовых, не содержат, приводит к заключению, что сульфид железа возник раньше, чем карбонат.

Следует подчеркнуть, что процессы сульфатредукции и образования сероводорода были относительно мало развиты, свободный сероводород в верхнемеловых морских осадках был повсеместно и в небольшом количестве, что обусловило связывание Fe^{2+} главным образом в сидерите и анкерите. Сочетания благоприятных условий для сульфидообразования, к которым Н. М. Страхов (1960) относит вялое терригенное питание бассейнов, повышенную удельную роль $\text{C}_{\text{орг}}$ и повышенную соленость вод, в верхнемеловом бассейне не было. Поэтому пиритовые стяжения более распространены лишь в угленосных формациях. Верхнемеловым отложениям, накапливавшимся, судя по большим мощностям свит, со значительной скоростью, свойственна также подавленность окислительного этапа диагенетического минералообразования. Лишь в отдельных песчаниковых горизонтах найбинской и красноярковской свит, характеризующихся местами повышенным содержанием вулканомиктового и пирокластического материала, значительное количество реакционноспособного железа было связано в аутигенном глауконите в окислительную стадию диагенеза. Образованию глауконита способствовало поступление в осадок вулканического пеплового материала, который, разлагаясь, был дополнительным источником кремнезема в иловых водах. Кроме того, определенное значение имело некоторое замедление терригенного осадконакопления в прибрежно-морской части бассейна, где, судя по парагенезам пород, формировались глаукониты.

Особое место занимают выявленные единичные конкреции манганокальцита. Последний не был встречен в изученных отложениях в ассоциации с другими карбонатными минералами, поэтому судить о времени его выделения можно лишь предположительно. Так как в изученных зональных конкрециях содержание марганца от их периферии к центру убывает, а манганокальцитовые конкреции приурочены к алевролитам, т. е. к осадкам с повышенной пористостью, в которых диффузия могла продолжаться дольше, чем в глинах, можно считать, что эти конкреции относятся к более поздним диагенетическим образованиям, чем железистые карбонаты. Вопрос о распределении марганца в конкрециях разнофациальных отложений требует дальнейшего изучения, но некоторые полученные данные представляют интерес уже в настоящее время. Исследования конкреций из пачки переслаивания песчаников и тонких алевролитов побединской свиты (мощность пачки 31 м, мощность слоев пород 0,2—1,2 м) показали, что содержание MnCO_3 в конкрециях из песчаников 1,15% (среднее из 5 образцов), в конкрециях из тонких алевролитов 3,9% (среднее из 6 образцов). Это указывает на то, что по крайней мере в отложениях побединской свиты концентрация марганца в диагенезе возрастает на фациальном профиле от берега в сторону моря. Данные же табл. 2 указывают, что в других свитах средние содержания марганца в конкрециях собственно морских отложений значительно ниже, чем в конкрециях угленосных отложений.

Таким образом, на примере изучения аутигенных карбонатов (а также глауконита) можно говорить об отчетливо выраженной аутигенно-минералогической зональности в верхнемеловых отложениях Сахалина.

Относительная распространенность различных минеральных типов карбонатных конкреций в верхнемеловых отложениях видна на фиг. 8.

Интересно сопоставить конкреционные комплексы охарактеризованных выше верхнемеловых терригенных отложений Западно-Сахалинских гор и одновозрастных с ними, но резко отличающихся по литологическому составу, кремнисто-эффузивно-терригенных отложений Восточно-Сахалинских гор. Последние представлены песчаниками, часто туфогенными, а также конгломератами, алевролитами, аргиллитами, туф-фитами, туфами основного, среднего и кислого состава, диабазами, порфиритами спилитами, известняками и кремнистыми породами.

Свиты и подсвиты	Минеральные типы конкреций						
	1	2	3	4	5	6	7
I	■	■					
II	■	■			■		
III	■	■			■		
IV	■	■			■		
V	■	■					■

Фиг. 8. Относительная распространенность различных минеральных типов карбонатных конкреций

I — айская, найбинская и побединская свиты; II — тымовская свита и нижебыковская подсвита; III — верблюжьегорская свита и среднебыковская подсвита; IV — арковская и жонкьерская свиты и верхнебыковская подсвита; V — красноярковская свита. Типы конкреций: 1 — кальцитовые; 2 — кальцитовые с примесью анкерита — доломита; 3 — кальцитовые и кальцито-анкеритовые с пиритом; 4 — анкеритовые; 5 — сидеритовые, магносидеритовые и сидероплезитовые; 6 — манганокальцитовые; 7 — доломито-кальцитовые

ных автором из береговых обнажений в районе Озерска и западнее зал. Анивский, сложены кальцитом, содержащим изоморфную примесь магния, железа и марганца. Эти предварительные данные свидетельствуют о том, что широко проявленный вулканизм в ряде случаев не оказал заметного влияния на состав конкреций. Возможно, что дальнейшие исследования позволят уточнить этот вывод. Приведенные выше данные указывают на то, что для диагенетических карбонатов характерно обычно широкое проявление изоморфных замещений между железом, магнием, марганцем и кальцием. Это отмечалось и для конкреционных карбонатов других бассейнов (Страхов, 1960; Логвиненко, Карпова, Космачев, 1961; Литвиненко, 1957; Зарицкий, 1959; и др.).

Содержание фосфора и некоторых других элементов в конкрециях.

В карбонатных конкрециях верхнемеловых отложений почти постоянно присутствует фосфор. Содержание P_2O_5 0,09—3,5%, а в отдельных конкрециях из мелководных морских отложений айской и найбинской свит и верхнебыковской подсвиты до 5—6,5% (см. табл. 1). Минимальное его содержание — в конкрециях красноярковской свиты и относительно глубоководных отложениях тымовской свиты и нижебыковской подсвиты. Во вмещающих породах всех названных свит содержание фосфора обычно ниже кларкового либо несколько выше, а в конкрециях из отложений Восточно-Сахалинских гор не выше, чем в конкрециях из отложений Западно-Сахалинских гор. Так как конкреции из вулканогенно-осадочных толщ не отличаются высоким содержанием фосфора, можно считать, что его источником были породы суши, из которых он вымывался при процессах выветривания и приносился в виде растворов, взвесей и в адсорбированном виде гидроокислами железа и мицеллами глинистых минералов. Следует отметить, что в карбонатных конкрециях из более молодых (палеогеновых и неогеновых) отложений Сахалина также от-

К сожалению, данных по составу конкреций отложений Восточно-Сахалинских гор пока очень мало. Имевшиеся в распоряжении автора 12 анализов образцов конкреций, отобранных В. М. Гранником из отложений туровской, ольдинской, богатинской и раkitинской верхнемеловых свит Восточно-Сахалинских гор, показывают, что по составу они близки к конкрециям айской, найбинской и побединской свит, описанным выше. Сидеритовые, манганокальцитовые и конкреции с высоким содержанием магния (кальцито-доломитовые) среди них не встречены. Не обнаружены нами эти карбонаты и в составе конкреций из терригенных пород новиковской вулканогенно-терригенно-кремнистой свиты (Г—Сг₁). Все 14 конкреций, отобранных

мечается повышенная концентрация фосфора: в сидеритах до 2,15%, в известковистых конкрециях до 2, иногда до 9—24,3% (Бродская, 1959; Захарова, 1962), а в миоценовых отложениях северной части Сахалина (п-ов Шмидта) обнаружены залежи фосфоритов, формирование которых некоторые авторы связывают с вулканическими процессами (Бродская, 1968).

Таким образом, в карбонатных конкрециях верхнемеловых отложений концентрируются Са, Fe, нередко Mg, Mn, P. Как показали спектральные анализы, из аксессуарных элементов в конкрециях (в особенности кальцитовых) в повышенных количествах присутствуют Sr и редко Cu, концентрирующаяся в сульфидах, заключенных в карбонатных конкрециях. Содержания других аксессуарных элементов — V, Ti, Cr, Pb, Ga, Be, Zr, Ba, Sn — в конкрециях по сравнению с вмещающими породами заметно понижены. Содержания Mo и часто Ni и Co — на уровне или ниже их содержания во вмещающих породах.

Выводы. 1. В верхнемеловых геосинклинальных отложениях Сахалина широко распространены конкреционные образования, отличающиеся значительным разнообразием формы, размеров, минерального и химического состава.

2. Конкреции характеризуются поликомпонентным составом карбонатного конкрециеобразователя с широко проявленным изоморфизмом Fe, Mg, Mn и Ca, что определило сложный химический состав конкреций, в том числе и мономинеральных.

3. Особенности пространственного распределения конкреций разных типов зависят в основном от фациальных условий накопления первичных осадков. В изученных верхнемеловых отложениях кроме седиментационной зональности, выраженной закономерным изменением гранулометрического состава пород, отчетливо устанавливается также диагенетическая (аутигенно-минералогическая) зональность.

Для каждой верхнемеловой свиты, отличающейся специфическим строением, составом и набором фациальных типов пород, свойствен определенный конкреционный комплекс.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Бродская Н. Г. Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина. В сб.: К познанию диагенеза осадков. М., 1959.
- Бродская Н. Г. Фосфориты в кайнозойских отложениях Сахалина (п-ов Шмидт).— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1968, вып. 196.
- Бушинский Г. И. О конкрециях.— В кн.: Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку, 1962.
- Виталь Д. А. Термографические исследования анкерито-доломитовых пород.— Тезисы совещания по термографии. Казань, 1957.
- Гирин Ю. П. Геохимическая стадийность диагенеза (на примере средне-юрских отложений Большого Кавказа).— Геохимия, 1967, № 12.
- Зарицкий П. В. Химико-минералогическая характеристика карбонатных конкреций отложений различных фаций среднего карбона западной части Донецкого бассейна.— Зап. геол. фак. Харьковск. ун-та, 1956, т. 13.
- Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьковск. ун-та, 1959.
- Зарицкий П. В. К вопросу о времени образования карбонатных конкреций с тектурой конус в конус.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 1.
- Захарова М. А. Конкреционные образования в отложениях палеогенового возраста Южного Сахалина.— Тр. СахКНИИ СО АН СССР, Геология и геофизика, 1962, вып. 12.
- Литвиненко А. У. О рудообразующих карбонатах из киммерийских отложений Керченского и других месторождений Приазовского железорудного бассейна.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 4.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. О системе изоморфных

- замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1.
- Логвиненко Н. В., Космачев В. Г. Особенности геохимии диагенеза терригенного флиша. В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. «Наука», 1968.
- Македонов А. В. Корреляция разрезов с помощью конкреций (на опыте Воркутинского месторождения). В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. II, М., Госгеолиздат, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса, их значение для изучения фациального состава угленосной толщи.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10.
- Тимофеева З. В., Кузнецова П. П. Диагенетические анкериты ааленских отложений Дагестана.— Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 3.
- Фролов В. Г. Фациальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана.— Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 6.

СахКНИИ
Новоалександровск

Дата поступления
18.XII.1969

УДК 552.124.4(571.1)

О КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЯХ В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ КАНСКО-АЧИНСКОГО БАССЕЙНА

И. Б. ВОЛКОВА

Впервые приводятся результаты геохимического и литологопетрографического изучения сидеритовых конкреций, приуроченных к среднеюрским угленосным отложениям Канско-Ачинского бассейна.

При углепетрографических исследованиях в 1961—1965 гг. в Канско-Ачинском бассейне автор нашел в пластах угля и породах кровли довольно много карбонатных конкреций.

Наличие в канско-ачинских углях карбонатных образований — сидеритовых «горошин», «сферосидерита» и «глинистого сидерита» — отмечалось и ранее, но специального исследования их не проводилось.

Угольные пласты, содержащие конкреции, среднеюрского возраста и распространены в западной и восточной частях Канско-Ачинского бассейна.

Карбонатная часть конкреций представлена в основном сидеритом. Существенно сидеритовый их состав вполне согласуется с лимническим типом среднеюрской угленосной толщи. Последнюю определяет П. П. Тимофеев (1963) как аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновую угленосную подформацию.

Характеристика конкреций. По форме конкреции довольно разнообразны. Обычно они округлые, мелкие, диаметром от одного до нескольких миллиметров (фиг. 1, а). Поверхность конкреций сравнительно ровная, цвет — бурый. В изломе окраска их темно-серая, сложение тонкозернистое.

Наряду с мелкими наблюдаются более крупные округло-угловатые или лепешковидные конкреции с неровной бугорчатой поверхностью (фиг. 1, б) размеры их 1—1,5 см по длинной и 0,5—0,8 см по короткой оси.

Мелкие конкреции рассеяны в угле, иногда образуя скопления, почти полностью замещаая уголь в слоях мощностью до 5—8 см. В таких случаях обычно вместе с круглыми присутствуют более редкие лепешковидные конкреции.

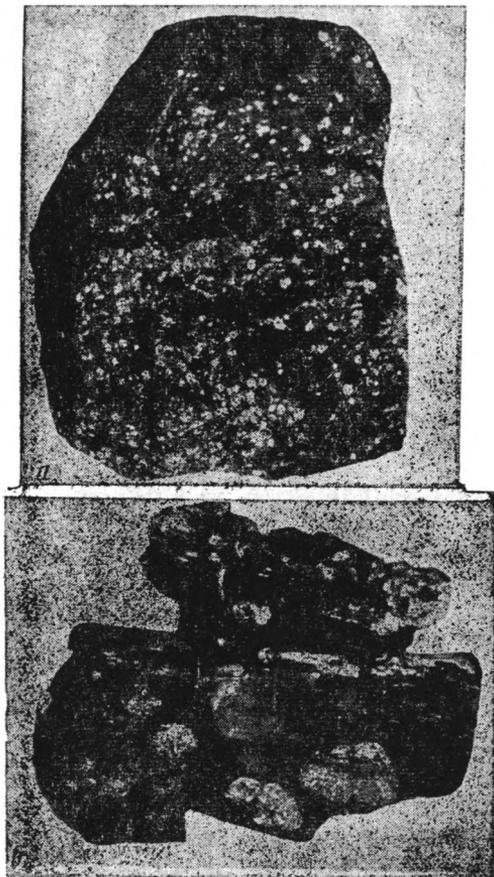
Мелкие конкреции наблюдаются не только в угле, но и в конкреционных кремневых линзах, развитых в угольных пластах восточной части Канско-Ачинского бассейна (Волкова, 1967).

Следующий тип карбонатных конкреций представлен обломками минерализованной древесины, встречающейся, как правило, в непосредственной кровле и редко в почве угольных пластов. По характеру минерализации среди них можно выделить две разновидности.

В первой разновидности минерализация древесины происходит по определенным слоям (соответствующим, по всей видимости, годовым слоям) в виде мелких конкреций, сливающихся в отдельные серовато-бурые полосы. Они обычно чередуются с буро-черными витренизированными

ными слоями древесины. Структура последней при этом выражена очень четко. Близка к этой разновидности и менее интенсивно минерализованная древесина с рассеянными включениями сидерита.

Вторая разновидность — почти нацело минерализованные обломки веток и стволов (инкрустация) с сохранением или без сохранения тонкой клеточной структуры древесины. Это очень крепкие образования темно-серого цвета, встречающиеся только в песчаниках кровли угольных пластов.



Фиг. 1. Внешний вид карбонатных конкреций *a* — мелкие округлые конкреции, довольно равномерно рассеянные в угле, обр. 2924; *б* — относительно крупные стяжения сидерита в витрифицированной древесине, обр. 2856. Барандатское месторождение, пласт Итатский

Кроме рассмотренных разновидностей изредка встречаются конкреционные линзы мощностью до 5—10 см, приуроченные также к кровле угольного пласта. По темно-серому цвету и зернистому сложению они напоминают углистый алевролит.

Большая часть мелких округлых конкреций представлена под микроскопом радиально-лучистым сидеритом от светлого буроватого до темно-бурого цвета. Центральная часть их нередко более темная и мелкокристаллическая. С удалением от центра отдельные кристаллы становятся более крупными, удлинёнными и более светлыми — прозрачными до желтовато-бурыми до светложелтых, иногда почти бесцветных (фиг. 2).

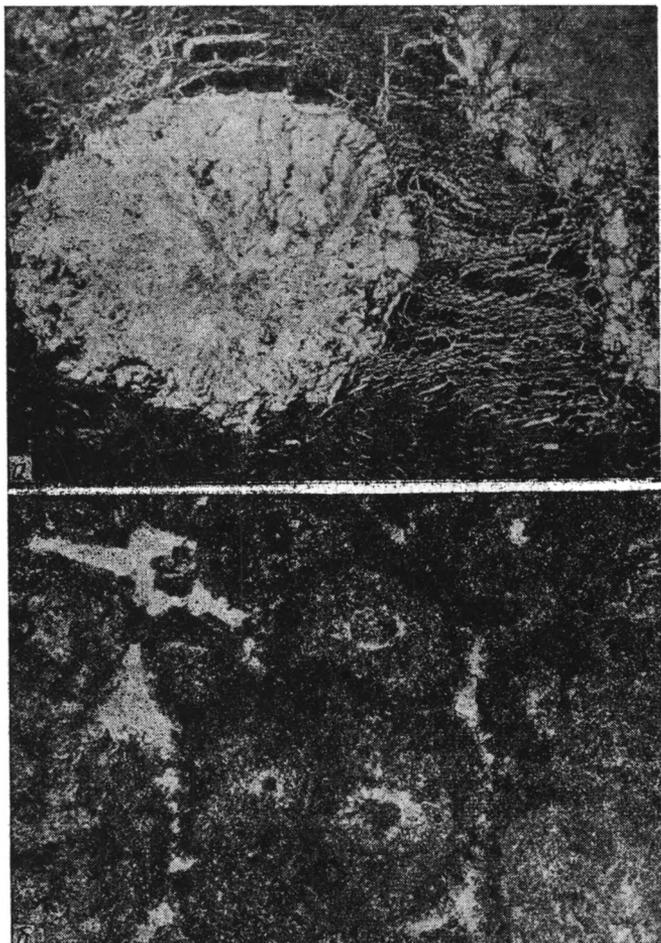
Иногда отмечается инкрустация сидеритом мелких обрывков тканей, чаще фюзенизированных, реже гелифицированных. При очень интенсивной минерализации происходит иногда почти полное замещение угля — органические остатки присутствуют только в виде изолированных кусочков среди минеральной массы.

Микроскопическая картина минерализации древесины первой разновидности и рассмотренного выше типа конкреций почти одна и та же. В ней наблюдаются отдельные включения или скопления буроватого строения.

Во второй разновидности окаменелых древесин, когда происходит почти полная минерализация их карбонатами, под микроскопом обнаруживаются сплошные образования микрозернистого светло-бурого сидерита. В отдельных шлифах отмечается фунтиковая структура, полностью заглушевляющая клеточное строение древесины.

Конкреционные линзы, внешне похожие на углистый алевролит, представляют собой под микроскопом очень равномернозернистую породу светло-бурого цвета с редкими мелкими обрывками растительных остатков.

Как показывает микроскопическое изучение, основным конкрециеобразователем карбонатных конкреций является сидерит. Он уступает свое ведущее место только в тех случаях, когда присутствует как второстепенный элемент в конкрециях другой группы — углисто-кремневых конкреционных линзах. В карбонатных конкрециях при изучении некоторых шлифов установлен в значительном количестве эпигенетический кальцит.



Фиг. 2. Микроструктура карбонатных конкреций

a — включение сидерита радиально-лучистого строения в кремневой конкреции, шлиф 3532, ник. л., $\times 50$; *b* — скопление мелких конкреций сидерита в угле, шлиф 3579, ник. л., $\times 10$. Бородинское месторождение

Химический состав конкреций. По данным химических анализов сделан пересчет на карбонатные минералы, которые для удобства сравнения в сумме были приняты за 100%. Следует заметить, что в некоторых образцах, особенно с высоким содержанием Fe_2O_3 , после пересчета CaO , MgO , MnO и FeO на соответствующие карбонаты иногда оставался избыток CO_2 . Очевидно, в этих пробах часть FeO входит в валовое Fe_2O_3 . Исходя из такого допущения, по избытку CO_2 было определено возможное дополнительное содержание $FeCO_3$ в карбонатной части конкреции. Однако и при таком подсчете в пробах остается некоторое количество Fe_2O_3 , что свидетельствует о наличии в конкрециях свободных окислов Fe.

Химическая характеристика конкреционных образований из

№ обр.	В 2%-ной солянокислой вытяжке						H ₂ O	CO ₂	П. п. п.	Н. О.	Σ	В н. о.	
	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Al ₂ O ₃						SiO ₂	
Барандатское месторождение													
2865	14,06	6,58	0,92	0,52	0,30	Сл.	7,00	10,75	58,02	1,36	99,55	0,82	
2876	6,92	2,55	1,33	0,16	0,13	0,12	8,47	5,47	73,66	0,40	99,21	0,02	
2913	5,51	0,89	1,27	0,40	0,03	Не обн.	10,26	4,0	75,67	0,48	98,51	0,22	
2924	9,14	2,72	1,38	0,28	0,16	» »	8,7	7,10	68,43	1,08	98,99	0,54	
Среднее													
2868	43,85	15,18	Не обн.	0,64	0,27	» »	0,83	34,30	4,01	0,50	99,58	Не обн.	
Березовское													
2326	32,48	24,50	0,72	0,72	1,04	Не обн.	2,58	25,50	9,89	1,28	98,71	0,22	
2996	34,97	11,30	1,64	2,79	0,80	0,64	1,13	32,33	2,27	9,56	97,43	5,72	
3353	8,66	2,62	1,16	0,40	0,27	0,38	8,13	7,26	69,02	0,88	98,78	0,06	
Назаровское месторождение													
2273а	35,77	25,09	0,69	0,28	0,81	0,38	1,70	29,26	4,55	0,86	99,39	0,08	
2273б	11,54	4,22	0,33	0,50	0,13	0,64	2,12	5,86	22,47	51,44	99,25	26,14	
2249	25,39	9,06	0,57	0,18	1,33	1,02	1,0	20,38	2,67	36,40	98,00	26,70	
2533	1,04	0,25	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,12	0,39	0,13	3,45	93,02	98,40	45,78	
Бородинское													
3501	37,62	14,69	0,81	0,23	0,73	0,51	2,02	32,85	8,47	0,36	98,26	0,34	
3579	37,51	14,97	0,81	0,12	0,81	0,12	2,11	31,95	10,23	0,40	99,03	0,24	
3497	35,19	21,66	0,98	1,05	1,04	0,26	2,15	31,23	6,85	0,24	100,45	Не обн.	
3552	18,46	10,71	0,90	0,55	0,20	0,38	4,68	15,28	44,47	3,16	98,79	2,6	
3479	46,27	7,71	0,98	1,45	1,17	0,12	1,55	34,58	5,58	1,04	100,45	0,3	
2135	32,19	18,39	1,62	1,20	0,66	0,26	2,85	27,90	11,03	3,92	100,02	Не обн.	
2125	11,95	8,52	1,74	0,64	0,55	Не обн.	9,0	9,27	55,32	1,2	98,18	0,62	
3532	27,12	8,68	1,47	4,18	0,47	0,15	1,94	24,08	13,68	17,88	99,59	17,52	
Абанское													
2009	28,94	15,17	2,98	2,23	0,93	1,15	0,92	25,21	18,56	0,92	99,72	0,22	
1920	31,27	22,54	1,15	0,24	1,37	Не обн.	3,55	25,82	12,95	0,26	99,15	Не обн.	
2040	5,08	1,40	21,16	0,34	0,20	0,25	5,25	18,93	45,90	0,58	99,09	0,24	

Результаты анализов и пересчета приведены в табл. 1. Расположение образцов в ней дается по месторождениям сначала западной (Барандатское, Березовское, Назаровское), а потом восточной части бассейна (Бородинское, Абанское). В пределах каждого месторождения анализы сгруппированы по типам конкреций. В одном случае (обр. 2533) приводится анализ песчаника кровли, содержащего минерализованные обломки стволов.

угольных пластов Канско-Ачинского бассейна, %

В н. о		S _{общ}	В % к Σ карбонатов				Тип конкреции
Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃		FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃	
(пласт Игатский)							
Не обн.	0,07	0,09	89	6	4	1	Мелкие конкреции радиально-лучистого строения из угольных слоев
» »	0,05	0,18	80	17	2	1	
0,13	0,03	0,46	74	19	7	—	
0,10	0,03	0,14	82	14	3	1	
			74—89	6—19	2—7		
			81	14	4	1	Мелкие округлые и лепешковидные конкреции
0,05	0,07	0,07	98	—	2	—	
месторождение							
0,10	0,27	0,12	92	2	3	3	Древесина со стяжениями сидерита из почвы угольного пласта
0,64	11,30	0,50	88	4	7	1	Линзовидная конкреция из кровли Березовского пласта
Не обн.	0,03	0,55	80	13	5	2	Мелкие округлые конкреции в угле
(кровля пласта Мощного)							
Не определено		0,53	96	1	1	2	Интенсивно минерализованная древесина из кровли угольного пласта
» »		5,74	91	3	5	1	Менее интенсивно минерализованная древесина
» »		0,27	93	2	1	4	Минерализованная древесина с фунтиковой структурой
9,92	2,9	1,67	—	—	—	—	Песчаник, вмещающий карбонатные конкреции (образцы 2273, 2249)
месторождение							
Не определено		0,05	97	1	1	1	Замещение угля микрозернистым сидеритом и конкрециями радиально-лучистого строения
» »		0,05	92	2	4	2	
Не обн.	0,17	0,08	92	3	3	2	Мелкие радиально-лучистые конкреции в угле
Не определено	0,34	0,34	92	4	3	1	
Не обн.	0,12	0,13	92	2	4	2	Минерализованная древесина на контакте угля с алевролитом
» »	3,34	0,16	91	4	3	2	Минерализованная древесина из кровли пласта
0,18	0,12	0,61	77	14	5	4	Древесина с радиально-лучистыми конкрециями и сгустками сидерита
Не определено		0,14	79	4	15	2	Включения сидерита в кремневой конкреции
месторождение							
Не определено		0,86	82	8	7	3	Интенсивная минерализация угля микрозернистым сидеритом
0,10	0,27	0,14	93	3	1	3	Минерализованная древесина из кровли
Не определено		0,23	17	80	2	1	Мелкие конкреции сидерита и вторичный кальцит в угле

Как видно из табл. 1, химические данные подтверждают результаты микроскопического изучения карбонатных конкреций.

В карбонатной части почти всех исследованных образцов наблюдается преобладание FeCO₃ (74—98%). Только в одном образце (2040), где отмечен вторичный кальцит, установлено высокое содержание углекислого кальция (80%).

Среди карбонатных составляющих конкреций, кроме основного минерала — сидерита, наблюдается примесь CaCO_3 (1—19%), MgCO_3 (1—15%) и MnCO_3 (1—14%). Оптическими методами не удалось установить в шлифах (за исключением эпигенетичного кальцита) наличие этих карбонатов. По-видимому, они входят в конкрециеобразующий минерал сидерит преимущественно в виде изоморфной примеси. Лишь в отдельных образцах, возможно, в небольшом количестве присутствует анкерит.

Рассматривая результаты химических анализов конкреций по их типам и месторождениям, можно отметить следующие особенности.

Минимальное количество нерастворимого остатка установлено в мелких радиально-лучистых конкрециях, залегающих непосредственно в веществе угля, — 0,24—1,36%, в единичных пробах 3—4%. Значительное увеличение нерастворимого остатка (до 17,5%) наблюдается в линзовидных конкрециях, где он представлен SiO_2 (в виде кварца) и Fe_2O_3 (скорее всего, в виде окислов и частично сульфидов Fe).

Величина потерь при прокаливании (органическое вещество + S) существенно различна в изученных образцах. Наибольшие значения ее, естественно, — в мелких конкрециях, тесно связанных с органическим веществом угля. В этих же образцах обычно и относительно большая влажность (до 10%). Последняя резко уменьшается (до 1—1,5%) в интенсивно минерализованных образцах, в которых исходный растительный материал почти полностью замещен карбонатами.

Содержание $S_{\text{общ}}$ в большинстве образцов незначительное. Наибольшее количество ее (5,74%) установлено в минерализованной древесине из кровли пласта Мощного Назаровского месторождения. Следует заметить, что содержание S в этой конкреции (обр. 22736) значительно выше, чем в лежащем ниже угольном пласте (в среднем до 1%) и вмещающем древесину песчанике (1,67% — обр. 2533).

Судя по петрографическим данным (к сожалеанию, определений S пиритной не проводилось), S связана в основном с пиритом.

Химические анализы показывают, что для минерализованных древесин наряду с FeCO_3 характерна относительно повышенная примесь MnCO_3 , а для мелких конкреций в угле — сравнительно повышенный процент MgCO_3 и CaCO_3 . При этом в конкрециях из угольных пластов западной части Канско-Ачинского бассейна наблюдается повсеместно несколько большее содержание CaCO_3 по сравнению с аналогичными конкрециями в восточной части бассейна.

Угли на западе рассматриваемого района вообще отличаются большей карбонатностью золы (табл. 2). Здесь содержание CaO в золе в

Таблица 2

Средний состав золы углей, %

Месторождение	Средняя зольность до	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	MgO	CaO	SO_2
Барандатское (запад)	8,1	19,3	11,8	7,3	7,1	37,5	6,0
Бородинское (восток)	10,9	39,0	11,8	7,7	4,9	27,1	5,7

среднем на 10% выше, чем в золе углей восточной группы месторождений (Геология..., 1964); повышено и содержание MgO. Эти данные свидетельствуют о некоторых различиях геохимической среды древнего торфонакопления в разных частях Канско-Ачинского бассейна.

Распределение конкреций в пластах и их связь с условиями торфонакопления. Различные типы карбонатных конкреций имеют неравномерное развитие в разрезе угольных пластов отдельных месторождений.

Наиболее распространены мелкие радиально-лучистые конкреции сидерита, связанные непосредственно с веществом угля. Минерализованные древесины и линзовидные микрозернистые конкреции встречаются в кровле угольных пластов или в прослоях залегающих между пачками угля.

Самый мощный пласт — Итатский, достигающий мощности 100 м на Барандатском месторождении, имеет сложное строение и состоит из двух основных угольных пачек. Большинство конкреций сидерита сосредоточено в верхней части нижней угольной пачки. Они здесь не только рассеяны в угольной массе, но и образуют 2—3 интенсивно насыщенных прослойка мощностью до 10 см. В этих прослойках наряду с мелкими округлыми конкрециями («горошинами») наблюдаются более крупные лепешковидные и округло-угловатые.

В верхней угольной пачке также отмечается довольно много мелких включений, рассеянных в угле и в единичных слойках, почти нацело замещающих органическое вещество угля. В угольных слоях, прилегающих к почве и кровле пласта, конкреции сидерита встречаются реже. Они здесь обычно сменяются новообразованиями каолинита, характерными для более кислой среды торфонакопления.

В породном прослое, разделяющем основные угольные пачки, наблюдаются главным образом минерализованные обломки древесины первой разновидности.

В менее мощных пластах — Березовском и Бородинском, достигающих 50—60 м мощности и имеющих на большей площади распространения простое строение, распределение карбонатных конкреций в разрезе более закономерно. Как правило, они встречаются в средней самой мощной и выдержанной части пласта и представлены рассеянными мелкими конкрециями радиально-лучистого строения. Накопление исходного материала углей этих слоев происходило в условиях низинных лесных обводненных болот.

В верхних и нижних горизонтах рассматриваемых мощных залежей обстановка торфонакопления была менее устойчивой и характеризуется большим влиянием фаций зарастающих водоемов и озер. Сидеритовая минерализация углей здесь играет значительно меньшую роль: вместо карбонатных конкреций чаще наблюдаются аутигенные новообразования каолинита, что свидетельствует о более кислой среде торфонакопления в прикровельных и припочвенных слоях мощных пластов. Это подтверждается и сравнительно большим содержанием фюзенизированных микрокомпонентов в углях нижних и верхних горизонтов угольных залежей.

Несмотря на ряд общих признаков, Березовский и Бородинский пласты различаются по степени и отчасти характеру минерализации углей. Оолиты сидерита значительно чаще присутствуют в Бородинском пласте, чем в весьма малозольных и слабоминерализованных углях Березовского пласта. Кроме того, в верхнем горизонте Бородинского пласта наблюдаются мощные кремневые конкреционные линзы, в которых иногда встречаются более ранние по времени образования конкреции сидерита.

В мощных пластах (до 20—25 м) Назаровского и Абанского месторождений сидеритовые конкреции имеют сравнительно небольшое распространение, залегая нередко в углях, содержащих новообразования каолинита и иногда кварца. Такой характер минерализации углей свидетельствует о меньшей устойчивости геохимического режима торфонакопления на этих месторождениях.

Карбонатные конкреции по своему типу здесь представлены в основном мелкими включениями сидерита в углях и реже слабоминерализованными обломками витринизированной древесины. Сильно минерализо-

ванные древесины второй разновидности характерны для песчаников кровли Мощного пласта Назаровского месторождения.

Карбонатные конкреционные образования встречаются и во многих относительно тонких пластах и пропластках угля среднеюрской толщи Канско-Ачинского бассейна. Однако в количественном отношении они играют в них значительно меньшую роль, чем в более мощных залежах. В распределении конкреций по разрезу тонких пластов не установлено каких-либо определенных закономерностей. По типу это преимущественно мелкие округлые, реже лепешковидные конкреции, иногда минерализованные обломки гелифицированной древесины.

Таким образом, наибольшее количество карбонатных конкреций, представленных главным образом мелкими включениями сидерита, характерно для устойчивых мощных горизонтов угольных залежей при очень высокой мощности. В слоях угля, прилегающих к почве и кровле мощных пластов, сидеритовые конкреции сменяются аутигенными включениями каолинита, а в отдельных пластах сочетаются с углисто-кремнистыми конкрециями, которые образуются в более позднюю фазу раннего диагенеза.

Судя по характеру изменения состава диагенетических минеральных включений и петрогенетических признаков углей по разрезу, основные угольные залежи Канско-Ачинского бассейна представляют регрессивно-трансгрессивный тип развития аллохтонно-автохтонного угленакопления (Волкова, 1968).

Образование нижних горизонтов пластов шло в прибрежно-озерной обстановке, в условиях кислой среды при преимущественно аллохтонном (подводном) отложении растительного материала. В пользу этого свидетельствуют атритовый характер растительных остатков, присутствие водорослей и обломков аллохтонного фюзена, нередко повышенная зольность и наличие диагенетических новообразований каолинита.

Сходные условия существовали и в период накопления верхних слоев мощных угольных залежей, которые завершаются углистыми темно-окрашенными и серыми аргиллитами и алевролитами озерного генезиса.

Формирование средних, наиболее мощных горизонтов залежей происходило, по-видимому, в период регрессии и связано с условиями лесных низинных болот. По палеоботаническим данным, углеобразующий растительный комплекс был представлен лесным типом, климат района был умеренно теплым и влажным (З. И. Вербицкая — устное сообщение).

Ряд петрографических признаков углей этих горизонтов — наличие в шлифах фрагментарных остатков древесины, пробки и листовой паренхимы, почти полное отсутствие водорослей, низкая зольность и присутствие сферолитов сидерита — также свидетельствуют о возможном лесном низинном типе основных юрских торфяников Канско-Ачинского бассейна.

Современные сидеритовые конкреции установлены только в низинных торфяниках (Македонов, 1966). Осаждение сидерита происходит из грунтовых болотных вод, богатых соединениями железа в условиях нейтральной и слабощелочной среды (Бушинский, 1946).

Следует заметить, что при наличии общих признаков и каких-то сходных процессов юрские торфяники во многом отличались от современных лесных низинных болот. Взять хотя бы такую особенность, как необыкновенно большая мощность залежей, из которых впоследствии образовались пласты довольно однообразного петрографического состава и мощностью в несколько десятков метров.

Несмотря на многолетнее изучение угольных залежей Канско-Ачинского бассейна, проводившееся автором и другими исследователями, многое остается еще неясным в истории их образования и развития. Оче-

видно, необходимы дальнейшие комплексные литолого-углепетрографические, палеоботанические и геохимические исследования для восстановления более полной картины формирования и особенностей юрского торфонакопления в одном из крупнейших и интереснейших угольных бассейнов СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, нов. сер., отд. геол., 1946, т. 21, вып. 3.
- Волкова И. Б. О кремневых конкрециях в пластах угля Канско-Ачинского бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3.
- Волкова И. Б. О типах мощных пластов угля Канско-Ачинского бассейна.— Химия тверд. топлива, 1968, № 1.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 8, 1964.
- Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., «Наука», 1966.
- Методы изучения осадочных пород, т. II, 1957.
- Тимофеев П. П. Палеогеография юрской угленосной формации и история геологического развития Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
31.X.1968

УДК 553.457(571.6)

**КАЙНОЗОЙСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ
И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ
РОССЫПЕЙ ХРЕБТА ПОЛОУСНОГО**

***Н. Г. ПАТЫК-КАРА, И. Н. БИЛИБИН, Л. Э. БЫХОВСКИЙ,
М. А. ГРИШИН, С. И. ГУРВИЧ***

Рассмотрены основные закономерности формирования, типы и литология вмещающих отложений оловоносных россыпей хребта Полоусного в зависимости от их морфоструктурной позиции и локальных условий осадконакопления. Описаны типовые разрезы оловоносных отложений и выделены основные эпохи формирования россыпей. Рассмотрена проблема нижнего возрастного рубежа россыпной оловоносности. Приведены эталонные разрезы россыпей для разных типов морфоструктур, которые являются важным критерием при оценке территории.

В мировой добыче олова россыпные месторождения по-прежнему занимают ведущее положение, являясь источником получения наиболее дешевых и высококачественных концентратов. На территории СССР к числу крупнейших оловоносных районов относится хребет Полоусный с прилегающей Приморской низменностью, где в настоящее время известны многочисленные россыпи касситерита, представленные различными генетическими типами.

В тектоническом отношении хребет Полоусный соответствует широтной ветви Верхояно-Колымской складчатой зоны, обрамляющей с северо-запада Колымский срединный массив. Детали тектонического строения рассматриваемой территории весьма сложны. В общем виде Полоусненский антиклинорий и сопряженная Полоусненская синклинали зона представлены системой линейных складок, повторяющих в плане очертания Колымского срединного массива, чем объясняется дугообразный изгиб структур, обращенный выпуклостью к северо-западу (Некрасов, 1962). Районы, несущие наиболее интересную оловянную минерализацию, имеют ряд весьма характерных тектонических особенностей. Их строение связано с наличием многочисленных, различно ориентированных тектонических нарушений. Среди продольных нарушений крупнейшими являются: глубинный разлом, отделяющий палеозойское сооружение срединного массива от мезозойской геосинклинали, и его северная ветвь, протягивающаяся примерно на 250 км и выраженная почти непрерывным рядом выходов массивов гранитоидов. Не меньшую роль в распределении олова играют секущие разломы фундамента, контролирующие размещение интрузий поперечных рядов.

В геологическом строении хребта Полоусного принимают участие терригенные морские отложения нижней — верхней юры, смятые в серию широтных и субширотных складок и прорванные интрузиями нижнемелового возраста. Осадочные породы — сложное переслаивание различных песчаников, среди которых преобладают полимиктовые, и глинистых сланцев; интрузивные — главным образом гранитоиды, слагающие крупные батолитоподобные массивы: Бакынский, Ньюлку, Эликчанский, Ом-

чикандинский, Арга-Эмнэкенский, Илин-Эмнэкенский, Махастырский и более мелкие, составляющие в целом западную оконечность так называемого северного пояса батолитов.

В вопросе о формировании гранитоидных массивов пока нет единого мнения. Наиболее распространены представления о двух главных интрузивных фазах. В первую фазу образованы гибридизированные гранитоиды от гранодиоритов до кварцевых диоритов и диоритов при резком преобладании гранодиоритов. Ко второй фазе относятся нормальные и андезиновые граниты. С гранитоидами второй фазы внедрения пространственно и генетически связаны жилы и неправильной формы тела мелкозернистых и лейкократовых гранитов, микрогранитов и гранит-аплитов, локализующиеся обычно в пределах интрузивных массивов. Некоторые исследователи считают их самостоятельной (последней) интрузивной фазой, другие же выделяют их как конечные дифференциаты второй фазы внедрения. Определение роли и места этих пород имеет важное значение, так как именно с ними генетически связывается оловянное оруденение. В последнее время высказывается точка зрения о связи оловянно-вольфрамовой минерализации с самостоятельным комплексом малых интрузий, субвулканических тел и кварцевых порфиров верхнемелового возраста, выделенных В. В. Бояршиновым в тиглякчанский комплекс и залегающих внутри батолитоподобных интрузий (Омчикандинский массив) и в ороговикованных сланцах и песчаниках юры (гора Одинокая).

В металлогеническом отношении район является составной частью Верхояно-Колымской оловоносной провинции и входит в Полоусно-Иньялинскую металлогеническую зону (Еловских, 1960), характеризующуюся преобладанием месторождений касситерито-кварцевой и касситерито-силикатно-сульфидной формации (по классификации Е. А. Радкевич, 1968), при подчиненной роли золоторудных, ртутных и полиметаллических месторождений. Крупные коренные месторождения олова принадлежат к касситерито-силикатно-сульфидной формации (Депутатское, Укачилкан, Дьяхтардах и др.) и в меньшей степени к касситерито-кварцевой формации (Полярное, Одинокая) ¹.

В рельефе хребта проявились основные структурные элементы района — субширотные, отражающие общее простирание складчатости, и поперечные, северо-западные, дискордантные относительно общей геологической структуры. Режим кайнозойских тектонических движений, созданных современной рельеф хребта Полоусного, различается в его восточной и западной частях. Морфоструктурный план на востоке территории в основном определился на границе нижнего и верхнего мела. В начале палеогена денудационный срез, достигший глубин 1—1,5 км, вывел на поверхность апикальные части гранитоидных массивов. В дальнейшем напряженность тектонических движений заметно ослабевает, однако суммарный денудационный срез за время от палеогена до миоцена составил около 1 км. Вторая половина кайнозоя, начиная с миоцена, характеризуется некоторым обновлением рельефа при сохранении ранее созданного плана морфоструктур. Структурный план западной оконечности хребта в современном виде оформился только к концу палеогена. Наибольшая напряженность и дифференцированность тектонических движений характеризует вторую половину кайнозоя. К этому времени относится оживление древней (Томмот-Уядинской) зоны разломов и возникновение системы наложенных впадин (Уядинской, Иргычанской, Селенняхской и др.), выполненных мощной толщей континентальных отложений. Относительная молодость горных сооружений

¹ Особенности вещественного состава оловоносных россыпей провинции — самостоятельная крупная проблема не только при определении связей россыпей с коренными источниками, но в значительной большей мере и при оценке конкретных объектов, и поэтому в данной статье не рассматривается.

западной части хребта Полоусного подтверждается незначительным денудационным срезом, едва достигшим апикальных частей интрузивных массивов.

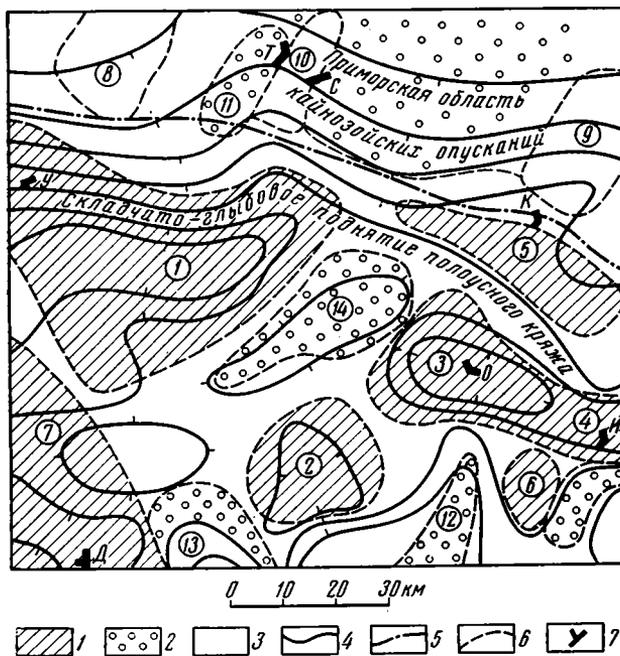
Реконструкция отдельных этапов кайнозойского осадконакопления и развития рельефа хребта Полоусного стала возможной благодаря полученному в последние годы обширному материалу по строению рыхлых толщ и погребенного во впадинах рельефа. В значительной мере этому способствовали находки погребенных кор химического выветривания и продуктов их переотложения в северных предгорьях Полоусного кряжа и в Приморской низменности. Они не только подтвердили региональный характер эоцен-олигоценовой эпохи выравнивания и корообразования в субарктических районах Северо-Востока, но и позволили по-иному подойти к трактовке условий формирования оловоносных россыпей района. Особо значение находки реликтов кор химического выветривания приобрели при оценке перспектив выявления древних россыпей касситерита, поскольку было установлено пространственное совпадение некоторых участков развития кор выветривания с известными оловоносными узлами. Общеизвестно, что наличие кор химического выветривания, обеспечивающих достаточно полное высвобождение касситерита из коренных пород, является положительным, а в ряде случаев решающим фактором образования россыпей. В этом случае формирование россыпей может происходить не только при размыве богатых рудных месторождений, но и за счет переотложения больших масс слабоминерализованных пород. Особо благоприятные условия для формирования россыпей создаются при размыве гидросетью минерализованных зон дробления, легко поддающихся эрозии. На таких участках обычно наблюдаются реликты линейных кор выветривания, являющиеся нередко плотиком оловоносных россыпей.

Последовавшее вслед за эоцен-олигоценовой эпохой выравнивания миоценовое воздымание привело к возникновению контрастного эрозионного рельефа и размыву кор выветривания. Фрагменты ее сохранились лишь в погребенном состоянии в долинах-грабенах, внутриторных депрессиях и по периферии горной страны. Последующей эпохе верхнемиоцен-плиоценового локального выравнивания, выделяемой на Северо-Востоке СССР, в пределах хребта Полоусного, соответствовало накопление в понижениях древнего рельефа так называемой «белесой» толщи, содержащей продукты размыва кор и во многих местах обогащенной растительным детритом. Новый крупный цикл развития эрозионного рельефа, начавшийся на границе плиоцена и нижнего плейстоцена, наиболее интенсивно проявился на западе территории, в обстановке нарастающего воздымания, где он почти полностью уничтожил рельеф предыдущих этапов. Верхнеплейстоценовая бореальная трансгрессия и одновременное похолодание нарушили баланс материала в долинах, вызвали многочисленные случаи частичной перестройки гидросети, наиболее отчетливо проявившиеся в пределах отрицательных структур второго и более высоких порядков, осложняющих склоны крупных поднятий.

Отмеченная выше асинхронность кайнозойского развития отдельных частей рассматриваемого региона наложила отпечаток на условия россыпеобразования и определила типовые различия оловоносных россыпей в зависимости от их морфоструктурной позиции. Эти различия настолько значительны, что с поисковой точки зрения представляется целесообразным выделение стратотипических разрезов оловоносных отложений для участков с разным режимом тектонических движений в пострудный этап развития (фиг. 1).

Условия кайнозойского осадконакопления и строение россыпей различны в следующих структурных элементах:

1. Молодые (плиоцен-четвертичные) линейные поднятия западной части хребта Полоусного (фиг. 2, 1).



Фиг. 1. Схема расположения основных морфоструктур и россыпей центральной части хребта Полоусного

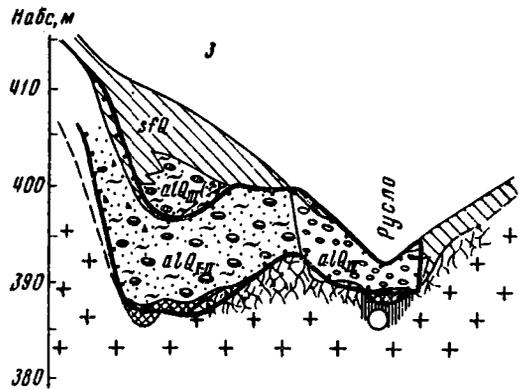
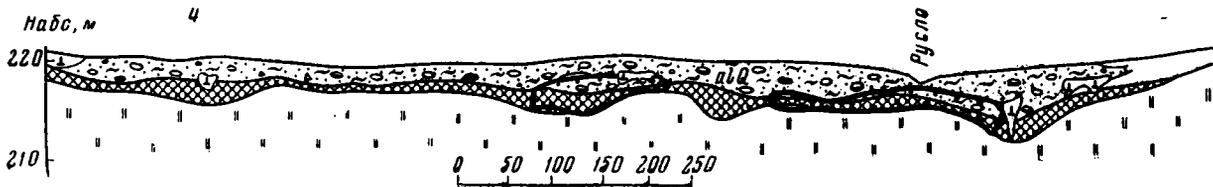
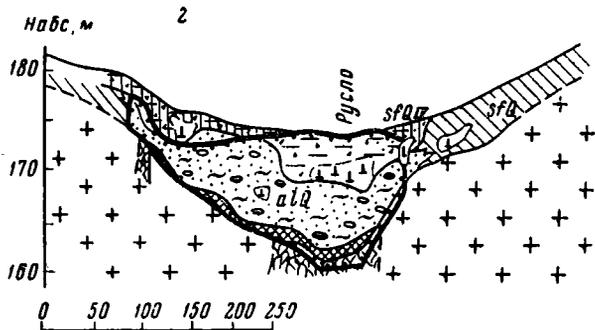
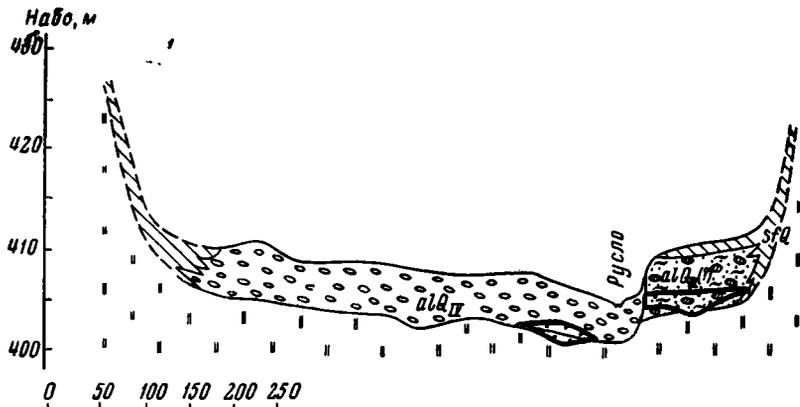
Морфоструктуры: 1 — положительные; 2 — отрицательные; 3 — территории относительного покая; 4 — гравитационные аномалии; границы: 5 — Приморской области кайнозойских опусканий и складчато-глыбового поднятия Полоусного кряжа, 6 — морфоструктур; 7 — россыпи (буквы на схеме): К — Крайний, О — Омчикандя, И — Истээх, Д — Депутатская, У — Укачилкан. Тектонические структуры (цифры на схеме): поднятия: 1 — Кодаро-Бакыинское, 2 — Арга-Эмнэкенское; 3 — Омчикандинский блок Верхне-Берелехского свода; 4 — Верхне-Берелехский свод; поднятия: 5 — Верхне-Кураанакское, 6 — Илин-Эмнэкенское, 7 — Немкучанское; плиты: 8 — Додоминская, 9 — Хромская, 10 — Чохчурская гряда; 11 — грабен Тенкели; впадины: 12 — Восточно-Кураанакская, 13 — Уяндинская, 14 — Бакынская

2. Древние (верхнемеловые) изометричные положительные структуры в восточной части хребта Полоусного: а) относительно стабильные в кайнозой (фиг. 2, 2); б) слабоподвижные в кайнозой (фиг. 2, 3).

3. Зона суммарных нулевых амплитуд новейших движений на сочленении хребта Полоусного с Приморской низменностью: а) участки стабильные в кайнозой (фиг. 2, 4); б) участки дифференцированных движений (фиг. 2, 5б).

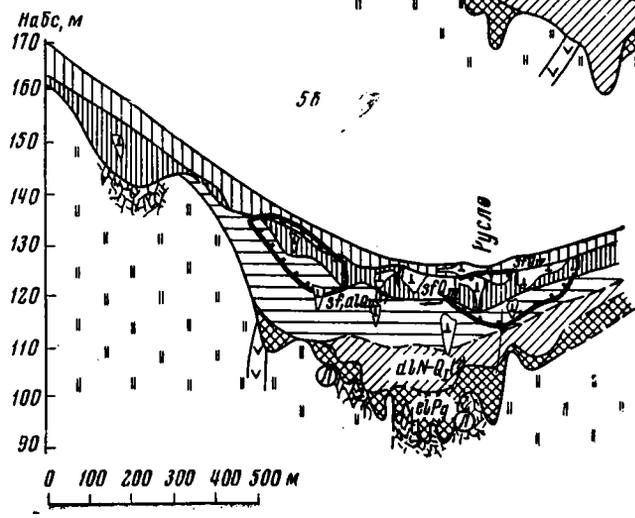
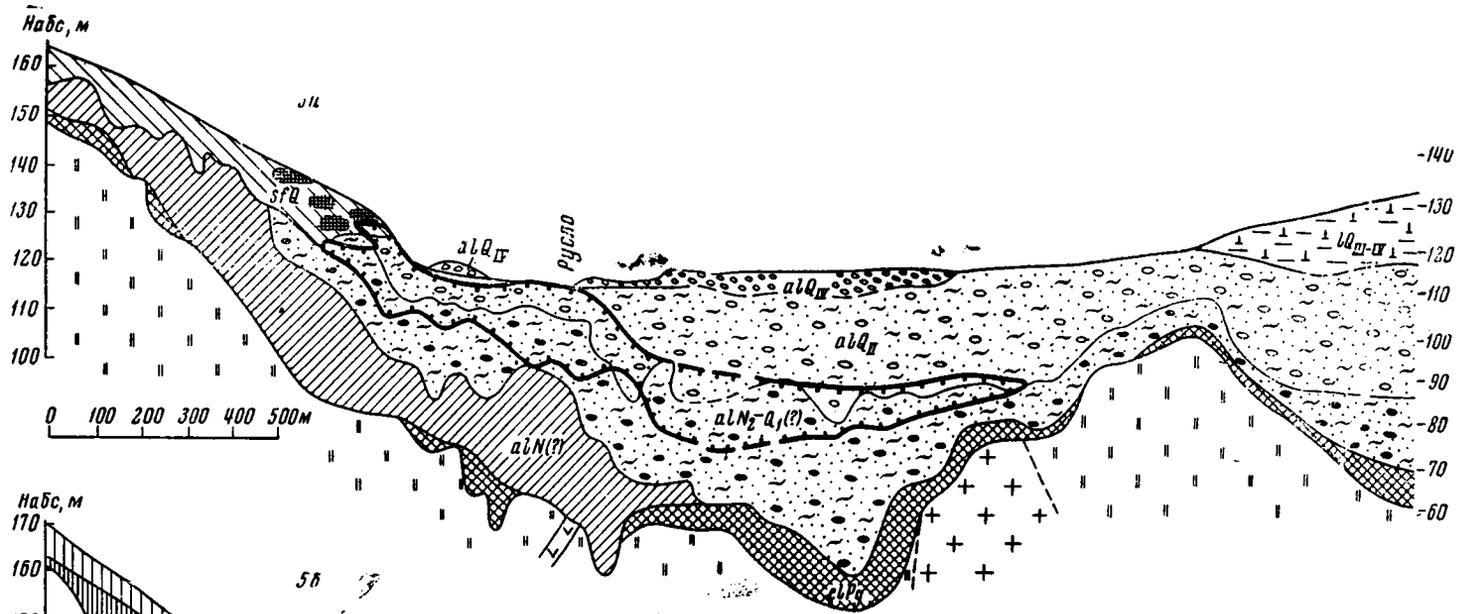
Условия осадконакопления и россыпеобразования в пределах отрицательных структур с относительно устойчивой аккумуляцией на протяжении кайнозоя могут быть охарактеризованы на примере россыпи типа 5а (фиг. 2, 5а).

В качестве примеров россыпей в западной части региона, характеризующихся молодыми горными сооружениями, напряженностью поднятия и неглубоким денудационным срезом, едва достигшим апикальных частей интрузивных массивов, можно назвать известные россыпи Депутатского рудного узла и р. Укачилкан, расположенные в глубоковрезанных долинах, типичных для интенсивного расчлененного крутосклонового эрозионного рельефа. Отличительная особенность этой территории — принадлежность известных оловянных месторождений и рудопроявлений к касситерито-силикатно-сульфидной формации. Это в сочетании с интенсивным воздыманием региона, сопровождающимся глубинной эрозией и выносом материала, определяет менее благоприятные условия для формирования россыпей. Следует оговориться, что крупнейшая оловоносная россыпь хребта Полоусного — Депутатская (Трушков, 1964), за-



Фиг. 2. Стратотипические разрезы оловоносных россыпей хребта Полоусного.

Разрезы (цифры около разрезов): 1 — Укачилкан; 2 — Крайний; 3 — Омчикандя; 4 — Истээх; 5а — Тенкели; 5б — Суор. 1 — аллювий современный: галечники, пески, супеси льдистые; 2 — аллювий верхнеплейстоценовый (?): галечники, пески, супеси льдистые; 3 — аллювий среднеплейстоценовый: сероцветные галечники в песчано-глинистом заполнителе, льдистые; 4 — аллювий нижне-среднеплейстоценовый нерасчлененный: сероцветные галечники в песчано-глинистом заполнителе; 5 — аллювий четвертичный нерасчлененный: галечники, пески, супеси льдистые; 6 — озерные отложения верхнеплейстоценовые — голоценовые: илы, торф, сильнольдистые; 7 — аллювий плейстоценовый — нижнеплейстоценовый (?): «белесые» галечники в песчано-глинистом заполнителе; 8 — солифлюкционные отложения голоценовые; щебнистые илы, суглинки, торф, сильнольдистые; 9 — солифлюкционные отложения верхнеплейстоценовые: темные суглинки сильнольдистые с верхним горизонтом жильных льдов (Суор); 10 — аллювиально-солифлюкционные отложения среднеплейстоценовые (?): бурые щебнистые суглинки и глины, льдистые, с нижним горизонтом жильных льдов (Суор); 11 — солифлюкционные отложения четвертичные нерасчлененные: щебнистые суглинки с прослоями торфа; 12 — склоновые отложения неогеновые и неоген-нижнечетвертичные нерасчлененные (?): пестрые (палево-желтые, бурые, коричневатые) щебнистые глины (смещенная кора выветривания палеогеновая: пестрые охристые и черные глины, развалы выветрелого щебня и глыб; 14 — жильные льды; 15 — трещиноватые и гидротермально измененные породы плотика; 16 — осадочные породы (песчаники и сланцы); 17 — граниты; 18 — кварцевые порфиры; 19 — вторичные изменения пород плотика: лимонитизация и каолиннизация; 20 — контур пласта; 21 — границы стратиграфические и фациальные



- | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | |
| | | | | | | |
| | | | | | | |

нимающая все днище долины и приуроченная к отложениям поймы и террасы, в известной степени нетипична в силу исключительного богатства питающего ее месторождения и поэтому не может в полной мере характеризовать условия осадконакопления и россыпеобразования в пределах молодых поднятий западной половины хребта Полоусного.

Укачилканская россыпь приурочена к аллювиальным отложениям v-образной долины с крутыми бортами и относительно узким (до 500 м) днищем, находящейся в стадии интенсивного врезания. Долина лишена террас, за исключением узкого террасовала высотой 2—5 м. Днище ее выполнено валунистым аллювием мощностью не более 4—6 м (см. фиг. 2, 1). Несмотря на значительные масштабы питающего коренного месторождения и сплошную, хотя и слабую, металлоносность склоновых отложений, в долине установлена лишь бедная аллювиальная россыпь. Можно полагать, что россыпь р. Укачилкан характерна для молодых интенсивно воздымающихся структур, где в связи с незначительным денудационным срезом преобладает касситерито-силикатно-сульфидный тип оруденения.

В пределах древних положительных структур восточной части хребта, развивающихся унаследованно с середины мела, разрез оловоносных отложений обладает рядом типичных признаков. Как указывалось выше, кайнозойский этап развития этой области ознаменовался некоторым затуханием ее тектонической активности и формированием в палеогене региональной поверхности выравнивания, испытавшей впоследствии деформацию и относительное расчленение. На участках, где нисходящее развитие рельефа продолжалось на протяжении всего кайнозоя и не было осложнено новыми фазами расчленения, сформировались россыпи типа Истээх — Неизвестный, находящиеся на южном крыле Верхне-Берелехского свода. Россыпи расположены в широких (до 2 км) долинах с плоским дном, постепенно переходящим в пологие (3—5°) склоны междуречий, расчлененных на систему останцовых возвышенностей. Соседние бассейны и долины соединены широкими педиментарными проходами. Мощность отложений в долинах не превышает 8 м и сокращается при переходе в область пологих склонов (до 1,5—2,0 м). Строение толщи просто и довольно постоянно (см. фиг. 2, 4). В основании, на трещиноватом плотике из осадочных пород залегает выдержанный слой щебня сланцев и песчаников с глинистым заполнителем, перекрытый 5—8-метровой толщей слабоокатанных галечников с песком и гравием. У тылового шва днища долины галечники фациально замещаются солифлюкционными щебнистыми суглинками. Россыпи имеют струйчатое строение, причем при большой ширине долины отдельные струи значительно смещены от современного русла. Пласт располагается как в основании галечной толщи, так и в средних и верхних ее горизонтах. В настоящее время отсутствуют биостратиграфические критерии, позволяющие датировать отложения, вмещающие россыпи Истээх и Неизвестный, однако указанные выше соображения о древности рельефа этого участка позволяют считать россыпи данного типа древним образованием, сопоставимым с региональной поверхностью выравнивания.

Совершенно иной стратотипический разрез характерен для оловоносных отложений древних положительных структур, сохранивших тенденцию к слабому неравномерному поднятию вплоть до четвертичного времени (Омчикандинский блок). В результате сформировались глубокие (до 30 м) каньонобразные погребенные врезы, прослеживающиеся вплоть до самых верховьев долин I—II порядков, имели место случаи изменения конфигурации речной сети, долины приобрели асимметричное строение. В изображенном на фиг. 2, 3 разрезе Омчикандинской оловянно-вольфрамовой россыпи отображены основные элементы разреза оловоносных отложений, характерного для этого типа структур. В толще аллювиальных отложений, представленных плохо окатанными галечника-

ми в песчано-дресвяно-глинистом льдистом заполнителе выделяются три генерации аллювия: 1) современная, приуроченная к пойме; 2) верхне-плейстоценовая (в отложениях надпойменной террасы, или террасоувала); 3) ниже-среднечетвертичная (?), выполняющая древние погребенные врезы, сохраняющиеся в верховьях и бортах долин. Все три толщи металлоносны и содержат единый пласт средней мощностью 8,5 (до 20) м при средней ширине более 200 м, в котором отмечаются два горизонта максимальных концентраций металла. Генетически россыпь неоднородна. Помимо сплошной разновозрастной аллювиальной россыпи в нее входит склоновая россыпь по правому и, вероятно, левому борту долины. На вогнутых участках продольного профиля и в верховьях долин (руч. Волчек) под металлоносным пластом залегают толща обогащенных растительным детритом илов и песчанистых глин с галькой и щебнем, мощность которых 10—20 м. Плотиком россыпи служат различные гранитоиды, сильно трещиноватые, с многочисленными зонами гидротермально измененных пород.

Начало формирования продуктивных отложений не всегда совпадало по времени с заложением гидросети района. Наиболее мощные и богатые части россыпи сформировались в ниже-среднечетвертичный этап, в фазу заполнения древних долин. Второй этап россыпеобразования начался на границе среднего и верхнего плейстоцена и ознаменовался частичным размывом древней россыпи и образованием россыпей террасоувала и поймы.

Зона сочленения складчато-глыбовых сооружений хребта Полоусного с Приморской низменностью характеризуется в целом нулевым суммарным эффектом новейших тектонических движений. Вместе с тем, блоковое строение зоны, проявившееся в чередовании поперечных поднятий типа Чохчурской гряды с относительно стабильными блоками и малоамплитудными впадинами-грабенами, осложняющими склоны примыкающих с юга поднятий, определило заметные различия в условиях осадконакопления и россыпеобразования этой внешне однородной области. Эти различия четко проявляются в строении россыпей руч. Крайнего и р. Тенкели, расположенных в предгорьях хребта Полоусного у границы между останцово-денудационной и аккумулятивной равнинами.

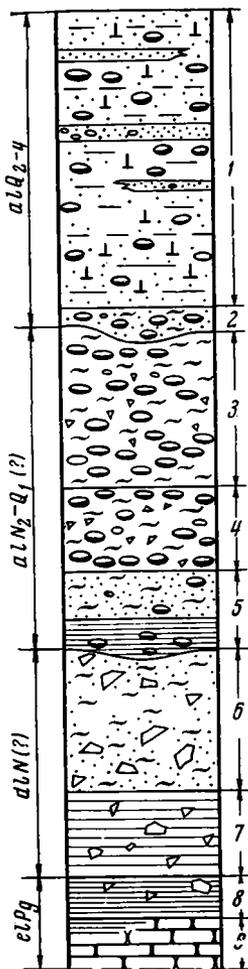
Литологический разрез отложений долины руч. Крайнего отличается сравнительным однообразием. В верховьях долины, имеющей чашеобразную форму и содержащей наиболее богатую часть россыпи, суммарная мощность рыхлых отложений 7—10 м. Для типового разреза их, представленного на фиг. 2, 2, характерно (сверху вниз) наличие трех горизонтов:

1. Темно-серые льдистые илы и суглинки с редкой дресвой и щебнем гранитоидов, содержащие жильные льды и обильные прослойки торфа (мощность 3—5 м). На пологих склонах долины они фациально замещаются темно-серыми солифлюкционными суглинками с дресвой.

2. Среднеокатанная галька, щебень, дресва гранитов и песчаников в льдистом песчано-глинистом заполнителе (мощность 3—6 м), выполняющие центральную часть долины.

3. Дресвяники гранитного состава, цементированные плотной сухой глиной, которые в низовьях долины на осадочных породах сменяются черными плотными пластичными глинами со щебнем и дресвой и выветрелыми песчаниками с гидрослюдистым цементом, представляющими собой корни древней коры выветривания (мощность 1,0—1,5 м).

На нижнем отрезке долины, при выходе на аккумулятивную равнину Приморской низменности, суммарная мощность рыхлых отложений возрастает постепенно до 20—25 м в основном за счет увеличения мощности льдистых илов (до 7—10 м). Оловоносный пласт, приуроченный в верховьях долины ко всему разрезу рыхлых отложений, постепенно погружается до глубины 16—17 м и более. Это обстоятельство, а также про-



Фиг. 3. Литологический разрез оловоносных отложений долины р. Тенкели

Описание — в тексте

странственное несовпадение нижнего отрезка россыпи с современной долиной руч. Крайнего, свидетельствуют о древности россыпи и позволяют датировать начало ее образования доверхнеплейстоценовым временем. Косвенные соображения, основанные на несоответствии между богатством этой уникальной россыпи и отсутствием крупных рудных тел, дают основание предполагать, что ее формирование связано с переработкой большого объема выветрелых слабоминерализованных пород на протяжении по крайней мере всего четвертичного периода.

Чрезвычайно благоприятный тектонический режим участка в кайнозое, обусловивший стабильность гидросети, в сочетании с сапролитовым типом выветривания на гранитах, обеспечивающим максимальное высвобождение полезных компонентов,— основные факторы образования оловоносных россыпей типа Крайнего.

Россыпи Тенкелийского рудного узла в морфоструктурном отношении приурочены к двум разнородным структурным элементам: Чохчурской гряде и грабену Тенкели, представляющим собой систему сопряженных косых блоков, граничащих по разлому северо-северо-восточного простирания, вдоль которого и располагается наиболее крупная россыпь узла — Тенкели. Ее отличительные признаки — большая мощность и сложный стратиграфический разрез вмещающей рыхлой толщи и, соответственно, длительность формирования и генетическая разнородность самой россыпи.

Стратиграфический разрез оловоносных отложений, представленный в схематизированном виде на фиг. 2, 5а, в пределах грабена, к которому приурочена долина р. Пра-Тенкели, начинается остаточной корой выветривания предположительно палеогенового возраста, развитой на мезозойских породах. На коре выветривания залегают продукты ее смещения склоново-пролювиального генезиса, датируемые неогеновым возрастом,

стратиграфически выше сменяющиеся так называемыми «белесыми» галечниками в песчано-глинистом заполнителе гидрослюдисто-каолинитового состава. На них налегает толща сероцветных аллювиальных галечников в илистом льдистом заполнителе, гравийников и песков. Разрез венчают озерно-мерзлотные льдистые суглинки, или, торфяники, слагающие поверхность Приморской низменности, и аллювиальные отложения пойменных террас р. Тенкели. Время образования «белесой» толщи и сероцветных галечников на основании пока еще разрозненных палинологических выводов, в совокупности с данными корреляционного и фациального анализа можно сопоставить соответственно с двумя крупными циклами осадконакопления, устанавливаемыми на Приморской низменности и в прилегающих горных сооружениях Северо-Востока; плиоцен-нижнеплейстоценовым (омолойская, халчанская, терехтяхская свиты) (Баранова и др., 1968) и среднеплейстоценовым (Иванов, 1968). Стратиграфическое положение покровных льдистых илов довольно определено — они соответствуют второй половине верхнего плейстоцена. В качестве примера (см. фиг. 3) можно привести описание разреза по одной из скважин в цен-

тральной части россыпи Тенкели (скв. 48, буровая линия 356) (сверху вниз):

	Глубина, м
1. Хорошо окатанная галька песчаников (до 60%), алевролитов (10—20%) и гранитоидов (до 20%) в песчано-илистом заполнителе серого цвета с прослоями песков и гравийников, льдистые	0,0—25,0
2. То же, в пепельно-сизом заполнителе песчано-глинистого состава	25,0—26,0
3. Хорошо окатанная галька преимущественно осадочных пород, сильно выветрелая, с поверхности шероховатая, дресва гранитного состава, гравий и песок, обохренные в глинистом заполнителе темно-серого и темно-зеленого цвета	26,0—40,0
4. То же, в глинистом заполнителе пепельно-сизого цвета; галька менее выветрелая	40,0—48,0
5. Мелкозернистый песок кварцевого состава в глинистом заполнителе зеленовато-серого и зеленовато-желтого цвета, переходящий в песчанистые глины	48,0—53,5
6. Сильно ожелезненные глинистые кварцевые и кварцево-полевошпатовые пески с включением мелкого щебня, дресвы и гальки песчаников и алевролитов	53,5—76,0
7. Обохранная глина оранжевого цвета, очень вязкая, с редкими включениями плохо окатанных выветрелых обломков, щебня, дресвы и глыб песчаников	76,0—83,5
8. Глина очень вязкая, оранжевого цвета, с примесью грубозернистого песка и сильно выветрелого щебня песчаников (20—30%)	83,5—86,0
9. Выветрелые песчаники	86,0—89,0

Оловоносны продукты смещения коры выветривания, «белесая» толща и сероцветные галечники, однако наиболее богатая часть россыпи приурочена к верхним и средним частям описанного разреза, причем пласт полого погружается и постепенно разубоживается в западном направлении от борта к осевой части грабена.

Строение россыпи и вмещающих отложений резко меняется в восточной части, соответствующей склону Чохчурского поднятия, за счет постепенного выклинивания белесых и сероцветных галечников и сокращения мощности или полного выпадения из разреза древних склоновых отложений (dIN(?)).

Последние, однако, сохранились в расчленяющих Чохчурское поднятие погребенных логах, почти не выраженных в современном рельефе. На фиг. 2, 5а в восточной части россыпи Тенкели приведен продольный разрез погребенного лога, выполненного 15—20-метровой толщиной пролювиально-склоновых (дочетвертичных) и солифлюкционных (четвертичных) осадков. Перспективы оловоносности указанного объекта пока еще не ясны. На участке «Южном» Чохчурского поднятия россыпь Тенкели смыкается с аллювиально-склоновой россыпью, приуроченной к современным щебнисто-глыбовым курумовым образованиям и солифлюкционным щебнистым суглинкам.

Изучение россыпей Тенкелийского рудного узла позволяет судить о том, что их стратиграфическое положение довольно стабильно. Этот вывод основан на сравнении двух наиболее крупных и хорошо изученных объектов узла: россыпей Тенкели и Суор. Долина руч. Суор, дренирующего Чохчурскую гряду с востока, имеет v-образную, в верховьях чашеобразную форму, слабо врезана, характеризуется отлогими бортами и малой (80—200 м) шириной днища. Мощность рыхлых отложений нарастает вниз по долине с 2—10 до 20—40 м. При внешней симметрии долины внутреннее строение ее резко асимметрично. Современное русло ручья смещено относительно погребенного тальвега, установленного на глубине 10—40 м. Характерная особенность Суорской россыпи — почти полное отсутствие в ее разрезе на большом протяжении долины окатанного и сколько-нибудь сортированного материала. Типовой разрез отложений в средней части долины (см. фиг. 2, 5б) содержит следующие горизонты (сверху вниз):

1. Темные, зеленовато-серые, черные сильно-льдистые щебнистые илы с прослоями торфа, одевающие плащом днище и борта долины (sfQ)	2— 4
2. Темные, серые и бурые щебнистые суглинки и илы с примесью растительного детрита, сильно льдистые, содержащие верхний горизонт клиновидно-жилых льдов	5— 8
3. Бурые, желтые, серые суглинки с обильным щебнем и выветрелыми глыбами, льдистые, с нижним горизонтом жильных льдов	5—15
4. Пестрые (палево-желтые, охристые, зеленовато-серые, бурые, коричневые) сухие плотные неслоистые глины с включением обильного выветрелового щебня и глыб	10—20
5. Выветрелый щебень и глыбы обожженных песчаников в глинистом заполнителе, чередующиеся с черными жирными глинами, пятнистой окраски, постепенно переходящие в сильно трещиноватые породы плотика, представленные алеволитами и песчаниками (кора выветривания)	0—10

Перечисленные особенности литологии отложений руч. Суор убеждают в том, что мы имеем дело с мощной толщей осадков склонового, возможно, отчасти пролювиального генезиса, в формировании которой водная обработка и транспортировка материала играли лишь незначительную роль. При расчленении толщи, помимо биостратиграфических данных (имеются указания на среднеплейстоценовый характер спорово-пыльцевых спектров в интервале глубин 6—16 м, скв. 10, буровая линия 213)², важнейшее значение имеют текстурные особенности мерзлых толщ. Наличие двух горизонтов погребенных жильных льдов служит одним из основных критериев для расчленения отложений долины руч. Суор и их сопоставления со свитами Приморской низменности. Исходя из этих соображений, представляется целесообразным предварительное сопоставление толщ 2 и 3 в разрезе руч. Суор, соответственно, с ойгосской (Иванов, 1968) и хромской свитами Приморской низменности. Лежащие в основании разреза слабольдистые неслоистые пестрые глины (горизонт 4) в возрастном и генетическом отношении, вероятно, являются аналогами древних склоновых отложений грабена Тенкели. При сравнении обеих россыпей следует подчеркнуть всяческое залегание пласта Суор, а также наличие в россыпи двух разновозрастных частей, одна из которых находится под тальвегом современной долины, а другая совпадает с древне-четвертичными образованиями в ее левом борту.

Пристального внимания, на наш взгляд, заслуживает приуроченность оловоносного пласта к средней — верхней частям разреза отложений долины руч. Суор и грабена Тенкели и лишь слабая металлоносность (или ее отсутствие) лежащих в основании разреза древних склонов отложений — смещенной коры выветривания и отчасти продуктов ее перемыва. Характерно, что аналогичная картина наблюдается и для россыпей Омчикандинского блока, где также есть довольно полный разрез четвертичных отложений. На вогнутых перегибах ложа долины р. Омчиканди наиболее богатые содержания концентрируются в средней — верхней частях разреза, заметно понижаясь к низам толщи. Еще отчетливее это выражено в соседней долине руч. Волчек, где бурением установлен глубокий (до 30 м) погребенный каньон, выполненный толщей «пустых» глинистых песков с гравием, щебнем и галькой, обогащенных растительными остатками и древесиной. Промышленный пласт залегает в интервале глубин 2—10 м и является всящим на всем протяжении долины. Как показывают приведенные примеры, металлоносность в разрезе изменяется довольно закономерно и почти во всех случаях сопровождается сменой литологического состава вмещающих толщ, в том числе таких важных фациальных и стратиграфических признаков, как характер и степень льдистости, насыщенность органическими остатками, глинистость. Можно предположить, что эта особенность строения оловоносных россыпей хреб-

² Аналитик М. В. Баркова, НИИГА.

та Полоусного свидетельствует о существовании довольно устойчивого нижнего возрастного рубежа россыпеобразования, приходящегося на нижний плейстоцен. Наличие такого рубежа, в свою очередь, может свидетельствовать о происшедших в это время крупных изменениях в условиях осадконакопления или указывать на время массового вскрытия рудных тел. Однозначный ответ на этот вопрос возможен лишь при условии детальных литологических исследований с привлечением достоверных биостратиграфических данных.

Решение указанной проблемы — одной из важнейших при изучении оловоносных россыпей данного региона — с учетом выделенных различий россыпей в зависимости от их морфоструктурной позиции несомненно будет способствовать более успешному проведению геологопоисковых и геологоразведочных работ на россыпное олово.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Ю. П., Гончаров В. Ф., Кулькова И. А. Кайнозойские отложения в бассейне нижнего течения р. Омолой.— В сб.: Кайнозой Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968.
- Еловских В. В. Закономерности размещения эндогенных месторождений на территории Северо-Восточной Якутии.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванов О. А. Палеогеографические критерии поисков оловянных и золотых россыпей в Яно-Индибирской низменности.— В сб.: Прогнозирование и методы поисков месторождений никеля, олова и алмазов в Советской Арктике. Л., Изд-во НИИГА, 1968.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Радкевич Е. А. Оловорудные формации и их практическое значение.— Сов. геология, 1968, № 1.
- Трушков Ю. Н. Типы и особенности оловянно-вольфрамоых россыпей Северо-Востока СССР.— В сб.: Геология россыпей Якутии. М., «Наука», 1964.

ВИМС, Москва
Янское районное геологоразведочное управление

Дата поступления
15.VII.1969

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

В. С. ДОМАРЕВ

Рассмотрена типизация мировых месторождений типа медистых песчаников методом формационного анализа. Показано, что состав руд не связан с типом месторождения меди, а определяется спецификой данной геохимической провинции.

Интенсивное изучение в настоящее время закономерностей размещения полезных ископаемых обусловило необходимость группировки геологических объектов, удобной для металлогенического анализа. Ю. А. Билибин (1955) с коллективом сотрудников ВСЕГЕИ (Общие принципы..., 1957) показали, что при металлогенических исследованиях наиболее целесообразно устанавливать связь месторождений с формациями и комплексами изверженных и осадочных пород, и этот принцип уже широко вошел в практику. Наименее изучен вопрос о типизации месторождений; в этом отношении существуют различные мнения.

Распространенная в настоящее время генетическая классификация месторождений по рудообразующим процессам объединяет слишком широкие группы рудных образований и для металлогенического анализа неудобна. Более дробными и более удобными для изучения месторождений могут явиться рудные формации, целесообразность выделения которых уже давно является общепризнанной, хотя в понятие «рудная формация» различные исследования вкладывают неодинаковое содержание. Распространенное представление о формации как о группе месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями для целей металлогении подходит мало, так как закономерности размещения месторождений связаны с их геологическими особенностями, а не с составом содержащихся в рудах промышленно интересных компонентов. Поэтому представляется более удобным рассматривать «рудную формацию» как совокупность месторождений, обладающих аналогичными геологическими особенностями и, следовательно, сходными закономерными соотношениями с проявлениями осадконакопления, магматизма, метаморфизма, тектоники и процессами выветривания (Домарев, 1968).

Одной из хорошо выраженных геологически рудных формаций являются медистые песчаники, к которым относятся все стратиформные месторождения меди в осадочных толщах, независимо от литологических и некоторых других особенностей рудоносных толщ. Генезис многих месторождений весьма сложен и иногда вызывает разногласия, но в настоящее время имеются уже достаточно обширные и объективные данные, свидетельствующие о том, что первичное накопление рудного вещества в медистых песчаниках имело место в стадии седиментации, а в стадии диагенеза, катагенеза и метаморфизма происходило более или менее интенсивное изменение и миграция осажденных компонентов с образованием аутигенных минералов и различных эпигенетических форм их концентрации.

Несмотря на сходство основных особенностей месторождений медистых песчаников, среди них можно выделить несколько типов, исходя из различных критериев.

Многие исследователи, советские и зарубежные, считают целесообразным различать «медистые сланцы» и «медистые песчаники». Прототип первых — медистые сланцы Мансфелда (Kupferschiefer), а прототипом вторых, по мнению Р. В. Бойль (Boyle, 1969), могут служить американские месторождения плато Колорадо, получившие широко распространенное у зарубежных авторов название «red bed». Такое подразделение вполне обоснованно для выделения отдельных рудных пластов или горизонтов. В дополнение к сланцам и песчаникам в этом случае следовало бы добавить как особый тип медистые известняки и доломиты, также обладающие своими особенностями. Однако для характеристики меденосных толщ такое подразделение в большинстве случаев не может быть использовано, так как в числе нескольких, иногда достаточно многочисленных рудных горизонтов одной меденосной серии имеются породы различного литологического состава.

В. М. Попов (1965) предложил классификацию осадочных медных руд по их генетическим особенностям, но для металлогенических построений она не вполне удобна, в частности вследствие недостаточной изученности и дискуссионности вопросов генезиса многих месторождений.

А. М. Лурье и Г. Н. Краснопевцева (1969) считают возможным различать два типа месторождений. К первому относятся месторождения, образованные в регрессивную стадию развития палеобассейна, ко второму — в трансгрессивную.

По нашему мнению, для целей металлогении медистые песчаники следует подразделять по таким критериям: формационной принадлежности меденосных толщ; геотектоническим условиям образования последних; составу основных промышленных компонентов руд.

Меденосные формации. Наибольшее число известных месторождений медистых песчаников приурочено к пестроцветным карбонатно-терригенным и терригенно-карбонатным толщам, мощность которых в различных регионах колеблется от первых сотен метров до нескольких километров. Рудными слоями в этих толщах могут быть конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, черные сланцы, мергели, известняки, доломиты. Они образуются в условиях различных фаций, из которых в крупных месторождениях преобладают дельтовые, лагунные и прибрежно-морские. Медистые пестроцветные толщи в большинстве случаев относятся к образованиям аридного климата и нередко в пространстве и времени относительно близки к галогенным формациям.

К пестроцветным толщам приурочены крупнейшие месторождения медного пояса Катанги — Замбии, а также Удокана, Джезказгана, Центральной Европы, Западного Приуралья, Северной Африки, Средней Азии, плато Колорадо, Мангышлака и многих других районов. Месторождения в пестроцветных формациях имеют различный возраст — от раннего протерозоя (Удокан) до неогена (рудопоявления Средней Азии) — и распространены на всех континентах.

Другой тип формаций, вмещающих стратиформные месторождения меди — черносланцево-карбонатные образования, сложенные главным образом известняками, доломитами, мергелями, черными углистыми туфогенными и доломитовыми сланцами, алевролитами, туфогенными песчаниками. Обилие углистого материала обуславливает серые, от светло-серых до черных, окраски слагающих толщи пород. Эти формации, как правило, более или менее близко во времени и пространстве связаны с вулканогенно-осадочными и осадочно-вулканогенными толщами, и в составе их пород нередко присутствует вулканогенный материал. Они образуются преимущественно в бассейновых, по-видимому, мелководных условиях.

Медистые породы в черносланцево-карбонатных формациях распространены в докембрии Австралии, где к ним относится крупное месторождение Маунт Айза в Квинсленде, Рам Джангл в металлогенической провинции Катерин Дарвин и многие более мелкие месторождения и рудопроявления. В кристаллическом комплексе Рудных гор черные сланцы, залегающие среди гнейсов, содержат тонкорассеянную или сконцентрированную вкрапленность сульфидов, представленных в основном пиритом и марказитом с меньшим количеством халькопирита, галенита, сфалерита (Baumann, Weinhold, 1963). Возможно, к метаморфизованным образованиям этого типа относятся фальбанды Норвегии. Черные сланцы с различным количеством сульфидов, в том числе медных, распространены в докембрии, ордовике и силуре ряда районов Канады (Boyle, 1968). Породы в различной степени метаморфизованы, в докембрии — до кристаллических сланцев и гнейсов — и во многих случаях переслаиваются с вулканогенными образованиями или кремнистыми осадками. К этому же типу, по-видимому, относится месторождение Кабильдо в Чили.

Медное оруденение в черносланцево-карбонатных формациях с позиции его первично осадочного происхождения еще мало изучено. Это, по-видимому, в значительной степени объясняется тем, что образование пространственной и временной связи с вулканическими процессами и более или менее интенсивная дислоцированность обуславливают значительную метаморфизованность большинства месторождений не только докембрийского, но и мезозойского возраста. Метаморфические изменения придают месторождениям эндогенный облик, а связь с вулканизмом позволяет некоторым авторам относить их к эндогенным или вулканогенно-осадочным образованиям.

Вместе с тем эти месторождения имеют много общего с месторождениями пестроцветных толщ. В них хорошо выражен стратиграфический контроль оруденения, литологические различия медистых пород сходны с некоторыми медистыми слоями пестроцветных толщ, характер распределения рудных минералов, соотношение минерализованных участков с вмещающими породами, морфология рудных залежей, особенности постседиментационных изменений в месторождениях обеих осадочных формаций весьма близки. Эти черты сходства позволяют объединить все стратиформные месторождения меди в осадочных толщах в единую формацию, хотя после более детального изучения меденосности черносланцево-карбонатных толщ ее, возможно, будет целесообразно разделить на две.

Геотектонические условия нахождения медистых песчаников. Меденосные осадочные формации образуются в платформенных и геосинклинальных условиях. Платформенные медистые породы распространены в нижнем палеозое Сибирской платформы, пермских отложениях Западного Приуралья и Центральной Европы, мезозойских толщах плато Колорадо. Не установлено платформенных медистых песчаников в докембрии, что, вероятно, связано с метаморфизмом пород этого возраста и малой изученностью докембрийских платформенных отложений вообще.

В некоторых районах медистые породы платформ приурочены к пестроцветным толщам, богатым карбонатными слоями.

В подвижных зонах пестроцветные толщи, в том числе меденосные, образуются в поздние этапы их развития и приурочиваются к межгорным впадинам и различным наложенным депрессиям. Они всегда в той или иной степени дислоцированы. Метаморфическая миграция и перетолжение различных компонентов пород обуславливает нередкую приуроченность рудных концентраций к элементам складок и разрывным нарушениям.

К геосинклинальным пестроцветным толщам приурочены весьма многочисленные рудопроявления и месторождения на всех континентах, в том числе меденосные толщи раннепротерозойского возраста — Удокан-

ское месторождение, позднепротерозойские метаморфизованные пестроцветные формации медного пояса Катанги — Замбии, одного из богатейших по запасам меди и некоторых других металлов районов мира, палеозойские месторождения Джекказгана, мезозойские медистые породы Северной Африки, третичное месторождение Корокоро в Боливии и многие другие.

Меденосные черносланцево-карбонатные толщи в геосинклиналиях, по-видимому, образуются в иных геотектонических условиях. Состав их пород, постоянная пространственная и временная связь с эффузивно-осадочными формациями, интенсивная дислоцированность, нередко наблюдаемое пересечение интрузивными породами свидетельствуют об отложении их в ранние этапы развития подвижных зон, хотя, судя по седиментационным структурам пород, в условиях мелководных фаций.

Промышленных месторождений меди в толщах черносланцево-карбонатной формации, образованных в платформенных условиях, не установлено, но их аналогами могут быть горизонты черных сульфидсодержащих сланцев, распространенных среди отложений различного возраста. Черные сланцы столь же обогащены углеродистым материалом, как и литологически сходные с ними рудные слои геосинклинальных толщ, и содержат сульфиды различных металлов, что характерно для месторождений черносланцево-карбонатных формаций.

Рудные минеральные ассоциации в месторождениях медистых песчаников. В медистых песчаниках различных регионов и возрастов встречаются многочисленные минералы меди, свинца, цинка, серебра, кобальта, молибдена, ванадия, урана, селена, рения, сурьмы, мышьяка и других металлов. В большинстве месторождений присутствуют в тех или иных количествах многочисленные и разнообразные рудные минералы, но если рассматривать эти минеральные ассоциации не в отношении их геохимической характеристики, а с позиции промышленной значимости руд того или иного объекта, то можно сгруппировать их в несколько типов.

Многие месторождения медистых песчаников характеризуются практически монометалльными рудными телами.

Один из наиболее распространенных минералов меди медистых песчаников — халькозин, вместе с которым в тех или иных количествах присутствуют самородная медь, борнит и халькопирит. Встречающиеся в некоторых месторождениях дигенит, идаит, блеклые руды и другие медьсодержащие минералы в количественном отношении существенного значения не имеют. Необходимо оговориться, что в данной статье мы не рассматриваем минералы зоны окисления, которые в медистых песчаниках весьма разнообразны и в некоторых случаях образуют существенную часть руд.

Широкая распространенность халькозина и нередкое присутствие самородной меди — одна из характерных особенностей медистых песчаников, отличающая их от большинства месторождений других рудных формаций. Своеобразием минерализации медистых песчаников является и зональность в распределении сульфидов меди как в плоскости рудного пласта, так и по мощности рудного горизонта (Домарев, 1960; Богданов и др., 1969).

Число монометалльных месторождений и рудопроявлений медистых песчаников весьма велико. К ним относятся многочисленные рудопроявления Средней Азии, месторождения Болео и Корокоро в Центральной и Южной Америке, некоторые месторождения Колорадо, мезозойские месторождения и рудопроявления Северной Африки, Китая, Кугитанга в Туркмении, палеозойские проявления Мангышлака, Приуралья, Донбасса, докембрийские месторождения Уайт Пайн в США, Удокан и многие другие проявления. Отдельные залежи с мономинеральным составом руд встречаются во многих комплексных месторождениях.

Из комплексных месторождений относительно распространены медно-свинцово-цинковые. Стратиформные месторождения свинца и цинка встречаются не реже, чем медистые песчаники, и значительно чаще являются крупными промышленными объектами. Эти месторождения, которые по распространенным представлениям (разделяемым и автором настоящей статьи) являются первично осадочными образованиями, в большей своей массе приурочены к карбонатным формациям, чем отличаются от большинства месторождений медистых песчаников. Реже свинцово-цинковое оруденение приурочивается к терригенным и терригенно-карбонатным толщам, и в этом случае оно обычно сопровождается сульфидами других металлов, в частности меди. Количественное соотношение свинцово-цинковых и медных минералов может быть различно.

Одно из крупных стратиформных месторождений меди, свинца и цинка — Маунт Айза (Bennett, 1965). Медное оруденение, представленное вкрапленностью халькопирита, пирита, пирротина и халькозина в метасоматически измененных породах, получивших название «силикодоломитов», отделено в этом месторождении от свинцово-цинково-серебряного, образующего отдельные залежи в черных углистых вулканогенных и доломитовых сланцах. Свинцово-цинково-серебряная минерализация представлена вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита с подчиненным количеством аргентита и тетраэдрита в указанных выше породах.

В позднепротерозойском месторождении М'Пасса, в Народной Республике Конго, выделяется два типа минерализации, приуроченной к карбонатным слоям. Первый тип представлен минералами меди, а второй — сфалеритом, галенитом, пиритом и подчиненным халькозином. В рудах присутствуют также саффорит, арсенопирит, тетраэдрит и в незначительных количествах многие другие минералы, в частности реньерит и германит (Michel, Scolari, 1960).

Галенит и сфалерит в существенных (по отношению к сульфидам меди) количествах присутствуют в рудопроявлении Браун в районе Рам Джангл в Австралии, в силурийском месторождении Джордж в провинции новый Южный Уэльс, в мезозойских черных сланцах Новой Каледонии (Rossello, 1962), в которых наряду с обычными сульфидами меди, свинца и цинка в отдельных месторождениях встречаются тетраэдрит, арсенопирит, пирротин, кубанит, золото, самородное серебро, висмутин и энаргит.

Свинцово-цинковое оруденение, представленное, как обычно, галенитом и сфалеритом, в существенных количествах присутствует в Джеккагане, где оно приурочивается к тем же залежам, что и медное, но располагается зонально: зоны медного оруденения сменяются последовательно зонами медно-свинцового, свинцового и цинкового. В подчиненных количествах галенит и сфалерит присутствуют в медистых песчаниках Сибирской платформы, Западного Приуралья, картамышской свиты Донбасса, в месторождениях Корокоро, Болео и многих других.

В цехштейне Силезии стратиграфически выше меденосных слоев располагаются горизонты со свинцово-цинковой минерализацией в мергелях и известняках. Свинец и цинк наряду с медью — основные промышленные компоненты медистых сланцев Мансфельда, многие же другие металлы извлекаются из руд этого района в существенно подчиненных количествах.

Распространенной ассоциацией в медистых песчаниках является медь с ураном, в некоторых районах сопровождаемые другими металлами. Широко проявлены месторождения меди и урана на плато Колорадо, где выделяются залежи медных, медно-урановых, урано-ванадиевых и урановых руд. Медь в этих месторождениях представлена обычными для нее сульфидами, из которых преобладает халькозин, а уран в медно-урановых месторождениях — урановой смолкой и коффинитом. Уран сопровождает

медь в месторождении Агадер в Нигере, Раху-ко (Rahue-Co) в Аргентине, в рудопроявлениях Новой Шотландии, в рудных залежах района Рам Джангл в Австралии, в некоторых месторождениях Марокко, Алжира, Испании (Центральные Пиринеи). В незначительных количествах урановые минералы присутствуют в медистых сланцах Мансфельда.

Урановая смолка присутствует, иногда в промышленных количествах, в некоторых месторождениях медного пояса Катанги — Замбии, в пределах которого находится и известное своими богатыми рудами и разнообразными минералами месторождение Шинколобве, в настоящее время, по-видимому, уже выработанное.

Месторождения Катанги — Замбии и Австралии не могут быть отнесены к собственно медно-урановым, так как в их рудах содержится ряд других металлов, имеющих или могущих иметь практическое значение. В частности, медистые песчаники Катанги — Замбии должны быть выделены в особую группу медно-кобальтовых месторождений, обеспечивающих свыше 60% добычи кобальта зарубежных стран. Кобальт представлен в этих месторождениях главным образом линнеитом, карролитом и минералами зоны окисления, а медь — халькозином, борнитом, халькопиритом и в значительном количестве самородной медью. Более разнообразна минерализация месторождения Шинколобве, которое к медно-кобальтовому отнесено быть не может.

В небольших количествах минералы кобальта присутствуют во многих месторождениях: в медно-урановом месторождении Рам Джангл, в некоторых залежах Колорадо, Мангышлака, Центральной Европы, в фальбандах Норвегии.

Еще одним частым спутником меди в медистых песчаниках является серебро, присутствующее в форме аргентина, штрмейерита, ялпанта, самородного серебра, бетехтинита. Серебро большей частью ассоциируется с сульфидами меди, но иногда, например в Маунт Айза, концентрируется в свинцово-цинковых рудах.

Хотя медистые песчаники дают значительное количество серебра (Безродных, Наркелюн, 1967), число известных месторождений, в рудах которых оно является относительно существенным компонентом, невелико. К ним относится месторождение Силвер Риф, приуроченное к пестроцветной толще верхнего триаса в штате Юта (США), и месторождение Негра Хуануша в Центральном Перу (Кобе, 1960).

С норвежскими фальбандами в округе Консберг связана серия кварцевых и кальцитовых жил двух генераций, из которых более молодая представлена кальцитовыми жилами, содержащими арсениды кобальта и никеля, аргентит, самородное серебро, сфалерит, халькопирит, галенит. Оруденение в жилах проявляется почти исключительно там, где они пересекают фальбанды. Генезис жил, как и оруденение самих фальбандов, вызывает разногласия (Gampton, 1966), но есть достаточно оснований рассматривать и фальбанды, и связанные с ними жилообразные эпигенетические залежи как метаморфизованные месторождения типа медистых песчаников.

Таким образом, по составу руд можно выделить следующие основные группы медистых песчаников (месторождения): **монометалльные медные, медно-свинцово-цинковые, медно-урановые, медно-кобальтовые и медно-урано-кобальтовые, медно-серебряные.**

Выше уже отмечалось, что такое подразделение можно провести в известной мере условно, так как помимо указанных металлов в месторождениях перечисленных групп в промышленных количествах присутствуют золото, рений и некоторые другие элементы, а комбинации основных перечисленных элементов в отдельных месторождениях могут несколько варьировать. Из медистых сланцев Мансфельда, например, помимо меди, свинца, цинка, извлекаются молибден, серебро, никель, кадмий, ванадий, селен, рений, золото. Вследствие этого некоторые месторождения не мо-

гут быть отнесены ни к одной из перечисленных групп. Таково, например, месторождение Шинколобве, по составу руд отличающееся от других урансодержащих месторождений медного пояса Катанги — Замбии. Помимо обогащенности ураном руды Шинколобве характеризуются наличием относительно значительных количеств никеля, кобальта и селена, чем, в частности, и обуславливается богатство минерального состава руд этого месторождения. Содержание меди в рудах Шинколобве невелико. Большим разнообразием состава отличаются руды фальбандов Норвегии и сопряженных с ними жилообразных тел, некоторые рудопроявления типа *red beds* в перми и триасе Швейцарских Альп (Bächtiger, 1963), некоторые месторождения Австралии и т. д.

Наличие рудных залежей со своеобразным и разнообразным составом руд, не укладывающимся в перечисленные выше типы, делает целесообразным выделение еще одной группы месторождений медистых песчаников: месторождений с многокомпонентными рудами.

Факторы, обуславливающие минеральный состав руд медистых песчаников. Причины разнообразия минерального состава руд месторождений медистых песчаников, по-видимому, достаточно многочисленны. Существенное значение имеет состав и характер образований, развитых в областях сноса в период седиментации меденосных формаций. Огромный объем денудированных пород позволяет считать, что даже кларковых количеств заключенных в них металлов было бы достаточно для образования месторождений любого размера. Однако наличие безрудных толщ, образовавшихся в тех же условиях, что и меденосные, и относящихся к тем же формациям, свидетельствует о том, что металлы, содержащиеся в размываемых породах областей сноса в кларковых количествах, по-видимому, не дают существенных концентраций в осадках областей седиментации и могут обусловить лишь кларковые же количества соответствующих элементов в пестроцветных толщах. При постседиментационных преобразованиях осадков из этих рассеянных элементов могут образоваться те или иные рудные минералы, присутствующие в количествах, имеющих лишь геохимическое значение во всех медистых песчаниках.

Различный набор металлов, сопровождающих медь в разных районах, дает основание предполагать, что в областях сноса размывались месторождения этих металлов или обогащенные ими породы. Определенную роль могла играть и степень химического разложения пород областей сноса.

Большое значение в накоплении металлов в осадке, несомненно, играли условия седиментации и, в частности, величины Eh и pH. Зеленовато-серые и серые окраски пород, в которых концентрируются металлы, в основном отражают условия седиментации и свидетельствуют о господствовавшей в осадках восстановительной обстановке, что подтверждается и наличием в породах растительных остатков. Количественные соотношения между последними и осажденными металлами пока не установлены, но значение органического вещества иллюстрируется постоянным присутствием сульфидов в черных битуминозных сланцах. В меденосных толщах рудные горизонты, представленные породами, обогащенными черным углистым материалом, почти всегда содержат разнообразную рудную минерализацию. Таковы месторождения медистых песчаников черносланцево-карбонатных формаций, среди которых монометалльные медные месторождения не известны. Многочисленные и разнообразные минералы меди, урана, свинца, кобальта, никеля и других металлов присутствуют в рудах австралийских месторождений района Рам Джангл, мезозойских медистых породах Новой Каледонии (Rossello, 1962), пермских и триасовых породах Швейцарии и других проявлениях этого типа. Черные углистые породы пестроцветных медистых формаций также характеризуются разнообразной минерализацией, как это имеет место, например, в медистых сланцах Мансфельда и Судетских мульд.

Не меньшую роль в создании минерального состава руд медистых песчаников играют процессы катагенеза и метаморфизма, обуславливающие преобразование возникших при диагенезе минералов и развитие различных форм эпигенетических рудных скоплений. При катагенетических и метаморфических изменениях возникают новые генерации основных медных сульфидов: халькозина, борнита, халькопирита, а также пирита и многих других рудных минералов. Весьма характерно образование за счет пирита и марказита пирротина, количество которого в известной степени может служить критерием степени метаморфизма. Такую же роль может играть халькопирит, развивающийся за счет других сульфидов меди и являющийся наиболее распространенным минералом меди в сильно метаморфизованных месторождениях медистых песчаников. Богатые минералами ассоциации нередко образуются в жилообразных и других эпигенетических рудных концентрациях, причем иногда возникают сульфиды, отсутствующие или весьма редкие во вкрапленных рудах. Такие минералы присутствуют, например, в медистых песчаниках Мангышлака, Джезказгана и, по-видимому, рудных жилах Консберга. Отсутствием или слабой степенью метаморфизма платформенных отложений объясняется и меньшая обогащенность их руд минералами (исключая черные сланцы) по сравнению с некоторыми пестроцветными медистыми породами геосинклиналей.

Имеющиеся данные не позволяют установить какую-либо определенную зависимость состава руд медистых песчаников от их возраста. Большая, как правило, степень метаморфизованности более древних месторождений геосинклинального происхождения обуславливает и большую обогащенность их различными рудными минералами, но практически монometальными могут быть и древнейшие месторождения, например Удокан или Уайт Пайн.

С другой стороны, полиметальными рудами обладают палеозойские месторождения Джезказгана, Центральной Европы, мезозойские месторождения Новой Каледонии, Колорадо и других районов. Относительно богаты различными минералами руды третичного месторождения Корокоро.

Таким образом, главнейшими факторами, обуславливающими состав руд медистых песчаников, являются особенности пород и месторождений областей сноса и специфические условия седиментации и послеседиментационных изменений медистых пород.

Заключение. Выделенные по геотектоническому положению и типу рудоносных толщ группы медистых песчаников характеризуют общие закономерности размещения месторождений. В складчатых областях возможно нахождение стратиформных месторождений меди в осадочных формациях двух типов: в пестроцветных терригенных и терригенно-карбонатных толщах, образовавшихся в поздние и конечные этапы развития подвижных зон и приуроченных к межгорным прогибам и различным наложенным депрессиям; в черносланцево-карбонатных толщах, образовавшихся в ранние этапы развития подвижных зон и нередко связанных с вулканогенными породами.

В пределах осадочного чехла платформ медистые песчаники приурочиваются к пестроцветным толщам, развивающимся в периферических частях платформ и обширных мелких мульдах.

В черносланцевых платформенных формациях промышленные месторождения в настоящее время не известны, но сульфидная минерализация в черных сланцах присутствует постоянно. Черные сланцы, входящие в состав пестроцветных формаций, нередко являются рудными горизонтами.

Состав руд медистых песчаников не обнаруживает закономерной связи с выделенными типами месторождений и их возрастом и, очевидно, в основном зависит от геохимических провинциальных особенностей областей их нахождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Безродных Ю. П., Наркелюн Л. Ф. Серебро в медистых песчаниках и сланцах.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Чита, 1967.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И., Парадеева Л. Н., Травин Л. Е., Трифонов Н. П., Феоктистов В. П. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., «Недра», 1969.
- Домарев В. С. Первичная зональность оруденения в месторождениях медистых песчаников. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 20, 1960.
- Домарев В. С. Проблемы общей металлогении.— Вестн. Ленингр. ун-та, № 24 (4), 1968.
- Лурье А. М., Краснопевцева Г. Н. Меденосность нижнепермских отложений Донбасса. М., «Наука», 1969.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа.— Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1957, вып. 22.
- Попов В. М. Медь.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1965.
- Bächtiger K. Die Kupfer- und Uranmineralisationen der Müritschenalp (Kt. Glarus, Schweiz). Zürich, 1963.
- Baumann L., Weinhold G. Zum Neuaufschluss des sag. «Felsithorizontes» von Halsbrücke. Z. angew. Geol., B. 9, H. 7, 1963.
- Bennett E. M. Lead zinc-silver and copper deposits of Mount Isa. Geol. Austral. ore deposits, 1965.
- Boyle R. W. Fahlbands, sulfide schists and ore deposition. Econ. geol., v. 63, №7, 1968.
- Boyle R. W. Elemental associations in mineral deposits and indicator elements of interest in geochemical prospecting. Geol. Surv. of Canada. Paper 68—59, 1969.
- Gammon J. B. Fahlbands in the precambrian of southern Norway. Econ. Geol., v. 61, № 1, 1966.
- Kobe H. W. Cu—Ag deposits of the red-bed type of Negra Huanusha in Central Peru. Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., v. 40, Pt. 1, 1960.
- Michel H., Scolari G. Le gisement de cuivre-plombzinc de M'Passa Valée de Niari, République du Congo. XXI Intern. Geol. Congr. Part XVI, 1960.
- Rossello G. Les gisement de cuivre—plomb—zinc de la région du Diahot, Nouvelle-Calédonie. Chronique mines et de la rech. min., № 310, 1962.

Ленинградский государственный
университет

Дата поступления
10.III.1970

УДК 553.64 (517)

О ФОСФОРИТАХ ХУБСУГУЛЬСКОГО БАССЕЙНА В МОНГОЛИИ

А. В. ИЛЬИН, Г. И. РАТНИКОВА

Хубсугульские фосфориты относятся к пластовому типу и по составу делятся на карбонатные и кремнистые. По текстурным особенностям выделяется несколько разновидностей фосфоритов. Особенности химического состава заключены в малом содержании нерастворимого остатка и большом — MgO . Территория бассейна делится на пять частей: фосфориты сконцентрированы в основном по бортам бассейна в пределах центральной его части.

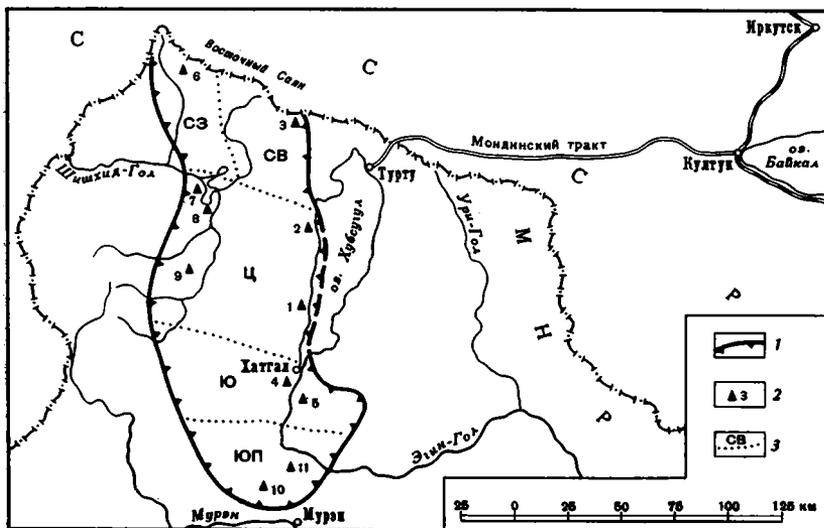
На севере Монгольской Народной Республики недавно был обнаружен крупный фосфоритоносный бассейн, названный Хубсугульским (Донов и др., 1967). Фосфориты залегают в мощной толще карбонатных отложений вендско-кембрийского возраста, выполняющей Прихубсугульский прогиб (фиг. 1). В этой толще имеется две фосфоритоносные пачки, отстоящие друг от друга примерно на 3000 м по мощности толщи: нижняя — вендская располагается в самых низах толщи, верхняя — кембрийская — лежит в ее верхах.

Нижняя пачка распространена очень широко. Она состоит из фосфоритов ($P_2O_5 > 15\%$), фосфатсодержащих кремней и доломитов (фиг. 2). Выделяется до пяти пластов фосфоритов мощностью 1—12 м каждый. Общая мощность пачки 70 м, из которых примерно половина приходится на фосфориты. Среднее содержание P_2O_5 по пластам 17—29%. К нижней пачке относятся крупные месторождения: Хубсугульское, Цаганнурское, Табаин-нур с запасами фосфоритов в несколько сотен миллионов тонн каждое.

Верхняя пачка развита локально. Она непостоянна по мощности и литологическому составу, сложена либо фосфатсодержащими кремнями (до 8—10 м), либо песчаниками, гравелитами, углисто-глинистыми сланцами (100—120 м). Эта пачка представлена всего несколькими проявлениями: Тэмен-Султу, Улани-Дюрюлджи и др.

Хубсугульский бассейн по существу единственное крупное месторождение фосфатного сырья на обширной территории, охватывающей Монголию и восточные районы СССР. Нижняя фосфоритоносная пачка этого бассейна прослеживается на север, местами пересекает границу и уходит на территорию СССР. Такие наблюдения сделаны, в частности, в Ухагольском синклинории осевой части Восточного Саяна (Ильин, 1970). Таким образом, изучение Хубсугульского бассейна имеет прямое отношение к оценке фосфоритоносности и смежных районов СССР.

Петрографическая характеристика. Н. В. Донов и др. (1967) отмечают широко развитые полосчатые фосфориты и сходство их химического состава с каратаускими фосфоритами. Б. М. Гиммельфарб и О. П. Егоров (1969) также указывают на преобладание «черных тонко- и грубопо-



Фиг. 1. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн

1 — границы бассейна; 2 — месторождения и некоторые проявления (цифры на схеме): 1 — Хубсугульское, 2 — Улзин-даба, 3 — Табанин-нур, 4 — Бэрхиму-ула, 5 — Манхан-ула, 6 — Таргал-ула, 7 — Харманн, 8 — Цаганнурское, 9 — Тэмен-Султу, 10 — Улани-Джурюлджи, 11 — Эрхил-нур; 3 — части бассейна (буквы на схеме) и границы между ними: СЗ — северо-западная, СВ — северо-восточная, Ц — центральная, Ю — южная, ЮП — южная периферическая

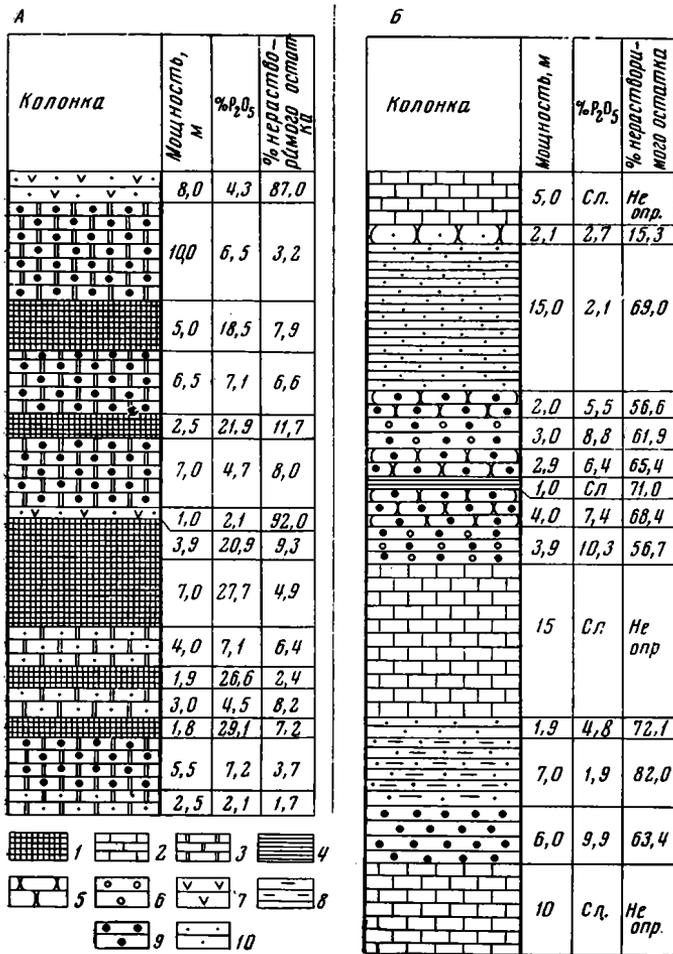
лосчатых фосфоритов, отдельные прослойки в которых образованы либо фосфатом, либо кремнистым (карбонатным) материалом». За истекшие годы в пределах бассейна были открыты и изучены новые месторождения и проявления фосфоритов, что позволяет говорить о составе фосфоритов всего бассейна и распределении в нем литологических разновидностей.

Фосфориты Хубсугульского бассейна относятся к пластовому типу. По составу вещества, располагающегося между фосфатными образованиями, их можно разделить на две группы: доломитистые и кремнистые. Каждая из этих групп подразделяется на ряд разновидностей.

Доломитистые фосфориты. Эти породы составляют наиболее разнообразную и широко распространенную группу. Основная роль в этой группе принадлежит трем разновидностям. В первой фосфат распределен в виде полосок (прослоечков), во второй — выделений неправильной формы, в третьей — в виде зерен. К этой же группе принадлежат песчаниковые, гравелитовые, конгломератовые и брекчиевые фосфориты, имеющие, в отличие от трех основных разновидностей, обломочное сложение.

Фосфориты с полосчатым распределением фосфата (полосчатые фосфориты) — черные, ясно слоистые, заметно более тяжелые по сравнению с доломитами, вмещающими фосфоритоносную пачку. Они состоят из черных монофосфатных полосок толщиной от нескольких миллиметров до 2—2,5 см при средней толщине около 5—6 мм, чередующихся с более светлыми и тонкими (1—2 мм) преимущественно карбонатными линзовидными полосками (фиг. 3, а). Эти фосфориты наиболее богаты фосфором; P_2O_5 35—37%.

Фосфатные полоски тесно ассоциируют с органическим веществом. В зависимости от содержания органического вещества выделяются: а) черный непрозрачный в шлифе фосфат, густо пропитанный органическим веществом, осветляющийся в тонких каемочках у границ полосок, а также вдоль некоторых трещинок; б) буровато-зеленый фосфат,



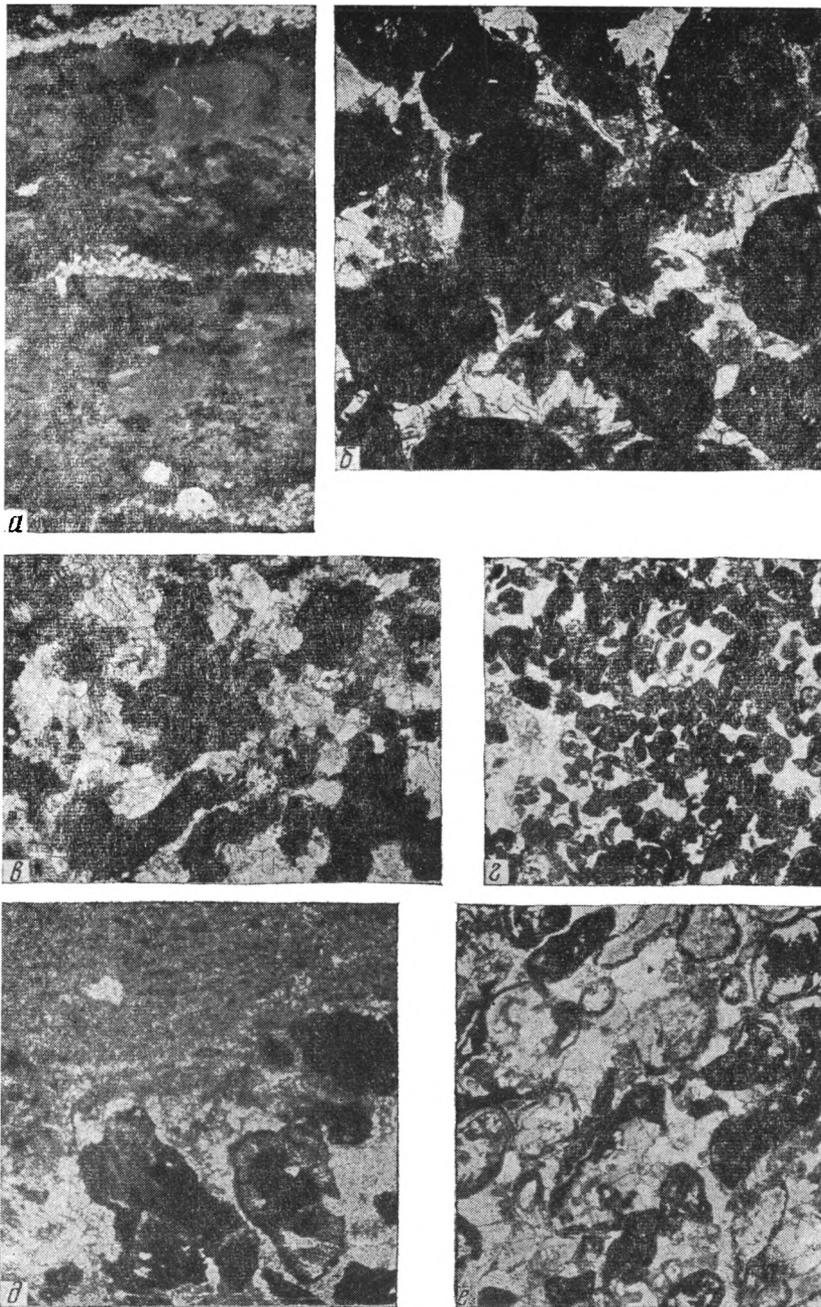
Фиг. 2. Стратиграфические разрезы нижней (А) и верхней (Б) фосфоритонесущих пачек

1 — фосфориты (P₂O₅ > 15%); 2 — известняки, доломитистые известняки; 3 — доломиты, известковистые доломиты; 4 — сланцы глинистые, глинисто-кремнистые; 5 — песчаники; 6 — гравелиты; 7 — кремни; 8 — сланцы углисто-глинистые; породы, содержащие P₂O₅: 9 — > 5%, 10 — < 5%

содержащий участки, обогащенные органическим веществом и имеющие неправильную, несколько вытянутую по слоистости форму; в) светлый фосфат, пронизанный дендритовидными прожилками органического вещества.

Фосфатная масса местами микрослоистая, слоистость обусловлена чередованием полосок, в различной степени обогащенных органическим веществом. Местами тонкие каемки фосфата составляют замкнутые кривые, намечая, тем самым, неясно очерченные крупные (1—2 мм) «зерна». Иногда более мелкие «зерна» намечаются у границ фосфатных полосок, благодаря тонким трещинкам, заполненным кальцитом. Но в большинстве случаев фосфатная масса совершенно бесструктурная.

К фосфатным полоскам местами приурочены выделения халцедона. Линзочки тонкокристаллического халцедона заполняют осевые части тонких полосок, а в более толстых полосках они отсутствуют. В последних лишь изредка наблюдаются беспорядочно разбросанные округлые скопления мелкокристаллического халцедона.



Фиг. 3. Микрофотографии шлифов доломитистых фосфоритов

a — полосчатый фосфорит: темно-серое — аморфный фосфат, неравномерно окрашенный черным органическим веществом, светло-серое — мелкозернистый карбонат (никколи полускрещены, $\times 10$); *b* — крупнозернистый фосфорит: черное — фосфатные зерна, во внутренних частях местами раскристаллизованные, светло-серое — доломит (никколи \parallel , $\times 20$); *в* — фосфорит с выделениями фосфата неправильной формы: черное — фосфат, светлое — доломит (никколи \parallel , $\times 30$); *г* — мелкозернистый фосфорит: черное и темно-серое — фосфатные зерна, светло-серое — доломит (никколи \parallel , $\times 20$); *д* — фосфорит с выделениями фосфата неправильной формы и зернами: темно-серое — мелкозернистый доломит, светло-серое — более крупнозернистый доломит, ассоциирующий с фосфатом (чернсе); фосфат в периферической части зерен раскристаллизован (никколи \parallel , $\times 20$); *е* — песчанниковый фосфорит: черные и пятнистые разнообразные по форме обломки фосфата, неравномерно окрашенного органическим веществом и в различной степени раскристаллизованного, темно-серое — более мелкие округлые фосфатные зерна, серое — карбонатный цемент (никколи \parallel , $\times 46$)

Карбонатные полоски сложены мелкими кристаллами доломита (сотые доли миллиметра). Как правило, они лишены фосфата и характеризуются тонкослоистой текстурой. Границы между карбонатными и фосфатными полосками ровные, довольно прямолинейные, иногда искривляются. Искривленные участки приурочены к обломкам фосфата в карбонатных полосках. Одновременно с этим изгибаются и микрослойки, повторяя очертания обломков.

Фосфориты с выделениями фосфата неправильной формы чрезвычайно тесно связаны с только что описанными полосчатыми фосфоритами. Те и другие можно встретить совместно в любом пласте фосфоритов. Фосфориты с неправильными выделениями фосфата преобладают над полосчатыми; это наиболее часто встречающаяся разновидность. Они состоят в основном из фосфата и карбоната. Выделения фосфата неправильной формы с угловатыми, рваными, местами вогнутыми очертаниями (фиг. 3, в). Очень часто эти выделения вытянуты по слоистости. Это свойство наиболее отчетливо выражено в линзовидных выделениях, ширина и длина которых варьирует соответственно от 1—2 до 5—15 мм. Линзы имеют тупые либо острые окончания и четко видно соединяются друг с другом. Встречаются также почти изометричные выделения, которые обычно группируются, образуя короткие цепочки, также вытянутые вдоль слоистости. Иногда наблюдаются скопления мелких (0,1—0,5 мм) угловатых выделений фосфата, разделенные тонкими просечками карбоната. Если их мысленно сложить друг с другом, то намечается одно изометричное крупное (5—6 мм) зерно. Окраска выделений темно-бурая до черной. Помимо органического вещества с ними тесно связан халцедон, зачастую образующий узкие крустификационные каемки вокруг фосфата. Иногда халцедон в виде мелкокристаллического агрегата обособляется в центральной части фосфатных выделений.

В некоторых разновидностях фосфат наряду с выделениями неправильной формы образует зерна диаметром в среднем около 0,5 мм, причем те и другие не встречаются совместно в одних и тех же полосках. По мере преобладания зерен фосфориты с неправильными выделениями переходят в зернистые (см. ниже).

Изредка в породах отмечаются мелкие кристаллы апатита (0,05—0,1 мм), встречающиеся внутри фосфатных выделений, по их периферии, а чаще — в прожилках, секущих породу.

Основная ткань породы состоит из кристаллов доломита. Почти во всех шлифах наблюдается две генерации доломита. Первой отвечают мелкие (0,01—0,03 мм) кристаллы, по расположению которых улавливается слоистость, второй — более крупные (0,1—0,3 мм). Участки более крупнокристаллического доломита всегда ассоциируют с фосфатом (фиг. 3, д). Во многих шлифах мелкокристаллический доломит полностью замещен более крупнокристаллическим. В таких случаях исчезает слоистое сложение породы. Доломит наблюдается здесь в виде прожилков, имеющих очень резкие границы и прихотливые очертания. Эти прожилки секут породу в разных направлениях, глубоко проникают в фосфатные участки и корродируют их. В рассматриваемых фосфоритах, как и в полосчатых, совершенно отсутствует терригенный материал.

Зернистые фосфориты, в отличие от полосчатых, как правило, неслоисты. Они состоят из зерен, в большинстве случаев монофосфатных, цементированных карбонатным цементом. По величине зерен различаются крупно- и мелкозернистые фосфориты.

Крупнозернистые фосфориты содержат фосфатные зерна диаметром 0,2—2 мм. Форма зерен угловатая, вытянутая, либо округлая. Общая конфигурация их, в отличие от выделений неправильной формы, изометричная или близкая к ней (фиг. 3, б). Упаковка зерен неплотная. Иногда встречаются выделения фосфата неправильной формы. Зерна в большинстве случаев не имеют внутренней структуры. Все особенности рассмат-

риваемых фосфатных обособлений не позволяют считать их собственно «зернами», так что этот термин применяется с известной условностью. «Зерна» сложены аморфным фосфатным веществом желто-бурого или черного цвета, что обусловлено присутствием органического вещества. В центральной части «зерен» фосфатное вещество почти всегда слабо раскристаллизовано, а иногда почти нацело замещено мелкозернистым кварцем мозаичного строения или агрегатом мелкозернистого кварца и апатита. Основная масса породы сложена разнозернистым, преимущественно мелкозернистым доломитом с неправильными скоплениями мелкозернистого кварца.

Мелкозернистые фосфориты состоят из зерен величиной 0,08—0,2 мм, форма которых, хотя и разнообразна, но всегда отличается правильностью. Это — округлые, овальные, линзовидные либо призматические с округленными углами зерна, иногда имеющие концентрически-зональное строение (фиг. 3, г). Сложены они черным либо темно-бурым аморфным фосфатом. В центральной части многих зерен фосфат замещен мелкозернистым карбонатом. Зерна в большинстве случаев не соприкасаются друг с другом, они «плавают» в карбонатном цементе. Характерно постоянное присутствие угловатых мелких обломков кварца.

Все три основные разновидности карбонатных фосфоритов, исключая мелкозернистые, чрезвычайно тесно связаны между собой, принимают участие в строении одних и тех же пластов, а иногда встречаются и в одних и тех же шлифах. В непрерывном ряду от полосчатого к зернистому (крупнозернистому) фосфориту степень раскристаллизованности фосфата постепенно увеличивается.

Песчаниковые фосфориты наиболее широко распространены среди обломочных разновидностей. Это существенно карбонатные обломочные породы, содержащие угловатые либо слабо окатанные, плохо сортированные фосфатные обломки величиной 0,5—1 мм и мелкие (0,1—0,3 мм) округлые или овальные зерна (фиг. 3, е).

Обломки и зерна фосфата в различной степени замещены карбонатом или агрегатом карбоната с игольчатыми кристаллами гидрослюд, причем замещена их центральная часть, а иногда почти нацело все зерно или обломок. Фосфатное вещество зачастую полностью раскристаллизовано и представлено агрегатом угловатых, реже призматических зерен апатита. Аморфный фосфат сохраняется лишь в виде тончайшей черной каемки. Характерно, что в этом случае карбонат, цементирующий фосфатные обломки и зерна, также сильно перекристаллизован, что выражается в появлении скоплений и прожилков крупнокристаллического позднего доломита.

Отличительные особенности песчаниковых фосфоритов: 1) обломки в пределах одного поля зрения слагаются разнообразным фосфатом: черным, бурым или зеленоватым аморфным, либо светлым раскристаллизованным, без примеси органического вещества; 2) фосфатное вещество в обломках и зернах в различной степени замещено карбонатом или агрегатом мелкозернистого карбоната с игольчатыми кристаллами гидрослюд; 3) повсеместно в том или ином количестве встречаются небольшие (0,2 мм) слабо окатанные зерна обломочного кварца; 4) помимо мелких эпизодически встречаются крупные угловатые (2—3 мм) обломки, которые, в отличие от неправильных выделений, никогда не имеют вогнутых очертаний.

Гравелитовые фосфориты отличаются от песчаниковых размером зерен, большим относительным количеством и разнообразием обломочного материала. Помимо мономинеральных фосфатных обломков в породе отмечаются крупные угловатые обломочные зерна кварца, а также обломки кремнистых и карбонатных мелкозернистых фосфоритов. Фосфатное вещество в обломках слегка окрашено в желтоватые и бурые тона. Цемент сложный фосфатно-карбонатно-кремнистый. Фосфат в нем чер-

ный, окрашенный органическими примесями. В цементе постоянно в значительных количествах отмечаются скопления тончайших, ориентированных строго параллельно слоистости, чешуек гидрослюд. Чешуйки замещают фосфат обломков, выполняя их ядро, а иногда образуя краевую каемку.

Конгломератовые фосфориты — это плохо сортированные конгломераты со слабо окатанной галькой, состоящей из черных кремней, доломитов и фосфоритов. Преобладают черные карбонатные фосфориты, содержащие фосфат в виде неправильных выделений. Цемент конгломератов карбонатный, преимущественно кальцитовый.

Брекчиевые фосфориты наблюдаются гораздо чаще конгломератовых, иногда встречаясь в составе нижней фосфоритоносной пачки, сложенной основными типами карбонатных фосфоритов. Брекчии состоят из угловатых обломков размером до нескольких сантиметров, причем крупные обломки встречаются спорадически. Характерно большое разнообразие формы обломков от округленных изометричных до вытянутых, шестоватых. Состав их также довольно разнообразен, ведущую роль играют обломки карбонатного и фосфатного состава. Встречаются также обломки округлых фосфатных зерен и оолитов. В брекчиях всегда присутствуют небольшие по размерам зерна кварца. Какой-либо ориентировки и сортировки обломков не намечается.

Фосфатное вещество в обломках в значительной степени раскристаллизовано. В крупных фосфатных обломках мелкокристаллический фосфат слагает, как правило, центральную часть, более мелкие обломки часто полностью раскристаллизованы и сложены мелкозернистым агрегатом призматических и шестоватых зерен. Иногда фосфатные обломки замещаются агрегатом мелкозернистого халцедона и доломита, причем последний также корродирует их по периферии и образует секущие прожилки. Характерно укрупнение зерен доломита вблизи фосфатных обломков. В кремнисто-карбонатном цементе породы отмечаются скопления и прожилки более позднего мелкокристаллического апатита в ассоциации с мелкозернистым кварцем.

В рассмотренных разновидностях обломочных фосфоритов фосфатный материал находится преимущественно в виде обломков, образовавшихся при разрушении основных разновидностей карбонатных фосфоритов на ранней стадии их литификации.

Карбонатные фосфориты обломочного сложения связаны с кремнистыми обломочными фосфоритами и постепенно переходят в них по мере того, как карбонатные компоненты в цементе уступают место кремнистым.

Кремнистые фосфориты. Выделяются две основные разновидности кремнистых фосфоритов: полосчатая и зернистая.

Полосчатые фосфориты сложены чередующимися черными полосками кремнистого и фосфатного состава, макроскопически сходными друг с другом. Средняя толщина полосок 0,6—0,8 мм, причем фосфатные полоски несколько толще кремнистых. Эти породы лишь при большом напыке можно отличить от обычных кремней.

Под микроскопом видно, что полоски различаются по составу и сложению. Одни из них образованы микрозернистым халцедоном, более крупными чешуйками гидрослюд и редкими вытянутыми по слоистости скоплениями фосфатного вещества, толщиной 0,2—0,3 мм, зачастую ассоциирующимися с выделениями мелкокристаллического карбоната. Другие полоски монофосфатные, зеленовато-бурые, микрослоистого сложения, лишь изредка содержат мелкие, неясно ограниченные линзовидные участки кремнистого состава и ясно очерченные зерна и тонкие ветвящиеся по слоистости прожилки карбоната. Третьи полоски состоят из округлых и эллиптических зерен величиной около 0,5 мм, кремнисто-фосфатного состава, сцементированных карбонатом. Различные полоски чередуются

довольно беспорядочно, но иногда отчетливо выражена такая последовательность: монофосфатная полоска сменяется бесфосфатной халцедоновой, затем следует халцедоновая слабофосфатная, в следующей, также существенно кремнистой, полоске количество фосфата увеличивается, наконец, вновь появляется бурая монофосфатная полоска. Границы между полосками довольно резкие. Мощность такого микроцикла около 2 см. Для всех полосок характерна микрослоистость. Такие циклически построенные кремнистые фосфориты отличаются также полным отсутствием карбоната: даже тонкие секущие трещинки в них выполнены кремнистым материалом.

Зернистые фосфориты напоминают мелкозернистые доломитистые фосфориты; они также состоят из фосфатных зерен и материала, их цементирующего.

Зерна фосфата обычно округлые или овальные, величиной 0,2—0,6 м. Иногда в зернах четко выражены концентрические слойки разной окраски. По сравнению с карбонатными зернистыми фосфоритами эти зерна заметно обеднены органическим веществом. Фосфат, слагающий зерна, почти нацело раскристаллизован, иногда его замещает мелкозернистый агрегат халцедона, а иногда шестоватые зерна халцедона образуют тонкие каемки вокруг фосфатных зерен. Внутри зерен часто присутствует карбонат.

Основная масса породы сложена разнозернистым, главным образом тонкозернистым халцедоном, в отдельных участках отчетливо перекристаллизованным, более крупнозернистым кварцем, образующим тесные срастания с крупными идиоморфными зернами карбоната. Поздний призматический апатит слагает секущие прожилки и скопления в массе мелкозернистого халцедона.

Фосфатные зерна обычно состоят из трех компонентов: фосфатного, карбонатного и кремнистого.

Заключая петрографическую характеристику хубсугульских фосфоритов, подчеркнем следующие их особенности: 1) основные разновидности фосфоритов отличаются правильной выдержанной слоистостью; 2) фосфат обычно слагает либо мономинеральные прослоечки, чередующиеся с прослоечками карбоната или кремнезема, либо — неправильные выделения, в расположении которых угадывается прежнее полосчатое (слоистое) распределение фосфатного минерала; 3) во всех основных разновидностях полностью отсутствует обломочный материал.

Эти особенности позволяют заключить, что формирование основных разновидностей фосфоритов происходило на значительной глубине, в спокойной воде, гораздо ниже зоны взмучивания. Перемыв только что выпавшего осадка, который в соседнем Алтае-Саянском фосфоритоносном бассейне Н. А. Красильникова и др. (1965) принимает за основной механизм образования богатых фосфоритов, по-видимому, не играл существенной роли при формировании хубсугульских фосфоритов. К ним в полной мере применимы выводы Н. М. Страхова (1962) о том, что высокие концентрации фосфата местами возникают «сразу же в едином седиментационном акте». Фосфатные прослоечки, как и неразрывно связанные с ними доломитовые, являются чисто хемогенными образованиями.

Зернистые фосфориты, исключая крупнозернистые карбонатные разновидности, имеют микроконкреционную природу. Что касается обломочных фосфоритов, то они возникли в существенно иных условиях, причем их фосфатные компоненты перетолжены.

Химический состав. Выделенные по петрографическим особенностям разновидности имеют определенную химическую характеристику (см. таблицу). Наибольшие содержания P_2O_5 свойственны доломитистым фосфоритам, которые можно разделить на два сорта: 1) P_2O_5 24—29, 5% и 2) P_2O_5 18—23%. Фосфориты Цаганнурского месторождения принадле-

жат в основном к первому сорту, а фосфориты крупнейшего месторождения бассейна — Хубсугульского — ко второму. Полосчатые фосфориты и фосфориты с неправильными выделениями фосфата тесно связаны, перемежаются в одних и тех же пластах и практически неотделимы друг от друга. Лишь изредка они обособляются, например в нижнем 11-метровом пласте Цаганнурского месторождения первые слагают нижнюю часть, а вторые — верхнюю. В таких случаях пробы показывают, что полосчатые фосфориты на 4—5% P_2O_5 богаче, чем фосфориты с неправильными выделениями. В зернистых фосфоритах P_2O_5 до 22%, т. е. они несколько беднее, чем полосчатые. Фосфориты обломочного сложения отличаются очень широкими вариациями содержаний P_2O_5 , причем наиболее изменчивы в этом отношении брекчиевые разности.

Кремнистые и карбонатные фосфориты, выделяющиеся в шлифах по относительному количеству халцедона и карбоната, отличаются друг от друга содержанием нерастворимого остатка и углекислоты. В 120 пробах, отобранных из разных месторождений пропорционально запасам фосфоритов, решено было определить содержание нерастворимого остатка. Оказалось, что 51% проб приходится на фосфориты с малыми значениями нерастворимого остатка (не более 8%, в среднем 5—6%), 27% на фосфориты с нерастворимым остатком 8—15% и всего 8% — с нерастворимым остатком 20—25%. Нерастворимый остаток в среднем на 95% состоит из кремнезема.

Фосфатсодержащие породы верхней пачки выделяются по весьма высоким содержаниям нерастворимого остатка (60—70%). Они отличаются также низким содержанием P_2O_5 и высоким — полуторных окислов, в частности глинозема (4,75%), что связано с обилием зерен алюмосиликатного состава.

Карбонатные компоненты фосфоритов представлены доломитом и кальцитом, причем первый преобладает. Хубсугульские фосфориты характеризуются довольно высоким содержанием MgO (до 8%). Ориентировочно можно считать, что около 90% запасов фосфоритов содержат 5—10% MgO .

Размещение фосфоритов по бассейну. Хубсугульский бассейн вытянут с севера на юг в соответствии с общим меридиональным простиранием Прихубсугульского вендско-кембрийского прогиба. Конфигурация бассейна, определяемая современным эрозионным срезом, довольно сложна. По направлению вдоль его оси с севера на юг можно выделить следующие части: северо-западную, северо-восточную, центральную, южную и южную периферическую (см. фиг. 1). В северо-западной и северо-восточной частях, относительно приподнятых и глубоко эродированных, сохранилась лишь основная нижняя фосфоритоносная пачка. В центральной и южной частях, лежащих южнее, имеются обе пачки, а в южной периферической части, наиболее глубоко погруженной, в современном эрозионном срезе можно наблюдать лишь верхнюю пачку.

Северо-западная часть бассейна протягивается от оз. Доод-нур на север-северо-запад к водоразделу Восточного Саяна в виде обширной сплошной полосы длиной около 100 км. Эта часть бассейна приходится в общем на южный склон Восточного Саяна. Она труднодоступна и изучена весьма слабо. Обнаруженные здесь проявления слагаются преимущественно песчаниковыми фосфоритами, образующими довольно мощные пачки. Содержание P_2O_5 в отдельных штучных пробах 18,5%, однако эти пробы относятся лишь к отдельным тонким пропласткам. Средневзвешенные содержания по пластам, видимо, не превышают нескольких процентов. В некоторых проявлениях, помимо песчаниковых фосфоритов, встречаются гравелитовые и конгломератовые с содержанием P_2O_5 на пласт, не превышающим первых процентов. Характерны проявления брекчиевых фосфоритов, образующих пласты с содержанием P_2O_5 около

Химический состав (%) фосфоритов

№ пробы	Характер пробы	Разновидность фосфорита	Место- поло- жение (№ на фиг. 1)	P ₂ O ₅	Нера- створи- мый остаток	SiO ₂
Ц-251	Штуфная проба	Карбонатный фосфорит с полосчатым распределением фосфата	8	29,50	3,20	2,87
2	Средневзвешенное из нескольких бороздовых проб	То же	8	28,50	9,2	8,2
К-23	Бороздовая проба по пласту мощностью 10 м	» »	1	21,73	7,01	—
3347/3	Штуфная проба	Карбонатный фосфорит с неправильными выделениями фосфата	1	23,60	3,28	3,24
Ц-244	Бороздовая проба по пласту мощностью 11 м	То же	8	24,40	1,68	1,58
Т-1а	Штуфная проба	Кремнистый фосфорит полосчатый	3	27,75	19,97	17,46
Т-16	Бороздовая проба по пласту мощностью 6 м	То же	3	25,30	23,57	20,46
171-4	Бороздовая проба по пласту мощностью 5 м	» »	2	21,7	39,6	38,4
3369/2	Штуфная проба	Кремнистый фосфорит зернистый	2	22,05	18,67	17,60
46/5	Бороздовая проба по пласту мощностью 6 м	То же	5	18,86	25,01	—
46/7	Бороздовая проба по пласту мощностью 2 м	» »	4	21,64	22,32	—
1	Средневзвешенное из бороздовых проб по пяти пластам	Песчанниковый фосфорит	7	18,20	1,74	1,51
108/3	Бороздовая проба по пласту мощностью 7 м	Фосфатсодержащий гравелит	6	11,74	2,30	2,19
722/4	Бороздовая проба по пласту мощностью 4 м	Фосфатсодержащий конгломерат	7	12,40	4,38	4,12
109/2	То же	Брекчиевый фосфорит	7	19,10	2,57	2,30
10	Средневзвешенное из нескольких бороздовых проб	Фосфатсодержащий песчаник	9	9,15	61,49	56,24

Примечания 1. Все анализы, за исключением № К-23, 46/5, 46/2, выполнены в аналитической Батор и приведены по данным М. М. Музалевского. 2. Все пробы, за исключением пробы № 10, отно-

15%. В целом северо-западной части бассейна свойственны различные переотложенные фосфориты, относительно бедные фосфором.

Северо-восточная часть бассейна охватывает север высокогорного хребта, лежащего между Хубсугульской и Дархатской впадинами. Эта территория чрезвычайно резко расчленена орографически и тектонически. Фосфоритоносная толща сохранилась здесь лишь в отдельных участках, представляющих собой опущенные тектонические блоки, между которыми располагаются поднятые блоки, сложенные рифейскими образованиями. Разрезы толщи существенно меняются от одного блока к другому. Меняется также литологический состав основной фосфоритоносной пачки и положение ее в разрезе относительно основания толщи, т. е. различные блоки довольно автономны по отношению друг к другу, что указывает на высокую степень дифференциации этой части бассейна. Бассейн прослеживается далее на север, пересекая зону современной осевой части Восточного Саяна, и продолжается на северный склон хребта, на территорию СССР.

В северо-восточной части бассейна известно несколько месторождений. Размеры каждого из них определяются границами соответствующего тектонического блока, сложенного вендско-кембрийскими отложениями-

Хубсугульского бассейна

CO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	F	Сорг	Цитратно-растворимый P ₂ O ₅	Сумма I	O, соответствующий F	Сумма II
9,41	47,10	4,10	0,76	0,87	1,08	2,36	2,80	0,86	2,70	101,18	1,18	100,00
9,73	—	3,75	0,95	1,53	—	—	—	—	—	—	—	—
16,53	41,39	8,49	0,52	1,02	—	—	—	—	—	—	—	—
19,62	42,08	7,60	0,31	Сл.	0,54	1,94	1,70	0,48	2,04	100,67	0,71	99,96
18,90	43,54	7,60	0,23	Сл.	0,50	2,16	2,20	1,22	1,50	101,21	0,92	100,29
8,40	39,15	0,80	0,31	0,85	—	—	—	—	—	—	—	—
4,36	39,20	2,60	0,71	1,00	0,43	2,43	2,18	—	2,10	101,78	0,92	100,86
4,18	30,11	1,95	0,15	0,90	—	—	—	—	—	—	—	—
10,54	36,82	4,50	0,71	1,70	0,96	2,24	2,15	—	2,63	100,34	0,92	99,42
21,1	28,07	2,87	0,82	1,30	—	—	—	—	—	—	—	—
19,1	29,15	1,43	1,72	1,96	—	—	—	—	—	—	—	—
24,89	41,16	10,10	0,47	Сл.	0,72	1,38	1,90	—	1,30	100,56	0,80	99,76
33,05	37,52	13,00	0,31	Сл.	0,41	2,16	1,25	0,14	0,56	101,74	0,52	101,22
31,77	36,76	13,10	0,23	Сл.	0,58	1,43	1,15	0,32	0,90	101,80	0,48	101,32
24,34	41,86	8,80	0,46	Сл.	0,52	2,0	1,77	—	0,98	101,44	0,74	100,70
5,51	—	2,00	2,66	4,75	—	—	—	—	—	—	—	—

лаборатории ГИГХСа. Пробы № К-23, 46/5, 46/7 анализировались в Центральной лаборатории г. Улан-Удэ к нижней фосфоритной пачке, проба № 10 — к верхней пачке.

ми. К числу их, в частности, относится месторождение Табаин-нур, расположенное непосредственно на границе СССР с МНР, и Улэин-даба, лежащее в 60 км южнее. В первом из них господствуют полосчатые кремнистые фосфориты, во втором — кремнистым и доломитистым фосфоритам в общем балансе запасов принадлежат примерно равные доли. Характерно отсутствие переотложенных фосфоритов. В общем, северо-восточная часть бассейна примечательна сравнительно широким распространением кремнистых фосфоритов.

Центральная часть бассейна охватывает южную часть хребта, разделяющего Дархатскую и Хубсугульскую впадины, дно Дархатской впадины и ее западное низкогорное обрамление. Здесь сосредоточены основные запасы фосфоритов бассейна. Эта территория — обширное (10 000 км²) поле сплошного развития карбонатных вендско-кембрийских отложений. Она имеет в общем симметричное синклинальное строение. Верхняя пачка, тяготеющая к осевой части прогиба, представлена единственным проявлением Тэмен-Султу, в котором развиты лишь фосфатсодержащие песчаники, гравелиты и сланцы с очень высоким содержанием нерастворимого остатка. По бортам прогиба выходит нижняя пачка, к которой здесь приурочены основные месторождения бассейна

Она состоит в основном из доломитистых фосфоритов, явно подчиненную роль играют кремнистые, изредка встречаются переотложенные фосфориты. Различия между западными и восточными бортами сводятся к следующему. На западе фосфориты, в общем, более разнообразны. Местами здесь значительное развитие приобретают переотложенные фосфориты: песчаниковые, гравелитовые, конгломератовые, не характерные для восточного борта. Кремнистые разности более часто встречаются также на западе. Иногда отмечаются брекчиевые фосфориты, причем на Цаганнурском месторождении отчетливо выражена их приуроченность к верхам фосфоритоносной пачки.

Южная часть бассейна лежит между параллелью оз. Эрхил-нур и южными оконечностями Дархатской и Хубсугульской впадин. Она имеет то же строение, что и центральная часть. В южном направлении отчетливо фиксируется общее погружение Прихубсугульского прогиба, в связи с чем нижняя фосфоритоносная пачка выходит здесь на поверхность лишь в ядрах отдельных небольших антиклинальных структур. В южной части прогиба богатые карбонатные фосфориты, столь характерные для центральной части, наблюдаются редко. Основную роль здесь играют зернистые кремнистые фосфориты. Содержание P_2O_5 в них в среднем не превышает 15—17%. В тесной связи с зернистыми фосфоритами встречаются песчаниковые. Карбонатные фосфориты здесь отличаются зернистым сложением.

В южной периферической части, лежащей между широтным направлением течения р. Мурен-гол и параллелью оз. Эрхил-нур, нижняя фосфоритоносная пачка, по всей видимости, уже не выходит на поверхность. В этой зоне наблюдаются выходы верхней пачки, представленной фосфатсодержащими кремнями.

Некоторые условия накопления фосфоритов. Прихубсугульский прогиб вендско-кембрийского возраста представлял собой сравнительно узкий меридионально вытянутый пролив, располагавшийся в центральной части Тувино-Монгольского массива — крупной устойчивой структуры миогеосинклинального типа (Ильин, Журавлева, 1968). Пролит открывался на юг в сторону обширной эвгеосинклинальной области, охватывавшей в венде — кембрии весь Центрально-Азиатский складчатый пояс. На северо-западе этот пролив, очевидно, соединялся с эвгеосинклинальной областью Восточной Тувы.

Основная особенность вендско-кембрийских отложений Прихубсугульского прогиба, вмещающих фосфоритоносные пачки, заключена в их карбонатном составе. На северо-западной и южной окраинах прогиба эти карбонатные отложения в значительной мере замещаются эффузивными и терригенными. На северо-западе такая картина отчетливо выявляется для вендской части разреза, а на юге — для кембрийской. Аналогичным образом меняется состав фосфоритоносных пачек; по направлению к обоим окраинам — северо-западной и южной — постепенно уменьшается насыщенность их фосфором. Таким образом, северо-западная и южная части бассейна располагались вблизи смежных эвгеосинклинальных зон, что определило не только общий характер разреза, но и особенности фосфатонакопления, а именно, отсутствие богатых концентраций фосфора.

Северо-восточная и северо-западная части бассейна, по сравнению с центральной, были более удалены от основного морского бассейна, лежавшего на юге, что справедливо подметили Б. М. Гиммельфарб и О. П. Егорова (1969). Эти части бассейна испытали меньшие прогибания и были более дифференцированными, чем центральная часть. На севере отчетливо сказывается влияние местных локальных поднятий, чем и нужно объяснять обилие терригенных пород в разрезах. Этим же, вероятно, обусловлено преобладание кремнистых фосфоритов в северной части бас-

сейна. Наиболее мощные и выдержанные пласты фосфоритов тяготеют к «чисто» карбонатным фациям центральной части бассейна.

Таким образом, фациальные изменения вендско-кембрийских отложений однозначно коррелируются с изменениями в характере фосфатонности, указывая на то, что в основе тех и других лежат одинаковые факторы.

Обстановка накопления вендско-кембрийских фосфоритоносных осадков далеко не ясная. Следует отметить лишь два характерных момента. Первый заключается в очень широком развитии почти мономинеральных светлых кварцевых песчаников, состоящих из хорошо окатанных и сортированных зерен кварца, в дархатской серии, в частности в ее верхней части, подстилающей фосфоритоносные отложения. Эти данные, по-видимому, можно считать указанием на гумидный климат эпохи, предшествовавшей фосфатонакоплению. Второй выражается в том, что основная фосфоритоносная пачка по существу во всех основных районах ее развития непосредственно подстилается характерным и выдержанным горизонтом буро-красных тонкоплитчатых карбонатных пород типа глинистых доломитов, которые совершенно не встречаются в других частях разреза венда — кембрия и, возможно, указывают на аридные условия эпохи фосфатонакопления.

На примере Хубсугульских фосфоритов отчетливо видно, что одно из необходимых условий для образования богатых концентраций фосфора в осадках — наличие широких и свободных связей с основным морским бассейном данного времени (океаном). Особенности вендско-кембрийского моря — огромные размеры: его отложения распространены по существу сплошь на всем протяжении Центрально-Азиатского складчатого пояса, от восточных окраин Азиатского континента на востоке до Урала на западе (Еганов, 1968). Никогда в последующее геологическое время на азиатском материке не существовало столь обширных морей. Этим, возможно, и объясняется исключительно резко выраженная концентрация азиатских фосфоритов на вендско-кембрийском стратиграфическом уровне.

ЛИТЕРАТУРА

- Тиммельфарб Б. М., Егорова О. П. К геологии Хубсугульского месторождения фосфоритов в МНР.— Литол. полезн. ископ., 1969, № 2.
- Донов Н. А., Едемский Е. В., Ельянов А. А., Ильин А. В., Музалевский М. М. Кембрийские фосфориты МНР.— Сов. геология, 1967, № 3.
- Еганов Э. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
- Ильин А. В. О находке фосфоритов в юго-восточной части Восточного Саяна.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Ильин А. В., Журавлева И. Т. О границе кембрия и докембрия в Прикозголье.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5.
- Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Блисковский В. З., Шмелькова Ю. Ф., Оболенская Г. А. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области. Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.

НИЛ Зарубежгеология
Советско-Монгольская
научно-исследовательская геологическая
экспедиция АН СССР и АН МНР
Москва

Дата поступления
11.III.1970

**О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ГЕРМАНИЯ
В МИНЕРАЛАХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД РЕКИ ХИЛОК
(ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Е. З. БУРЬЯНОВА, Ф. Я. САПРЫКИН

Германий распределен неравномерно в различных компонентах осадочных пород: повышенные содержания его связаны главным образом с акцессорными терригенными минералами.

Приведено 98 химических анализов минералов, в которых определен легкоудаляемый и прочно связанный германий. Аутигенные минералы — носители германия; в них, как правило, преобладает легкоудаляемый германий.

Авторы изучали распределение германия в терригенных и аутигенных минералах угленосных песчаников и гравелитов J_2 — Cg_1 , развитых в районе среднего течения р. Хилок. Эти породы распространены в следующих свитах: букачачинской J_2 , улангангинской J_3 — Cg_1 , тургино-вигимской Cg_1^{2-5} .

Все свиты характеризуются одним и тем же комплексом терригенных минералов: окислы — ильменит, гематит, магнетит, хромит, рутил, анатаз, кварц; фосфаты — апатит, монацит, ксенотим; силикаты — циркон, гранат, сфен, турмалин, роговая обманка, эпидот, биотит, мусковит, хлориты, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы. Перечисленные минералы, за исключением кварца, полевых шпатов и слюд, — акцессорные. В указанном комплексе минералов по свитам устанавливаются изменения лишь в количественных соотношениях роговой обманки, граната, эпидота, сфена, магнетита и ильменита, являющихся корреляционными минералами тяжелых фракций.

Главнейшие аутигенные минералы — монтмориллонит, каолинит, цеолиты (ломонтит и гейландит), кальцит, пирит, марказит, гидроокислы марганца.

Количество германия в указанных гравелитах и песчаниках не превышает значений среднего содержания для осадочных пород. Однако из химических анализов минералов, входящих в их состав, видно, что германий распределен неравномерно в различных их компонентах: повышенные его содержания связаны главным образом с акцессорными терригенными минералами осадочных пород — гранатами, эпидотом, роговой обманкой, апатитом.

Германий в минералах может быть либо связан в кристаллической решетке с различными ее частями — анионной или катионной, либо сорбирован. Как известно, катионы обычно легче удаляются из минералов (катионный обмен), чем элементы, входящие в анионный комплекс, в случае силикатов — в кремнекислородные тетраэдры.

Для выяснения особенностей распределения германия в терригенных и аутигенных силикатах был введен фазовый химический анализ, позволяющий определять легкоудаляемый и прочно связанный германий. Из аналитической химии (Назаренко и др., 1958) известна легкая раствори-

мость двухвалентного германия в фосфорной и соляной кислотах, четырехвалентный германий, образующий анион $(\text{GeO}_4)^{4-}$ и входящий в структуру главным образом силикатов, для растворения требует применения плавиковой и серной кислот, разрушающих силикатные минералы.

Суть фазового анализа заключается в последовательном определении германия, легко растворимого в фосфорной и соляной кислотах, и определении германия, прочно связанного в кристаллической решетке минерала-концентратора при помощи разложения последнего плавиковой и серной кислотами. Для минералов, относительно легко растворяющихся в кислотах (магнетит, пирит, апатит и др.), определялся валовый германий по общепринятой методике (Назаренко и др., 1958).

В дальнейшем изложении термин «подвижный германий» применяется для германия, легко удаляемого из исследуемого вещества на первой стадии фазового анализа (Ge^{2+}), а термин «связанный германий» соответствует германию, извлекаемому на второй стадии анализа (Ge^{4+}), когда он переводится в раствор разложением в плавиковой и серной кислотах.

По-видимому, количество подвижного германия в какой-то степени зависит от степени истирания исследуемого вещества при подготовке его к анализу, так как при этом отчасти разрушается его кристаллическая решетка (Ковалев, 1957), что облегчает перевод элемента в раствор. Таким образом, указанные термины в некоторой степени условны.

Вследствие своей устойчивости при транспортировке в водной среде проанализированные терригенные минералы характеризуют без особых искажений германиеносность минералов питающих провинций, размывавшихся при формировании отложений $J_2 - C_1$ указанного района.

Более высоким содержанием германия отличаются акцессорные терригенные минералы: гранаты, эпидот, роговая обманка, апатит, биотит; среди аутигенных минералов выделяются некоторые монтмориллониты. В главных минералах песчаников и гравелитов — полевых шпатах и кварце — содержание германия находится в пределах и нередко ниже среднего содержания его в осадочных породах ($2 \cdot 10^{-4}\%$).

Сравнение средних содержаний германия в терригенных и аутигенных минералах различных свит (см. таблицу) показывает, что в общем германиеносность указанных минералов сохраняется по свитам в одних и тех же пределах, при этом гранаты и биотит отличаются значительно более высокой германиеносностью. Постоянство в содержании германия в терригенных минералах различных свит может служить указанием (наряду с другими факторами) на то, что при формировании свит отложений $J_2 - C_1$ сохранялась, по-видимому, одна и та же питающая провинция.

Образование аутигенных минералов в изученных осадочных породах связано главным образом со стадиями седиментогенеза и диагенеза осадков; поэтому германий, зафиксированный в них, указывает на наличие этого элемента в водах бассейна осадконакопления и поровых растворах захороненного осадка.

Минералы, цементирующие песчаники и гравелиты, являются показателями среды аутигенного минералообразования; так, на щелочную среду указывают преобладающие в цементе монтмориллонит ($\text{pH}=7,8-9,9$), кальцит ($\text{pH}=9,5$) и ломонтит ($\text{pH}=9,0$), а локальное развитие каолинита ($\text{pH}=6,4-6,9$) — на слабокислую, до нейтральной, среду.

При формировании отложений $J_2 - C_1$ существовал устойчивый восстановительный режим, о чем свидетельствует наличие в них угленосных образований и повсеместно рассеянного углефицированного растительного детрита. На изученном материале не удалось установить четкую закономерность вовлечения германия в осадок в зависимости от pH среды и окислительно-восстановительного потенциала, однако можно утверждать, что нейтральная и щелочная среды при восстановительных

Среднее содержание германия в главнейших терригенных и аутигенных минералах по свитам отложений J₂—С₁

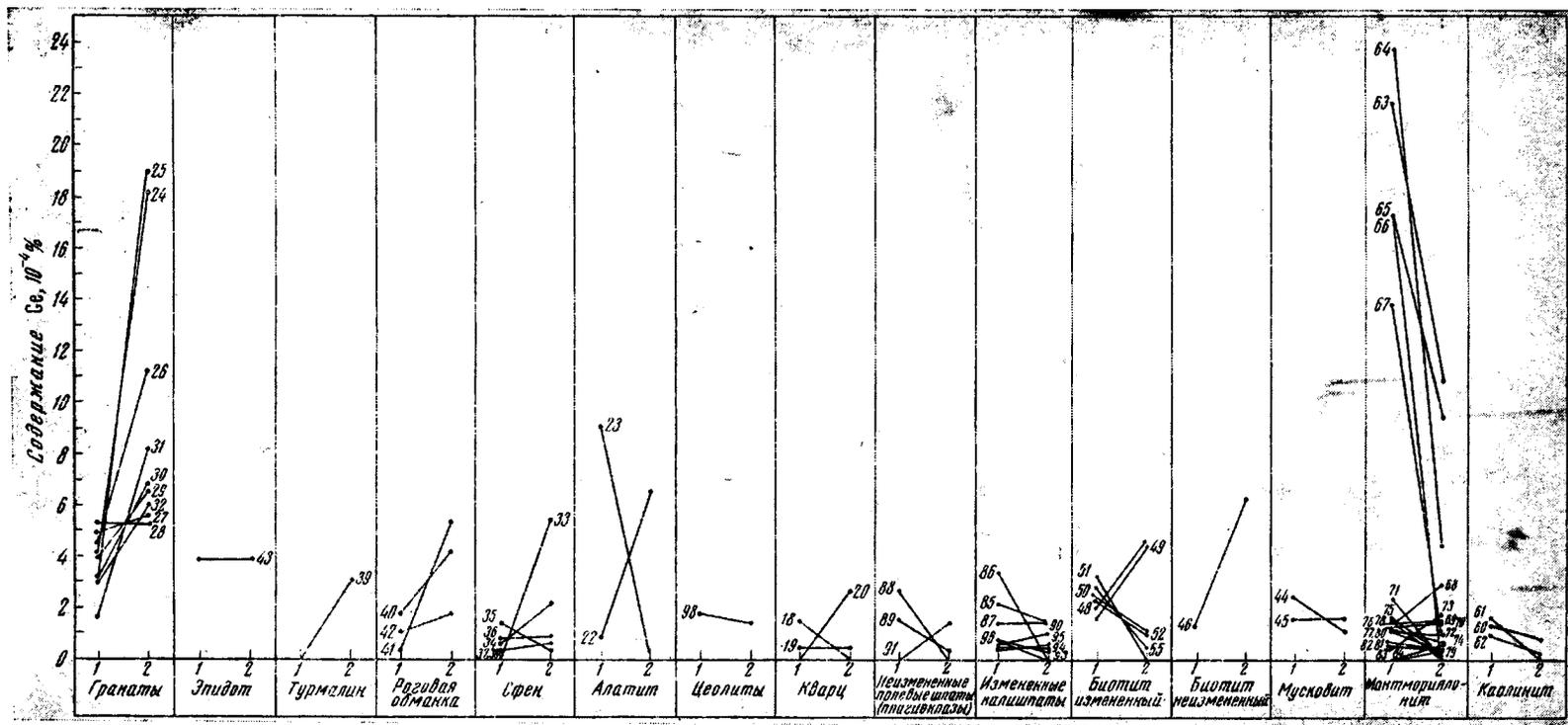
Минералы	Свиты					
	Тургино-витимская		Улангангинская		Букачинская	
	Содержание Ge, 10 ⁻⁴ %	Связанный Ge, %	Содержание Ge, 10 ⁻⁴ %	Связанный Ge, %	Содержание Ge, 10 ⁻⁴ %	Связанный Ge, %
Гранаты	13,45 (7)	74,3	13,14 (2)	63,9	Не изучался	
Сфен	2,37 (4)	80,6	2,32 (2)	54,7	Не изучался	
Эпидот	—	—	7,84 (1)	50	Не изучался	
Турмалин	3,04 (1)	100,0	Не изучался			
Роговая обманка	2,88 (1)	62,5	5,65 (1)	94,0	6,0 (1)	70,0
Мусковит	3,3 (2)	40,18	Не изучался			
Биотит	26,67 (2)	24,60	Не изучался			
Сильно измененные слюды	2,86 (10)	41,25	3,20 (2)	0,0	Не изучался	
Полевые шпаты	1,43 (8)	21,28	2,19 (5)	41,5	—	
Кварц	1,48 (2)	0,50	2,64 (1)	100	—	
Апатит	8,32 (2)	0,88,5	На изучался			
Пирит	2,02 (6)	—	Не изучался			
Ильменит	1,15 (4)	—	1,73 (2)	—	1,16 (2)	—
Магнетит	0,86 (1)	—	1,8 (1)	—	0,81 (1)	—
Гидроокислы марганца	—	—	3,5	40	Не изучался	
Каолинит	1,53 (3)	19,4	Не изучался			
Монтмориллонит	3,6 (12)	32,5	12,62 (7)	22,9	6,56 (3)	15,6
Ломонтит	3,2 (1)	44,4	Не изучался			

Примечания. В скобках указано количество анализов. Химические анализы выполнили М. М. Лаврентьева и Л. П. Смирнова (ВСЕГЕИ).

условиях не являются благоприятными для концентрации германия при процессах аутигенного минералообразования. Как отмечено А. С. Жуковой (1964), именно умереннокислая среда при окислительных условиях наиболее благоприятна для возникновения высоких концентраций германия в гипергенных месторождениях.

Применявшийся фазовый химический анализ позволил определять германий, удаляемый легко из минерала и прочно связанный в его кристаллической решетке. Соотношение германия, удаляемого легко и связанного прочно для всех анализов изученных минералов, приведены на фиг. 1, где наклон линии показывает различные соотношения подвижного Ge²⁺ и связанного Ge⁴⁺.

В терригенных минералах, устойчивых к химическому выветриванию, — гранатах, турмалине, сфене, роговой обманке — линия имеет наклон к точке 1, в то время как в терригенных минералах, подвергшихся значительному изменению в коре выветривания области сноса либо в области осадконакопления (полевые шпаты — плагиоклазы, калишпаты и слюды — биотит и мусковит), а также во всех аутигенных минералах линия наклонена в сторону точки 2, т. е. указывает на более низкие содержания связанного германия.



Фиг. 1. Отношение $\frac{Ge_{\text{подвиж}}}{Ge_{\text{связан}}}$ в силикатах

1 — Ge подвижный; 2 — Ge — связанный. Цифры около линий — № анализов

Терригенные и аутигенные минералы, изучавшиеся нами в отношении германиеносности, относятся в подавляющем большинстве к классу силикатов, причем охвачены многие из главнейших их структурных типов (Поваренных, 1966).

В гранатах по размерам ионного радиуса Ge^{4+} наиболее близок к Si, а Ge^{2+} к Fe^{2+} . Возможность изоморфного замещения кремния германием доказана осуществлением синтеза германиевых гранатов (Жукова, 1964). Исследованные нами гранаты содержат 50—86,2% связанного германия.

В гранатах на $1 \cdot 10^6$ кремнекислородных тетраэдров приходится 12—43 германиекислородных тетраэдров, в которых Ge^{4+} и кислород также имеют ковалентную связь при координационном числе 4. Ge^{2+} с координационным числом 8 (кубическое окружение) проявляет ионную связь. В гранатах германий более прочно удерживается в первой позиции, а также и фиксируется в ней в большем количестве. Средний коэффициент концентрации германия в гранатах 6,7 при максимальном значении 11,0. По-видимому, гранаты являлись существенными концентраторами германия в породах области сноса.

В сфене коэффициент концентрации германия достигает только 2,7. Содержание связанного германия 55,5—100% и только в единичном случае 19,1%. Возможно, подвижный германий изоморфно замещает титан.

В эпидоте содержание связанного германия 50%, что указывает на возможность замещения германием как Si^{4+} , так и Fe^{2+} .

Турмалин в отношении германиеносности изучен мало, проанализирована только одна проба, в которой коэффициент концентрации германия 1,5. Однако, по А. С. Жуковой (1964), турмалин очень благоприятен для изоморфного вхождения германия. Турмалин содержит германий, прочно связанный в структуре.

В роговой обманке преобладает, подобно гранату, связанный германий, при этом содержание связанного германия 62,5—94,2%; коэффициент концентрации германия 1,4—3. Вероятно, в роговой обманке также возможно замещение двухвалентного железа Ge^{2+} .

В мусковите содержание связанного германия 31,4—50,0%, а максимальный коэффициент концентрации германия 1,7.

В биотите, незначительно измененном и без видимых изменений, отмечено преобладание как легкоудаляемого германия (в одном анализе), так и связанного (в другом). В одном случае отмечено значительно повышенное содержание германия ($45,38 \cdot 10^{-4}\%$).

В сильно измененных слюдах (гидрослюды) содержание германия резко падает, достигая среднего значения или уступая ему; при этом отмечается преобладание легкоудаляемого германия над связанным. Возможно, это объясняется тем, что в экзогенных условиях при химическом выветривании слюд нарушается их кристаллическая решетка, и германий, находившийся в анионном комплексе, освобождается, фиксируясь в межпакетных пространствах.

Каолинит не концентрирует германий. Для каолинита при общем низком содержании германия характерно преобладание легкоудаляемого германия над связанным (содержание последнего 0—35,5%). Германий в каолините, возможно, сорбирован либо находится в межпакетном пространстве. По С. А. Эль Вардани (1959), каолинит также не является концентратором германия (содержание германия $1,1—1,4 \cdot 10^{-4}\%$).

Монтмориллонит в отношении германиеносности изучен более полно: в 17 образцах содержание германия $0,26 \cdot 10^{-4}$ — $4,19 \cdot 10^{-4}\%$ и в 5 анализах $15—33 \cdot 10^{-4}\%$. На фиг. 2 представлена вариационная диаграмма распределения германия в монтмориллоните, образовавшемся в континентальных условиях. Монтмориллонит улангангинской свиты (см. таблицу) отличается наиболее высокой германиеносностью (среднее содержание $12,6 \cdot 10^{-4}\%$). Коэффициент концентрации германия в монтмориллоните

0,1—16,5. В монтмориллоните содержание связанного германия 0—100%, причем преобладают содержания его < 50%. Монтмориллонит в осадочных породах является аутигенным образованием стадий седиментогенеза и диагенеза, следовательно, германий вовлекался в осадок в эти же стадии. Повышенные содержания германия в аутигенном монтмориллоните отмечены в породах, где кластические минералы (слюды, гранаты и др.) также имеют повышенные содержания германия.

При выделении монтмориллонита для химического анализа, подобно каолиниту, было исключено механическое разрушение его кристаллической решетки, поэтому преобладание подвижного германия в нем дает возможность предполагать, что значительная часть германия является поглощенным катионом и располагается в межпакетных пространствах.

С. А. Эль Вардани (1959) также отмечал повышенные содержания германия ($12 \cdot 10^{-4}\%$) в некоторых образцах континентального монтмориллонита (Аризона, США), однако в большинстве анализов, приведенных им, содержания германия в континентальном и морском монтмориллоните низки ($0-2,3 \cdot 10^{-4}\%$).

Содержание германия в полевых шпатах (калишпатах и плагиоклазах) очень низко, $0-3,64 \cdot 10^{-4}\%$; максимальный коэффициент концентрации не превышает 1,8. Содержание связанного германия низкое ($0-50\%$ и только в трех анализах $55,8-100\%$). Преобладание подвижного германия, по-видимому, объясняется значительной разложенностью полевых шпатов.

В цеолите — ломонтите $3,24 \cdot 10^{-4}\%$ германия. Известно, что в цеолитах — филлипсите (El Wardani, 1958) и натролите (Эль Вардани, 1959) германий не установлен.

Содержание германия в кварце, по-видимому, несколько завышено, так как не удалось выделить для химического анализа мономинеральный материал. В исследованных концентратах кварца (с примесью значительного количества плагиоклазов) максимальный коэффициент концентрации германия только 1,3.

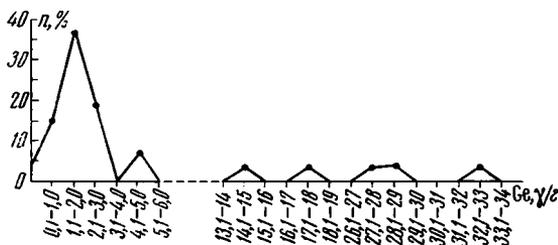
Нами получены также максимальные коэффициенты германия в ильмените (2), магнетите (0,9), пирите (2,2), гидроокислах марганца (1,7), апатите (4,6).

Отношение $\frac{Ge_{ат, связан}}{Si_{ат}} \cdot 10^6$ в силикатах различных типов структур

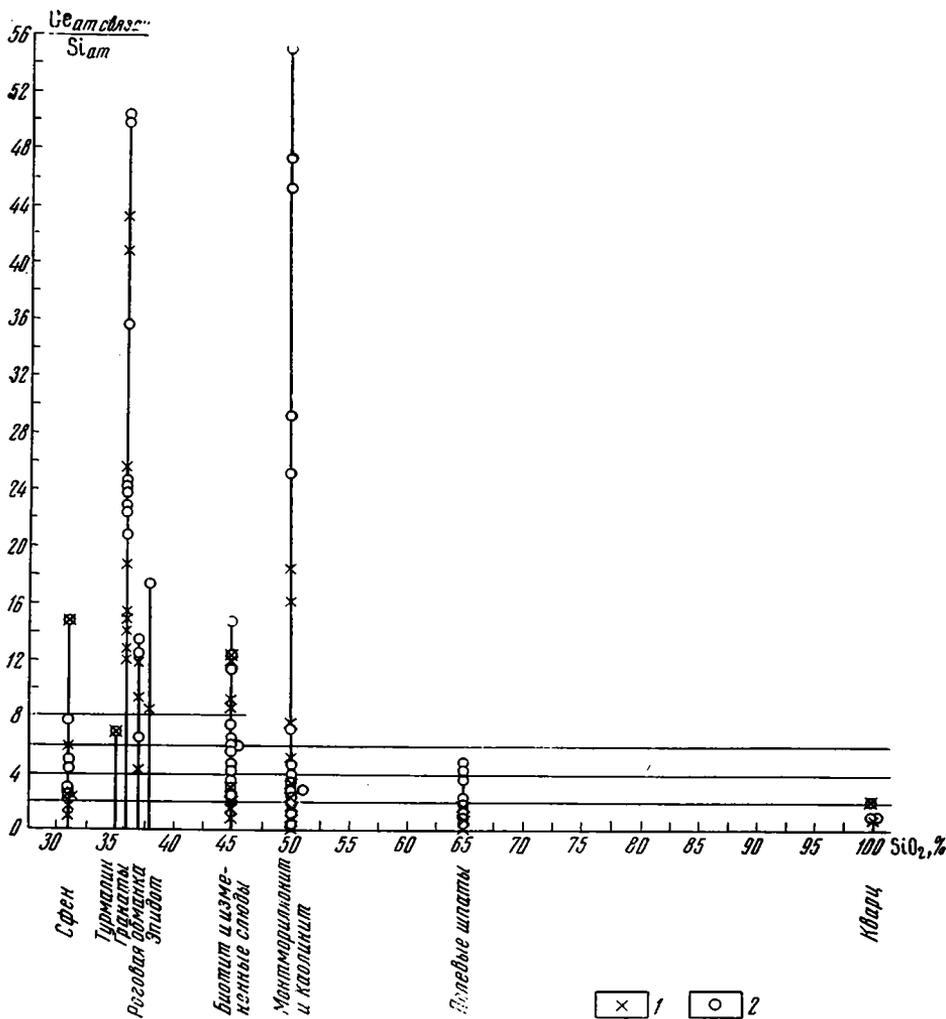
показано на фиг. 3, при этом отчетливо выступает тенденция к убыванию содержания германия в направлении от гранатов (островной тип структуры силикатов) к полевым шпатам (каркасный тип структуры); минимальное значение отношения $\frac{Ge_{ат, связан}}{Si_{ат}} \cdot 10^6$ соответ-

ствует 100% кремнезема — кварцу.

Подобную закономерность отмечали ранее другие исследователи (Викман, цитируется по Жуковой, 1964). Германий также концентрируется преимущественно в ортосиликатах и пироксенах гранитоидов Восточных Саян (Лин и др., 1962). Как ранее отметил Л. В. Таусон (1961),



Фиг. 2. Вариационная диаграмма распределения германия в монтмориллоните (по данным 22 анализов)



Фиг. 3. Отношение атомных количеств германия (связанного и общего) и кремния в силикатах различных типов структур
1 — Ge связанный; 2 — Ge общий

германий легче входит в решетку тех силикатов, в которых полимеризация кремнекислородных тетраэдров наименьшая.

Выводы. 1. В осадочных породах — песчаниках и гравелитах р. Хиллок — содержание германия находится в пределах среднего содержания его в земной коре: носителями германия в них являются почти все проанализированные терригенные и аутигенные минералы.

2. Преобладающие в песчаниках и гравелитах кварц и полевые шпаты характеризуются минимальными содержаниями германия, нередко ниже среднего.

3. Аксессуарные минералы осадочных пород — гранаты, турмалин, эпидот, роговая обманка, апатит — являются концентраторами германия.

4. Отмечается тенденция к убыванию содержания германия в силикатах в направлении от структур с изолированными кремнекислородными тетраэдрами к структурам цепочечным, слоистым и каркасным, т. е. при возрастании степени полимеризации кремнекислородных тетраэдров

содержание германия в них уменьшается. Минимальное значение отношения $\frac{Ge_{ат, связан}}{Si_{ат}} \cdot 10^6$ соответствует 100% SiO₂ — кварцу (каркасный тип структур).

5. В гранатах, турмалине, сфене и роговой обманке, устойчивых к химическому выветриванию, а также в неизменном биотите отчетливо выражено преобладание Ge⁴⁺.

6. В результате изменения минералов — полевых шпатов и слюд, нарушаются ковалентные связи германия в кремнекислородных (германиекислородных) тетраэдрах, германий переходит в легкоподвижное состояние.

7. Среди аутигенных минералов только монтмориллонит является существенным концентратором германия, притом легко удаляемого, по-видимому, находящегося в межпакетных пространствах.

ЛИТЕРАТУРА

- Жукова А. С. К геохимии германия. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрограф., минералог. и геохим., АН СССР, М., 1959, вып. 3.
- Жукова А. С. Германий.— В сб.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I. Геохимия редких элементов. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Ковалев Г. А. Влияние сухого растирания вещества на характер его дебаграмм.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1957, вып. 3.
- Лин Н. Г., Морозов Л. Н., Знаменская А. А. Германий в гранитоидах Восточного Саяна. Геохимия, 1962, № 12.
- Назаренко В. А., Лебедева Н. В., Равицкая Р. В. Метод определения германия в рудах, углях и промышленных отходах. Заводская лаборатория, 1958, т. 24, вып. 9.
- Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1966.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Эль Вардани С. А. Геохимия германия.— В сб. Геохимия редких элементов. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- El Wardani S. A. Marine geochemistry of Pacific pelagic clay minerals.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 15, No. 3, 1958.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
20.X.1967

УДК 550.4(479).

ГЕОХИМИЯ КАВКАЗСКОГО И КРЫМСКОГО ФЛИША

Э. Н. ЯНОВ

Отмечаются содержания ряда элементов в породах. Для песчано-глинистого флиша и флишоидов характерна переходная модификация пестрого типа распределения элементов, а для карбонатного и кремнистого флиша — сглаженная модификация упорядоченного типа распределения. Ряды подвижности элементов для флиша и флишоидов отличаются от общеизвестных.

Флиш принадлежит к нормально-морским отложениям. Характер распределения элементов по типам пород флиша указывает на его накопление близ областей сноса с расчлененным рельефом и противоречит гипотезе мутьевых потоков.

В многочисленных работах Н. Б. Вассоевича, В. А. Гроссгейма, С. Л. Афанасьева, Н. В. Логвиненко, А. И. Шалимова и других весьма полно охарактеризованы типы пород, особенности строения и, в первую очередь, ритмичность флишевых толщ Кавказа и Горного Крыма. Довольно подробно описаны их литология и терригенные минералы (Гроссгейм, 1961 и др.; Логвиненко и др., 1961). Однако геохимическая характеристика флиша еще недостаточна. Лишь некоторые особенности геохимии таврической флишевой формации освещены недавно в статьях В. Г. Космачева (1965), Н. В. Логвиненко и В. Г. Космачева (1968).

В связи с этим, изучая в 1967—1968 гг. флишевые и флишоидные формации Кавказа и Горного Крыма, автор попытался пополнить их геохимическую характеристику, имея в виду и то, что данные геохимии можно использовать для решения некоторых спорных вопросов генезиса флиша. Автор (в 1968 г. совместно с Ю. М. Логиновым) описал типичные разрезы основных разновидностей флиша. При этом песчано-глинистый флиш изучался на Кавказе (верхний баррем на р. Псезуапсе) и в Крыму (таврическая серия верхнего триаса — нижней юры в районах сел Запрудное, Лучистое и Морское), кремнистый флиш датско-палеогенового возраста у г. Туапсе, верхнемеловой «дикий флиш» на р. Чистой, а карбонатный флиш верхнего мела на реках Аша, Туапсе и у г. Новороссийска (Кавказ). Кроме того, охарактеризованы разрезы верхнедевонской алеврито-песчано-конгломератовой флишоидной формации у с. Картджурт (Передовой хребет Кавказа), нижнемеловой песчано-глинистой флишоидной формации у с. Пасанаури на Военно-Грузинской дороге и туфогенной флишоидной формации палеогена близ г. Боржом.

Из каждого разреза послыжно отбирали около 100 образцов по всем элементам каждого ритма последовательно в 20—40 флишевых ритмах, что обеспечивало представительную характеристику всех типов пород. Всего спектральной лабораторией ВСЕГЕИ выполнено 1057 приближенно-количественных анализов пород флишевых и флишоидных формаций Кавказа и Крыма (аналитик — А. П. Григорчук), а литологической лабораторией ВСЕГЕИ — 300 определений карбонатности по-

род. Кроме того, для сравнения использовано около 600 спектральных анализов пород нефлишевых толщ среднего — верхнего палеозоя и триаса Передового хребта Кавказа, юрских, меловых и палеогеновых отложений южного склона Главного Кавказского хребта из района Военно-Грузинской дороги, изученных автором в 1965—1967 гг. Среди них были породы молассоидных, красноцветных алевроито-песчаных межгорных, морских мергельно-известняковых и красноцветных известняковых, а также граувакковых формаций, условия образования которых достаточно разнообразны и хорошо известны по общегеологическим и палеоэкологическим данным. Сопоставимость результатов спектральных анализов обеспечивается тем, что они выполнены в одной лаборатории, одним и тем же аналитиком, причем ряд образцов проанализирован повторно с весьма близкими результатами.

Песчано-глинистый флиш представлен тонкоритмичным (ритмы мощностью 10—30, иногда 50—80 см) чередованием темно-серых и реже зеленовато-серых слюдястых мелко-среднезернистых песчаников, алевролитов с конкрециями и растительным детритом и черных листоватых аргиллитов. Мощность прослоев песчаников то значительно меньше мощности аргиллитов, то больше. Алевролитовый элемент ритма обычно подчинен по мощности и часто выпадает, и тогда ритмы двухкомпонентные (песчаник → аргиллит), но иногда из ритмов выпадает аргиллитовый элемент и наблюдается чередование песчаников и алевролитов. Через несколько метров по разрезу встречаются более мощные пласты более крупнозернистого и иногда гравелистого песчаника.

Для кремнистого флиша у г. Туапсе характерны ритмы мощностью 40—80 см. В основании ритма залегает пласт серого среднезернистого песчаника, переходящего выше в тонкоплитчатые аргиллиты, которые сменяются серой горизонтальнополосчатой кремнистой породой, а последняя — аргиллитом или светло-серым алевролитом, венчающим ритм. Нередко в одном ритме встречается несколько пластов кремнистых пород, чередующихся с аргиллитами и алевролитами.

Карбонатный флиш содержит многочисленные пласты серых пелитоморфных глинистых известняков и мергелей, песчаники и аргиллиты его сильноизвестковистые, а последние иногда и алевролитистые. Ритмы мощностью 20—100 см и весьма разнообразны по строению, например: песчаник (песчаный известняк) → известняк → аргиллит, песчаник → мергель → аргиллит, песчаник → аргиллит → известняк → аргиллит, песчаник → мергель → известняк → мергель, песчаник → аргиллит, песчаник → известняк, песчаник → мергель. Весьма обычны более сложные ритмы, типа: песчаник (песчаный известняк) → известняк → аргиллит → известняк, песчаник (песчаный известняк) → известняк → аргиллит → известняк → аргиллит → известняк. К тому же в аргиллитовых элементах ритма часто имеются тонкие прослои известняков, а в известняковых — прослойки аргиллитов, что еще более усложняет строение ритмов. Имеются мощные «вставные» пласты известняков.

Флишоидными формациями Н. Б. Вассоевич (1961) назвал осадочные толщи, которые (независимо от того, синхроничны они флишу или нет) обнаруживают различные черты сходства с флишем и при этом в той или иной мере мелкоритмичны, однако по ряду существенных признаков не относятся к типичному флишу. Это — мощные (сотни или тысячи метров) толщи песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда переслаивающихся с карбонатными или пирокластическими породами, с подчиненными конгломератами, характеризующиеся многопорядковой ритмичностью: макроритмы состоят из пачек с четкой мезо- и микроритмичностью, чередующихся с мощными (до первых сотен метров) неритмичными пачками, слагающимися песчаниками и конгломератами или алевролитами и аргиллитами; мезоритмы (мощность метры и первые десятки метров) сложены мощными пластами песчаников (или песча-

ников и конгломератов), чередующихся с микроритмичными пачками; мощность микроритмов сантиметры или дециметры. В отличие от флишевых микроритмы чаще двухкомпонентные и включают лишь два типа пород, среди которых незернистые породы могут вообще отсутствовать.

По данным приближенно-количественного спектрального анализа (фиг. 1, I, II, III), средние содержания большинства химических элементов в породах флиша близки к их содержаниям в соответствующих породах нефлишевых толщ Кавказа. При этом концентрации почти всех элементов в песчаниках и аргиллитах карбонатного флиша ниже, чем в тех же породах песчано-глинистого флиша, что объясняется их высокой карбонатностью. Лишь Sr в песчаниках и аргиллитах карбонатного флиша содержится больше, чем в отложениях песчано-глинистого флиша, а содержания Sc и Co в аргиллитах и Y в песчаниках близки для этих двух разновидностей флиша.

В песчаниках и аргиллитах песчано-глинистого флиша содержание V выше, чем в аналогичных породах нефлишевых толщ. Концентрации Ba, Ti, Sc, Co, Pb, Zr, Y, Be, в песчаниках примерно такие же, как в нефлишевых песчаниках; Ni, Zn, Ga — выше, а Sr, Mn, Cr — ниже. В аргиллитах содержания Ti, Cr, Cu, Zn, Ga такие же, как и в морских нефлишевых аргиллитах, содержания Ba, Pb, Zr, Be — выше, а Sr, Sc, Mn, Co, Ni, Y — ниже, причем концентрации Ba, Mn, Ga, Y, Be соответствуют таковым в континентальных аргиллитах, содержания Ti, Sc, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Zr — выше, а Sr, Pb — ниже.

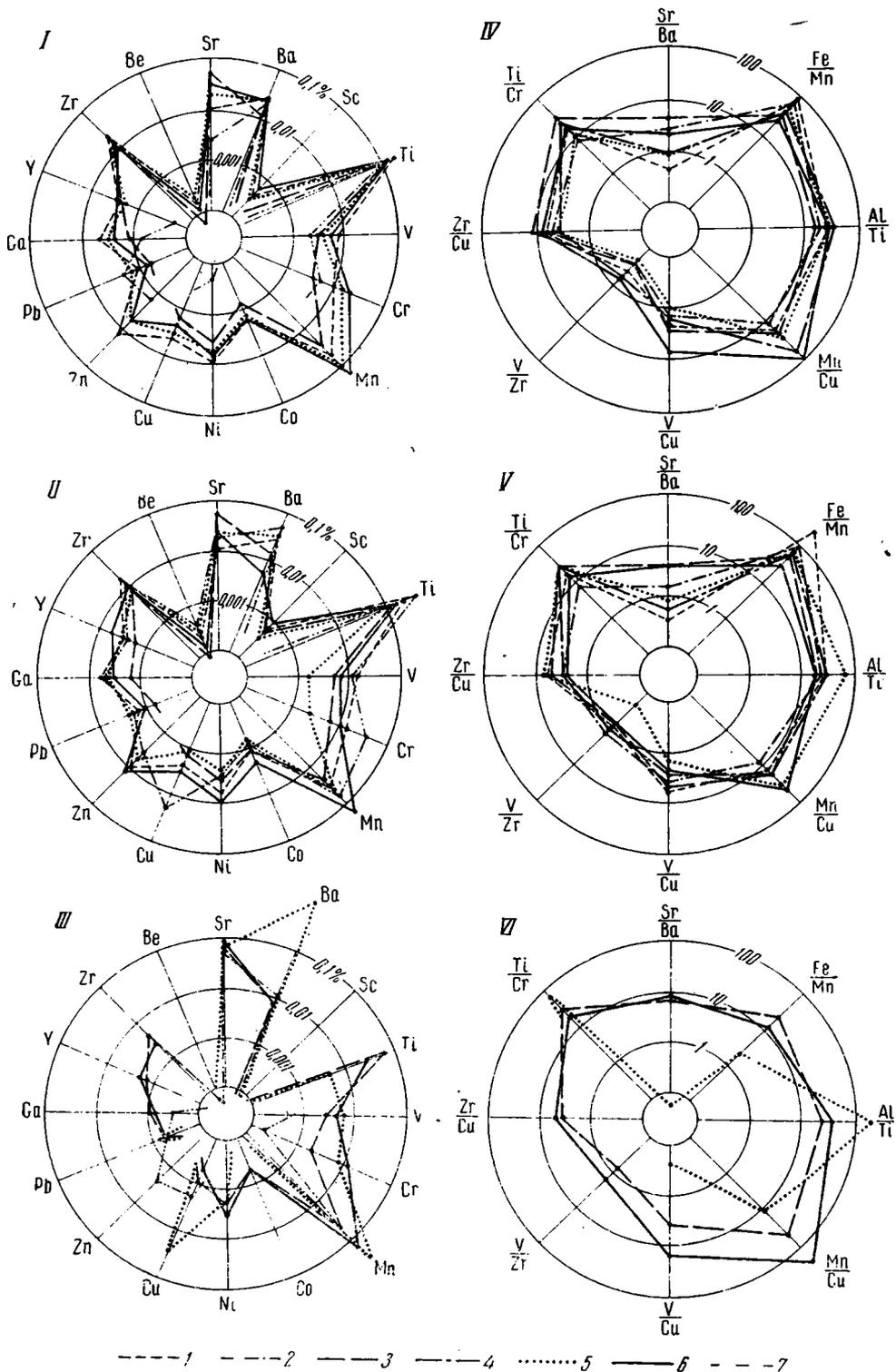
В песчаниках и аргиллитах карбонатного флиша Sr содержится больше, чем в аналогичных нефлишевых отложениях, а в известняках — меньше, чем в морских известняках, и примерно столько же, сколько в континентальных доломитах. Содержание Mn, Cr, Ni в породах карбонатного флиша ниже, чем в соответствующих морских отложениях, а Mn также ниже, чем в континентальных.

В песчаниках карбонатного флиша концентрации Ti, Y такие же, как в нефлишевых песчаниках, Pb, Zr — как в морских нефлишевых песчаниках, а V — как в континентальных, но ниже, чем в морских; содержания Ba, Co, Tu, Zn, Ga, Be, Sc ниже, чем в нефлишевых песчаниках, а Cr, Ni, Pb, Zr ниже, чем в континентальных песчаниках. В аргиллитах отмечаются равные с морскими нефлишевыми аргиллитами содержания Ti, V и равные с континентальными аргиллитами содержания Cu, Zr; концентрация Ba выше, чем в морских нефлишевых аргиллитах, и ниже, чем в континентальных, а Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Be — выше, чем в континентальных аргиллитах; содержания Zn, Pb, Ga, Y ниже, чем в нефлишевых аргиллитах, а Sc, Co, Cu, Zr ниже, чем в морских нефлишевых аргиллитах.

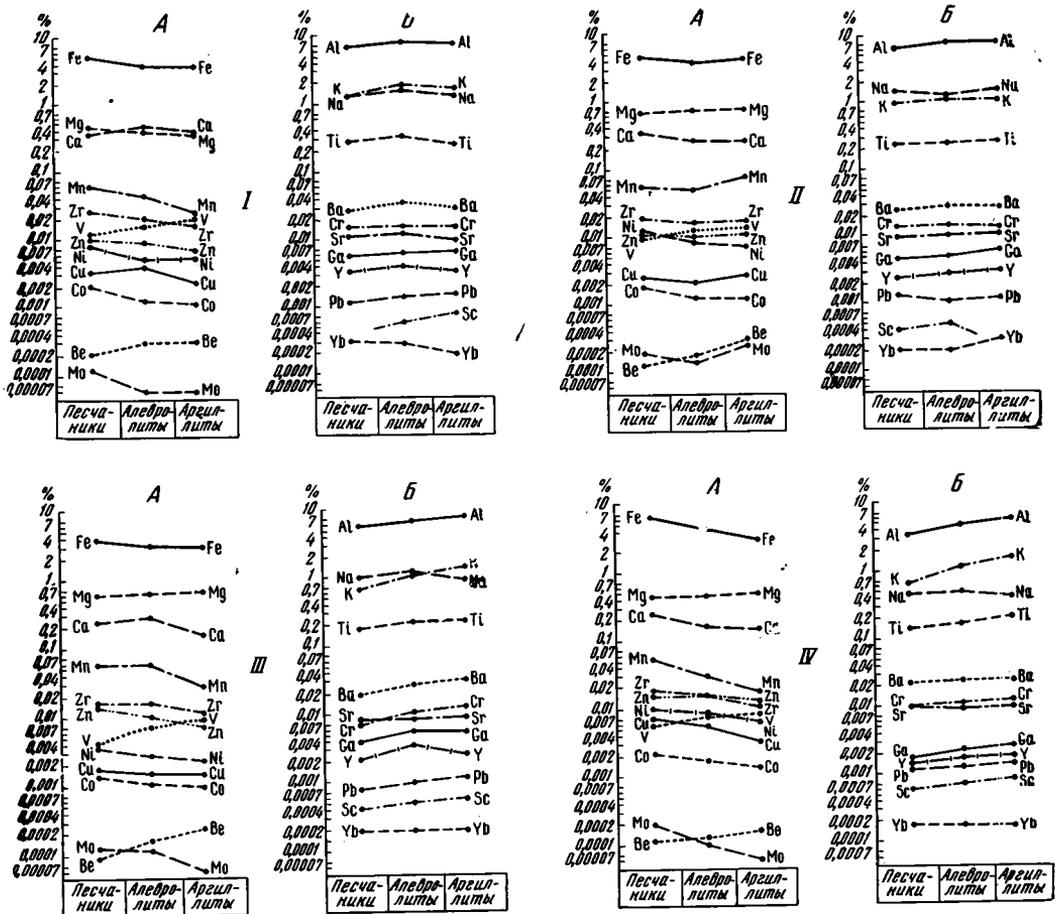
В известняках флиша содержание Ba, V, Co, Cu, Zn, Pb, Ga, Y, Zr Be такое же, как в морских нефлишевых известняках, а Cr, Ni — как в континентальных доломитах; Ti в них содержится больше, чем в нефлишевых известняках и доломитах, Co, Ga, Y, Zr больше, чем в континентальных доломитах, а V, Cr, Cu, Be — меньше.

По сравнению с кларковыми значениями, в породах песчано-глинистого флиша обнаружены большие содержания Co, Ni, Sc и меньшие Pb. Кроме того, в песчаниках отмечаются содержания Sr, V, Mn, Cr, Cu, Zn, Ga, превышающие кларковые, а концентрации Ba, Ti, Y на уровне кларковых. В аргиллитах наблюдаются кларковые содержания Zr, V, Y, Be, Zn, Ga и содержания Sr, Ba, Ti, Cr, Cu, Mn ниже кларковых.

В породах карбонатного флиша концентрации, превышающие кларковые, отмечены для Sr, Ni в песчаниках, аргиллитах, V, Ga — в песчаниках, известняках, Cu — в песчаниках, Sc, Co — в аргиллитах, Cr, Y — в известняках. Наблюдаются кларковые содержания Ti, Cr в песчаниках, Sr, Ba, Mn, Pb — в известняках. Ниже кларковых содержания Pb,



Фиг. 1. Средние содержания химических элементов (I—III) и средние отношения пар элементов (IV—VI), по данным приближенно-количественного спектрального анализа
 1 — песчано-глинистый флиш: (Т₃—J₃ и Сг₁), 2 — кремнистый (Сг₂—Рг), 3 — карбонатный (Сг₂), 4 — флишоиды (D₂, Сг₁, Рг); отложения: 5 — континентальные (С₂₋₃, Р₁, Р₂, Р₂?, Т₁?), 6 — морские нефлишевые (D₂, Т₁, Т₃, J₁, Сг₁₋₂, Рг), 7 — кларковые содержания элементов. I, IV — песчаники; II, V — аргиллиты; III, VI — известняки и доломиты



Фиг. 2. Распределение химических элементов по типам пород во флишевых и флишоидных отложениях Кавказа и Крыма

I—IV — песчано-глинистый флиш: I—III — таврическая серия верхнего триаса — нижней юры, Крым (I — с. Запрудное, II — с. Лучистое, III — с. Морское); IV — р. Псеузапсе (Кавказ), нижний мел; V — алевроито-песчано-конгломератовые флишоидные отложения верхнего девона, д. Кардждюрт (Кавказ); VI — глинисто-песчаные флишоидные отложения нижнего мела, с. Пасанаури (Кавказ); VII — кремнистый флиш верхнего мела — палеогена, г. Туапсе (Кавказ); VIII — туфогенные флишоидные отложения палеогена, р. Боржомка (Кавказ)

Va в песчаниках, аргиллитах, Zn, Cu — в аргиллитах, известняках, Zr, V, Y, Be, Ti, Cr, Ga, Mn — в аргиллитах.

Характер распределения рассеянных содержаний химических элементов по основным петрографическим типам пород флиша (в ряду песчаники → алевролиты → аргиллиты → мергели → известняки) своеобразный: выявляются два типа распределения: переходная модификация пестрого типа и сглаженная модификация упорядоченного типа (Страхов и др., 1956, 1959; Страхов, 1962). Первый тип характерен для песчано-глинистого флиша и флишоидов, второй — для карбонатного и кремнистого флиша.

Переходная модификация пестрого типа распределения характеризуется, по Н. М. Страхову (1962), наличием группы элементов, у которых начинает проступать тип упорядоченного распределения с минимумом в песчаниках, повышенным содержанием элемента в алевролитах и максимумом в аргиллитах; другая же часть элементов характеризуется пестротой распределения с максимумом содержания у одних — в песчаниках, у других — в алевролитах, у третьих — в песчаниках и аргиллитах (два

сменило в процессе диагенеза первоначальное упорядоченное распределение элементов. Вообще, описанный В. Г. Космачевым и Н. В. Логвиненко тип распределения элементов с минимальными содержаниями в алевролитах и максимальными в аргиллитах и песчаниках отмечается нами лишь для Fe и редко для Mn, Cu, Zn, Pb. Для Ca, Sr характерны, скорее, максимальные содержания в алевролитах; содержания Mg возрастают от песчаников к аргиллитам; а Co — убывают. Вопреки представлениям В. Г. Космачева и Н. В. Логвиненко, содержания Mn, Co, Ni, Zn, Zr, Mo обычно убывают от песчаников к аргиллитам, и это трудно объяснить миграцией поровых растворов при диагенезе.

Также к переходной модификации пестрого типа относится распределение химических элементов во флишодных отложениях (фиг. 2, V, VI, VIII). Намечается группа элементов с упорядоченным типом распределения (K, Be, Mg, Al, Sc, Ti, V, Cu, Ga). Концентрация ряда элементов (Na, Sr, Mn, Pb, Zr, Mo) убывают от песчаников к аргиллитам. Максимальные содержания в алевролитах обычны для Fe, Cr, Ni, Zn, а для Ca более характерны минимальные содержания в алевролитах, отмечающиеся также иногда для Y, Yb (для последних более типично сглаженное распределение). Характер распределения Ba, Co изменчив в разных районах. Небезынтересно, что упорядоченный тип распределения характерен для тех же элементов, что и в отложениях песчано-глинистого флиша (за исключением Pb). Из элементов, характеризующихся убыванием концентраций от песчаников к аргиллитам, половина (Mn, Zr, Mo) — общие для песчано-глинистого флиша и флишоедов.

Упорядоченный тип распределения элементов, по Н. М. Страхову (1962), характеризуется тем, что содержания всех или подавляющей части элементов вначале нарастают от песчаников к аргиллитам, а затем снижаются от аргиллитов к известнякам. Сглаженная модификация этого типа отличается незначительной и часто ничтожной разницей между минимальными величинами содержаний элементов в песчаниках и максимальными в аргиллитах. Если пересчитать содержания элементов на бескарбонатное вещество, то при переходе от аргиллитов к мергелям и известнякам содержания одних элементов остаются практически постоянными, у других увеличиваются, у третьих уменьшаются.

Указаным признакам отвечает распределение химических элементов в породах кремнистого флиша близ г. Туапсе (фиг. 2, VII). Концентрации Fe, Mg, Al, K, Na, Ti, V, Ni, Co, Cu, Zn, Mo, Be, Ba, Cr, Ga, Pb, Sc при этом слабо нарастают от песчаников к алевролитам и затем к аргиллитам, уменьшаясь в кремнистых породах. Содержания Ca, Mn, Sr, Y достигают максимума в алевролитах и затем снижаются в аргиллитах и кремнях. Содержания Zr уменьшаются от песчаников к аргиллитам и кремням.

В породах карбонатного флиша (фиг. 3) большинство элементов (K, Be, Mg, Ba, Al, Sc, Ti, V, Cr, Co, Pb, Ga) характеризуется упорядоченным сглаженным распределением (см. фиг. 3, I—A, B, II—A, B, III—A, B). Концентрации некоторых элементов (Na, Ni, Cu, Y, Zr) уменьшаются от песчаников к аргиллитам и далее к известнякам. Для Mn, Sr характерны минимальные содержания в алевролитах и аргиллитах и два максимума — в известняках и песчаниках. Характер распределения Fe меняется в разных районах. При пересчете на бескарбонатное вещество (см. фиг. 3, I—B, Г, II—B, Г, III—B, Г) содержания Na, Ga в аргиллитах и известняках оказываются почти одинаковыми; содержания ряда элементов (Be, Sr, Ba, Mn, Fe, Ni, Cu, Pb, Y) увеличиваются от аргиллитов к известнякам, а других (K, Al, Sc, Ti, V, Cr, Co, Zr) уменьшаются.

Можно заметить, что в кремнистом флише больше элементов (75% от их общего числа) характеризуется упорядоченным типом распре-

ления, чем в карбонатном флише (60% от общего числа элементов), но при этом все элементы с упорядоченным типом распределения в карбонатном флише характеризуются таким же распределением в кремнистом флише, а большинство из них (за исключением Ba и Ca) и в песчано-глинистом флише.

Закономерный характер распределения химических элементов по петрографическим типам пород флиша позволяет вывести обобщенные ряды подвижности элементов при осадочной дифференциации, поскольку последние, как указывает Н. М. Страхов (1968 и др), отражают относительную роль растворов, тонкодисперсных и крупнокластических частиц в миграции элементов, зависящую от физико-географических условий осадконакопления. Учитывая также контрастность распределения химических элементов по петрографическим типам пород, можно принять для песчано-глинистого флиша следующий обобщенный ряд подвижности химических элементов: $Mn \rightarrow (Co, Ni) \rightarrow (Zr, Zn) \rightarrow (Fe, Cu) \rightarrow Na \rightarrow Sr \rightarrow Y \rightarrow Ti \rightarrow Pb \rightarrow (Ba, Cr) \rightarrow Ga \rightarrow V \rightarrow K$. Этот ряд несколько сходен с рядом подвижности элементов, полученным М. А. Глаголевой (1959) для рек Черноморского бассейна, но отличается повышенной подвижностью V, Cr, Ga, низкой подвижностью Mn, Cu. В этом отношении ряд подвижности элементов песчано-глинистого флиша больше похож на ряд подвижности элементов лабинской молассоидной угленосной формации среднего — верхнего карбона Передового хребта Кавказа.

Обобщенный ряд подвижности химических элементов флишоидных формаций девона, мела и палеогена имеет несколько другой вид: $Mn \rightarrow Sr \rightarrow (Na, Fe, Zr, Pb, Y) \rightarrow (Ba, Ni, Zn) \rightarrow Co \rightarrow (Ti, Cr, Cu) \rightarrow Ga \rightarrow V \rightarrow K$.

Ниже подвижность Sr, Na, Pb, Ba, чем в песчано-глинистом флише, повышается подвижность Co, Ni, Zn, Cu. По-прежнему аномально высокая подвижность V, Ti, Cr, Ga и низкая подвижность Mn.

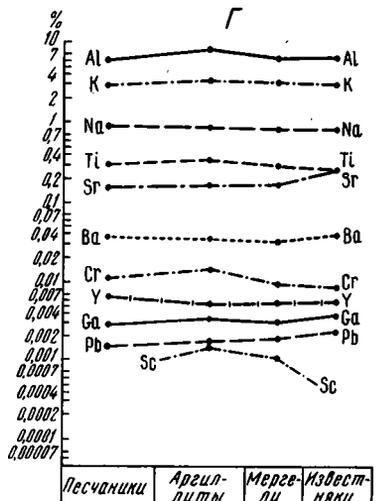
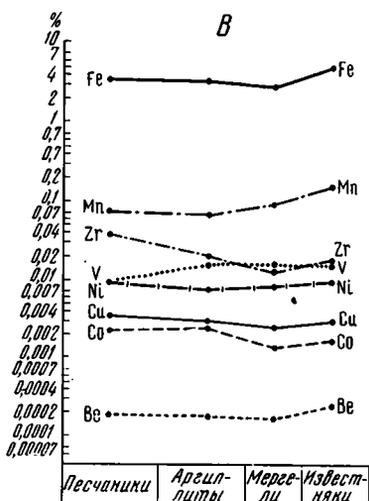
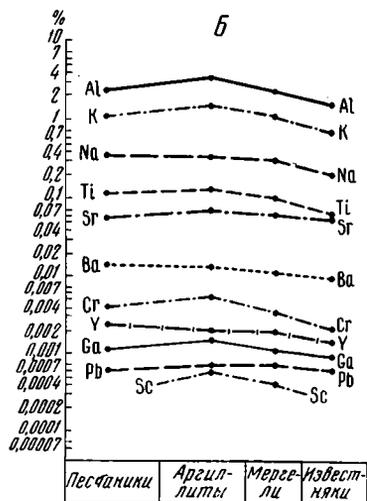
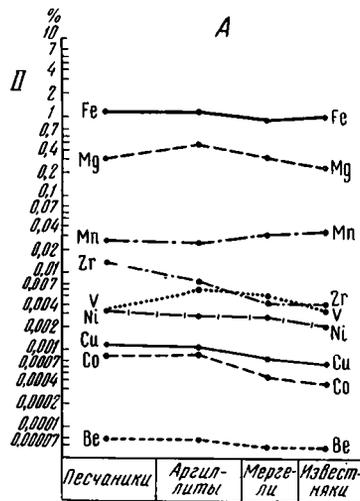
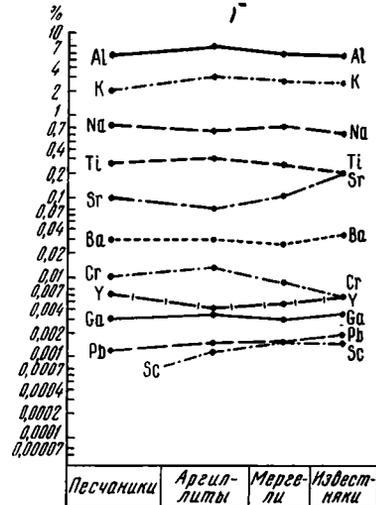
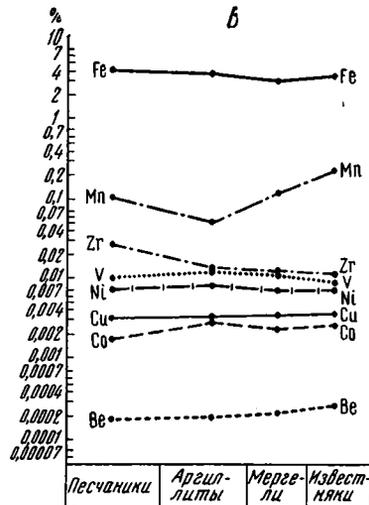
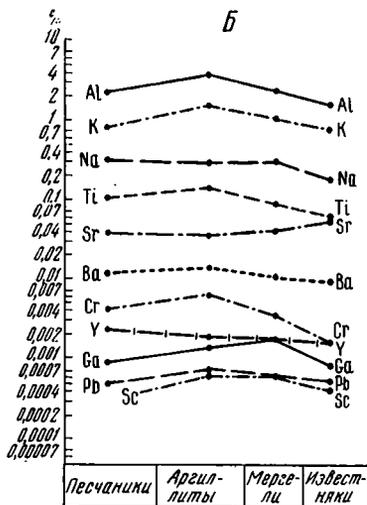
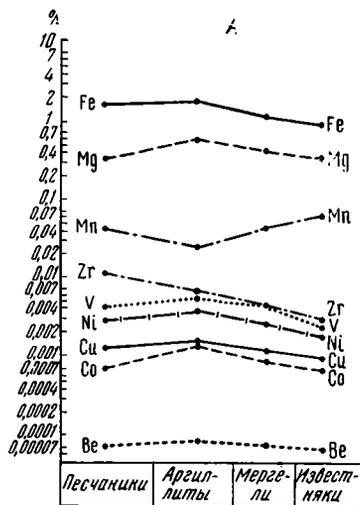
При накоплении кремнистого флиша расположение элементов в ряду подвижности существенно изменилось: $Zr \rightarrow Sr \rightarrow (Mn, Y) \rightarrow Cu \rightarrow Na \rightarrow (Fe, Ba, Ni, Pb) \rightarrow Ti \rightarrow K \rightarrow (Ga, Cr, Zn) \rightarrow Co \rightarrow V$.

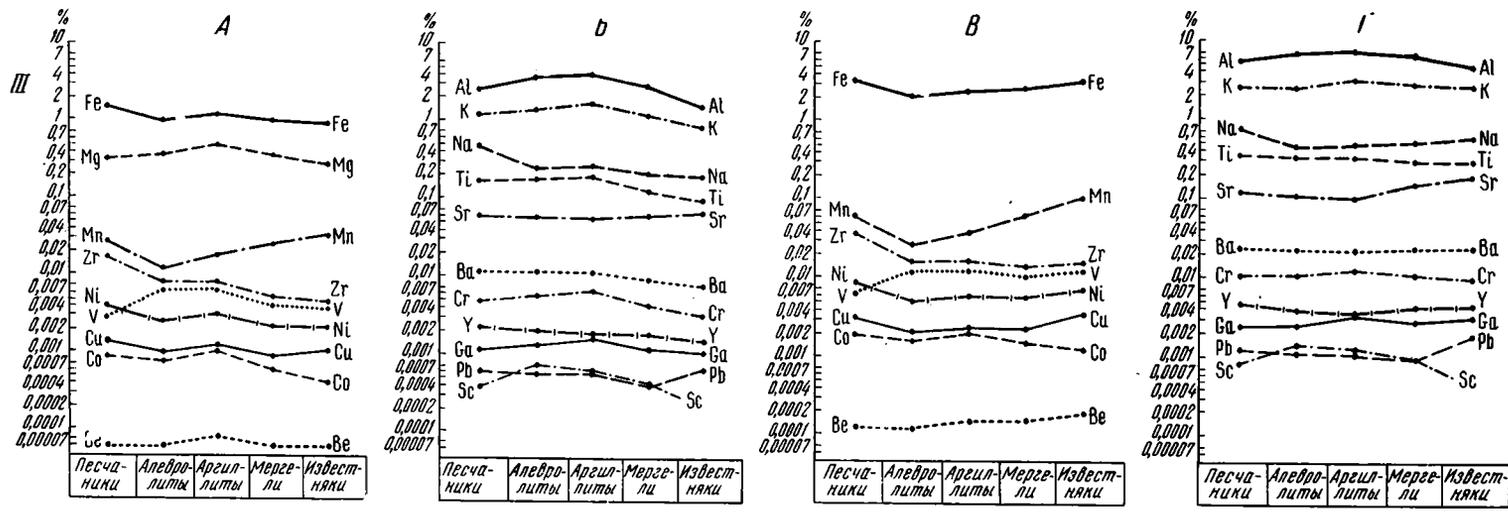
Подвижность Zr, Y, K ниже, чем при накоплении песчано-глинистого флиша и флишоидов, а Mn, Co, Zn — выше. Подвижность Na, Pb выше, чем при накоплении флишоидов, но ниже, чем при формировании песчано-глинистого флиша. Относительно низка подвижность Mn, Cu и высокая подвижность V, Ti, Cr, Ga.

Ряд подвижности элементов для карбонатного флиша похож на ряд подвижности для кремнистого флиша: $Zr \rightarrow Mn \rightarrow Y \rightarrow Na \rightarrow Fe \rightarrow (Sr, Ba, Ni, Cu) \rightarrow Ti \rightarrow Pb \rightarrow (Cr, Co, Ga) \rightarrow K \rightarrow V$.

В отличие от кремнистого флиша, выше подвижность Sr, K — почти такая же, как для песчано-глинистого флиша. По-прежнему низка подвижность Mn, высокая подвижность V, Ti, Cr, Ga. Последний признак можно, вообще, считать характерным для флиша и флишоидов.

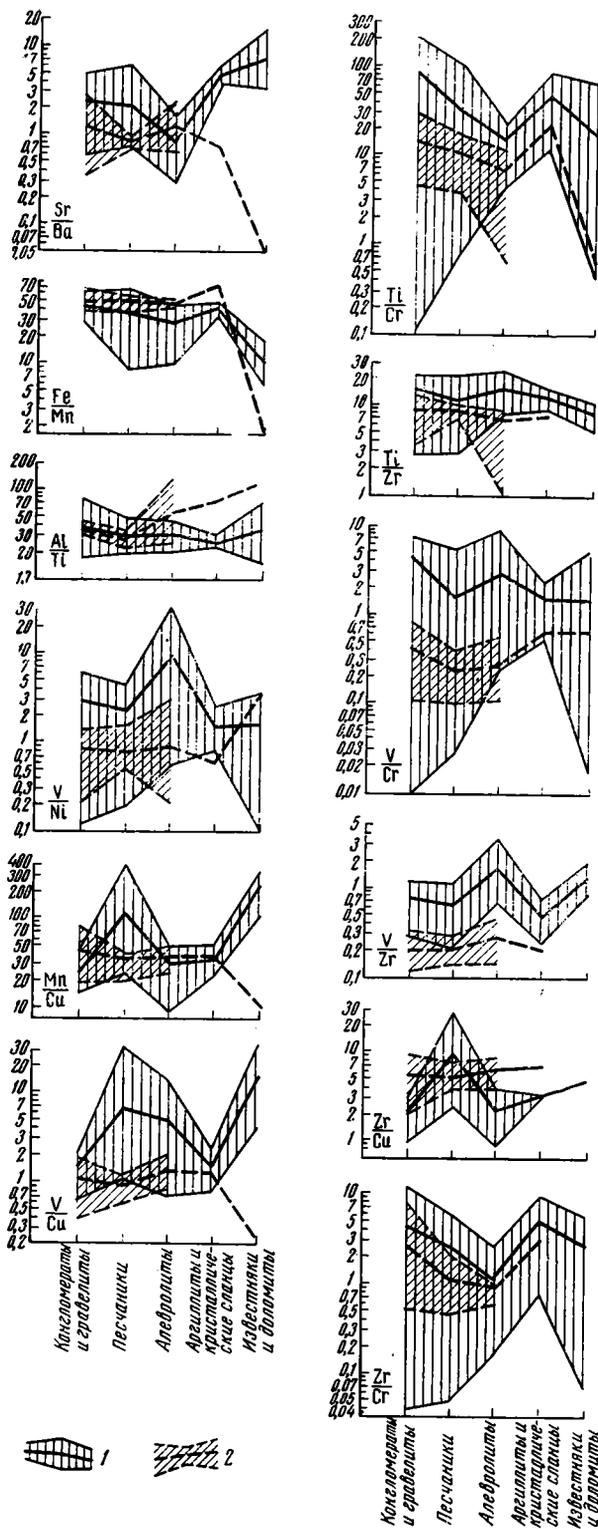
Заманчиво использовать данные геохимии для выяснения условий образования флиша. Существует несколько противоречивых гипотез о причинах накопления флиша. Д. В. Наливкин (1956) полагает, что флишевые отложения накапливались в дельтах горных рек, лагунах и на приморских низменностях. Большинство других исследователей считают флиш разновидностью морских и к тому же относительно глубоководных отложений, принимая разный механизм формирования флиша. Н. Б. Васюкович (1951) видел причину ритмичности флишевой седиментации в периодичности тектонических движений, Б. М. Келлер (1949) — в повторяемости землетрясений и порождаемых ими цунами, Ф. Кюнен, И. В. Хворова и др. (Kuenen, Megliorini, 1950; Kuenen, Menard, 1952; Kuenen, 1959, 1967; Хворова, 1958) — в деятельности мутьевых потоков,





Фиг. 3. Распределение химических элементов по типам пород в отложениях верхне-мелового карбонатного флиша

I — р. Аша (Кавказ), кампан; II — р. Туапсе (Кавказ), маастрихт; III — г. Новороссийск (Кавказ), верхний мел. А, Б — % от натуральной породы; В, Г — % от бескарбонатного вещества



а В. А. Гроссгейм (1961, 1963), М. Реш-Фролло (Rech-Frollo, 1966) и др. в колебаниях интенсивности донных течений, разносивших обломочный материал по флишевому трогу. Последняя точка зрения, по нашим материалам, правильнее других. Недавно Н. Б. Васюевич (1962) предложил «гибридную» гипотезу образования флиша. По его мнению периодические тектонические подвижки с сопутствующими им сейсмическими явлениями приводили к образованию мутьевых потоков, формировавших первый (песчано - алевроитовый) элемент флишевого ритма, а в дальнейшем шла уже нормальная седиментация, причем накопление второго (карбонатного) элемента ритма связано с деятельностью продольных донных течений, а третьего (глинистого бескарбонатного) — с понижением температуры вод.

Из изложенного ясно, что прежде всего геохимия может способствовать решению вопроса, являются ли флишевые отложения континентально-лагунными или морскими. В качестве геохимического индикатора морских и пресноводных осадков американские и западноевропейские исследователи используют в первую очередь бор (Кейт, Дегенс, 1961 и др.). С. М. Катченков (1950, 1955, 1959) для суждения об условиях осадкообразования рекомендовал учитывать соотношения пар химических элементов:

$$\frac{Ca}{Sr}, \quad \frac{Fe}{Mn}, \quad \frac{Mn}{Ni}, \quad \frac{Cu}{Ni}, \quad \frac{V}{Ni}, \quad \frac{V}{Cr}$$

Фиг. 4. Изменения отношений пар химических элементов по типам пород палеозоя, мезозоя и палеогена Кавказа
1 — морские нефлишевые отложения; 2 — континентальные отложения. Даны максимальные, минимальные и средние значения

и особенно $\frac{Sr}{Ba}$. Эти рекомендации были поддержаны А. Н. Резниковым (1961, 1962), З. А. Яночкиной (1964, 1966) и др. Напротив, К. Крейчи-Граф и др. (Krejci-Graf und And., 1965) указывают на ограниченные возможности использования отношений пар элементов. Ю. К. Бурков (1968) различает морские и континентальные отложения также в основном по Sr и Ba, но использует коэффициенты корреляции между концентрациями этих элементов, а также связи их с другими элементами.

Однако материалы наших исследований по геохимии нефлишевых осадочных толщ среднего — верхнего палеозоя и мезозоя Кавказа показали, что использование для суждения об условиях осадконакопления отношений пар элементов, в частности $\frac{Sr}{Ba}$, не всегда правомерно. Необходимо учитывать, из каких литологических типов пород отбирали образцы на анализ (фиг. 4). Не подтвердилось мнение С. М. Катченкова (1959), что в осадках пресноводных бассейнов отношение $\frac{Sr}{Ba} < 1$; а для морских > 1 . В некоторых морских отложениях отношение $\frac{Sr}{Ba} < 0,6—0,3$, а в некоторых континентальных > 2 . Это отношение позволяет уверенно отличать морские аргиллиты и известняки от пресноводных (для первых отношение $\frac{Sr}{Ba}$ 3,5—18, для вторых < 1), но неотлично для континентальных и морских алевролитов.

Отношение $\frac{Fe}{Mn}$ в морских песчаниках, алевролитах и аргиллитах в среднем ниже (8—70), чем в континентальных (40—80), а в известняках выше, но поля морских и континентальных отложений существенно перекрываются. Поэтому то, что А. Н. Резникову (1961, 1962) удалось успешно использовать отношение $\frac{Fe}{Mn}$ для выяснения глубины и солености палеобассейнов, объясняется лишь удачным сочетанием геологических особенностей изученных им объектов: исследовались литологически однородные маломощные толщи (в первом случае чокракские глины, во втором — верхнемеловые известняки Предкавказья), в пределах которых изучалось изменение величины отношения $\frac{Fe}{Mn}$ на площади с составлением схем изолиний. Если же пришлось бы сравнивать по абсолютным значениям железо-марганцевого коэффициента, например, чокракские глины Предкавказья с нижнемеловыми песчаниками Грузии, выводы об условиях их образования были бы далеко не столь убедительны.

Отношение $\frac{Al}{Ti}$ в континентальных аргиллитах и известняках выше (70—120), чем в морских (15—60), но уравнивается в песчаниках. Отношения $\frac{Ti}{Cr}$, $\frac{Zr}{Cr}$, $\frac{Ti}{Zr}$, $\frac{V}{Cr}$, $\frac{V}{Ni}$ в морских отложениях в среднем выше, чем в континентальных, но поля морских и континентальных отложений перекрываются. Отношения $\frac{V}{Cu}$, $\frac{Mn}{Cu}$ позволяют различать морские и пресноводные известняки, отчасти песчаники, но неприменимы для аргиллитов и гравелитов. Отношение $\frac{Zr}{Cu}$ в континентальных алевролитах и аргиллитах выше (3,5—8), чем в морских (1—3,5), но в песчаниках уравнивается. Лишь отношение $\frac{V}{Zr}$ во всех типах континентальных отложений ниже (0,12—0,4), чем в морских (0,25—4).

Таким образом, используя при палеогеографических реконструкциях отношения пар элементов, для известняков лучше брать отношения $\frac{Sr}{Ba}$, $\frac{Fe}{Mn}$, $\frac{Al}{Ti}$, $\frac{Mn}{Cu}$, $\frac{V}{Cu}$, для аргиллитов — отношения $\frac{Sr}{Ba}$, $\frac{Al}{Ti}$, $\frac{V}{Zr}$, $\frac{Cu}{Zr}$, для алевролитов — отношения $\frac{V}{Zr}$, $\frac{Zr}{Cu}$, для песчаников — отношения $\frac{V}{Zr}$, $\frac{V}{Cu}$, отчасти $\frac{Sr}{Ba}$, $\frac{Mn}{Cu}$. При этом предпочтительнее анализы известняков и аргиллитов.

Если сравнить значения отношений пар элементов для флишевых и флишоидных отложений, с одной стороны, и морских и континентальных нефлишевых отложений Кавказа, с другой (см. фиг. 1, IV—VI), то представляется более правильным отнести флиш и флишоиды к морским отложениям. В известняках флиша отношение $\frac{Sr}{Ba} = 6—8,6$, $\frac{Fe}{Mn} = 15—31$, $\frac{Al}{Ti} = 16—27$, $\frac{V}{Zr} = 0,8—0,9$, $\frac{V}{Cu} = 2,4—5,1$, т. е. отношение $\frac{Sr}{Ba}$ значительно выше, чем в континентальных карбонатных породах, и такое же, как в морских известняках; отношение $\frac{Fe}{Mn}$ несколько выше, чем в морских известняках (6—18); отношение $\frac{Al}{Ti}$ такое же, как в морских известняках (15—67), и значительно ниже, чем в континентальных; отношения $\frac{V}{Zr}$, $\frac{V}{Cu}$, как в морских известняках, и значительно выше, чем в континентальных доломитах. В аргиллитах флиша и флишоидов отношения $\frac{Al}{Ti}$ (соответственно 21—23 и 26—36) такие же, как в морских аргиллитах, и гораздо меньше, чем в континентальных; отношения $\frac{V}{Zr}$ (0,76—1,3 и 0,55—1,6), $\frac{V}{Cu}$ (2,5—7,7 и 1,8—3,7) выше, чем в континентальных аргиллитах, и обычны для морских аргиллитов; отношение $\frac{Sr}{Ba}$ колеблется в слишком больших пределах (0,27—5,2), чтобы его можно было учитывать.

Однако представляется, что для генетических выводов более убедительно использовать диаграммы сравнительного содержания элементов, зависимости отношений пар элементов от одного из этих элементов и корреляции двух отношений пар элементов (фиг. 5).

На генетических диаграммах сравнительного содержания элементов (для примера приведем такие диаграммы для Al—Ti, а также V—Cu) четко выделяются поля континентальных и морских отложений, часто резко не совпадающие друг с другом, но обычно несколько перекрывающиеся. При этом поля флишевых и флишоидных отложений на подобных диаграммах почти совпадают с полями морских нефлишевых отложений и имеют существенно иную конфигурацию, чем поля континентальных отложений. Например, при равных концентрациях Ti морские нефлишевые и флишевые отложения обычно содержат меньше Al, чем континентальные, а при равных содержаниях Cu — больше V, чем континентальные.

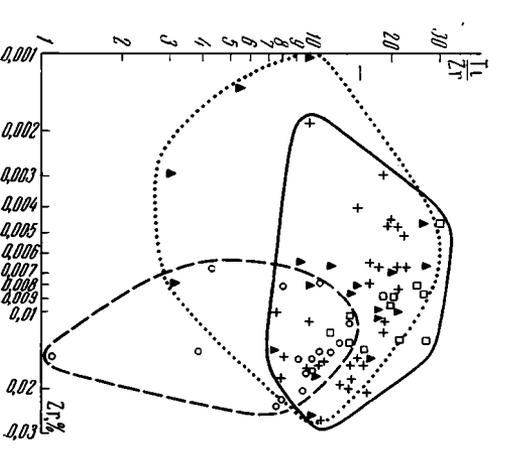
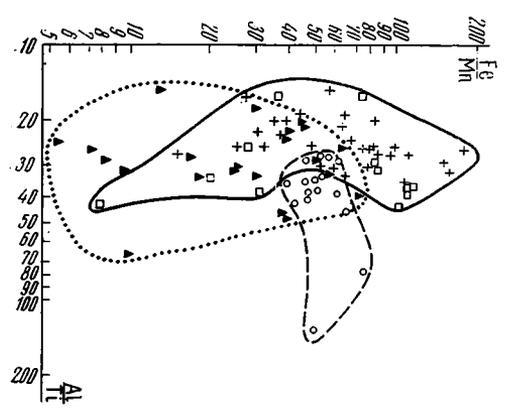
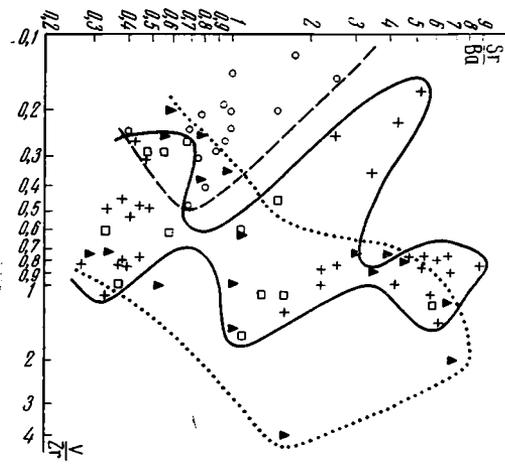
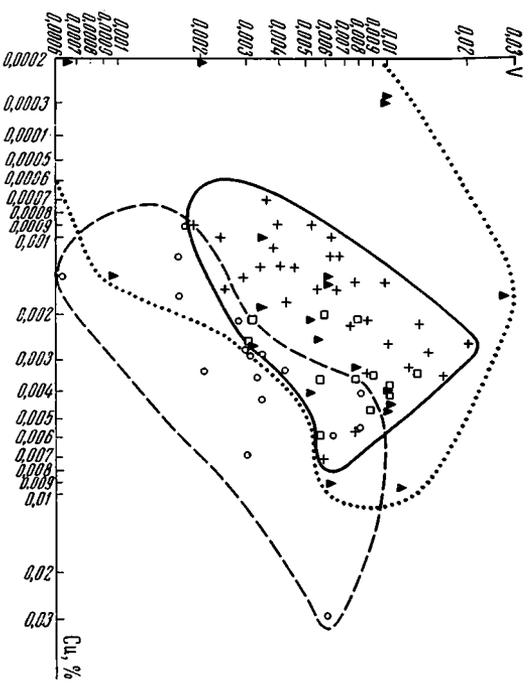
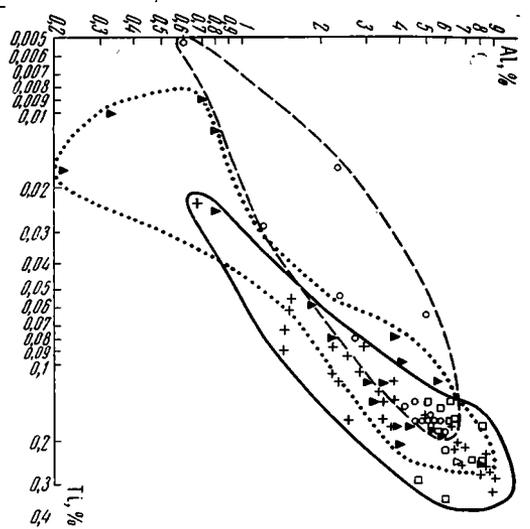
На диаграммах корреляции $\frac{Ti}{Zr}$ с Zr и $\frac{V}{Zr}$ с Zr, как и на ряде других аналогичных диаграмм, поля флишевых и флишоидных отложений близко совпадают с полями морских отложений и лишь частично перекрываются полями континентальных отложений. Последние отличаются меньшими пределами колебаний содержания Zr при больших средних его содержаниях и пониженными значениями отношений $\frac{Ti}{Zr}$, $\frac{V}{Zr}$ по сравнению с флишевыми и морскими нефлишевыми отложениями.

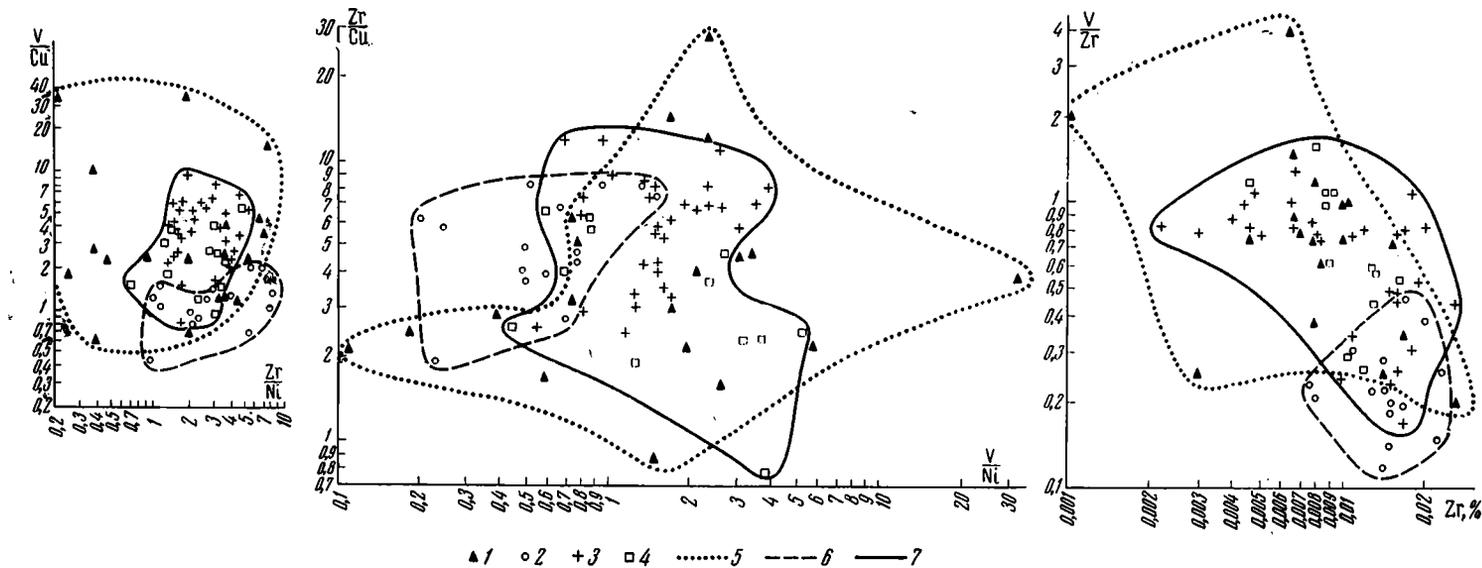
Также существенно совпадают поля флишевых и морских нефлишевых отложений на диаграммах корреляции отношений $\frac{Sr}{Ba}$ с $\frac{V}{Zr}$, $\frac{Fe}{Mn}$ с $\frac{Al}{Ti}$, $\frac{V}{Cu}$ с $\frac{Zr}{Ni}$, $\frac{Zr}{Cu}$ с $\frac{V}{Ni}$ и др. На диаграмме $\frac{Sr}{Ba}$, $\frac{V}{Zr}$ заметно, что для континентальных отложений при равных значениях отношения $\frac{Sr}{Ba}$ характерны более низкие величины отношения $\frac{V}{Zr}$, чем для флишевых и морских нефлишевых отложений, к тому же только в последних встречаются максимальные значения отношения $\frac{Sr}{Ba}$ (> 3). Диапазон колебаний значений отношения $\frac{Fe}{Mn}$ для морских нефлишевых и флишевых отложений больше, чем для континентальных (для последних значения этого отношения > 40), а при равных значениях отношения $\frac{Fe}{Mn}$ флишевые отложения имеют меньшие значения отношения $\frac{Al}{Ti}$, чем континентальные. Для флишевых отложений также характерны более высокие значения отношений $\frac{V}{Cu}$, $\frac{V}{Ni}$, чем для континентальных.

В целом геохимические данные однозначно свидетельствуют о принадлежности флишевых и флишоидных отложений к морским. На это же указывают и немногочисленные находки цельных остатков макрофауны и более обычные находки микрофауны во флишевых толщах: остатков груборебристых пелеципод и аммонитов в таврической флишевой формации Крыма (Шалимов, 1962), аммонитов во флишевых юрских отложениях Болгарии (Ткачук, Афанасьева, 1967), пелеципод, аммонитов и особенно фораминифер в меловом и палеогеновом флише Карпат (Геология СССР, 1966; Грузман и др., 1966).

Характер распределения химических элементов по типам пород флиша также позволяет сделать некоторые генетические выводы. Как указывает Н. М. Страхов (1962, 1968), на распределение химических элементов и формы их миграции существенно влияют степень расчлененности рельефа областей питания и палеоклиматические условия. Преобладание переходной модификации пестрого типа распределения химических элементов при накоплении песчано-глинистого флиша и флишоидов указывает на значительную расчлененность рельефа областей питания и заметное развитие процессов химического выветривания. Переход к сглаженной модификации упорядоченного типа распределения при накоплении карбонатного и особенно кремнистого флиша свидетельствует об интенсификации процессов химического выветривания в областях питания и некоторой пенеппенизации последних, но во флишевые трогги поступали еще значительные массы обломочного материала, правда, не подавлявшие уже накопление известняков и кремнистых пород.

Различия в длительности переноса и переотложения обломочного материала в процессе накопления песчано-глинистого флиша и флишоидов, с одной стороны, кремнистого и карбонатного флиша, с другой, подчеркиваются также величинами отношения $\frac{K}{Na}$. При недолговременном переносе обломочного материала содержание Na превышает содержание K, а при длительном его переотложении K содержится больше Na (Рухин, 1953). В песчаниках песчано-глинистого флиша и флишоидов средние значения отношения $\frac{K}{Na}$ соответственно 0,67—1,4 и 0,23—0,42, а в пес-





Фиг. 5. Генетические диаграммы корреляции пар элементов, отношений пар элементов с одним из этих элементов и двух отношений пар элементов

Отложения: 1 — морские нефлишевые, 2 — континентальные, 3 — флишевые, 4 — флишеидные поля отложений; 5 — морских нефлишевых, 6 — континентальных, 7 — флишевых и флишеидных

чаниках карбонатного и кремнистого флиша 2,5—3,3 и 5,2; в аргиллитах песчано-глинистого флиша и флишоидов—0,75—4 и 0,6—1, а в аргиллитах карбонатного и кремнистого флиша—4—6,4, что указывает на более длительное переотложение обломочного материала при накоплении карбонатного и кремнистого флиша.

Строгая выдержанность характера распределения химических элементов по типам пород флиша позволяет также считать маловероятным объяснение ритмичности флишевой седиментации деятельностью мутьевых потоков. В последнем случае не успевала бы происходить дифференциация химических элементов, и мы вправе были бы ожидать более пестрого и незакономерного их распределения. Гипотеза мутьевых потоков не объясняет и образование характерных текстур и типов ритмичности флиша (Архипов, 1965).

Таким образом, по геохимическим данным отложения кавказского и крымского флиша представляют собой нормально-морские осадки, накопившиеся в бассейнах, прилегавших к областям сноса с расчлененным рельефом. Некоторая пенеппенизация питающих провинций и большее развитие химического выветривания отмечаются при отложении карбонатного и кремнистого флишей. Не наблюдается каких-либо геохимических признаков переноса песчано-алевритовых осадков мутьевыми потоками из мелкой части шельфа в глубоководные области накопления флиша. Напротив, песчано-алевритовые и глинисто-карбонатные породы флиша накапливались в сходных геохимических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов И. В. По поводу одной гипотезы происхождения флиша. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 3.
- Бурков Ю. К. Линейные парагенезы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы условий седиментогенеза.— В сб.: Физические и химические процессы и фации. «Наука», 1968.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и астрогология. Географический сб., вып. XV. Изд-во АН СССР, 1962.
- Геология СССР, т. 48. Карпаты, ч. I. «Недра», 1966.
- Глаголева М. А. К геохимии осадков Черного моря.— В кн.: Современные осадки океанов и морей. Изд-во АН СССР, 1961.
- Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Гостоптехиздат, 1961.
- Гроссгейм В. А. О характере течений во флишевых бассейнах.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1963, т. 38, вып. 1.
- Грузман А. Д., Дабаган Н. В., Круглов С. С., Кульчицкий Я. О., Максимов Д. В., Петрашкевич М. И., Ренфман Д. М., Темнюк Ф. И., Шакин В. А. Унифицированные схемы стратиграфии верхне-меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. Палеонтологический сб., № 3, вып. 2. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Катченков С. М. Корреляция геологических разрезов по спектральному анализу.— Изв. АН СССР. Сер. физ., 1950, т. IX, № 5.
- Катченков С. М. Новый метод корреляции осадочных толщ по данным спектрального анализа.— Нов. нефт. техн., вып. 3, 1955.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Кейт М. Л., Дегенс Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В сб.: Геохимические исследования. ИЛ., 1961.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, Сер. геол., 1949, вып. 34.
- Космачев В. Г. Распределение химических элементов в таврической формации Крыма.— В сб.: Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины, т. 6, «Недра», М., 1965.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Д. П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Изд-во Харьковск. ун-та, 1961.
- Логвиненко Н. В., Космачев В. Г. Особенности геохимии диагенеза терригенного флиша.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. «Наука», 1968.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Резников А. Н. Железо-марганцевый коэффициент как показатель обстановки осадконакопления. Изв. высш. учебн. завед., нефть и газ, Баку, 1961, № 1.

- Резников А. Н. К вопросу о геохимических условиях осадконакопления в верхнемеловую эпоху в пределах Восточного Предкавказья по данным спектрального анализа.— Тр. Грозн. нефт. ин-та, 1962, сб. 26.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Типы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон.— Геохимия, 1956, № 6.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 23.
- Ткачук Л. Г., Афанасьева И. М. Вопросы литологии Карпато-Балканского региона. Материалы VII съезда Карпато-Балканской геол. ассоциации. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Хворова И. В. О происхождении флиша.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, т. 33, вып. 5.
- Шалимов А. И. Некоторые новые данные по стратиграфии, литологии и происхождению флишевой таврической серии (Горный Крым).— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1962, т. 42, вып. 2.
- Яночкина З. А. Малые элементы — индикаторы условий седиментации.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2.
- Яночкина З. А. Статистические методы изучения пестроцветов. «Недра», 1966.
- Krejci-Graf K., Klein K., Kreher A., Rosswurm H., Wenzel G. Versuche zur geochemischen Fazies — Diagnostik. Chem. Erde, B. 24, H. 2, 1965.
- Kuenen P. H. Turbidity currents as a major factor in flysch deposition. Eclogae Geol. Helv., No. 51, 1959.
- Kuenen P. H. Emplacement of flyschtype sand beds. Sedimentology, v. 9, No. 3, 1967.
- Kuenen P. H., Megliorini C. J. Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., No. 58, 1950.
- Kuenen P. H., Menard H. W. Turbidity currents, graded and nongraded deposits. J. Sediment. Petrol., No. 22, 1952.
- Rech-Frollo M. Observations sur la note de W. D. Nesteroff, le problème des turbidites: les données océanographiques modernes. Compt. rend. Soc. géol. France, No. 8, 1966.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
23.XII.1969

УДК 551.31 551.72 (871.53)

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ КАРАГАССКОЙ СВИТЫ РИФЕЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПРИСАЯНЬЕ

В. А. ГОЛОВКО

Приводится петрографическая характеристика осадочных пород карагасской свиты рифея Северо-Восточного Присянья и рассматриваются геохимические особенности условий их образования.

Карагасская свита широко распространена в Северо-Восточном Присянье на границе Сибирской платформы и Восточно-Саянской складчатой зоны — верховье рек Бирюсы, Уды, Ии. Впервые эти отложения выделил и кратко охарактеризовал А. С. Хоментовский (1950). Позже их изучил В. Е. Дибров (1964), отметивший, что они накопились в условиях, переходных от геосинклинальных к платформенным. Проводимые в последние годы Иркутским геологическим управлением, ВИМСом и ИГЕМом работы по изучению марганценосности района позволили получить новые данные о карагасской свите.

Карагасская свита представлена преимущественно многократно чередующимися пестроокрашенными прослоями песчаников, алевролитов, доломитизированных песчаников, алевролитов и доломитов с прослоями конгломератов, образующих терригенно-карбонатную толщу мощностью до 2 км. Эта толща прорвана малыми интрузиями диабазовых пород нерсинского комплекса. В ней иногда встречаются небольшие пластовые и линзовидные скопления первичных руд железа и марганца гематитового и браунито-гаусманитового состава. Кроме того, в районе довольно широко распространены окисленные марганцевые, железо-марганцевые и железные руды, которые, как показывает имеющийся материал, образовались преимущественно в мезозое и кайнозое в результате выветривания богатых железом и марганецсодержащих карбонатов. Характеристика этих руд в данной работе не приводится, так как они возникли значительно позже и в другой физико-химической обстановке.

Ниже дается краткая характеристика основных петрографических разновидностей пород и связанных с ними первичных рудных образований.

К о н г л о м е р а т ы встречаются преимущественно в основании карагасской толщи. Они образуют невыдержанные прослои, линзы, представленные гальками подстилающих пород (гранитов, спилитов, сланцев, гнейсов, доломитов, песчаников и жильного кварца). Галька сцементирована гравийно-песчаным материалом полимиктового состава, реже алевролитами и песчаными доломитами.

Д о л о м и т ы главным образом серые, белые, розовато-серые, красно-бурые, массивные и слоистые. Они сложены зернами размером 0,001—0,3 мм ромбовидной или изометрической формы. Встречаются иногда также доломиты, представленные оолитами размером 0,3—1,2 мм. Их форма эллипсоидальная, внутреннее строение сферолитовое, реже концентрическое. В доломитах иногда прослеживаются небольшие гнезда и прослои, сложенные агрегатами тонкозернистого кварца и хал-

Результаты химического анализа карагасских пород, %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	2,32	21,44	97,25	78,93	84,55	60,86
Al ₂ O ₃	0,61	1,96	1,31	8,79	6,90	18,50
Fe ₂ O ₃	0,52	0,10	0,30	2,70	0,70	2,94
FeO	1,16	1,28	—	—	—	0,29
MnO	0,17	0,18	Сл.	Сл.	Сл.	Не обн.
TiO ₂	0,03	0,07	0,03	0,34	0,18	0,72
CaO	29,10	22,78	0,21	0,42	0,31	0,26
MgO	19,77	15,31	0,09	0,85	0,11	0,46
K ₂ O	0,55	1,29	0,23	5,25	5,20	13,96
Na ₂ O	0,03	0,11	0,07	0,1	0,08	0,30
BaO	0,05	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,27	0,11	0,12	0,27	0,25	0,20
CO ₂	44,70	35,00	—	—	—	0,10
S	<0,05	—	—	—	—	0,05
+H ₂ O	0,35	0,36	—	—	—	—
-H ₂ O	Не обн.	0,06	—	—	—	0,08
П. п. п.	—	—	0,28	1,31	0,37	1,0
Σ	99,68	100,05	99,92	99,00	98,65	99,72

Примечание. 1—доломит, р. Яга (к-1065); 2—песчаный доломит, р. Рубахина (скв. 37); 3—кварцевый песчаник, р. Каменка (к-1033); 4—полевошпатово-кварцевый песчаник, р. Каменка (к-1047); 5—полевошпатово-кварцевый алевролит, р. Каменка (к-3327); 6—аргиллит, р. Яга (к-1067)

цедона, водорослевые горизонты и небольшие гнезда флюорита. Прослой доломитов залегают в различных частях характеризуемой толщи, причем в средней части довольно широко распространены водорослевые доломиты, а в верхней — кремнистые. Нерастворимый остаток в них представлен преимущественно кварцем и полевыми шпатами, количество которых достигает 50%. Тяжелой фракции немного (0,004—0,04%); в ее составе рutil, турмалин, анатаз, лейкоксен, пирит, апатит.

В настоящее время уже накоплен материал по химизму карагасских пород, полученный в лабораториях ВИМСа и ИГУ. В табл. 1 (1, 2) приводятся результаты химического анализа наиболее часто встречающихся разновидностей доломитов и песчаных доломитов. Содержания основных компонентов доломитов довольно близки к таковым по А. Г. Бетехтину (1950). В песчаных доломитах происходит резкое увеличение содержания SiO₂ (до 25%) и Al₂O₃ (до 5%). Кроме того, в карбонатных и терригенно-карбонатных породах довольно часто присутствуют Fe и Mn, причем содержание Fe иногда достигает значительных количеств. Пересчет данных химического анализа показал, что в доломитах и цементе терригенно-карбонатных пород содержится, %: CaCO₃ 46—56, MgCO₃ 38—43, FeCO₃ 2—15; MnCO₃ 0,3—1,0. Fe и Mn, скорее всего, являются изоморфными примесями в доломитах, где их двухвалентные катионы замещают двухвалентные катионы Mg и Ca. Это, как известно, приводит к увеличению удельного веса и показателей преломления доломита. Так, в доломите с содержанием, %: CaCO₃ 53,34; MgCO₃ 41,08; FeCO₃ 5,11; MnCO₃ 0,47 — удельный вес увеличивается до 2,88; Np=1,513; Ng=1,691.

Абсолютный возраст карбонатных пород средней части карагасской свиты, определенный в лабораториях ВИМСа и ГИНа (А. И. Пантелеев, Ю. Б. Шитов) калий-аргоновым методом, равен 600 млн. лет. Полученные данные позволяют отнести характеризующие отложения к рифейской группе протерозоя и согласуются с данными М. А. Жаркова (1964), определяющего возраст раннего палеозоя (эокембрия) юга Сибирской платформы в 600—800 млн. лет.

Песчаники и алевролиты красно-бурые, розовато-серые, светло-серые и белые, кварцевые и полевошпато-кварцевые. Их зерна слабо окатаны, реже окатанность хорошая. Песчаники, преимущественно, тонко- и мелкозернистые, алевролиты — разномзернистые. Кластический материал сцементирован карбонатным, кремнисто-серицитовым, железисто-серицитовым, гидрослюдистым, реже кремнистым веществом. Тип цемента контактовый, базальный, поровый и регенерационный. Среди основных кварцевых и полевошпатовых зерен в небольших количествах встречаются аллотигенные минералы: циркон, турмалин, рутил, магнетит, ильменит, а также аутигенные: пирит, титанистые минералы, апатит. Песчаники в толще карагасских отложений наиболее часто встречаются в нижней и средней частях, алевролиты — в верхней.

Результаты химического анализа, приведенные в табл. 1 (3—5), показывают, что кварцевые песчаники представлены почти исключительно SiO_2 . В полевошпатовых песчаниках и алевролитах в значительных количествах присутствует Al и K.

Аргиллиты распространены ограниченно и образуют маломощные прослои, преимущественно буровато-коричневые. Они слагаются глинистым веществом (до 70—90%), часто с примесью алевритового материала и гидроокислов железа. Изучение глинистых пород под электронным микроскопом, выполненное в лаборатории ВИМСа Н. И. Чистяковой, свидетельствует о том, что они сложены главным образом пластиночками гидрослюды, имеющими изометричное и псевдогеокагональное очертание с характерными для них ступенчатыми сколами. Реже встречается каолинит в виде шестиугольных табличек и палочковидные кристаллики галлуазита, а также единичные бесформенные с довольно четкими очертаниями чешуйки, вероятно, монтмориллонита. Приведенные в табл. 1 (6) результаты химического анализа аргиллитов с примесью алеврита (до 10—15%) показывают, что в породе соотношение молекулярных количеств SiO_2 и Al_2O_3 не соответствует таковому в гидрослуде. Оно равно 5,6 и является завышенным. Однако если учесть, что в аргиллитах кластический материал представлен кварцем и калишпатами, за счет которых произошло увеличение SiO_2 в породе, и если этот SiO_2 вычесть, то величина соотношения указанных компонентов уменьшится и будет, вероятно, соответствовать таковой в гидрослуде. Преимущественно гидрослюдистый состав аргиллитов подтверждается также повышенным содержанием K, который, по И. Д. Зхусу (1966), фиксируется в межслоевых промежутках гидрослюды.

В глинистых породах довольно часто встречаются отпечатки кристалликов каменной соли, иногда сферолиты ангидрита. Кроме того, во всех типах карагасских пород в незначительных количествах постоянно присутствует B (следы — 0,15%) и F (0,01—0,08%).

Руды данного района, связанные с карагасскими отложениями, представлены двумя генетическими типами: а) первичные железные и марганцевые руды, возникшие в определенных условиях процесса седиментации, диагенеза и слабого метаморфизма; б) вторичные (окисленные — остаточные и инфильтрационные), образовавшиеся в результате выветривания железо- и марганецсодержащих карбонатов.

Среди первичных руд, в свою очередь, выделяются рудные скопления окисных соединений Fe и Mn и карбонатные соединения этих элементов.

Окисные руды встречаются в основании карагасской толщи на северо-западе и юго-востоке района. Среди них выделяются железные (гематитовые) и марганцевые (браунито-гаусманитовые) руды.

Гематитовые руды образуют небольшие (до нескольких сотен метров) линзовидные тела мощностью до 1—3 м, залегающие преимущественно среди терригенных пород, сцементированных окислами Fe. В цементе содержание Fe от 10—26%, Mn 0,2—0,6%. В рудах содержание Fe увеличивается до 52%, содержание Mn примерно, как в цементе. Коли-

чество Р изменяется от 0,002 до 0,03%, а SiO_2 от 10 до 25%. Гематитовые руды скрытокристаллические, массивные, очень плотные и крепкие. Реже они имеют корковое или колломорфное строение. В рудах встречаются небольшие прослойки, прожилки, линзочки крупнозернистого гематита, доломита, вторичного кварца, а также кластический материал. Кроме того, встречаются руды тонко- или грубополосчатого строения, в которых гематитовые прослои чередуются с кварцевыми или гематитокварцевыми. Спектроскопическое исследование руд показало, что в них содержатся элементы-примеси: Ni, Co, V, Mo, Cu, Zn, Sn, Ag и др., но содержания их равны кларковым. Исключение составляют Pb (до 0,01%), Sb (до 0,0033%) и Ge (до 0,0033%). Необходимо отметить, что Ge в скрытокристаллических разностях гематита до 33 г/т, т. е. несколько больше, чем в крупнозернистых разностях (22 г/т).

Основной рудообразующий минерал данных руд — гематит. Он в составе рудных тел образует крупные полусферические колломорфные и полосчатые образования. Наряду с аллотриоморфнозернистой структурой, характерной для участков сплошного сильно перекристаллизованного гематита, встречаются участки, сложенные гематитом гранобластической структуры. Кроме того, встречаются агрегаты гематита таблитчатого или пластинчатого облика.

Браунито-гаусманитовые руды, встреченные только на юго-востоке района, образуют небольшую линзовидную залежь длиной до 130 м, мощностью до 0,6 м, состоящую из более мелких четкообразных линз и гнезд размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров.

По данным химического анализа, в рудах содержится, %: Mn 27—43; Fe 1—6; P 0,002—0,03.

Макроскопически руды черные с синеватым оттенком, очень плотные, крепкие, с раковистым изломом. Структура плотных массивных разностей скрытокристаллическая и нередко крупнозернистая. В рудах широко проявлены признаки колломорфного строения. Основные рудообразующие минералы — браунит и гаусманит, детальная характеристика которых приведена в работе А. Т. Сулова и П. Ф. Андрущенко (1967).

Залегают тела первичных железных и марганцевых руд согласно с вмещающими породами, их контакт четкий, приконтактовая поверхность ровная или слабоволнистая.

В настоящее время на данной территории первичные железные и марганцевые карбонатные руды не установлены. Исследование широко распространенных в районе остаточных и остаточно-инфильтрационных марганцевых, железо-марганцевых и железных руд указывает на образование их в результате окисления в зоне гипергенеза карбонатных соединений Mn и Fe. Последние могут образовывать самостоятельные прослои или быть цементом кластических частиц в осадочных породах.

Широкое распространение среди карагасских отложений карбонатов с повышенным содержанием Fe и Mn могут указывать на существование в районе богатых карбонатных железных и марганцевых руд.

Особенности состава карагасских отложений характеризуют определенные условия образования. С одной стороны, присутствие в них окислов Fe и Mn, а также, возможно, привнесенных каолинита и галлуазита, позволяют сделать вывод о том, что в области питания выветривание пород происходило в условиях теплого и влажного климата, а с другой — наличие первичных доломитов, красноцветная окраска пород присутствие в них относительно повышенных концентраций В и F, как известно, характеризуют первые стадии аридного литогенеза (Страхов, 1960, 1962).

Хорошая сохранность каолинита, галлуазита и зерен полевых шпатов, а также незначительная окатанность последних указывают на близкое расположение областей питания и седиментации. Можно полагать, что

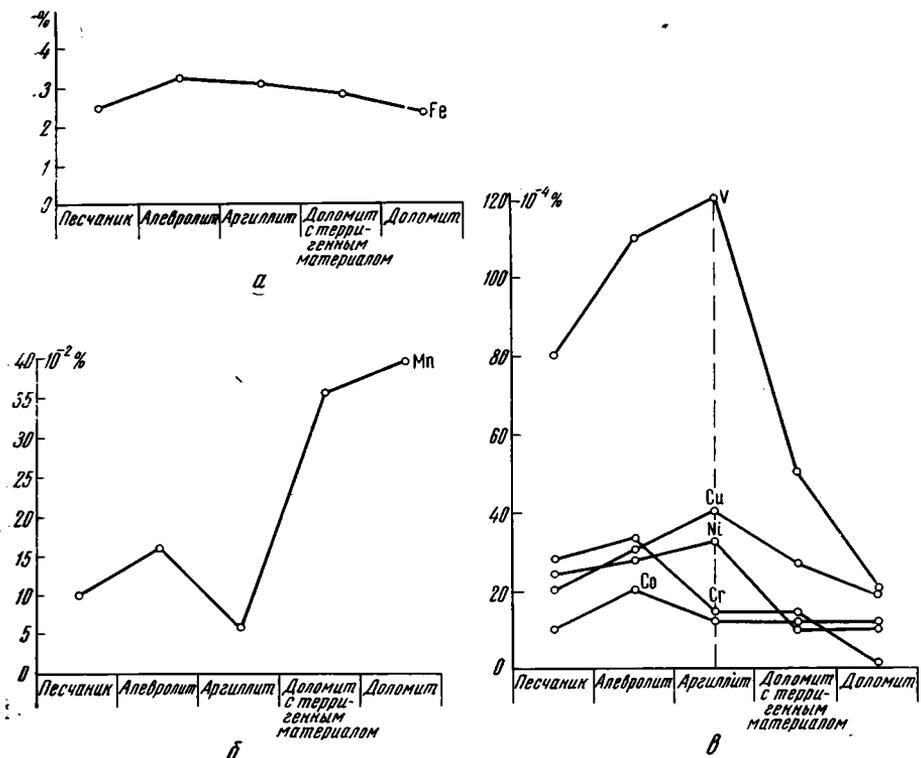
резкого различия климата в области питания и седиментации не было и он, был, скорее всего, семиаридным, при котором количество осадков, хотя и незначительно, но преобладало над их испарением. Климат был переходным от аридного к гумидному. В этих условиях в области питания происходило значительное физико-химическое выветривание пород до гидрослюдисто-каолинитовой стадии, и в этих же условиях мог существовать карагасский бассейн начальных стадий аридного литогенеза. Бассейн был мелководным, что подтверждается наличием в породах следов ряби, волноприбойных знаков, отпечатков водорослей и косой слоистости. Многократное чередование различных пород свидетельствует о смене тектонических движений в данном районе в рифейское время, а трещины усыхания — о непродолжительности выхода отдельных участков дна бассейна на дневную поверхность. Соленость бассейна была более или менее постоянной и находилась преимущественно на доломитовой стадии осолонения. В отдельных краевых участках бассейна спорадически проявлялись и более высокие стадии аридного литогенеза, о чем свидетельствуют встреченные в породах отпечатки кристалликов каменной соли и ангидрита. Такая соленость бассейна могла поддерживаться, с одной стороны, связью его с океаном, а с другой — семиаридностью климата, способствовавшего умеренному упариванию бассейна.

В области питания, ограничивавшей карагасский бассейн с юго-запада и запада, по данным В. Е. Диброва (1964), были распространены древние изверженные и метаморфические породы (преимущественно граниты, гнейсы, карбонаты, сланцы, песчаники и др.). Кроме того, последними работами ИГУ среди них установлены рудопроявления железомарганцевых и марганцево-карбонатных руд.

Своеобразие физико-химических процессов, протекавших в области питания и седиментации, определялось не только климатическими особенностями, но и своеобразным газовым составом атмосферы и гидросферы, существовавшим в рифее. Н. М. Страхов (1963) отмечал, что по мере эволюции Земли происходила также эволюция состава атмосферы. К концу рифея в общем определился современный качественный состав атмосферы, но все же для нее было характерно еще несколько пониженное содержание кислорода и повышенное количество углекислоты по сравнению с послерифейским временем. Все эти особенности не могли не сказаться определенным образом на физико-химических процессах, протекавших в зоне гипергенеза и области седиментации.

Известно, что в гумидных условиях процессы выветривания пород обычно проходят две стадии: щелочную и кислую (Страхов, 1960). В первую стадию выносятся все легкорастворимые элементы и в коре выветривания накапливаются Fe, Al, Ti, частично Si и Mn. Во вторую стадию начинают мигрировать и эти элементы.

В области питания карагасского бассейна глубина разложения пород, очевидно, была примерно такой же, как и в гумидных зонах после рифея. Это, скорее всего, достигалось тем, что воды были более насыщены углекислотой и соответственно более агрессивными, чем и компенсировался некоторый недостаток влаги при семиаридном климате. Это способствовало ускорению первой щелочной стадии выветривания и приводило к наиболее полному выносу щелочных, щелочно-земельных элементов, SiO₂, большей части Mn и частично Fe. Наряду с этим несколько заниженное количество O₂, вероятно могло переводить закисные формы главным образом Fe и частично Mn в окисные, которые оставались в коре выветривания. Энергетически это, очевидно, объясняется тем, что пониженное количество O₂ в рифее все же было достаточным, чтобы преодолеть естественный барьер перехода низших валентностей Fe в высшие и не совсем хватало для подобного окисления Mn. Этот барьер, как известно, определяется произведением потенциала возбуждения на ион-



Распределение элементов в карагасских отложениях

ный радиус (Момджи, 1955), равный для Fe 11,68 эв. А, а для Mn 14,4 эв. А.

На несколько заниженное количество О в дорифейской атмосфере и гидросфере, возможно, указывает и такой факт.

Сравнение средних содержаний В в доломитах карагасского возраста Присаянья (0,0008%) и в доломитах девонского возраста Подмосковья (0,003%) показывает, что в девонских доломитах наблюдается более высокое содержание В. Не исключено, что это также может быть объяснено различным газовым составом атмосферы и вод.

Присутствие В в доломитах девонского возраста, как было показано автором (Головки, 1960), обусловлено изоморфным замещением аниона (ВО₃)³⁻ на (СО₃)²⁻, причем этому замещению способствует катион Mg²⁺. Такую несколько повышенную концентрацию В в доломитовую стадию галогенеза Н. М. Страхов (1962) позже назвал первым максимумом накопления В в процессе галогенеза. Образование комплексного аниона (ВО₃)³⁻, у которого усилие валентных связей В—О равно 1, очевидно, тесно связано с количеством О в водах бассейна. В связи с тем, что эта величина является переходной для типичных и нетипичных комплексных соединений при имевшемся количестве О в девонской атмосфере и гидросфере, В в девонском бассейне мог образовывать комплексные анионы в больших количествах, чем в карагасском, воды которого были несколько обеднены О.

При повышенном содержании СО₂ в атмосфере и гидросфере рифея выносившиеся из коры выветривания в первую щелочную стадию Са, Mg, в меньшей мере Mn и частично Fe должны были транспортироваться из области питания преимущественно в бикарбонатной форме. Fe и Mn осаждались в бассейне, скорее всего, в виде окисных соединений и в рассеянном виде, входя изоморфно в состав доломитовых зерен или об-

Содержание элементов (%) в карагасских породах (по данным полуколичественного спектрального анализа)

Порода	Количество проб	Fe от-до среднее	Mn от-до среднее	V от-до среднее	Cu от-до среднее	Ni от-до среднее	Co от-до среднее	Cr от-до среднее
Песчаник	64	0,1—10,0	0,006—0,3	0,001—0,03	10 ⁻⁴ —0,01	0—0,006	0—0,01	0—0,03
		2,49	0,1	0,008	0,002	0,0025	0,001	0—0,002
Алевролит	22	0,3—10,0	0,01—1,0	0,001—0,03	10 ⁻⁴ —0,006	10 ⁻⁴ —0,006	0—0,006	0—0,03
		3,24	0,16	0,01	0,003	0,0027	0,002	0,003
Доломит с терригенным материалом	56	0,1—4,5	0,1—1,0	0—0,01	10 ⁻⁴ —0,006	0—0,003	0—0,003	0—0,01
		2,58	0,36	0,005	0,0025	0,0010	0,001	0,001
Аргиллит	12	2,0—4,5	0,01—0,1	0—0,02	10 ⁻⁴ —0,03	0—0,01	0—0,003	0—0,003
		2,96	0,05	0,013	0,004	0,0030	0,001	0,001
		0,5—5,0	0,06—1,0	0—0,006	10 ⁻⁴ —0,006	0—0,006	0—0,006	0—0,003
		2,35	0,40	0,002	0,002	0,0010	0,001	10 ⁻⁴

разуз отдельные зерна марганцевых, железо-марганцевых и железных карбонатов среди основной массы доломитовых осадков. Иногда они могли обособляться в отдельные тела марганцевых и железных карбонатных руд. В мезозойско-кайнозойское время в процессе выветривания этих карбонатов образовывались соответственные окисленные руды.

Повышенное парциальное давление CO₂ в карагасском бассейне, очевидно, затормаживало садку карбонатов. В связи с этим CaCO₃ мог вообще не осаждаться, и только после пересыщения вод главным образом Ca и Mg за счет упаривания бассейна и постоянного привноса этих элементов из области питания происходило осаждение осадков в основном доломитового состава. Это, по всей вероятности, можно объяснить тем, что среди карбонатов карагасского возраста почти исключительно развиты доломиты. Таким образом, низкое значение pH в карагасском бассейне (малое для садки карбонатов), обусловленное повышенным парциальным давлением CO₂ могло компенсироваться повышенной концентрацией Ca и Mg.

Другие элементы, накапливавшиеся в коре выветривания: Al, входивший в состав глинистых минералов, Ti, фиксировавшийся в титансодержащих минералах, Fe и частично Mn, образовывавшие гидроокислы, выносились из коры выветривания в кислую стадию.

Таким образом, в карагасское время возникла мощная толща терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных осадков с подчиненными концентрациями окисных и карбонатных соединений Fe и Mn. В более мелководных участках бассейна накапливались преимущественно железистые фации, которые сменялись более

глубоководными марганцовистыми, причем этот сложный комплекс осадков возник в процессе особых физико-химических условий. С одной стороны, несмотря на то, что в карагасское время существовал семиаридный климат, своеобразный состав атмосферы все же способствовал довольно глубокому выветриванию пород в области питания, что, очевидно, соответствовало разложению пород в условиях гумидного климата в послерифейское время; с другой — формы миграции и осаждение в бассейне седиментации основных элементов значительно отличались от форм миграции и осаждения этих элементов в условиях гумидного климата послерифея.

Fe мигрировало и накапливалось в значительных количествах в виде окислов и в составе карбонатов, а Mn преимущественно мигрировал в бикарбонатной форме и осаждался больше в составе карбонатов. Об этом свидетельствует довольно широкое распространение среди карагасских отложений Fe и значительно меньшее — окислов Mn, а также довольно широкое развитие Fe и Mn в карбонатах. Кроме того, сказанное подтверждается распределением рассеянного Fe и Mn в обобщенном профиле от прибрежной к более глубоководной зоне, построенном по основным петрографическим разностям пород: песчанникам — алевролитам — аргиллитам — доломитам с терригенной примесью — доломитам (см. фигуру, а, б). Среднее содержание Fe в терригенных осадках незначительно превышает его содержание в карбонатных осадках, тогда как среднее содержание Mn в карбонатных осадках почти в четыре раза превышает его содержание в терригенных породах (табл. 2).

Распределение элементов-примесей в обобщенном профиле карагасских пород (см. фигуру, в) соответствует в основном упорядоченному типу распределения этих элементов, выделенному Н. М. Страховым (1960). Средние содержания элементов-примесей в различных петрографических разностях пород, по данным 184 определений полуколичественного спектрального анализа, изменяется, %; для V от 0,002 до 0,013; для Cu от 0,002 до 0,004; для Ni от 0,001 до 0,003; для Co от 0,001 до 0,002; для Cr от 10^{-4} до 0,003. При этом максимальные содержания V, Ni и Cu приурочены к аргиллитам, а Co и Cr к алевролитам (см. табл. 2).

Распределение элементов-примесей в карагасских отложениях указывает на то, что миграция одних элементов (Cr, Co) происходила преимущественно в виде взвесей, а других (V, Cu, Ni) преимущественно в виде растворов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия, М., 1950.
Головко В. А. Некоторые данные к петрографической и геохимической характеристике озерско-хованских отложений Подмосковья.— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 4.
Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., «Недра», 1964.
Жарков М. А. Методика построения литолого-фациальных карт на примере палеозоя (эокембрия) юга Сибирской платформы.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области, М., «Недра», 1964.
Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
Момджи Г. С. О потенциалах возбуждения.— Докл. АН СССР, 1955, т. 101, № 4.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
Суслов А. Т., Андрущенко П. Ф. Новые данные о минеральном составе и строении руд марганцевых месторождений Присянского марганценосного района.— В сб.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
Хоментовский А. С. Некоторые данные по геологии Туманшетского соленосного района. Бюл. Моск. о-ва, испыт. природы, 1950, т. 25, вып. 3.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.312.3(66)

К ЛИТОЛОГИИ АЛЛЮВИЯ ПРАВОБЕРЕЖНЫХ ПРИТОКОВ р. НИГЕР (ЗАПАДНАЯ АФРИКА)

В. М. ЯКУШЕВ

Правобережье р. Нигер выше г. Бамако характеризуется исключительно широким развитием мелких водотоков. Их долины врезаны в субгоризонтальную поверхность миоценового педиплена с абсолютными отметками 340—360 м. Отдельные участки педиплена обычно имеют небольшой уклон (2—3%) к речным долинам, пологие склоны которых, в свою очередь, весьма постепенно переходят в поверхность первой надпойменной террасы (Якушев, 1969).

Ширина долин разнообразна, но обычно преобладают долины широкие — до 1,0—1,5 км у рек второго и третьего порядков. Верховья водотоков первого порядка характеризуются непостоянным гидродинамическим режимом. Аллювиальные осадки здесь либо отсутствуют, либо уступают место пролювиальным и делювиальным образованиям.

В целом осадки аллювиального комплекса занимают по ширине около трети долины. Средняя мощность аллювиальных образований 10—12 м. Уклоны рек 1,2—3,2 м/км, в среднем около 1,5 м/км.

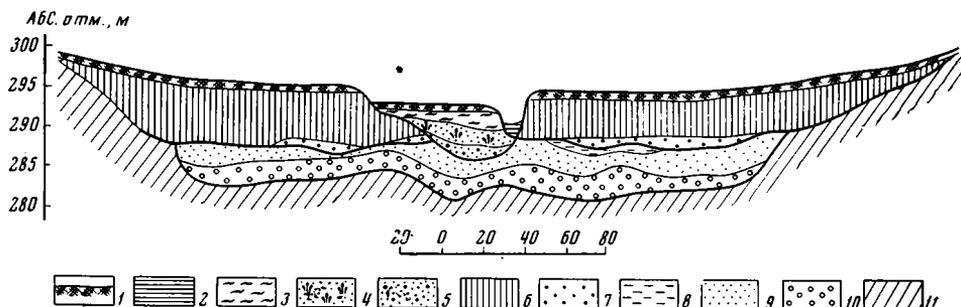
Строение аллювия долин всех порядков однообразно, различия касаются обычно лишь сортировки и окатанности кластического материала отдельных горизонтов.

Все долины характеризуются присутствием в основании аллювия весьма характерного комплекса погребенных осадков, плотиком которых служат более каолины коры выветривания сланцев и аркозовых песчаников бирримия. Позднейшей эрозией эти осадки были в значительной степени уничтожены, полный их разрез можно наблюдать сравнительно редко (фигура).

Впервые эти осадки были кратко описаны еще в начале века горным инженером Аккерманом (Ackerman, 1905), обосновавшим их плиоценовый возраст. Позже Vog (Vogt, 1955) дал их схематическое описание, назвав этот комплекс осадков древним аккумулятивным этажом.

Как показали результаты буровых работ, в основании древнего комплекса осадков повсеместно залегает гравийно-галечно-щебневый горизонт (так называемый гравийник). Количество крупнокластического материала (> 1,0 см) здесь 2—23,5% общего объема породы, в том числе крупной гальки и валунов не более 1,0%. Обломочный материал представлен кварцем самой различной окатанности, однако с преобладанием полуокатанных и угловатых форм. Нередки обломки латеритизирован-

ных сланцев и бурых железняков. Связующая масса — песчано-глинистый материал. Его песчаная фракция представлена исключительно кварцем, глины — минералами гидрослюда и каолинита. Значительную часть глинистой фракции иногда составляют тонкодисперсные гидроокислы железа (до 25% в нижних частях разреза). Такие породы красно-бурого и кирпичного цвета. Неравномерное распределение железистого материала иногда обуславливает пеструю окраску.



Типичный геологический разрез аллювиальных осадков (р. Не)

1 — растительный слой и пылеватый суглинок; 2 — серые илы, илстые глины; 3 — темно-серые глины с примазками лигнитового материала; 4 — грязно-серые глинистые пески с лигнитизированными растительными остатками; 5 — грубозернистый песок и гравий; 6 — пятнистые глины первой надпойменной террасы; 7 — гравий; 8 — «мозаичные» глины; 9 — серые мелкозернистые кварцевые пески; 10 — «гравийники»; 11 — каолинизированные сланцы

В верхней части разреза количество бурого железняка уменьшается — всего 2—5% пелитовой фракции. Порода приобретает буро-серый и серый цвет. Вверх уменьшается и количество крупнообломочного материала, появляются прослои серых среднезернистых кварцевых песков. Мощность всего слоя в среднем 1,0—1,5 м, нередко 2,5—3,0 м.

Выше по разрезу описанные грубообломочные осадки постепенно сменяются толщей глинистых разнозернистых и в верхней части мелкозернистых песков буровато-серого, серого, светло-серого цветов. Слабоокатанный и угловатый обломочный материал представлен в основном кварцем. В редких зернах встречены каолинизированные полевые шпаты, железенные породы плотика. Фракция $< 0,01$ мм составляет до 40% исходной породы. Состав глин гидрослюдисто-каолинистый. Во всех фациях присутствует лигнитизированный растительный материал. В ряде случаев в составе песков лигниты образуют прослои до нескольких десятков сантиметров. Общая мощность толщи песков в среднем около 2,0 м.

Выше пески сменяются тонкополосчатыми, иногда «мозаичными» глинами и глинистыми алевритами желтоватых, буроватых и розоватых тонов. Пелитового материала в породе 71,0—94,0%, представлен он в основном каолинитом. Гидроокислов железа 7,0%. Кроме того, присутствуют аллитные минералы, в частности гиббсит (до 2,0%).

Алевритовый материал представлен исключительно кварцем в зернах полуокруглой формы. Его количество снизу вверх уменьшается и в верхней части разреза не превышает 5% массы породы.

Максимальная мощность этого слоя, завершающего разрез погребенных осадков, не более 2,0 м.

С размывом на описанных образованиях залегает комплекс осадков, распространенных повсеместно и чрезвычайно однообразных по литологическому составу. Эти осадки, относимые к образованиям первой надпойменной террасы, сплошным чехлом перекрывают долину, имея уклон 3—5%; близ русла они образуют обрывы высотой 5—7 м.

Маломощный базальный слой этого комплекса осадков расположен обычно ниже современного уровня воды в реках. Это кварцевый гравий

и щебень, заключенные в интенсивно ожелезненную песчано-глинистую массу.

Основная часть толщи мощностью 7—9 м представлена алевритами и глинами, в нижней части содержащими значительное количество песчаного кварцевого материала. Окраска их пестрая, пятнистая, цвет от кирпично-красного до желтого. Глинистые классы в среднем составляют 71,2%, на долю песчаных классов приходится 26,8%. Около 2% составляет периодически встречающийся гравий. Количество гидроокислов железа непостоянно, обычно не более 4—5%, однако в ряде случаев привнос железа бывает настолько велик, что приводит к образованию крепких глинисто-железистых пород, железистых алевритов и песчаников. Поверхность террасы обычно закрыта маломощным слоем грязно-серых, серых, желтых и бурых пылеватых суглинков, аналогичных подобным образованиям водоразделов.

Очень четкий трехметровый уступ вдоль современного русла образуют осадки высокой поймы. Суммарная мощность осадков этого комплекса, по данным бурения, до 9,0 м.

В уступе террасы для осмотра доступна верхняя часть разреза, представленная желто-серыми и зеленовато-серыми трепеловидными глинами, иногда имеющими заметную слоистость. Бурением и шурфами вскрываются еще два горизонта осадков комплекса высокой поймы. Нижний сложен разнотельными глинистыми песками (с маломощным гравийным базальным слоем), часто в изобилии содержащими лигнитизированные растительные остатки. Пески кварцевого состава, зерна слабо окатаны и угловаты. Глинистая фракция составляет в ряде случаев до 40% породы. Кроме каолинита в ее составе присутствует хлорит в тонких чешуйках, тонкодисперсный сидерит и гидроокислы железа. Толща песков с лигнитами достигает мощности 6,5 м.

Верхний горизонт представлен серыми (синеvато- и зеленоvато-серыми в сыром состоянии) очень плотными и вязкими глинами в которых почти повсеместно наблюдаются примазки лигнитизированного органического материала. Иногда в глинах увеличивается количество тонкообломочной фракции до превращения пород в алевропелиты.

Осадки современного русла очень маломощны — десятки сантиметров, редко 1,0—1,5 м. Эти илы, грязно-серые глины и тонкозернистые пески смешанного состава.

Состав тяжелых фракций шлихов из образований различного литологического состава и возраста удивительно однообразен; преобладают устойчивые минералы и в ряде случаев почти нацело отсутствуют минералы неустойчивые, нет породообразующих минералов, редки зерна эпидота, сохранившиеся кристаллы магнетита почти полностью гематитизированы. Более половины тяжелой фракции обычно составляют пять устойчивых минералов: ильменит, ставролит, турмалин, рутил и циркон.

Следует отметить крайне малые выходы фракций (десятки граммов на кубометр), что характерно для осадков и элювиальных образований описываемого района.

ЛИТЕРАТУРА

- Якушев В. М. О латеритных образованиях Республики Мали.— В сб.: Кора выветривания Урала. Изд-во Саратовского ун-та, 1969.
Аскерманн. Compte—rendu d'une exploration faite dans le bassin de la Falème. Dakar, 1905.
Vogt J. Aperçu sur la morphologie des régions des Haute — Doundé et Haute — Dialafare (Soudan). Dakar, 1955.

Уральское территориальное
геологическое управление
Свердловск

Дата поступления
6.VI.1969

О СООТНОШЕНИИ ТИТАНА И АЛЮМИНИЯ В ГЛИНОЗЕМНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ БЕЛГОРОДСКОГО РАЙОНА КМА

В. И. СИРОТИН

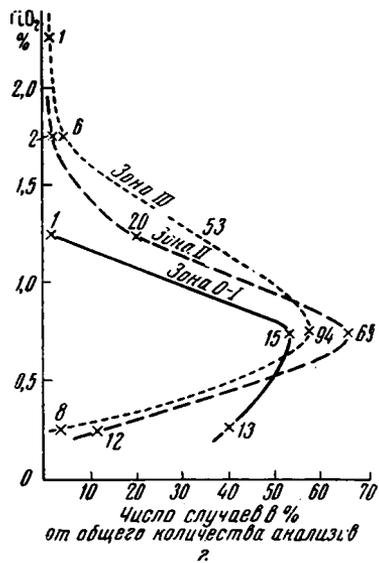
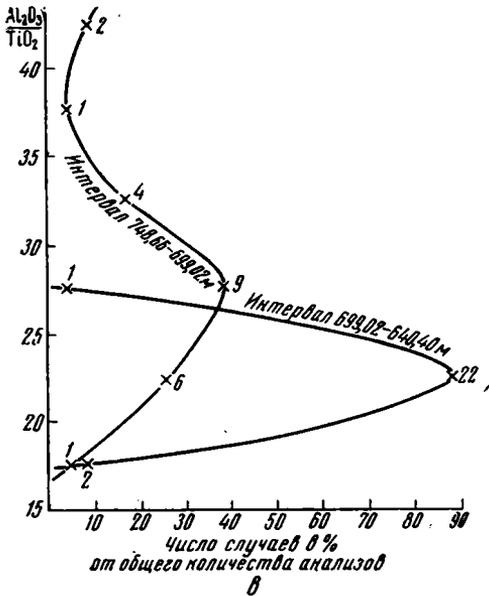
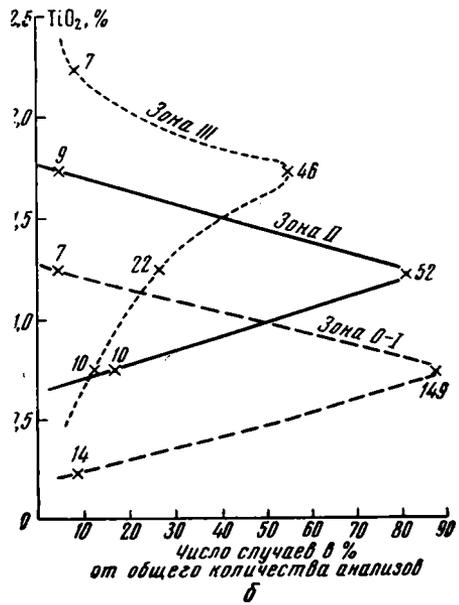
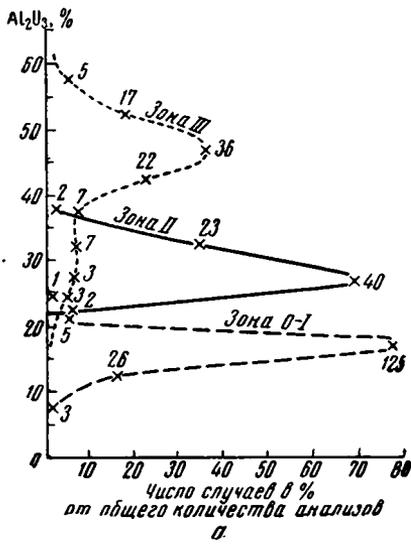
В последние годы в отечественной и зарубежной литературе широко обсуждается вопрос о соотношении Ti и Al в осадочных породах, в том числе породах коры выветривания и бокситах (Страхов, 1963; Бушинский, 1963). В настоящее время все исследователи признают прямую количественную связь Al и Ti в осадочных породах, хотя отмечают и ряд исключений из этого правила.

Большинство исследователей считают, что относительное постоянство значений титанового модуля (Al_2O_3/TiO_2) в осадочных бокситах унаследовано от пород коры выветривания при их переотложении механическим путем. В настоящей статье сделана попытка использовать химические анализы пород глиноземной коры выветривания для выяснения поведения данных элементов.

В глиноземной коре выветривания Белгородского района выделяется два основных типа профилей: слабо затронутый наложенными процессами, соответствующий по поведению химико-минералогических компонентов латеритному (профиль I), и профиль с сильно проявленными наложенными процессами (профиль II). В этих профилях выделяются зоны: начального просачивания и дезинтеграции (I); гидратации, выщелачивания и гидролиза (II); свободного глинозема, или конечного гидролиза (III). Зона III подразделяется на литологические подзоны: а) нижняя сиаллитно-аллитная¹; б) бокситов; в) верхняя сиаллитно-аллитная, или дебокситизации. Детальная характеристика зональности и типов профилей глиноземной коры выветривания освещалась ранее (Никитина, 1964; Сиротин, 1966; Вишняков, Сиротин, 1967).

В вертикальном разрезе глиноземных профилей I отчетливо проявляется общая тенденция к параллельному накоплению Al_2O_3 и TiO_2 (фиг. 1). Однако эта тенденция, установленная статистическим путем, скрадывает некоторые частные моменты в распределении Al_2O_3 и TiO_2 в профиле. Поэтому уместно рассмотреть поведение этих компонентов в разрезах скважин 116 и 1123 (фиг. 2). Недостаток разрезов — отсутствие в них неизменных материнских пород. Однако этот недостаток компенсируется наличием перекрытых разрезов, в которых вскрыты неизменные или слабоизмененные сланцы, являющиеся исходными породами для остаточных бокситов. Мы получили, таким образом, возможность сравнить значения титанового модуля в породах различных зон коры выветривания, развитой на сланцах одной и той же стратиграфической пачки. Во всех зонах коры выветривания (см. фиг. 2, скв. 1123, фиг. 1, в, интервал 699,02—640,4 м) титановый модуль отличается относительным постоянством (20—30), хотя и наблюдается незначительное увеличение его в зоне III. Несколько иная картина наблюдается при сравнении значений титанового модуля зоны III (см. фиг. 2, скв. 116) со значениями его в материнских породах (см. фиг. 1, в, интервал 748,66—699,02 м), где он подвержен заметным колебаниям с общей тенденцией к увеличению (24—46,5). В породах же коры выветривания не только полностью унаследовывается этот «неупорядоченный» (Страхов, 1963) тип титанового модуля, но еще более усиливается контрастность его значений с отчетливой

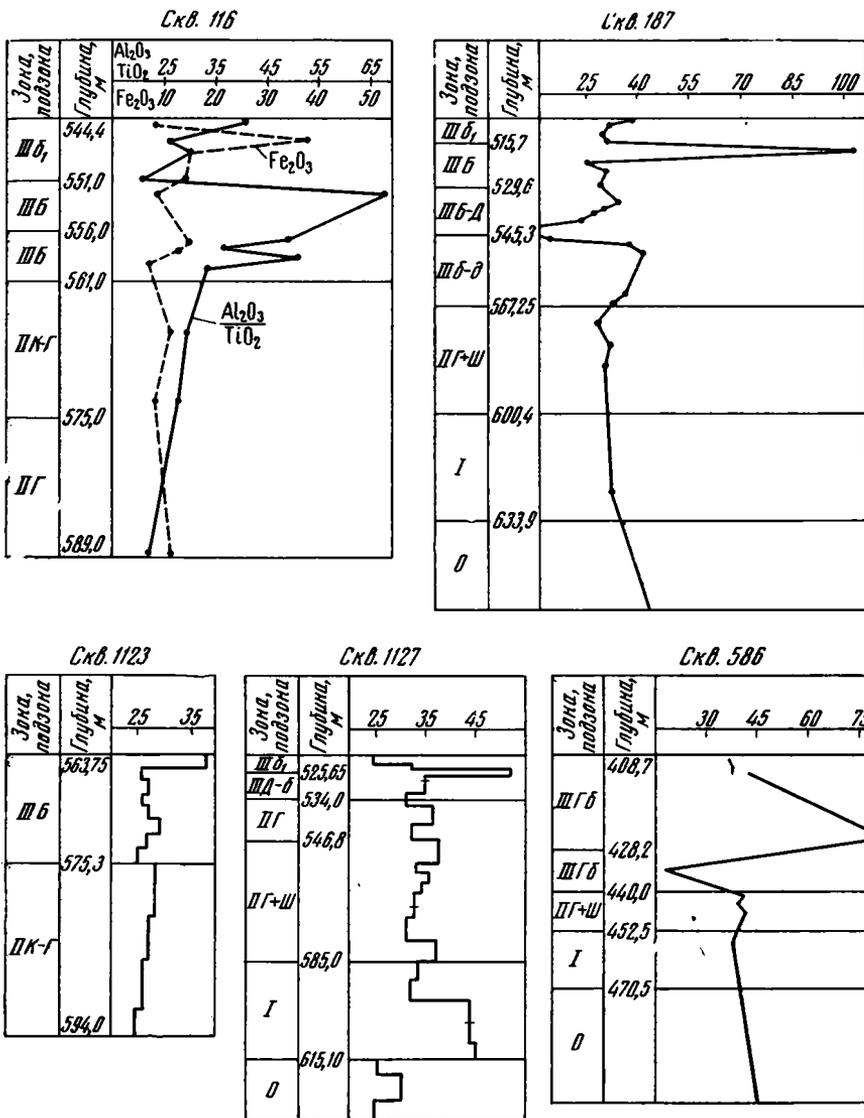
¹ Аллит, по терминологии автора, — порода переходного состава между сиаллитом и бокситом.



Фиг. 1. Графики средних содержаний Al_2O_3 , TiO_2 и $\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$ в глиноземной коре выветривания Яковлевского участка

а — графики средних содержаний Al_2O_3 в глиноземном профиле I; б — графики средних содержаний TiO_2 в глиноземном профиле I; в — графики средних значений $\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$ в сланцах (скв. 16), являющихся материнскими породами (интервал 699,02—640,40 м) для глиноземной коры выветривания по скв. 1123 и материнскими породами (интервал 699,02—748,66 м) для глиноземной коры выветривания по скв. 116; вид опробования бороздовый; г — графики средних содержаний TiO_2 в глиноземном профиле II

тенденцией к увеличению, особенно в зоне III (до 70). В связи с этим обращает на себя внимание разная степень вторичной каолинизации и шамозитизации в зоне III: в разрезе скв. 1123 эти процессы выражены незначительно, кроме самой верхней части (см. фиг. 2), а в разрезе

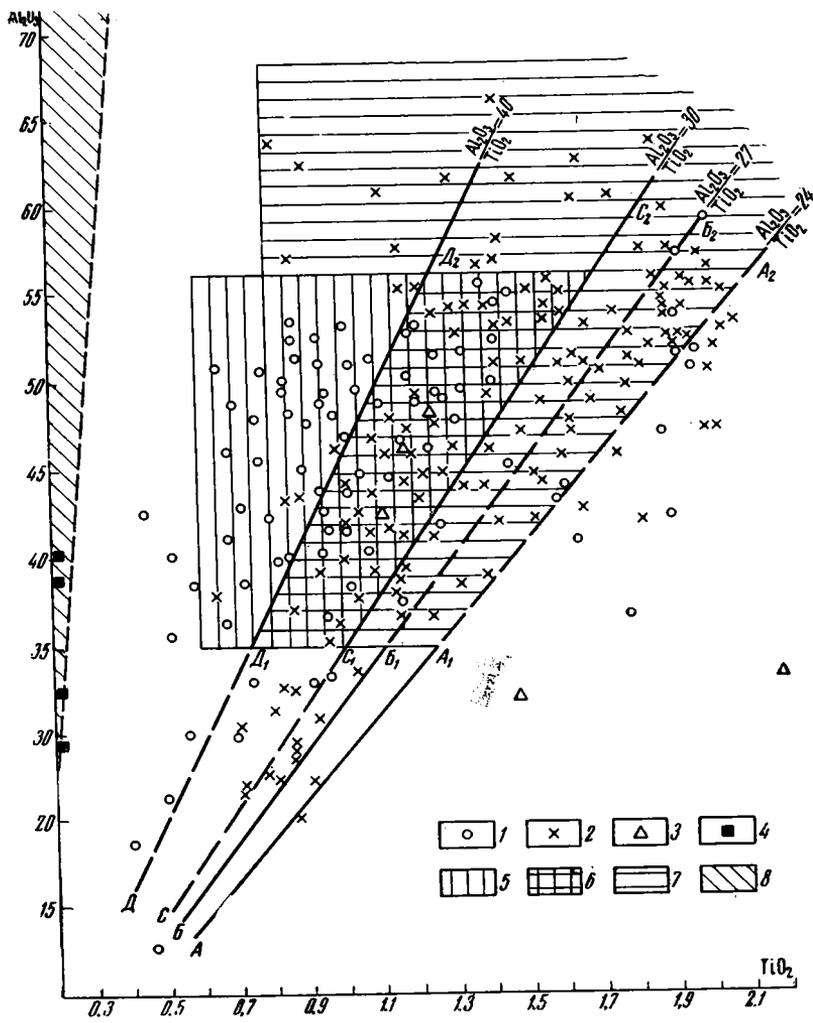


Химический состав бокситовых пород скв. 1102, глубина 562, 50 м, Яковлевский участок

Разновидности породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	П. п. п.	H ₂ O-	S	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	Z	CO ₂	SiO ₂ аморфн.	SiO ₂ своб.	Органические примеси
Бурая	29,90	36,90	18,65	0,97	1,02	Сл.	0,41	11,24	0,50	0,01	0,31	0,13	0,07	100,42	Сл.	0,62	0,32	0,56
Обеленная	34,02	44,75	0,70	5,53	0,64	0,34	0,58	13,02	0,40	0,06	0,23	0,08	0,03	100,38	Сл.	1,38	0,82	0,88
Обеленная расчетный состав	34,50	42,50	0,70	5,53	1,17	Сл.	0,47	13,00	0,58	—	0,36	0,15	0,08	100,00	—	—	—	—

(таблица). Расчет показывает, что при обелении было редуцировано и вынесено 69% Fe от его первичного содержания в бурой породе, 27,2% редуцировано и связано в шамозиты и только 3,8% Fe₂O₃ осталось не восстановленным. Если бы при обелении выносилось только Fe, то мы получили бы химический состав породы, представленный в таблице. При сравнении рассчитанного и реального химического состава обеленной породы видно, что только, по-видимому, SiO₂ ведет себя пассивно при этом процессе, содержание TiO₂ уменьшается в 1,8 раза, щелочей — в 2 раза, а содержание Al₂O₃, напротив, незначительно увеличивается (на 5,3%). Заметно увеличивается и содержание органических примесей в обесцвеченных участках (см. таблицу), что служит доказательством активной, мобилизующей роли органики в миграции Ti. Вынос вещества с обеленного участка доказывается и уменьшением объемного веса на 10% с 2,56 до 2,30.

В глиноземных профилях II также наблюдается тенденция к накоплению Al₂O₃ и TiO₂ в направлении снизу вверх, но проявляется она слабее, особенно для TiO₂ (см. фиг. 1, з). В профилях II можно выделить разрезы, в которых поведение Al₂O₃/TiO₂ близко к профилям I (см. фиг. 2, скв. 1127), и профили, в которых наблюдаются еще более резкие колебания значений Al₂O₃/TiO₂ (см. фиг. 2, скважины 187, 586). Наименьшие значения Al₂O₃/TiO₂ приурочены к интервалам нижней части (обычно это аллиты и ферриаллиты, реже — бокситы) зоны III (см. фиг. 2, скв. 187, 586) или к самой верхней части зоны II, а наибольшие встречаются в подзоне бокситов. Однако в некоторых разрезах явного обогащения титаном не наблюдается, что, возможно, связано с частичным выносом его за пределы профиля. В интервалах обогащения TiO₂ наблюдаются всегда существенно шамозитовые породы (FeO = 20—30%). Повышенное содержание TiO₂ за пределами интенсивной шамозитизации не наблюдалось ни в одном случае. Связь повышенного содержания TiO₂ с существенно шамозитовыми породами определенной части вертикального разреза коры выветривания указывает на то, что при образовании метасоматических шамозитовых пород происходило совместное перемещение и «разгрузка» редуцированного Fe и Ti, мобилизованных в более верхних горизонтах коры выветривания. Спокойное поведение (см. фиг. 2, скв. 1127) титанового модуля свидетельствует о том, что перерас-



Фиг. 3. Соотношение Al_2O_3 и TiO_2 (вес. %) в глиноземной коре выветривания Белгородского района

1 — гибситовые бокситы и бокситистые породы; 2 — бемитовые бокситы и бокситистые породы; 3 — диаспоровые бокситы и бокситистые породы; 4 — эпигенетические минералы; поля: 5 — гибситовых пород, 6 — гибсито-бемитовых пород, 7 — бемитовых пород, 8 — эпигенетических (трещинных) минералов

пределение Ti было незначительным. О перемещении Ti в профилях II свидетельствует присутствие в бокситовых (зона III) и существенно шамозитовых (верхняя часть зоны II) породах гипергенного рутила (иногда до 10%) и лейкоксена.

Поведение Al_2O_3/TiO_3 в подзонах дебокситизации неодинаково: в одних случаях титановый модуль уменьшается или остается на уровне его значений в подзоне бокситов (см. фиг. 2, скв. 187, IIIб₁) в других — увеличивается. Первые случаи наблюдаются, когда породы подзоны дебокситизации являются существенно шамозитовыми; вторые, как и для профилей I, — когда породы существенно каолининовые. Это также указывает на совместное перемещение Ti и редуцированного Fe восстановительными растворами из верхних частей разреза в более нижние, прилегающие к уровню грунтовых вод. В том же направлении происходит и частичное перемещение Al_2O_3 , но, по-видимому, в относительно меньших количествах, что и обуславливает уменьшение титанового модуля в ниж-

ней части зоны III. Предварительный анализ поведения Al_2O_3 и TiO_2 в глиноземных профилях II дает основание подзону деградации рассматривать как область частичной мобилизации и выноса Al и Ti; подзону бокситов — область привноса Al и незначительного выноса Ti; нижнюю часть зоны III и самую верхнюю часть зоны II — область незначительного привноса Al и более заметного привноса Ti.

На фиг. 3 дана диаграмма соотношения Al_2O_3 и TiO_2 в вес.%, причем для зоны III показаны соотношения отдельно для бемитовых и гиббситовых бокситов. Линия AA_1A_2 соответствует средним значениям титанового модуля в материнских породах и в зоне ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=24$), в которой при незначительном увеличении абсолютных значений Al_2O_3 и TiO_2 титановый модуль остается постоянным. В зоне II при дальнейшем увеличении абсолютных значений Al_2O_3 и TiO_2 среднее значение модуля повышается до 27 (линия BB_1B_2). На диаграмме точки бемитовых бокситов сгруппированы по обе стороны от линии CC_1C_2 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=30$), а точки гиббситовых бокситов сдвинуты влево и группируются по обе стороны от линии DD_1D_2 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=40$). Несовпадение среднего значения титанового модуля в гиббситовых и бемитовых бокситах позволяет на диаграмме выделить минералогические поля, которым соответствуют реальные минералогические типы бокситов. Точки бемитовых бокситов с примесью диаспора располагаются в бемитовом и гиббсито-бемитовом полях. Ниже линии, соответствующей содержанию $\text{Al}_2\text{O}_3=30\%$, располагается область аллитов, ферриаллитов, железо-алюминиевых руд, железистых бокситов, богатых железных руд и железорудных брекчий. В этой области бемитовые бокситистые породы расположены по всей площади, левее линии AA_1A_2 , гиббситовые — на этой же площади, но смещаются еще левее, т. е. тенденция к разделению гиббситовых и бемитовых пород намечается и здесь. Несколько точек диаспоровых аллитов и ферриаллитов, нанесенных на диаграмму, дали резкое смещение вправо от линии AA_1A_2 ; это объясняется тем, что диаспор концентрируется обычно в нижней части зоны III, обогащенной часто Ti. Все точки гиббситовых и бемитовых бокситов, расположенные ниже и правее линии AA_1A_2 , также соответствуют самой нижней части зоны III профилей II.

Выводы

1. В вертикальном разрезе глиноземной коры выветривания Белгородского района наблюдается закономерное увеличение Al_2O_3 , TiO_2 и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ снизу вверх, обычное для молодых и древних латеритных кор выветривания. Тенденция к увеличению титанового модуля объясняется тем, что остаточные глиноземные коры выветривания являются одновременно в различной степени метасоматическими, и, следовательно, возрастание титанового модуля от материнских пород к бокситу объясняется тем, что происходил «химический привнос глинозема, а двуокись титана частью оставалась инертной, частью была удалена» (Бушинский, 1964).

2. Перераспределение Al_2O_3 и TiO_2 происходило одновременно с миграцией редуцированного Fe под действием восстановительных растворов, богатых органическими соединениями. Пути перемещения Al_2O_3 и TiO_2 в вертикальном разрезе коры выветривания контролируются глубиной проникновения процессов интенсивной метасоматической шамозитизации. Наиболее подвижно при процессах перераспределения Fe, далее Ti и Al.

3. Неодинаковая подвижность Fe, Ti и Al приводила к обеднению или относительному обогащению различных участков коры выветривания этими элементами, что явилось главной причиной резких колебаний титанового модуля в пределах зоны III. К другим причинам относятся состав материнских пород и неравномерность процессов выветривания.

4. На фоне резких колебаний титанового модуля в зоне *III*, особенно в подзоне бокситов, намечается тенденция к понижению содержания TiO_2 в гиббситовых бокситах. Это объясняется, видимо, тем, что большинство гиббситовых бокситов, титановый модуль которых отражен на фиг. 3, развито на межрудных сланцах железорудной свиты, в которых TiO_2 содержится в непостоянных количествах с тенденцией к уменьшению по сравнению со сланцами нижней или верхней свит. Кроме того, в гиббситовых профилях участки скопления гипергенного рутила наблюдаются чаще в зоне *II*, а в бемитовых они обычно совмещаются с зоной *III*. Это дает основание говорить о более энергичном выносе Ti в гиббситовых профилях. Наконец, в бемитовых бокситах можно ожидать больший привнос свободного Al_2O_3 , что находится в соответствии с более низким гипсометрическим положением бемитовых бокситов и доказывається минералогическими наблюдениями.

5. Перераспределение Al_2O_3 и TiO_2 происходило на общем фоне метасоматических процессов, которые имели в глиноземной коре выветривания широкое площадное развитие, что свидетельствует об их проявлении до захоронения коры выветривания, в болотный этап (Сиротин, 1966). В эпигенетическую стадию метасоматические процессы заметно проявились лишь в самой верхней части коры выветривания, но инфильтрационные процессы по трещинам проникали нередко на значительную глубину. Ничтожные содержания TiO_2 в типично инфильтрационных минералах (трещинный гиббсит, каолинит, шамозит) свидетельствуют о том, что в эпигенетическую стадию по трещинам происходит химический перенос и осаждение Al и Fe без Ti . Поэтому на диаграмме (см. фиг. 3) точки титанового модуля инфильтрационных минералов располагаются вблизи оси ординат.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов.— Тр. Геол. ин-та, М., «Наука», 1964, вып. 103.
Вишняков С. Г., Сиротин В. И. Древняя латеритная глиноземная кора выветривания территории КМА.— В сб.: Кора выветривания, вып. 8, «Наука», М., 1967.
Никитина А. П. Древняя латеритная кора выветривания докембрийских пород Воронежской антеклизы.— В сб.: Латериты. М., «Недра», 1964.
Сиротин В. И. Минералогические типы и условия образования белгородских бокситов.— В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.

Воронежский госуниверситет

Дата поступления
12.XI.1968

УДК 552.14 : 553.32(477)

О РИТМИЧЕСКОЙ СЛОИСТОСТИ МАРГАНЦЕВОРУДНОГО ПЛАСТА НИКОПОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. Г. ПЛАВШУДИН, З. В. ШАГИНА

Рудный пласт на Никопольском месторождении представлен песчано-глинистыми отложениями, среди которых рудные агрегаты располагаются в виде вкрапленности в форме оолитов, пизолитов, конкреций, желваков (кусков), сплошных прослоев, натечных образований и земляных разностей.

**Содержание (%) глинистого и песчаного материала в пробах
рудного пласта по карьерам**

Богдановский карьер			Алексеевский карьер		
№ проб	материал		№ проб	материал	
	глинистый	песчаный		глинистый	песчаный
1301	54,0	46,0	1313	4,3	95,7
1302	2,0	98,0	1314	24,4	75,6
1303	47,5	52,5	1315	41,8	58,2
1304	70,3	29,7	1316	63,4	36,6
1305	75,6	24,4	1317	64,7	35,3
1306	88,2	11,8	1318	79,7	20,3
1307	8,8	91,2	1319	87,7	12,3
1308	27,4	72,6	1320	16,3	83,7
1309	45,6	54,4	1321	16,7	83,3
1310	79,8	20,2	1322	35,3	64,7
1311	19,2	80,8	1323	83,7	16,3
1312	52,7	47,3	1324	16,8	83,2

Соотношение содержаний рудных и нерудных составляющих резко колеблется в разрезе и по площади залежи. В среднем рудные агрегаты составляют 40—50% всего материала рудного пласта. Рудное вещество связано с нерудным материалом в виде взаимной вкрапленности.

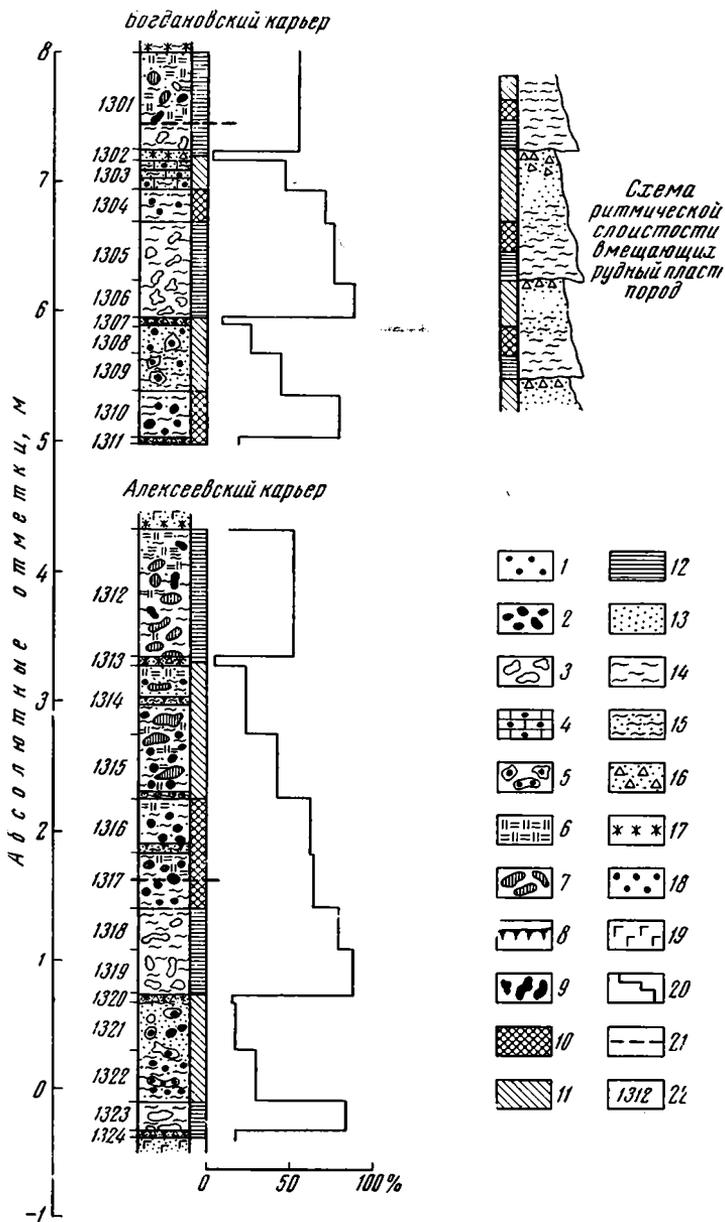
Гранулометрический состав нерудного материала, вмещающего рудные агрегаты, непостоянен. Во многих разрезах наблюдается последовательное обогащение его песчаным материалом сверху вниз, а также от центральной и южной частей к северу, северо-западу и северо-востоку (Грязнов, 1964). Особенно резкое увеличение размера зерен и количества кластического материала фиксируется в северной части залежи на участках с наибольшими высотными отметками. В некоторых разрезах эта закономерность нарушается тем, что максимальное количество терригенного материала сосредоточено в верхней или средней части рудного пласта.

Четкое представление о закономерностях распределения глинистого и песчаного материала в пределах рудного пласта дают проведенные нами исследования двух наиболее полных его разрезов, расположенных в северной (Богдановский карьер) и средней (Алексеевский карьер) частях залежи и дополняющих друг друга в вертикальном разрезе (фигура).

Отобранные по этим разрезам пробы нерудного материала подверглись разделению их на глинистую ($<0,001$ мм) и песчаную ($>0,001$ мм) составляющие (таблица). По результатам проведенных исследований построены графики изменения содержаний глинистого материала в разрезе рудного пласта. Это позволило выяснить характер слоистости нерудных пород в пласте и выделить по этому признаку несколько перекрывающих друг друга слоев, имеющих аналогичные состав и строение.

Каждый слой характеризуется последовательным уменьшением количества и размеров обломков и увеличением степени их отсортированности в направлении сверху вниз. Смежные слои, как правило, разделяются тонкими (3—5 см) пропластками грубозернистого песка, часто содержащего оолиты и пизолиты гетит-гидрогетитового состава или пропитанного гидроокислами железа. Иногда в основании отдельных слоев наблюдаются следы размыва лежащего ниже слоя. В этом случае линия контакта слабоволнистая, а промежуточный пропласток имеет несколько большую мощность (до 7—10 см) и содержит обломки пород и руд верхней части лежащего ниже слоя.

Неоднократная закономерная повторяемость слоев одинакового состава и строения создает ритмическую слоистость. Каждый слой пред-



Строение рудного пласта, график распределения глинистого материала в нем и схема ритмической слоистости вмещающих рудный пласт пород

1 — оолиты и пизолиты окисных руд; 2 — сферические и полусферические конкреции окисных руд; 3 — желваки карбонатных руд; 4 — оолиты, пизолиты и конкреции окисных руд, зацементированные в сплошных прослоях карбонатных руд; 5 — то же, зацементированные в желваках карбонатных руд; 6 — землистые окисные руды; 7 — полуокисные куски карбонатных руд; 8 — сталактитоподобные образования; 9 — кусковые окисные руды; 10 — первично-окисные руды; 11 — первичные окисно-карбонатные руды; 12 — первично-карбонатные руды; 13 — пески; 14 — глины; 15 — песчаные глины и глинистые пески; 16 — грубо- и среднезернистые пески с обломками пород; 17 — ожелезнение; 18 — окремнение; 19 — зерна глауконита; 20 — график изменения содержаний глинистого материала в рудном пласте; 21 — нижняя граница зоны изменения руд и пород; 22 — номера проб

ставляет отдельный ритм, который начинается мелкозернистым, постепенно сменяется вверх среднезернистым, а завершается крупнозернистым материалом. Формирование каждого ритма (слоя) — процесс непрерывный, так как отдельные его элементы связаны последовательными переходами. Образование же каждого последующего ритма фиксиру-

ется резкой сменой грубозернистого материала предыдущего ритма глинистыми отложениями последующего.

Важно отметить, что выделяемые на Никопольском месторождении окисные, карбонатные и окисно-карбонатные типа руд приурочены к определенным породам. Карбонатные руды, как правило, располагаются в глинах. Окисные руды залегают в верхней части глин и нижней части песчаных глин. Окисно-карбонатные руды связаны с песками и глинистыми песками.

Чередование в разрезе рудного пласта слоев нерудных пород и приуроченность типов руд к определенным породам обуславливает закономерную повторяемость типов руд, аналогичную повторяемости нерудных пород (см. фигуру). Ритмическое строение нерудных пород и приуроченных к ним типов руд в рудном пласте, вероятно, является результатом периодического увеличения глубины водоема во время осадконакопления, о чем свидетельствует резкое увеличение количества глинистого материала в нижней части каждого слоя по сравнению с верхней частью лежащего ниже.

Установленная закономерность размещения рудных и нерудных компонентов рудного пласта должна учитываться при выделении технологических типов и технологическом районировании рудных залежей.

ЛИТЕРАТУРА

Грязнов В. И. Строение рудного пласта и фациальные особенности марганцевосных осадков.— В кн. Никопольский марганцеворудный бассейн. М., «Недра», 1964.

Институт минеральных ресурсов
Симферополь

Дата поступления
6.XI.1969

УДК 553.495

ЭКЗОГЕННЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ УРАНА В ПАЛЕОРУСЛАХ

А. Б. ХАЛЕЗОВ, Л. В. ВОРОНКЕВИЧ

Описанное месторождение связано с русловыми отложениями красноцветной толщи верхнего палеозоя. В структурном отношении оно приурочено к склону пологой складки в верхней части осадочной толщи мощностью 2000 м. Углы падения пластов не превышают 1—3°. Проявления магматической и гидротермальной деятельности в осадочном чехле района не известны. Вмещающие оруденение породы не метаморфизованы.

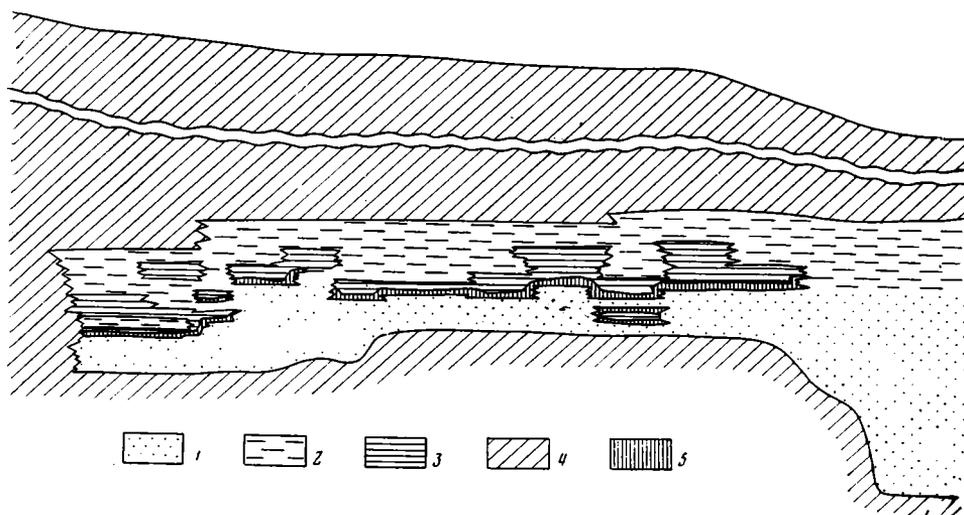
Отложения палеорусел представлены серыми и желтоватыми полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов, глинистых алевролитов и глин. Породы, вмещающие палеорусла, красноцветные глины и алевролиты.

Неокисленные сероцветные породы палеорусел повсеместно характеризуются повышенными содержаниями равномерно рассеянного в них сингенетического урана.

Рудные тела приурочены к русловым сероцветным карбонатизированным глинистым алевролитам и песчаникам, содержащим мелкий углистый детрит, и образуют плоские линзы (фиг. 1), сильно вытянутые в направлении палеорусел. Обычно рудные тела приурочены к бортовым частям палеорусел и их изгибам.

По данным химических и спектральных анализов, в рудах отмечаются повышенные содержания Mo — до 0,2; Mn — до 0,3; Cu, Pb, Zn 0,01—0,03%.

Основной рудный материал — коффинит. Рентгеноструктурные анализы четырех выделений коффинита, проведенные Г. А. Сидоренко, показали структуру хорошо раскристаллизованного коффинита (табли-



Фиг. 1. Геологический разрез месторождения

1 — песчаники желтые; 2 — алевролиты глинистые зеленовато-желтые; 3 — глины, алевролиты глинистые серые и темно-серые с обугленными растительными остатками; 4 — глины, алевролиты глинистые красновато-бурые; 5 — рудные тела

ца). Межплоскостные расстояния коффинита во всех четырех образцах сходны с таковыми для коффинита из палеорусел плато Колорадо (Stiff a. the., 1956). Однако размеры элементарной ячейки в большинстве своем заметно ниже, чем у колорадского коффинита (см. таблицу). Степень раскристаллизации в сравнении с последним заметно выше.

В коффините микроспектральными анализами, проведенными А. И. Замотиной на лазерной установке, помимо U и Si были обнаружены необычные для него примеси: Ti и Y в количествах свыше 1%.

Коффинит совместно с пиритом образует микроконкреции (фиг. 2, 3) и псевдоморфозы по органическому веществу, местами сохранившему форменные элементы (фиг. 4). Центральные части микроконкреций и минерализованных обломков растительного органического вещества сложены в основном пиритом, а внешние коффинитом. На границе между пиритом и коффинитом встречается настуран (см. фиг. 3). В отдельных микроконкрециях наблюдается двойное чередование зон пирита и коффинита. Псевдоморфозы коффинита по органическому веществу окружены каемкой бурого органического вещества, растворимого в 2%-ном KOH, что позволяет отнести его к гуминовым кислотам (см. фиг. 4).

В рудах очень широко развит кальцит. Он замещает органическое вещество, глинистый цемент и корродирует терригенные зерна кварца и полевых шпатов. В кальците отмечаются новообразованные кристаллы цеолита. Редко встречается разрозненная вкрапленность марказита, халькозина и хлорита.

Органическое вещество в рудах и вмещающих породах, по данным инфракрасной спектроскопии и петрографических исследований, представлено фузеном, витреном и гуминовыми кислотами. Степень окисления органического вещества из оруденелых пород ($Co=0,28$) в два раза выше по сравнению со степенью окисления вещества в неоруденелых не-

Значения межплоскостных расстояний и размеры элементарных ячеек образцов коффинита данного района и плато Колорадо

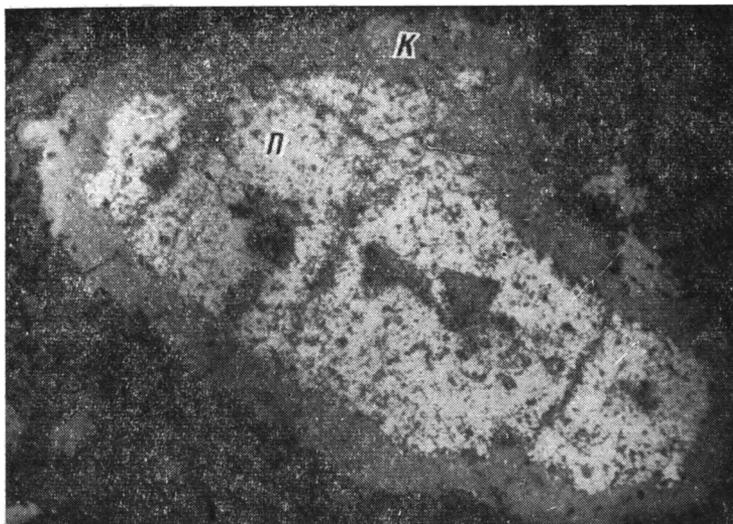
Обр. 12-4			Обр. 18-4		Обр. 18-4 ^a		Обр. 2		Обр. плато Колорадо (Stiff a. other., 1956)	
<i>hkl</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>
011	4,58	10	4,58	10	4,58	10	4,65	10	4,66	10
200	3,43	10	3,45	9	3,41	10	3,47	10	3,47	10
121	2,740	5	2,766	5	2,740	5	2,985	5	2,78	4
112	2,608	9	2,620	7	2,608	8	2,593	6	2,64	7
220	2,419	3	2,439	3	2,449	2	—	—	2,46	1
031	2,134	5	2,163	3	2,134	4	2,16	4	2,18	4
013	1,973	5	1,985	4	1,973	6	1,964	3	2,01	1
321	1,813	4	1,828	2	1,823	4	—	—	1,841	4
312	1,774	8	1,783	6	1,778	7	1,776	5	1,801	7
400	1,715	5	1,728	4	1,714	4	—	—	1,737	4
411	1,610	2	1,632	3	—	—	—	—	1,629	1
420	1,536	4	1,573	2	1,539	3	1,537	5	1,556	1
332	1,437	4	—	—	1,445	4	1,442	2	1,451	1
024	1,415	2	—	—	1,418	2	1,410	2	1,435	1
431	1,342	3	—	—	—	—	—	—	—	—
224	1,308	3	—	—	—	—	—	—	—	—
152	1,239	3	—	—	—	—	—	—	—	—
044	1,150	5	—	—	1,155	4	1,153	2	—	—
244	1,094	4	—	—	1,098	5	1,095	2	—	—
a-6,86	c-6,14		a-6,94	c-6,29	a-6,88	c-6,16	a-6,88	c-6,13	a-6,94	c,6,3 1

окисленных пород ($C_o=0,14$). По данным битуминологического капиллярного анализа, в рудах и вмещающих сероцветных породах устанавливается также присутствие органического вещества не более тысячных долей процента, растворимого в хлороформе, спирто-бензоле и КОН (гуминовые кислоты). Однако различия в составе растворимых компонентов и их относительные содержания в пробах весьма интересны. В рудах обнаруживаются только следы гуминовых кислот (фиг. 5 пробы 20, 19, 11, 12, 13). В неоруденелых сероцветных породах, обладающих более высоким содержанием $C_{орг}$, отмечаются следы органического вещества, растворимого в хлороформе и спирто-бензоле, а также более высокие содержания гуминовых кислот, чем в рудах (фиг. 5, пробы 18, 10). Таким образом, с одной стороны, количество растворимых компонентов углеродистого вещества в пробах увеличивается с увеличением общего содержания растительного органического вещества в породах, что свидетельствует о сингенетично-диагенетическом происхождении растворимых компонентов, с другой — отсутствие в рудах компонентов, растворимых в хлороформе и спирто-бензоле, подтверждает большую степень окисления органического вещества оруденелых пород.

Рассмотрим изменение содержания U и некоторых других компонентов в разрезе рудных тел (см. фиг. 5). На разрезах 1, 2 показаны оруденелые пласты сероцветных песчано-глинистых пород. Они залегают на проницаемых породах — желтоватых рыхлых среднезернистых песчаниках, а перекрываются менее проницаемыми породами — сильноглинистыми желтоватыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов.

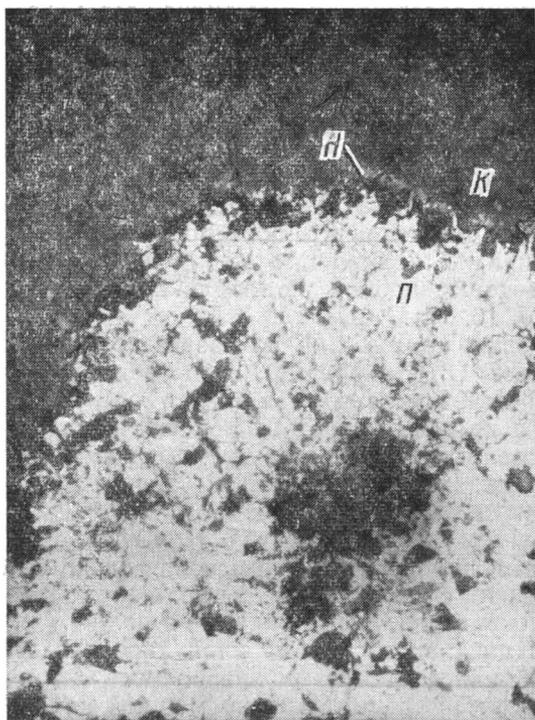
Максимальные содержания U по этим разрезам приурочены к подошве оруденелого пласта. По удалении от подошвы к средней части пласта сероцветных пород содержание U постепенно снижается до кларковых значений.

Максимальное количество органического вещества (до 1,6—1,75%), напротив, приурочено к средним частям тех же сероцветных пластов. К их подошве и кровле количество $C_{орг}$ снижается до 0,75% и ниже, а во вмещающих рудный пласт желтоватых породах практически отсутствует.



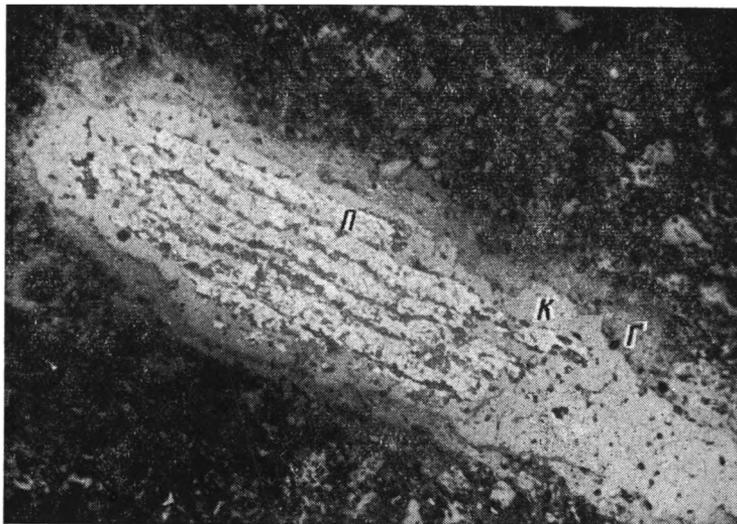
Фиг. 2. Микроконкреция коффинита (К) с пиритом (П) в глинистом алевролите

Центральная часть микроконкреции сложена пиритом, внешняя — коффинитом. $\times 80$, отраженный свет



Фиг. 3. Микроконкреция коффинита (К) с пиритом (П)

На границе между пиритом и коффинитом выделения настурана (Н). $\times 340$, отраженный свет



Фиг. 4. Псевдоморфозы пирита (П) и коффинита (К) по обломку растения

Пирит замещает центральную часть обломка и подчеркивает клетчатое строение растительной ткани. С внешней стороны коффинит оторочен каемкой гуминовых кислот (Г). $\times 70$, отраженный свет

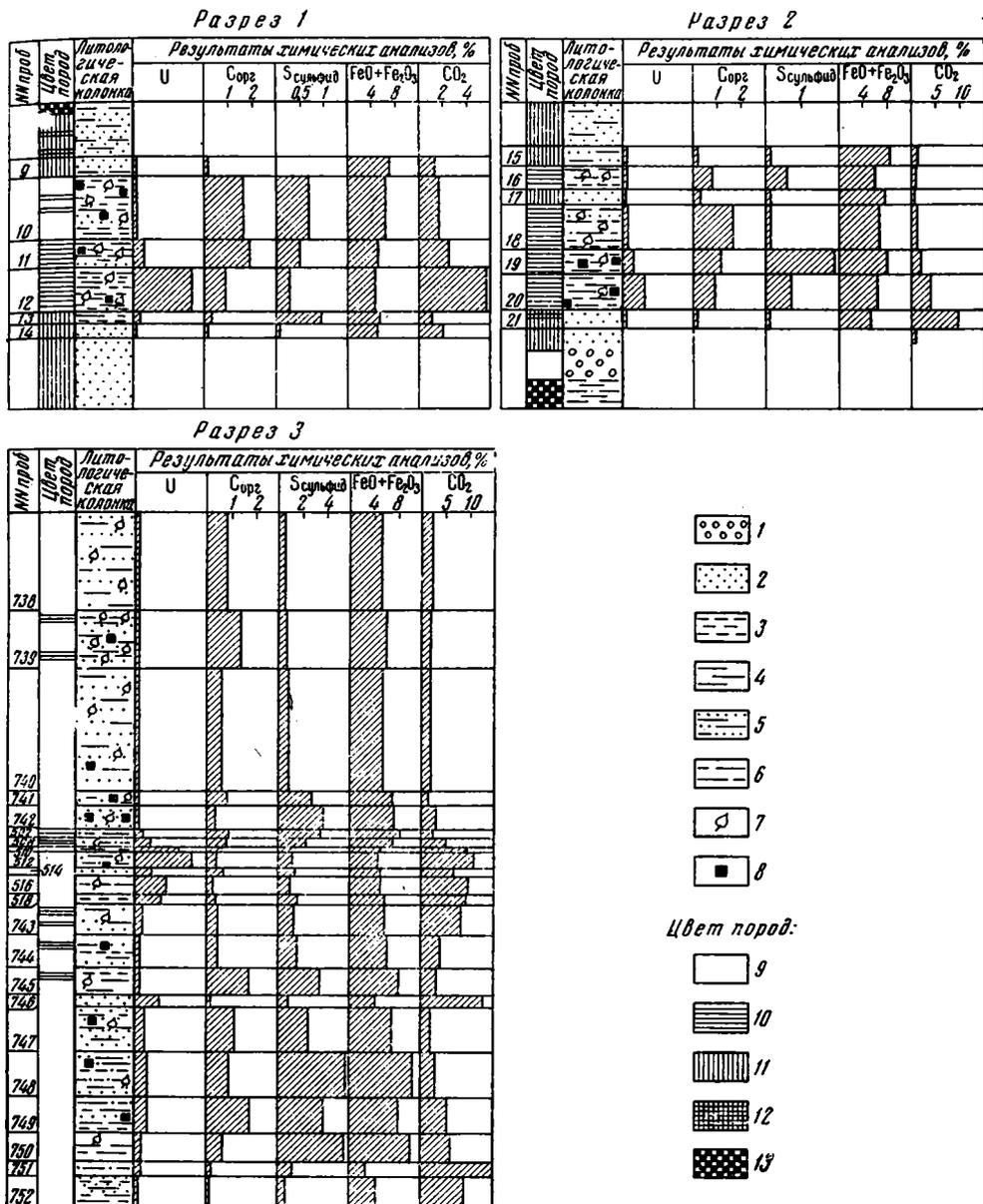
Наиболее высокие содержания сульфидной серы (до 0,75—1,8%) свойственны верхним и нижним частям рудного пласта; минимальные (0,55—0,2%) отмечаются в его средних частях. Характер распределения сульфидной серы имеет некоторое сходство с распределением U, однако максимальные их содержания в разрезе не совпадают. Кроме того, для сульфидной серы отмечаются два четких максимума в подошве и кровле пласта, а для U — только в подошве.

Количество общего железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) мало изменяется по разрезу (5—8%). Можно отметить, что, хотя по большинству проб намечается тенденция к прямой корреляции между содержаниями сульфидной серы и Fe, в некоторых пробах устанавливается обратная зависимость (фиг. 5, пробы 15, 16, 17).

Колебания в содержаниях CO_2 по разрезу рудного пласта наиболее близки к поведению U. В разрезах 1,2 во всех пробах из рудных пластов наблюдается отчетливая прямая зависимость между содержаниями U и CO_2 . Лишь в пробах, взятых из подстилающих и перекрывающих желтоватых окисленных пород с непосредственного контакта с оруденелым сероцветным пластом, наблюдается увеличение содержания CO_2 (особенно у нижнего контакта), не сопровождающееся повышением содержания U и органического вещества. Повышенная карбонатность во вмещающих рудный пласт породах замечена только в непосредственном контакте с оруденелыми породами. Поодаль от контактов, через 20—30 см, карбонатность в них резко падает до полного исчезновения.

На разрезе 3 показан несколько иной характер залегания рудного тела. Оруденелый пласт глинистых алевролитов с тончайшими слоями песчаника заключен среди довольно мощной пачки сероцветных пород с мелким углистым детритом, между пробами 507 и 751. Рудное тело подстилается сероцветными глинистыми алевролитами с прослоями песчаника, а перекрывается прослоем серого песчаника (проба 742), выше которого залегают серые глинистые песчаники с прослоями глин.

Максимальное содержание U тяготеет к верхней части рудного пласта (пробы 508—518), граничащей с более проницаемыми породами; в нижней отмечаются лишь несущественные повышения содержания U



Фиг. 5. Разрез рудных тел и данные аналитических исследований

1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — глина; 5 — песчаник глинистый алевролитистый; 6 — глинистый алевролит, глина алевролитистая; 7 — обугленные растительные остатки; 8 — пирит. Цвет пород: 9 — серый; 10 — темно-серый; 11 — желтоватый; 12 — ярко-желтый; 13 — красновато-коричневый

(пробы 747—751); в средней содержания урана минимальные (пробы 744, 745). На фоне установленных особенностей в распределении U выделяется проба 746, которая взята из средней части рудного интервала и отличается сравнительно высокими содержаниями U. Эта проба соответствует прослою песчаника, залегающему среди глинистых пород.

Распределение других компонентов в основном носит тот же характер, что и в разрезах 1, 2 (см. фиг. 5, разрез 3).

Все изложенное выше позволяет предположить следующее.

1. Месторождение эпигенетическое. Это доказывается, во-первых, приуроченностью оруденения к проницаемым породам или к контактам с проницаемыми породами, по удалению от которых содержания U постепенно снижаются, и, во-вторых, эпигенетическим характером выделений рудных и сопутствующих минералов: замещение ими органического вещества, терригенных зерен и глинистого цемента.

2. Месторождение образовано экзогенными процессами. В пользу этого предположения свидетельствуют пространственная связь месторождения с фациями, обладающими повышенными сингенетическими содержаниями U, и отсутствие в районе магматических проявлений и разломов в осадочном чехле, с которыми можно было бы связать образование и поступление ураноносных растворов. Экзогенное происхождение месторождения также подтверждается контролем рудных тел окисленными породами, который наблюдается в большинстве разрезов. Отсутствие такового в некоторых из них, возможно, объясняется последующим восстановлением участков бывшего окисления окружающей восстановительной средой.

Приведенный материал позволяет предположить следующую схему рудообразующего процесса.

После захоронения глинистого осадка с органическим веществом в условиях засушливого климата по подстилающим и перекрывающим песчанистым пластам, бедным органическим веществом, стали поступать кислородные сульфато-карбонатно-кальциевые грунтовые воды, обогащенные U, заимствованным из окружающих пород. Эти воды по порам проникали в приконтактные части слоев глинистых пород и дополнительно окисляли в них органическое вещество, вследствие чего количество его снижалось, а степень окисления увеличивалась. На этих участках в глинистых породах шла редукция поступающего с кислородными водами сульфатного иона и образование сероводорода. Первоначально сероводород связывался с реакционноспособным железом вмещающих пород и образовывался в основном пирит и небольшое количество настурана. После образования основной массы пирита продолжалось выпадение урановых минералов. Однако резкой границы между этими процессами не было. Оба процесса, по-видимому, начались одновременно, но образование пирита шло интенсивнее вначале. Очевидно, в результате некоторой литификации осадка поступление вод после образования основной массы пирита продолжалось только по наиболее грубозернистым прослоям. В результате U, в отличие от пирита, накапливался преимущественно в зонах контакта с наиболее грубозернистыми породами.

Можно предположить, что до выпадения коффинита рудный процесс, вследствие высокого парциального давления CO_2 и значительного количества гуминовых кислот, проходил в среде слабокислой или близкой к нейтральной. В это время шло образование пирита и настурана. Когда некоторое количество органического вещества было израсходовано, обстановка стала щелочной. В результате началось растворение кварца и полевых шпатов с последующим выпадением коффинита и цеолита. Одновременно, в связи с нарушением карбонатного равновесия, выпадал кальцит. Выпадение кальцита началось вблизи контакта с породами, обогащенными органическим веществом, где осаждение урана еще не происходило, вследствие недостаточно низкого восстановительного потенциала.

3. Породы, вмещающие месторождение, форма рудных тел, минеральная ассоциация коффинита и углеродистого вещества напоминают основные особенности месторождений U в палеоруслах на плато Колорадо (Хейнрих, 1962), а также ряд месторождений в красноцветных толщах, описанных в отечественной литературе (Данчев В. И. и др., 1966, и др.).

- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966.
- Хейнрих З. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Stieff L. R., Stern T. W., Sherwood A. M. Coffinite a uranous silicate with hydroxye substitution: a new mineral. Amer. Mineralogist, 41, № 10, 1956.

ВИМС
Москва

Дата поступления
1.X.1969

УДК 553.9

ОСОБЕННОСТИ АНТРАКСОЛИТА ИЗ ПОРОД ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

*И. Ф. МИГАЧЕВ, В. М. СААКЯН, В. А. УСПЕНСКИЙ,
А. А. СТЕПАНОВ, Е. Г. УМНОВА*

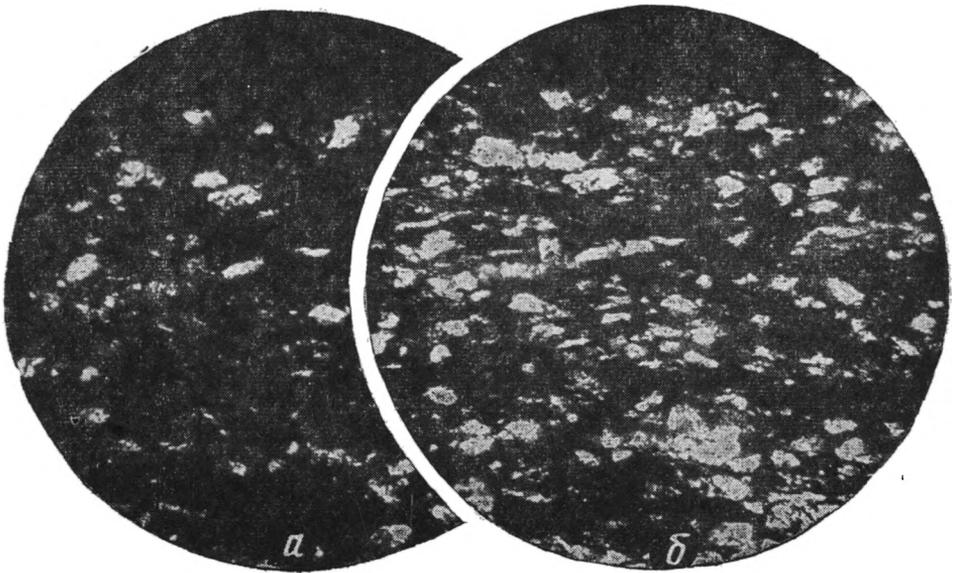
Среди огромного количества различных типов органических веществ антраксолиты встречаются довольно редко. Это объясняется не столько их малой распространенностью, сколько отсутствием должного внимания со стороны геологов к их изучению.

Каждая находка и описание антраксолита, особенно с вмещающей породой, очень важны для понимания геохимии высококарбонизованных органических веществ, вопросы генезиса которых не ясны. Данная статья преследует цель охарактеризовать особенности одного антраксолита из пород верхнего протерозоя и высказать предположение о возможных путях его образования.

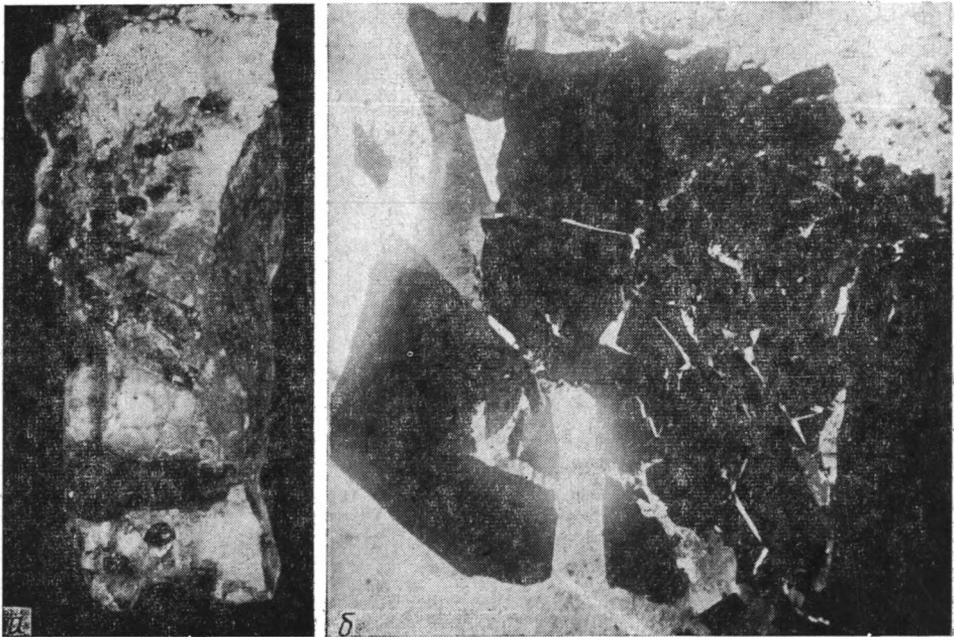
Кварцевая жила с антраксолитом была обнаружена в береговых обнажениях среднего течения р. Большой Патом, правого притока Лены. Этот район входит в состав Кевактинско-Валюхтинской краевой складчатой зоны Патомской складчатой страны и слагается отложениями Кадаликанской подсерии патомской серии верхнего протерозоя, а именно породами валюхтинской и жуинской свит.

Валюхтинская свита представлена преимущественно серицит-хлоритовыми сланцами, а жуинская — карбонатными сланцами и известняками. По минеральному составу породы этих свит относятся к фации зеленых сланцев, к мусковит-хлоритовой субфации. Температура, характеризующая метаморфизм этой субфации, примерно 200—550° (Тернер, 1951) или 200—500° (Грубенман, 1933).

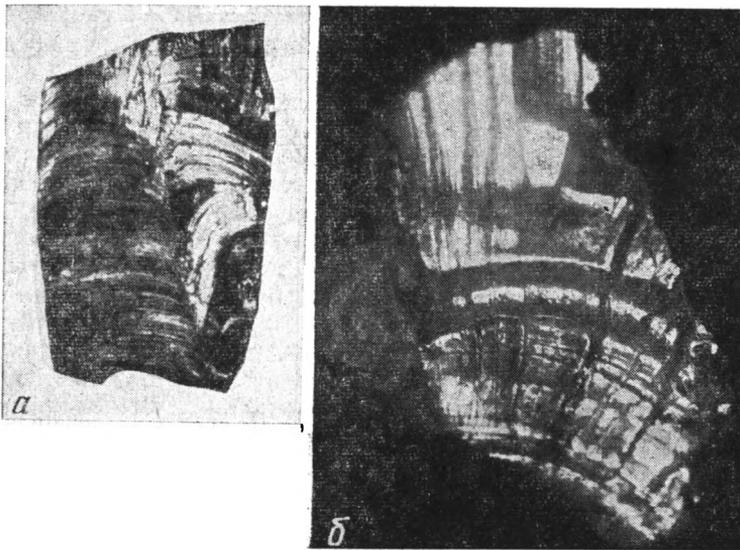
В обеих свитах отмечаются пачки углистых сланцев мощностью 20—50 м. Сланцы валюхтинской свиты содержат несколько больше органического вещества. Углистые сланцы представлены серицит-кварцево-углистыми разностями, состоящими из пелитовых углистых частиц, мельчайших чешуек серицита, зерен плагиоклаза и кварца, располагающихся параллельно. Иногда в породе наблюдаются отдельные чешуйки хлорита, в значительных количествах присутствует пирит. Плагиоклаз, которого значительно меньше кварца, почти всегда серицитизирован, реже хлоритизирован. Первоначальное соотношение кластических зерен и цемента сохранилось в породе еще вполне отчетливо, хотя цемент в значительной степени перекристаллизован. Как в ориентировке кластических зерен, так и в расположении бластических новообразований заметна ясная сланцеватая текстура, скорее всего совпадающая с плоскостью наложения исходной породы. В некоторых шлифах можно наблю-



Фиг. 1. Микрофотографии терригенных пород с углисто-глинистым цементом
a — углистый сланец, метаморфизованный алевролит с глинисто-углистым цементом (шлиф, $\times 72$, николи II); *b* — углистый сланец метаморфизованный песчаник с углисто-глинистым цементом (шлиф, $\times 72$, николи II)



Фиг. 2. Фотографии образцов антраколита
a — включения антраколита в кварц-карбонатной жиле; *b* — обломки антраколита, сцементированные кварцем



Фиг. 3. Раковинная структура скола
а — на плоскостях антраколита; *б* — на плоскостях граней кварца

дать «слои» с различным количеством органического вещества. Текстура породы сланцеватая, полосчатая. Среди сланцев в зависимости от размеров кластических зерен выделяются две разновидности с бластоалевритовой бластосаммитовой структурой (фиг. 1). Очевидно, породы представляют собой метаморфизованные алевролиты и песчаники с глинисто-углистым цементом.

В одной из пачек углистых сланцев жуинской свиты наблюдается крутопадающая зона дробления мощностью около 1 м, простираение которой совпадает со сланцеватостью. Зона характеризуется наличием катаклазированных пород и различно ориентированных кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков; некоторые из них содержат антраколлит. Следует отметить, что в отложениях жуинской и валюхтинской свит имеется целая серия подобных зон и отдельных кварцевых и кварц-карбонатных жил, но жилы, содержащие антраколлит, были нами встречены лишь в зоне, образовавшейся в пределах пачки углистых сланцев.

Мощность жил и прожилков в зоне — от долей до 30 см; длина — от первых метров до первых десятков метров. Контакты жил с вмещающими породами резкие, часто по ним наблюдается глина трения. Изменения сланцев вблизи жил не наблюдается.

Прожилки состоят из кварца (преобладает) и кальцита, в некоторых из них имеются выделения антраколлита.

Кальцит обычно представлен реликтами кристаллов, корродированных кварцем. Антраколлит развивается либо в виде удлинённых образований (до 2 см длиной), либо в виде скученных скоплений угловатых обломков, сцементированных кварцем нередко шестоватой структуры (фиг. 2). На поверхностях обломков антраколлита отчетливо наблюдается рисунок раковинистой структуры скола, который, в свою очередь, отпечатался на плоскостях граней кварца, цементирующего обломки антраколлита (фиг. 3). Коррозионная структура карбоната, брекчиевая текстура антраколлита и отраженные структуры скола антраколлита на плоскостях граней кварца свидетельствуют о позднем выделении кварца в прожилке и более раннем образовании кальцита и антраколлита.

Антракосолит представлен черным, блестящим, без трещин усыхания агрегатом. Черта черная, в порошке черный с отдельными блестками. Удельный вес 1,56 (определен по методу малых навесок), запаха не имеет, не электропроводен, в тонких сколах не просвечивает. В отраженном свете светло-серый с коричневым оттенком, отражательная способность $R=13,4\%$ (определялась на приборе ПООС-1 с эталоном СТФ-2), изотропен. При прокаливании не плавится, не растрескивается и не загорается. При температуре выше 500° раскаляется и медленно выгорает без пламени. Продукты сгорания без запаха. При нагревании в закрытой трубке выделяет только воду (8,8%); остаток кокса 87,2%. Дегтя не содержит. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует, хлороформенная вытяжка прозрачна и не люминесцирует в ультрафиолетовом свете, капиллярная вытяжка также не показывает наличия растворимого битума. Минерал не растворяется в спирто-бензоле, с NaOH не дает окрашивания, с HNO_3 реакция отрицательная. Выделенные кусочки антракосолита состоят на 96,45% из органического вещества. Минеральных примесей (золы коричневатого-зеленого цвета) всего 0,31%, гигроскопической влаги 3,24%. В образце углерода 93,74%, водорода 1,03%, следы серы. Учитывая тот факт, что в образцах содержание азота незначительно (менее 1%), остальную разницу в результатах следует отнести за счет кислорода (5,23%). Состав чистого органического вещества антракосолита приведен в табл. 1.

Таблица 1

Состав органического вещества антракосолита и углистого сланца (в пересчете на обеззоленное и обезвоженное вещество)

Определяемая величина	Индекс	Размерность	Антракосолит	Углистый сланец
C	C ^r	%	93,74	96,27
H	H ^r	%	1,03	0,45
S	S ^r	%	Сл.	Сл.
N	N ^r	%	5,23	3,28
O	O ^r	%	}	}
Кокс	K ^r	%		
C/H	—	Вес. %	91,2	214,0
	—	Ат. %	7,6	17,8
C/O+N+S	—	Вес. %	17,9	29,4
	—	Ат. %	23,9	39,1
Степень окисленности	Co	Эквивалент	-0,012	-0,0012

Примечание: 1) Элементарный анализ выполнен стандартным полумикрометодом; 2) степень окисленности вычислена по результатам элементного анализа по формуле

$$Co = \frac{\frac{1}{8}(O+N+S)-H}{\frac{1}{3}C}$$

Результаты химического анализа типичны для антракосолитов средней степени метаморфизма, описанных в литературе. Повышенное количество кислорода свидетельствует о частичном окислении органического вещества. Окисление, очевидно, произошло под влиянием поверхностных агентов. Это подтверждается также повышенной гигроскопической влажностью (за счет свободной поверхности, образовавшейся при окислении) и значительной величиной степени окисленности, вычисленной по данным элементарного анализа.

В антракосолите присутствуют в качестве минеральных примесей следующие элементы, %: Ca—десятые доли; Si—около 0,1; Mg—0,03; Al—0,01; Fe, Ni—0,003; Cu—0,001. Обращает на себя внимание присутствие трех последних элементов, так как они часто являются спутника-

ми битумов и способны образовывать внутрикомплексные соединения с органическим веществом.

Из углистых сланцев для исследования было выделено органическое вещество, содержащееся в них в количестве 0,7%. Выделение произведено попеременной обработкой сланцев соляной и плавиковой кислотами; выход нерастворимого остатка при этом составил 1,0%. Нерастворимый остаток, состоящий на 68,8% из органического вещества, представлен черной, матовой, мелкодисперсной, мажущейся массой с удельным весом 1,745. При прокаливании остаток не плавится, не растрескивается и не загорается. Как и в антраксолите, органическое вещество выгорает медленно, без пламени, при температуре выше 500°. При нагревании в закрытой трубке выделяет только воду (3,3%), в трубке остается порошкообразный кокс в количестве 87,6%. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует, растворимого битума не содержит, раствор щелочи не окрашивает. На капиллярной хлороформной вытяжке отмечается значительное количество элементарной серы, образовавшейся, вероятно, за счет окисления пирита. Нерастворимый остаток содержит 1,56% гигроскопической воды, 19,06% минеральных примесей (зола темно-вишневого цвета), 66,24% углерода, 0,31% водорода. Кроме того, в нерастворимом остатке определено 9,03% сульфидной серы, представленной в основном пиритом, и 4,94% элементарной серы, образовавшейся в процессе обработки кислотами за счет окисления пирита. Нерастворимый остаток бурно реагирует с азотной кислотой при кипячении с выделением бурых паров двуокиси азота. При этом в образце резко снижается количество минеральных примесей за счет полного удаления сульфидов, причем органическое вещество подвергается частичному окислению азотной кислотой. Состав чистого органического вещества приведен в табл. 1.

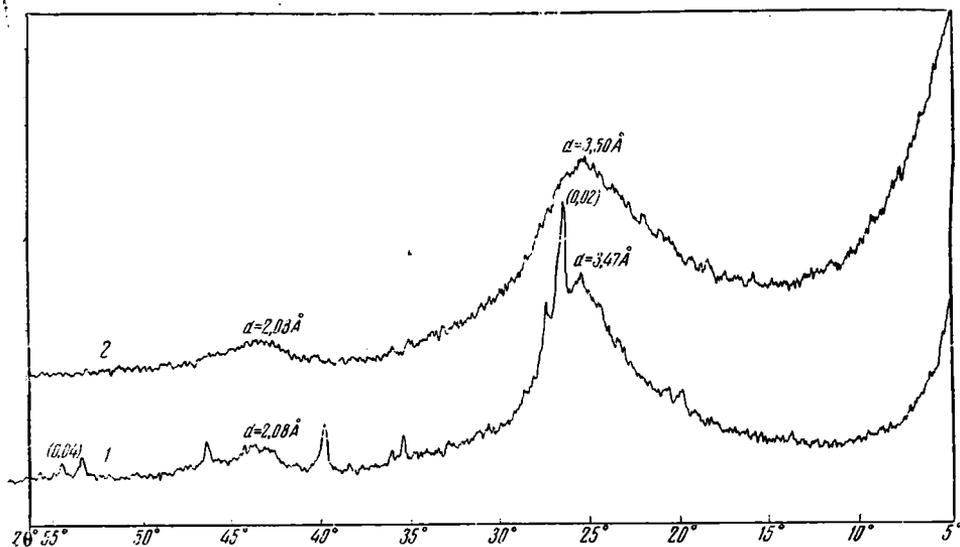
Органическое вещество углистых сланцев по химическому составу аналогично таковому высших антраксолитов или антрацитов и приближается к чистому углероду. Органическая масса незначительно окислена (кислорода 3,28%). Степень карбонизации выше, чем у антраксолита. В нем больше углерода и меньше водорода и соответственно выше отношение C : H, а выход кокса приближается к 100%.

Степень окисления антраксолита (вероятно, за счет большего проникновения агентов окисления в трещины жил) выше, чем у органического вещества углистого сланца. Это подтверждается значительной гигроскопической влажностью, повышением количества кислорода, меньшим отношением C : O + N + S и значительной (более чем в 10 раз) величиной степени окисленности антраксолита, вычисленной из элементарного анализа.

Рентгеновские исследования антраксолита и органического вещества, выделенного из углистого сланца, были проведены на приборе ДРОН-1 на медном излучении. Полученные дифрактограммы показали, что как антраксолит, так и органическое вещество углистого сланца дают дифракционную картину, вызванную наличием двумерной интерференции от гексагональных сеток, расположенных подобно монослоям графита в высокообуглероженных веществах. Как видно на фиг. 4, кривые антраксолита и органического вещества, выделенного из углистого сланца, имеют четко выраженное галло с максимумом в области 25—26° (2θ) и значительно более слабое галло с максимумом в области 43—44° (2θ). Межплоскостные расстояния равны 3,47Å для органического вещества углистого сланца и 3,5Å для антраксолита, определены по максимуму первого галло, которое соответствует графитовому отражению (002), отвечая среднему расстоянию между ароматическими углеродными сетками. Максимум второго галло отвечает межплоскостному расстоянию 2,08Å и соответствует графитовому отражению (100). Антраксолит представлен чистым однородным веществом, а в органическом веществе

углистого сланца содержится, кроме основного антраксолитоподобного вещества, кристаллическая фаза графита (3—5%) и незначительная примесь неорганической фазы, диагностировать которую не удалось.

Для сравнения структурных особенностей образцов проведена съемка профилей интерференционных максимумов (002) и (001) по точкам и



Фиг. 4. Дифрактограмма антраксолита (1) и органического вещества из углистого сланца (2)

определена их угловая полуширина (табл. 2). Угловая полуширина отражения (002) (b_{002}) является мерой упорядоченности взаимного расположения углеродных сеток, так как дает представление о величине графитового пакета в образцах. Угловая полуширина отражения (100) (b_{100}) позволяет определить размеры углеродных сеток. Расчет произведен по формулам Селякова. При расчете учитывалось инструментальное расширение. Уменьшение полуширины отражения (002) связано с возрастанием степени взаимной ориентации углеродных сеток. В табл. 2

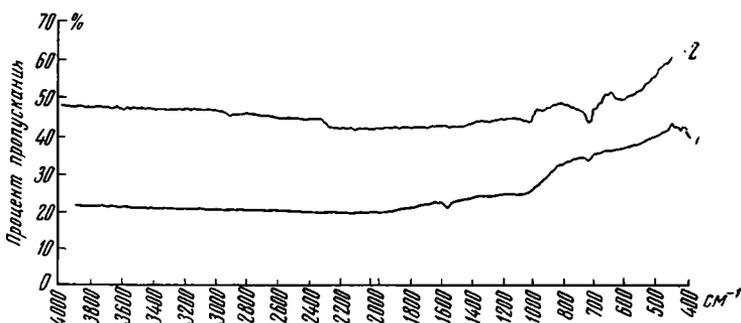
Таблица 2

Порядок величины графитовых пакетов (L_c) и линейных размеров углеродных сеток (L_a)

Образец	Межплоскостное расстояние, Å		Угловая полуширина отражения, град.		L_c , Å	L_a , Å
	d_{002}	d_{100}	b_{002}	b_{100}		
Антраксолит	3,50	2,08	7,5	5,0	13	15—20
Кокс из антраксолита	3,50	2,08	7,4	Не опр.	13	—
Органическое вещество из углистого сланца	3,47	2,08	6,0	4,0	15	25—30

показано, что угловая полуширина (b_{100}) и (b_{200}) у органического вещества углистого сланца меньше, чем у антраксолита. Уменьшение межплоскостного расстояния отражения (002) и увеличение линейных размеров пакетов и углеродных сеток также указывает на большую упорядоченность органического вещества углистого сланца по сравнению с антраксолитом. Структурная характеристика антраксолита не изменяется при прокаливании без доступа воздуха до 750° (кокс).

Инфракрасные спектры антраксолита и углистого сланца, полученные на инфракрасном спектрофотометре UR—10, представлены на фиг. 5. Спектры аналогичны и маловыразительны, как и для всех высокообуглероженных веществ. Они имеют только одну полосу поглощения в области 1590 см^{-1} , относящуюся к колебаниям групп С—С графитизированных



Фиг. 5. Инфракрасные спектры поглощения антраксолита (1) и органического вещества из углистого сланца (2)

структур. Для углистого сланца небольшие полосы поглощения в области 1100 см^{-1} обязаны силикатам минеральных примесей.

На основании результатов геологического, минералогического, химического и рентгеноструктурного изучения органического вещества антраксолита и углистых сланцев можно сделать вывод о том, что оба вещества весьма сильно карбонизованы, состоят нацело из карбоидов, обладают высокой структурной упорядоченностью и приближаются по составу к чистому углероду. Органическое вещество углистого сланца находится на более высокой стадии карбонизации по сравнению с антраксолитом и содержит в себе зачатки графитовой структуры, чего у антраксолита не наблюдается. Органическое вещество антраксолита более окислено, вероятно, за счет поверхностных процессов.

По генетической классификации битумов вещество антраксолита относится к группе α -нафтоидов, или черных нафтоидов, недифференцированных продуктов деструкции органического вещества (Успенский и др., 1961).

Район находки антраксолита не является нефтеносным. Путей миграции органического вещества по разломам из глубины или из магматических тел не наблюдается. В то же время кварц-карбонатные жилы с антраксолитом локализуются лишь в местах пересечения пачек углистых сланцев зонами дробления, к которым они приурочены. Естественно предположить, что углистые сланцы и являются источником органического вещества, из которого под воздействием благоприятных факторов мог образоваться антраксолит. Сейчас остаточного органического вещества в сланцах около 0,7%. По составу оно на грани с чистым углеродом и начинает приобретать графитовую структуру. Это свидетельствует о значительной степени его метаморфизма, в первую очередь, за счет температурного нагрева. Возможно, что региональное и особенно одностороннее давление могло оказать значительное влияние на возможность мобилизации и возгона органического вещества вмещающих углистых сланцев (Грубенман, Ниггли, 1933). Возможно, что возгонялись одновременно с органическим веществом и определенные металлы: медь, железо и никель (табл. 3). Температура возгонки органического вещества сравнительно невысока и могла быть гораздо ниже температуры, при которой проходил метаморфизм вмещающих пород.

Скорее всего, антраксолит образовался за счет возгона части органического вещества углистого сланца, перемещения этого вещества на не-

Результаты спектрального анализа антраксолита, углистого сланца и органического вещества из него

Содержание элемента, %	>10	~5.0	~1.0	~0.1	~0.01	~0.005	~0.001	<0.001
Антраксолит			Ca	Si	Mg	Al, Fe, Ni	Ti, Cu	
Углистый сланец	Si, Al	Fe, Mg, Na, K	Ti	Ca, Zr	Mn, V, Cu, Zn, Ga, Ba	Pb, Ni, Sc, Y	Co, Sr, Sn	Mo, Yb, Ag
Органическое вещество из углистого сланца		Si	Fe, Zr, Ti	Al	Hf, Mg, Mn, Sb, Zn, Y, Cu	Co, Nb	Ni, V, Pb, Sn	Yb, Ag

значительное расстояние и отложения в открытых полостях трещин. Образование антраксолита происходило одновременно с заполнением свободных полостей карбонатом. При более поздних подвижках антраксолит и карбонат были подроблены. В это же время во вновь приоткрывающиеся, подновляемые трещины проникали растворы, несущие кремнезем. Кварц цементировал обломки антраксолита, одновременно разъедая карбонат.

Геологические условия залегания, взаимоотношения минералов, химический состав, физико-химические и структурные особенности антраксолита и органического вещества углистых сланцев полностью подтверждают возможность подобного образования антраксолита.

ЛИТЕРАТУРА

- Грубенман У., Ниггли П. *Метаморфизм горных пород*. Л., Геолразведиздат, 1933.
 Тернер. *Эволюция метаморфических горных пород*. М., ИЛ, 1951.
 Успенский В. А., Радченко О. А., Глебовская Е. А., Шишкова А. П., Мельцанская Т. Н., Инденбом Ф. Б. *Основные пути преобразования битумов в природе и вопросы их классификации*. Тр. Всес. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-т, 1961, вып. 185.

ВИМС
Москва

Дата поступления
4.IV.1969

УДК (551.31 : 552.54) : 551.8

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ МОЩНОСТЯМИ СЛОЕВ В РАЗРЕЗАХ ФЛИША

В. А. ГРОССГЕЙМ, С. И. РОМАНОВСКИЙ

В настоящее время в изучении флиша намечается новый этап, когда геологи от исследования закономерностей в строении отдельных разрезов переходят к анализу целых бассейнов седиментации или их крупных частей, представленных десятками разрезов флиша. Такой подход позволяет выявить ряд новых эмпирических закономерностей в поведении мощностей отдельных подэлементов ритма (п. э. р.) и ритмов флиша по площади, что проливает новый свет на механизм флишевой седиментации.

Нами предпринята попытка оценить роль процессов, происходящих в области кордильер и определяющих интенсивность поставки в трог кластического материала. Этот материал, формируя первый элемент флишевого ритма (I э. р.), вполне закономерно распределяется в пределах бассейна, что обуславливает прежде всего четкие различия литофаций. Известно, что принципиальным отличием нормальной флишевой литофации от субфлиша является повсеместное отсутствие Ia п. э. р. (грубозернистый песчаник; в зоне грубого флиша — конгломерат и гравелит) в строении ритма субфлиша. В остальном же различия сводятся только к изменению соотношений мощностей отдельных подэлементов ритма: усиление роли II э. р. при мелкой ритмичности. Это приводит к мысли о том, что литологическая изменчивость флишевых отложений определяется, в первую очередь, характером связи седиментации в конкретной зоне бассейна с режимом поставки материала из областей сноса. Связь выражается в фиксации в разрезах подэлементов ритма, различающихся прежде всего мощностями. Этот вопрос можно решить, изучая характер связи (в вероятностном смысле) между мощностями слоев (п. э. р.) в разрезах трех литофаций флиша: грубый флиш, нормальный флиш и субфлиш.

Материалом для исследования послужили послойно описанные разрезы карбонатного флиша двух туронских бассейнов: Керкетского на Северо-Западном Кавказе, представленного 18 разрезами, и Маргалитис-Клде Кахетии, представленного 15 разрезами. Исследование характера литологической изменчивости по п. э. р. и фациальный анализ отложений флиша были выполнены ранее одним из авторов (Гроссгейм, 1962, 1966).

Керкетский бассейн в туроне представлял собой длинный (>250 км) и узкий (30—35 км) прогиб, ограниченный с севера низкой Большекавказской сушей, а с юга кордильерой хребта Ахцу, являвшихся источниками кластического материала. Карбонатный флиш керкета имеет четко выраженное ритмичное строение. Ia п. э. р. грубого флиша — конгломераты и гравелиты, а в зоне развития нормального флиша — крупнозернистые песчаники. В ритмах субфлиша Ia п. э. р. отсутствует. Ib п. э. р. — известковистые песчаники, а в разрезах субфлиша — известковистые алевролиты и алевропелиты. IIa п. э. р. — светлоокрашенные известняки. IIb п. э. р. — известковистые и мергельные глины. Следует отметить, что все четыре п. э. р. в одном ритме встречаются резко. Чаще ритмы имеют усеченный вид, типа Ia → Ib → IIa, Ib → IIa → IIb или IIa → IIb. Причем в зоне флишевой, а особенно субфлишевой литофации, Ib и IIb п. э. р. часто присутствуют в виде, так называемых, следов, т. е. очень тонких (десятые доли миллиметра) примазок, на нижней или на верхней поверхности IIa п. э. р. Фиксация в разрезе «следов» Ib и IIb п. э. р. имеет принципиальное значение, так как от этого зависят не только результаты обработки исходных данных по любой методике, но и интерпретация этих результатов.

Бассейн Маргалитис-Клде Кахетии также представлял длинный и узкий прогиб, ограниченный с севера Большекавказской сушей, а с юга цепью островов Кахетинской зоны. Исследовалась часть трога между реками Ксани и Алазани протяженностью около 100 км. По литологии флиш свиты Маргалитис-Клде сходен с керкетским флишем Северо-Западного Кавказа (Гроссгейм, 1966).

В каждом из изученных разрезов путем коннекции была выделена синхронная пачка, обнимающая по мощности около четверти керкетской свиты и свиты маргалитис-клде. Все расчеты, связанные с решением поставленной задачи, выполнялись только в пределах синхронных пачек.

В разрезах туронского карбонатного флиша керкетской свиты и свиты маргалитис-клде наблюдается определенная дифференциация мощностей слоев в зависимости от фациальной принадлежности флиша. Наи-

большие средние мощности п. э. р. фиксируются в разрезах грубого флиша. Субфлишевая литофация характеризуется наименьшими в среднем мощностями отдельных п. э. р. Причем с увеличением средней мощности слоя (п. э. р.), как правило, растет и дисперсия мощностей. Например, средняя мощность слоя в разрезе Каменная шель — керкетская свита — равна 6,4 см, стандартное отклонение от средней мощности, соответственно, $\hat{S} = 11,8$; в разрезе по р. Ольдеви: $\bar{X} = 1,2$ см; $\hat{S} = 1,6$. Эти факты, интересные сами по себе, являются в то же время дополнительной количественной характеристикой литофаций флиша, вполне определенно выделяемых по соотношению в разрезе п. э. р. и наглядно иллюстрируемых ритмограммами.

Количественные критерии различия мощностей п. э. р. приводят к мысли о том, что колебания в разрезе мощностей, т. е. появление слоя той или иной мощности, обуславливается не только спецификой процессов седиментации, но и режимом поставки терригенного материала из областей сноса, который в случае правильности высказанного предположения должен выражаться в различии типа связи между мощностями слоев, находящихся на разном удалении от областей сноса. Эта мысль была впервые высказана А. Б. Вистелиусом (1950).

Можно представить несколько схем слоеобразования, приводящих к различному типу связи между мощностями слоев. В одних случаях мощность i -го слоя может не зависеть от того, какую мощность имел $i-1$ слой и определяться взаимодействием суммы большого числа случайных факторов, действующих во время накопления данного слоя. В другом случае мощность i -го слоя зависит лишь от мощности $i-1$ слоя и не определяется процессами, имевшими место в более ранние периоды слоеобразования. Здесь мы имеем типичный марковский процесс. В случае марковского процесса зависимость мощности i -го слоя от мощности $i-1$ слоя может быть различной. Если i -й слой имеет мощность $h_j \leq h_{j-1}$ (h_j и $h_{j-1} > \bar{h}$), то можно говорить о положительной корреляции между мощностями соседних слоев. Если h_j и $h_{j-1} < \bar{h}$ — корреляция отрицательная. Последовательность коэффициентов корреляции, точнее автокорреляции, между мощностями слоев в пределах синхронной пачки определяет, вообще говоря, тип случайного процесса, генерировавшего образование мощностей. Если полагать, что в разрезах флиша колебания мощностей одной литологической разности пород (в пределах п. э. р.) меньше, чем мощности следующих за ними слоев другого состава, то можно ожидать ослабления линейной корреляционной связи между мощностями фиксированного состава слоев по мере удаления от i -го слоя. Следовательно, связь вызывается не просто колебаниями мощностей, а сменой состава слоев, различающихся по средним мощностям (Вистелиус, 1966).

Практически изучение связи между мощностями слоев сводится к расчету последовательности из коэффициентов автокорреляции R_{1-2} , R_{1-3} , ..., R_{1-j} и построению на их основе эмпирической корреляционной функции $\rho_x(\mu)$. Оценки нормированных корреляционных функций были получены на ЭЦВМ БЭСМ-4 по формуле:

$$\rho(\mu) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\mu} (h_i - \bar{h})(h_{i+\mu} - \bar{h})}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^{n-\mu} (h_i - \bar{h})^2 \right] \left[\sum_{i=1}^{n-\mu} (h_{i+\mu} - \bar{h})^2 \right]}}$$

где: h_i — мощность i -го слоя (п. э. р.); \bar{h} — средняя мощность слоя в синхронной пачке; μ — число последовательных сдвигов на 1, 2, ..., $\frac{n}{2}$ слоев ($-1 \leq \rho(\mu) \leq 1$).

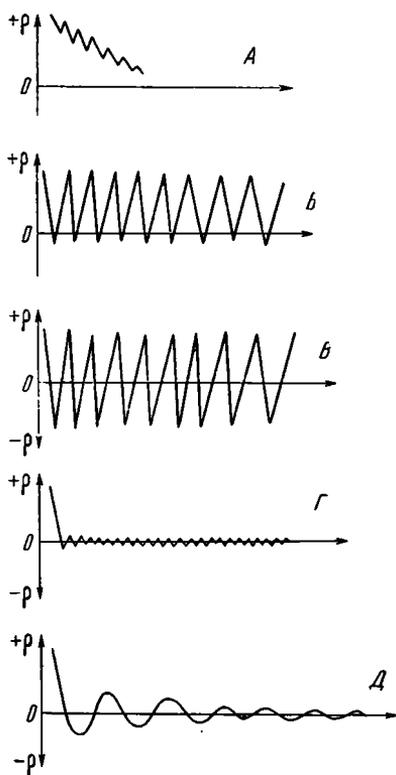
Корреляционные функции каждого разреза изображались в виде коррелограмм. Характер коррелограмм разрезов разных литофаций флиша, безусловно, определяется особенностями распределения мощностей отдельных п. э. р. Отрицательные коэффициенты автокорреляции чаще наблюдаются в разрезах флишевой и субфлишевой литофаций, где почти повсеместное присутствие либо I в п. э. р., либо II в п. э. р. в виде «следов» порождает отрицательную ковариацию. Удалось выявить пять эталонных типов коррелограмм (фиг. 1).

Коррелограммы типа «А» представляют последовательность из положительных коэффициентов автокорреляции, уменьшающихся по численному значению по мере удаления от первого слоя. Коррелограммы типа «Б» фиксируют значимую положительную связь через слои. Отметим, что для проанализированных нами разрезов коррелограммы первых двух типов самостоятельно не разделяются. Наблюдается как бы постепенный переход коррелограммы типа «А» в тип «Б».

Коррелограммы типа «В» характеризуются значимыми отрицательными коэффициентами автокорреляции между мощностями соседних слоев и положительной значимой связью через слои. Коррелограммы типа «Г» наиболее интересны, хотя встречаются на практике чрезвычайно редко. Они фиксируют отсутствие связи между мощностями слоев, начиная со второго слоя. Значимым является лишь коэффициент автокорреляции $R_{1-1} = +1$. Наконец, коррелограммы типа «Д» характеризуются чередованием отрицательных и положительных коэффициентов автокорреляции, убывающих по абсолютному значению — авторегрессионный тип (Бартлетт, 1958).

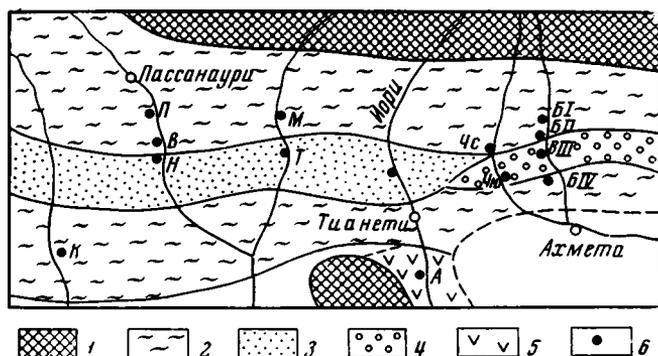
Коррелограммы всех разрезов флиша Керкетского бассейна и бассейна Маргалитис-Клде были отнесены к одному из выделенных эталонных типов, и на этом основании стало возможным построение карт распределения по бассейнам разрезов, характеризующихся коррелограммами одного типа (фигуры 2, 3).

Известно, что в любом бассейне седиментации выделяются определенные зоны, характеризующиеся общностью гидродинамического режима, существенно влияющего на условия седиментации в данной зоне. Распределение этих зон определяется прежде всего морфологическими характеристиками бассейна (глубиной, углом наклона бортов, рельефом дна и т. д.). Существенным фактором являются также физико-географические условия окружающей суши, определяющие интенсивность денудации и поступления в бассейн кластического материала. Определенная тектоническая позиция бассейна предопределяет интенсивность процессов разрушения и аккумуляции терригенного материала. Для суждения о механизме процессов взаимодействия областей сноса и седиментации в нашем распоряжении имеются только мощности накопленных осадков,



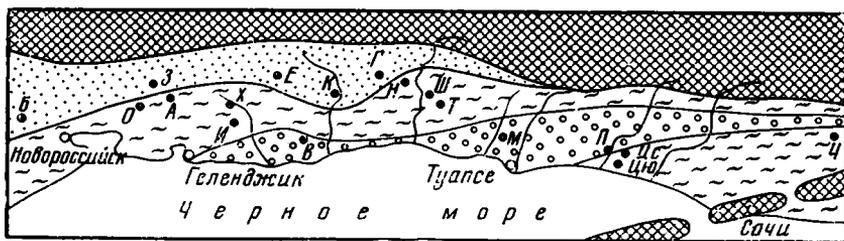
Фиг. 1. Эталонные типы коррелограмм (пояснения в тексте)

привязанные к литологии слоев. Тектурные характеристики всегда являются индикаторами собственно седиментационных процессов. Особенности поведения мощностей отдельных п. э. р. в пределах флишевого трога позволяют реконструировать палеогеографическую обстановку в период формирования этих п. э. р. (Гроссгейм, 1963). Выдержанность



Фиг. 2. Карта зональности бассейна Маргалитис — Клде.

1 — предполагаемая суша; 2 — зона коррелограмм типа «Д»; 3 — зона коррелограмм типа «Б»; 4 — зона коррелограмм типа «В»; 5 — зона коррелограмм типа «Г»; 6 — точки наблюдения. Разрезы: К — Ксани, Н — Ананури, В — Бичаангари, П — Пассанаури, М — Магаро, Т — Тваливи, Л — Лишо, Ч (Ч_с — северное крыло, Ч_ю — южное крыло), — Чартала, Б — Бодал-хеви, А — Алоты



Фиг. 3. Карта зональности керхетского бассейна

Условные обозначения см. на фиг. 2.
Разрезы: Б — у хутора Горного, 3 — по горе Шизе, О — р. Ольлеви, А — р. Михале, Х — г. Тхаб, И — р. Идоумес, Е — р. Пшава, В — Архипо-Осиповка, К — Каменистая шель, Г — приток р. Гремучей, Ш — р. Напосошок, Н — балка Могулова, Т — г. Ту, М — р. Туапсе, П — р. Псезуапсе, Ц (Ц_с — северное крыло, Ц_ю — южное крыло) — Цуск-вадже, Ч — Чвежинсе

слоев во флише (Афанасьев, 1967) однозначно свидетельствует о том, что условия седиментации вдоль простирания трога оставались неизменными, а результаты телеконнекции (Гроссгейм, 1961) позволили экстраполировать этот вывод на расстояние более 1000 км (для верхнемеловых флишевых бассейнов Кавказа). Таким образом, была установлена определенная стабильность процессов флишенакпления для разных участков трога.

Прежде чем перейти к обсуждению результатов проведенного исследования, надо отметить, что типизация коррелограмм конкретных разрезов осуществлялась после сглаживания исходных коррелограмм методом скользящих средних (Пугачев, 1962). Кроме того, необходимо учесть при оценке наших построений, что связи устанавливались между мощностями слоев различного литологического состава, сформированными, вероятно, в различных условиях. Ранее была определена последовательность смены таких условий (Гроссгейм, 1962), а количественный аспект процессов флишеобразования не был исследован современными мето-

дами. Казалось бы, что в области формирования нормального флиша, где чередуются 3—5 п. э. р. при значительных величинах мощностей Iв и IIв п. э. р., связи между мощностями должны быть иными, чем в зоне развития субфлиша, где чередуются 2—3 п. э. р. при резком уменьшении мощностей Iв и IIв п. э. р. Однако, как показали проведенные исследования, это не оказывает существенного влияния на тип связи.

Различный характер коррелограмм, выделенных нами при анализе связи между мощностями слоев в разрезах, расположенных в разных точках бассейна седиментации, свидетельствует прежде всего о специфике взаимодействия процессов в области кордильер и аккумуляции, так как разрезы, представленные литологически различными типами флиша, но расположенные примерно на одинаковом удалении от суши, имеют сходный тип коррелограмм. Например, разрезы Каменная шель и по притоку р. Гремучей (грубый флиш керкетской свиты), а также разрезы по горе Шизе и у хутора Горного (субфлиш) характеризуются коррелограммами типа «Б». С другой стороны, разрезы одной литофации (нормальный флиш), но расположенные на различном удалении от кордильеры, имеют коррелограммы принципиально различного типа: разрезы по р. Ту и р. Михале — коррелограммы типа «Д»; разрезы Туапсе и Псеуапсе — коррелограммы типа «В»; разрезы Цусквадже (северное и южное крыло) — коррелограммы типа «Д». Четкая симметрия распределения в пределах бассейна Маргалитис-Клде (см. фиг. 2) и Керкетского бассейна (см. фиг. 3) коррелограмм типа «Д» также подтверждает правильность сделанного заключения. Все это говорит о существовании более глубокой закономерности в распределении мощностей п. э. р. в пределах бассейна седиментации, чем считали ранее.

При рассмотрении фигур 2, 3 прежде всего обращает на себя внимание четкая дифференциация Керкетского бассейна и бассейна Маргалитис-Клде на зоны, характеризующиеся коррелограммами принципиально одного типа. Причем смена зональности наблюдается вкрест простирания трога. Для Керкетского бассейна разрез вкрест простирания трога фиксирует последовательную смену коррелограмм следующих типов (с севера на юг): Б→Д→В→Д или в районе Туапсе: Д→В→Д. Для Маргалитис-Клде эта последовательность имеет аналогичный вид: Д→В→Д или в районе Пассанаури: Д→Б→Д. В районе разреза Алоти грубого флиша условно выделяется зона, характеризующаяся коррелограммами типа «Г».

Такого типа зональность, зафиксированная для двух изученных флишевых бассейнов, очевидно, не случайна. Она подтверждает выводы многих исследователей флиша о том, что основная масса терригенного материала поступает в трог с бортов в направлении, перпендикулярном простиранию трога. В целом можно отметить, что зональность фациальная и зональность, которую мы описали, близки друг к другу, но не совпадают. Общее и самое главное в обоих случаях — четкость проведения границ зон, их параллельность простиранию трога и симметричное прослеживание вкрест простирания флишевого бассейна.

Следовательно, установленный факт дифференциации флишевых бассейнов на зоны, каждая из которых характеризуется определенным типом связи процессов седиментации с процессами поставки материала из областей сноса, свидетельствует о том, что для решения проблемы образования флиша требуется новый подход, выражающийся не только в изменении характера исследований (переход от единичных разрезов к целым бассейнам седиментации), но и в привлечении вероятностно-статистических методов обработки исходных данных, позволяющих устанавливать новые эмпирические закономерности, которые, как правило, иным путем не выявляются.

- Афанасьев С. Л. Выдержанность слоев во флише. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1967, т. 42, вып. 3.
- Бартлетт М. С. Введение в теорию случайных процессов. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Вистелиус А. Б. К вопросу о палеогеографическом значении связи между мощностями слоев. Литологический сборник ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1950, № 3.
- Вистелиус А. Б. Красноцветные отложения полуострова Челекен. М., «Наука», 1966.
- Гроссгейм В. А. О возможности послойного сопоставления разрезов флиша на больших расстояниях (телеконнекси).—Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 12.
- Гроссгейм В. А. Опыт изучения литологической изменчивости карбонатного флиша (на примере Сев.-Зап. Кавказа).—Геология и разведка, 1962, № 9.
- Гроссгейм В. А. О характере течений во флишевых бассейнах. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1963, т. 38, вып. 1.
- Гроссгейм В. А. Литологическая изменчивость туронского флиша Горной Кахетии. Геология и разведка, 1966, № 7.
- Пугачев В. С. Теория случайных функций и ее приложение к задачам автоматического управления. Физматгиз, 1962.

ВНИГРИ, ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
15.VII.1969

УДК 552.54 (569.1)

О РАСКРЫТИИ СТРУКТУРЫ АФАНИТОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ СИРИИ С ПОМОЩЬЮ СКАНИРУЮЩЕГО ЭЛЕКТРОННОГО МИКРОСКОПА

И. А. КОНЮХОВ, Ю. А. ПРЯХИНА, М. МАХФУД

В литологической литературе по-разному называют однородные известняки, состоящие в основном из беспорядочно расположенных зерен или кристаллов размером $<0,01$ мм. М. С. Швецов (1958) и Г. И. Теодорович (1968) такие породы называли микрозернистыми. М. С. Швецов считает, что можно называть эти породы также «афанитовыми», т. е. имеющими неясное строение. Происхождение их, по М. С. Швецову, может быть хемогенным, органогенным и обломочным. И. В. Хворова (1958) выделяет в этих породах микрозернистые, или микрокристаллические ($<0,01$ мм) и криптогенные, или пелитоморфные ($<0,005$ мм) разновидности. В работах Н. М. Страхова (1960), Н. В. Логвиненко (1967) эти известняки были также названы пелитоморфными, только верхний предел размера их зерен опущен до $<0,005$ мм. Н. М. Страхов (1960), описывая современные известковые осадки Аральского моря, Балхаша, Каспия и др., выделил бесформенные лепешковидные зерна, из которых состоит подавляющая масса тонкозернистых карбонатных осадков в периферических частях моря, а также сферолитовые и игольчатые кристаллы, господствующие в центральных областях морей. По Н. М. Страхову, первые из них обломочного происхождения, а игольчатые и сферолитовые — хемогенного.

Для микрокристаллических известняков применяется термин «микрит» (Chillingar, 1967; Folk, 1951, 1959). Мы используем старый, но более удачный, как нам кажется, термин М. С. Швецова «афанитовый» для тех микрозернистых известняков, размер зерен которых $<0,01$ мм и которые имеют неясное строение и неизвестное происхождение (криптогенные).

Наша задача — попытаться раскрыть структурные особенности афанитовых известняков и выяснить их генезис. Подобного типа известняки широко распространены в разрезе свиты «массивного известняка» (СГ₁) на северо-востоке Сирии. В этом известняке нами было отмечено чередование трех горизонтов (снизу вверх): I — афанитовые, местами доломитизированные (150—230 м); II-а — органогенные (биогермные) (20—35 м) и II-б — афанитовые (55 м); III — органогенные (детритные) (5—250 м).

Являются ли породы горизонтов I и II-б генетически сходными и чем объясняется смена этих горизонтов в разрезе? Для решения этих вопросов породы обоих афанитовых горизонтов изучались классическими методами (макро- и микроскопическое изучение в обычных петрографических шлифах и аншлифах, химические и термические анализы) и в сканирующем японском электронном микроскопе марки FSM-2.

Для изучения под сканирующим микроскопом достаточен кусочек известняка с площадью скола около 0,5 см². Поверхность скола напылялась золотом в вакуумном испарителе. Толщина напыленной пленки 100—200 Å. Эта пленка необходима как электропроводящий слой. Под электронным микроскопом получается весьма рельефное изображение поверхности скола. Ранее подобное изучение известняков никем не проводилось.

Макроскопически породы горизонта II-б представлены белыми массивными известняками, тогда как в горизонте I породы более темные, в них встречаются прослойки афанитового милиолинового известняка, пропитанного нефтью. В обоих горизонтах породы с раковистым изломом, трещиноватые, со стилолитами.

Микроскопическое изучение обоих горизонтов в шлифах и аншлифах пород показало, что основная масса в них имеет криптокристаллическое строение, наблюдались отдельные участки более крупнокристаллические, что связано со скоплением раковинного детрита. В некоторых образцах отмечались обломки раковин пелеципод, брахиопод, фораминифер и другие органические остатки. Почти во всех просмотренных образцах обоих горизонтов наблюдались комочки криптокристаллической структуры, а иногда и мелкозернистой. В обоих горизонтах встречаются известняки с мозаичной структурой — на фоне афанитовой массы рассеяны относительно крупнокристаллические участки.

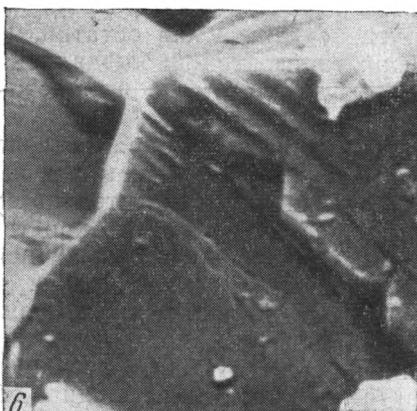
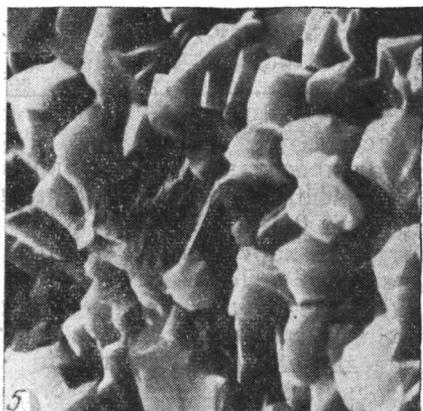
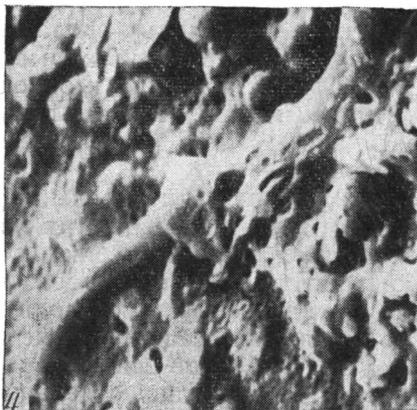
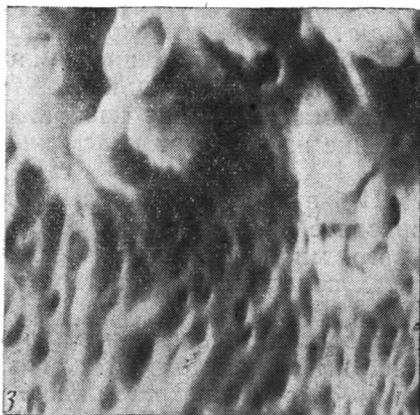
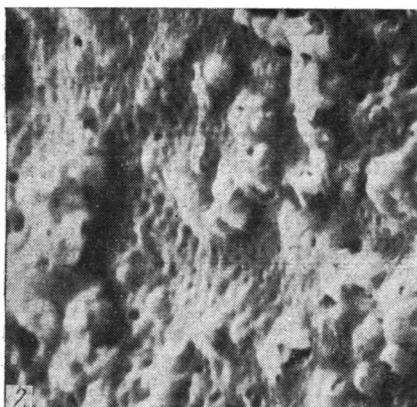
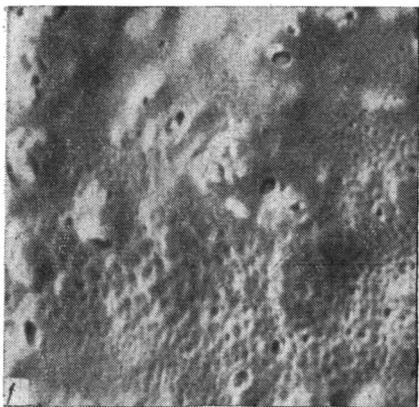
Мозаичные структуры для наших пород представляют собой крупнокристаллические относительно вмещающей афанитовой массы кальцитовые образования, размер кристаллов которых 0,3—0,5 мм.

На происхождение мозаичной структуры в карбонатах существует в литературе много точек зрения (Chillingar, 1967). По одним авторам, это результат действия газовых пузырьков, которые формировались в ранней стадии диагенеза при уплотнении осадков и миграции этих газов (газы в основном образуются в результате жизнедеятельности бактерий), по другим — кристаллы кальцита образовались на местах мягких частей организмов.

Установить природу известняков рассматриваемых горизонтов невозможно под обычным микроскопом. Сканирующие электронно-микроскопические исследования показали, что афанитовые известняки обоих горизонтов принадлежат к двум разным типам пород: органогенному и хемогенному.

Органогенные известняки слагают большую часть горизонта I. Для них характерно отсутствие кристалломорфной структуры. Они постепенно переходят в комковатые известняки.

Нами было изучено и сфотографировано много пришлифовок известняков на разных уровнях горизонта I. Просматривая электронные микрофотографии, можно выделить три структурных типа. Первый тип отли-



Структуры верхнемеловых известняков Сирии, наблюдаемые в сканирующем электронном микроскопе

1 — первый тип структуры, $\times 1000$; 2 — второй тип структуры, $\times 1000$; 3 — то же, $\times 3000$; 4 — третий тип структуры, $\times 1000$; 5 — кристалломорфная структура основной массы хомогенного известняка, $\times 1000$; 6 — крупные агрегаты кальцита с раковистым изломом, $\times 3000$

чается бугристой плотной поверхностью, на которой равномерно рассеяны симметричные выпуклости почти одинаковых размеров, усеянные ямочками различного диаметра (см. таблицу, 1). Второй тип структуры (см. таблицу, 2, 3) сложен более четко выраженными на поверхности комочкоподобными формами, разделенными пористыми углублениями.

Можно говорить о «ноздреватости» поверхности или о куполовидных сетках, внутри которых развиты поры. В третьем типе структуры на фоне основной более плотной массы бугристой поверхности (см. таблицу, 4) хорошо видны удлиненные цилиндрические органогенные образования с утолщениями на их окончаниях.

Для всех этих структурных типов известняков характерен довольно сложный рисунок, вероятно, отражающий их органогенную природу. Следов кристаллических граней не заметно. Наши снимки не имеют сходства со снимками кокколитовых известняков (Шуменко, 1969; Хворова, 1969). С другой стороны, фотографии стенок фораминифер и аммонитов, сделанные под сканирующим электронным микроскопом В. В. Друшицем и Н. И. Мослаковой (устное сообщение), похожи по общему виду на снимки описываемых нами известняков.

В зарубежной литологической литературе нередко встречается описание некоторых афанитовых известняков, залегающих под «белыми рифами» и при этом отмечается, что они возникли в результате раздробления рифогенных отложений. Эти «белые рифы» описаны в соседних районах Ирака Р. С. Хенсоном (Henson, 1950), П. Е. Глондом (Glond, 1952), в девонских рифах Альберты в Канаде, К. В. Волфом (Wolf, 1962, 1965) и др.

Суммируя все изложенное выше, а также учитывая условия залегания этих пород под биогермными отложениями, можно сделать вывод, что не исключена возможность принадлежности их к раздробленной рифовой постройке.

Хемогенные (криптокристаллические) известняки слагают горизонт II-б. Среди изученных образцов этого типа под сканирующим электронным микроскопом различается только кристалломорфная структура (см. таблицу, 1, 5). На снимках она характеризуется четко выраженными поверхностями кристаллов кальцита, на которых при большом увеличении видны мелкие трещинки и канавки. Форма кристаллов ромбоэдрическая. Эти кристаллы выпадали хемогенным путем непосредственно из раствора в спокойной среде.

Мозаичные структуры характеризуются под сканирующим электронным микроскопом морфологически четко выраженными поверхностями крупных форм с раковистым изломом (см. таблицу, 6).

Изложенный материал показывает, что среди афанитовых известняков свиты «массивного известняка» верхнемеловых отложений Сирии по происхождению выделяются органогенные и хемогенные типы. Первые слагают горизонт I. Их образование и накопление связано, по-видимому, с раздроблением рифогенных отложений. Хемогенные известняки слагают горизонт II-б и относятся к первично-хемогенным образованиям.

Эти данные подтверждают ранее высказанные М. Махфудом (1969) предположения о связи чередования трех горизонтов «массивного известняка» с рифогенной цикличностью.

Изучение карбонатных пород верхнемелового возраста Сирии, сильно перекристаллизованных и измененных вторичными процессами, в электронном микроскопе позволяет установить их первичную структуру и происхождение, а это имеет теоретический и практический интерес, поскольку с различными типами карбонатных пород, в том числе и породами рифовых фаций, связаны крупнейшие месторождения нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1967.
Махфуд М. Литолого-фациальная характеристика продуктивных горизонтов верхнемеловых отложений северо-востока Сирии.—Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1969, № 4.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. Изд-во АН СССР, 1960.

- Теодорович Г. И. О структурной классификации известняков.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Хворова И. В. Электронно-микроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы постседиментационных формирований.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Шуменко С. И. Кокколиты, их геологическое значение и изученность.— Сов. геология, 1969, № 6.
- Bellen R. G. The stratigraphy of main limestone of the Karkuk. *Detrol. Rev.*, v. 42, No. 393, 1957.
- Chilingar G. V. Carbonate rocks physical and chemical aspects. *Development in sedimentology* 9B, 1967.
- Clond P. E. Facies relationships of organic reef. *Bull. Amer. Assoc. Petrol Geologists.*, v. 36, No. 11, 1952.
- Folk R. L. Stage of textural maturity in sedimentary rocks. *J. sediment. Petrol.*, v. 21, No. 3, 1951.
- Folk R. L. Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists.*, v. 43, No. 1, 1959.
- Henson R. S. Gretaceous and tertiary Reef formation and associated sediments in Middle East. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists.*, No. 2, v. 34, 1950.
- Sander N. F. Classification of carbonate rocks of marine origin. *Bull. Amer. Assoc. Petrol Geologists.*, 51, 1967.
- Wolf K. W. Grain Diminution of algal colonies to micrite. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No. 2, 1962.
- Wolf K. W. Petrogenesis and Paleo environment of devo-nian algal limestones of new Sputh wales. *Sedimentology*, No. 4, 1965.

МГУ

Дата поступления
4.XI.1969

МЕТОДИКА

УДК 550.84

ПРОСТОЙ ПОЛУКОЛИЧЕСТВЕННЫЙ РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

М. Б. КУЦЫКОВИЧ, Ю. С. ДЬЯКОНОВ

Существуют различные методы количественного определения глинистых минералов, основанные на общих принципах дифракции рентгеновских лучей на порошках. К основным из них относятся: метод стандартных смесей, метод внутреннего стандарта и метод внешнего стандарта (прямой метод) (Бриндли, 1965; Дьяконов, 1961, 1966). Количественный анализ по этим методам производится путем прямого или косвенного сравнения интенсивностей отражений от неориентированных агрегатов определяемого в смеси минерала и идентичного ему эталонного минерала, что весьма трудоемко. Точность этих методов в значительной мере зависит от того, насколько оливо определяемый минерал подобен эталонному по дифракционным свойствам.

Выбор эталонов многих глинистых минералов чрезвычайно затруднен в связи с большой изменчивостью их химического состава и особенно степени совершенства структуры, которая очень сильно влияет на интенсивность дифракционных отражений (Дьяконов, 1963, 1966). Практически для точного количественного определения одних и тех же глинистых минералов из различных генетических ассоциаций необходимо использовать разные эталоны, для чего требуется во многих случаях предварительно произвести разделение исследуемой смеси на составляющие компоненты.

Когда в ходе массовых определений необходимо и достаточно установить лишь приближенные количественные соотношения между глинистыми минералами, нет необходимости пользоваться подобным методом. В этом случае прямой полук количественный анализ можно производить без эталонов, по соотношениям интенсивностей базальных отражений исследуемых смесей с теоретическим учетом различий в структурных и некоторых других факторах интенсивностей. Впервые такой подход к количественному анализу глинистых минералов был описан в работах Г. В. Бриндли и Б. Д. Джонса с сотрудниками (Brindley, Goodyear, 1948; Johns a. oth., 1954).

Подсчет количественных соотношений производится на основе следующих формул. Относительная интегральная интенсивность I_p определенного базального отражения минерала p смеси в случае симметричного отражения от плоского порошкового образца выражается в виде:

$$I_p \sim \Phi_p |F_p|^2 N_p^2 \frac{f_p}{\mu},$$

где Φ_p — лоренц-поляризационный фактор, $|F_p|^2$ — структурный фактор, N_p — число элементарных ячеек в единице объема, f_p — объемная часть, занимаемая минералом p в смеси, μ — линейный коэффициент поглощения рентгеновских лучей порошком. Учитывая, что $f_p = \frac{X_p \rho}{\rho_p}$, где X_p — весовая часть минерала p в смеси, ρ — средняя плотность порошка, ρ_p — плотность минерала p , это выражение можно представить в виде:

$$I_p \sim \Phi_p |F_p|^2 N_p^2 \frac{X_p \rho}{\rho_p \mu}. \quad (1)$$

В аналогичной форме представляется относительная интенсивность I_q определенного базального отражения минерала q , присутствующего в этой же смеси:

$$I_q \sim \Phi_q |F_q|^2 N_q^2 \frac{X_q \cdot \rho}{\rho_q \mu} \quad (2)$$

Если степень преимущественной ориентации кристаллов p и q в смеси одинакова, то из (1) и (2) следует, что

$$\frac{X_p}{X_q} = \frac{\rho_p}{\rho_q} \cdot \frac{N_q^2}{N_p^2} \cdot \frac{|F_q|^2}{|F_p|^2} \cdot \frac{\Phi_q}{\Phi_p} \cdot \frac{I_p}{I_q} = K \frac{\Phi_q}{\Phi_p} \cdot \frac{I_p}{I_q} = K \frac{I'_p}{I'_q}, \quad (3)$$

где

$$K = \frac{\rho_p}{\rho_q} \cdot \frac{N_q^2}{N_p^2} \cdot \frac{|F_q|^2}{|F_p|^2} \quad (3a)$$

I'_p и I'_q — исправленные на лоренц-поляризационные факторы относительные интенсивности сравниваемых базальных отражений минералов p и q .

Из (3) видно, что отношение весовых содержаний определяемых минералов пропорционально отношению сравниваемых интенсивностей базальных отражений. Коэффициенты пропорциональности K различны для разных минералов и разных пар сравниваемых базальных отражений. В таблицах 1, 2 и 3 приведены рассчитанные нами величины коэффициентов K , необходимые для подсчета по формуле (3) количественных соотношений между каолинитом, хлоритом, иллитом и монтмориллонитом в исследуемых смесях этих минералов. Исползованные для расчета коэффициентов K значения ρ , N^2 и $|F|^2$ приведены в табл. 4, 5. Значения N^2 вычислены, исходя из известных параметров элементарных ячеек глинистых минералов. Они относительно мало зависят от изменения химического состава рассматриваемых минералов. Значения ρ для всех минералов, за исключением иллита, также вычислены, исходя из известных параметров элементарных ячеек и состава, приведенного в табл. 4. Для иллита использована средняя величина ρ по результатам вычислений для нескольких образцов с учетом адсорбционной воды. Эта величина близка к верхнему пределу значений плотности мусковита. $|F|^2$ для базальных рефлексов каолинита были вычислены, исходя из атомных координат, опубликованных в работе Р. Е. Ньюнема и Г. В. Бриндли (Newnham, Brindley, 1956). Для хлорита приведены данные Г. В. Бриндли и Ф. Х. Гиллери (Brindley, Gillery, 1956), пересчитанные для состава, указанного в табл. 5. При вычислении $|F|^2$ монтмориллонита

Таблица 1

Значения коэффициента K для вычисления количественных отношений иллита (и) к каолиниту (к), хлориту (х) и монтмориллониту (м) по отношениям интенсивностей соответствующих базальных отражений

I_k	I'_k			I'_x					$I'_m(001)$		
001	001	002	003	001	002	003	004	005	12,4A	15,4A	17A
001	4,18	13,54	4,36	0,81	4,34	5,05	12,91	5,05	6,58	6,55	11,20
002	3,06	9,86	3,17	0,59	3,17	3,69	9,42	3,69	4,79	4,77	8,16
003	0,52	1,67	0,54	0,10	0,54	0,62	1,60	0,62	0,81	0,81	1,39
005	0,54	1,74	0,56	0,10	0,56	0,65	1,67	0,65	0,85	0,84	1,44

Таблица 2

Значения коэффициента K для вычисления количественных отношений каолинита (к) к монтмориллониту (м) по отношениям интенсивностей соответствующих базальных отражений

I_k	$I'_m(001)$		
001	12,4 A	15,4 A	17 A
001	1,62	1,57	2,66
002	0,50	0,48	0,82
003	1,56	1,51	2,56

Таблица 3

Значения коэффициента K для вычисления количественных отношений хлорита (х) к монтмориллониту (м) по отношениям интенсивностей соответствующих базальных отражений

I'_x	$I'_m(001)$		
001	12,4 A	15,4 A	17 A
001	8,18	8,06	14,00
002	1,52	1,50	2,60
003	1,31	1,29	2,24
004	0,51	0,50	0,87
005	1,31	1,29	2,24

Плотности (ρ) и квадраты количеств элементарных ячеек в единице объема (N^2) для глинистых минералов

Минерал	ρ	$N^2 \cdot 10^{-40}$	Химический состав элементарной ячейки, использованной для расчета $ F ^2$
Каолинит (к)	2,63	924	$Al_4Si_4O_{10}[OH]_8$
Иллит (и)	2,97	454	$K_{1,2-1,5}[(Al, Mg)_3Fe_1](Si, Al)_8O_{20}(OH)_4$
Хлорит (х)	2,83	207	$(Mg_{7,2}Fe_2, Al_{2,8})(Si_{5,2}Al_{2,8})O_{20}(OH)_{18}$
Монтмориллонит (м) (12,4 Å)	2,57	299	$6 H_2O$
Монтмориллонит (15,4 Å)	2,32	194	$12 H_2O$
Монтмориллонит (17 Å)	2,04	160	$3 C_2H_4(OH)_2$

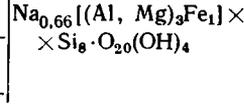


Таблица 5

Структурные факторы $|F|^2$ базальных отражений глинистых минералов

001	$ F ^2$					
	Каолинит	Иллит	Хлорит	Монтмориллонит 12,4 Å	Монтмориллонит 15,4 Å	Монтмориллонит 17 Å
001	2094	1150	1936	9960	13690	25280
002	6769	1577	10400	—	—	—
003	2175	9310	12100	—	—	—
004	—	—	30980	—	—	—
005	—	8930	12100	—	—	—

были использованы координаты атомных слоев, установленные для вермикулита (Mathieson, Walker, 1954). Для иллита были обнаружены значительные расхождения между экспериментально определенными $|F|^2$ и вычисленными на основе атомных координат мусковита (Gatineau, Mering, 1958) для диоктаэдрических слоев, в которых 1/4 октаэдрического Al замещена Fe^{+3} . Поэтому для расчета коэффициентов K были использованы экспериментально определенные нормированные значения $|F|^2$, полученные в результате усреднения $|F|^2_{\text{эксп}}$ для 6 образцов иллитов, содержащих примерно такое же количество железа. Наибольшее отклонение $|F|^2_{\text{эксп}}$ от среднего значения было установлено для отражения 001 (20%). Средние значения $|F|^2_{\text{эксп}}$ для иллита были нормированы из условия равенства сумм $|F|^2_{\text{эксп}}$ и $|F|^2_{\text{выч}}$ для первых пяти порядков базальных отражений. Структурный фактор $|F|^2$ иллита, хлорита и монтмориллонита зависит от содержания железа в этих минералах, причем в разной степени для разных порядков базальных отражений.

У хлорита (Brindley, Gillery, 1956) изменяются только $|F|^2$ четных порядков отражений при условии, что атомы железа поровну распределяются по октаэдрам слоев и бруситоподобных межслоевых прослоек. Так $|F|^2_{002}$ увеличивается на 43%, а $|F|^2_{004}$ только на 19% при увеличении содержания железа от 2 до 4 атомов на элементарную ячейку. При увеличении содержания железа от 2 до 6 атомов $|F|^2_{004}$ увеличивается на 40%. Поэтому для количественного определения хлорита предпочтительнее использовать отражения 004, если отражения нечетных порядков, обычно более слабые на рентгенограммах, чем отражения четных порядков, не поддаются измерению.

У иллита наиболее чувствителен к изменению содержания железа структурный фактор отражения $|F|^2_{002}$, поэтому для количественных определений не следует использовать это отражение, если определяемый иллит заметно отличается по содержанию железа от того, для которого рассчитаны коэффициенты K . При увеличении содержания железа в иллите от 1 до 2 атомов на элементарную ячейку $|F|^2_{001}$ увеличивается примерно на 70%, $|F|^2_{003}$ — на 27%, а $|F|^2_{005}$ уменьшается примерно на 20% (Дьяконов, 1963). Поэтому наиболее благоприятны для количественных определений иллита отражения 005 и 003, особенно если используются оба эти отражения и результат усредняется.

У монтмориллонита структурный фактор отражения 15,4 Å увеличивается примерно на 24% при увеличении содержания железа от 1 до 2 атомов на элементарную ячейку (Дьяконов, 1963). Структурные факторы железистых разновидностей хлорита, иллита (глауконита) и монтмориллонита (нонтронита) могут отличаться более чем на 100% от тех, которые были использованы для расчета коэффициентов K , поэтому для

количественного определения этих минералов приводимые в таблицах 1, 2, 3 коэффициенты K непригодны. Однако химический состав минералов (см. табл. 4), для которых рассчитаны коэффициенты K , является, по-видимому, наиболее типичным для большинства глинистых минералов, встречающихся в осадочных глинах, особенно если допустить колебания содержания железа в элементарной ячейке в пределах ± 1 атом для иллита и монтмориллонита и $\pm 2-3$ атома для хлорита.

Посмотрим, как повлияют на точность количественных определений отклонения значений $|F|^2$ определяемых минералов от расчетных (см. табл. 5), вследствие колебаний содержания железа в их составе в указанных пределах. Как уже было отмечено, можно выбрать пригодные для количественных определений базальные отражения, для которых отклонения значений $|F|^2$ составляют при этом примерно 20%. Рассмотрим и менее благоприятный случай, когда отклонение 50%. Из (3а) следует, что относительное квадратичное отклонение для K , если пренебречь относительно малыми вариациями значений ρ и N^2 , от изменений состава, выражается в виде:

$$\frac{\Delta K}{K} = \sqrt{\frac{\Delta |F_q|^2}{|F_q|^2} + \frac{\Delta |F_p|^2}{|F_p|^2}} \cdot 100\% \quad (4)$$

Подстановка в (4) $\frac{\Delta |F|^2}{|F|^2} = 20$ и 50% приводит к значениям для $\frac{\Delta K}{K}$ соответственно 28 и 71%. Допустим, что экспериментально по (3) определено $\frac{X_p}{X_q} = m$, причем интенсивности I_p' и I_q' были измерены точно.

Тогда вариации в значении m будут определяться только вариациями в значении K , т. е. $\frac{\Delta m}{m} = \frac{\Delta K}{K}$. Если смесь двухкомпонентная, то, учитывая, что $X_p + X_q = 1$ и что,

следовательно, $X_p = \frac{m}{1+m} \cdot 100\%$ и $X_{q1} = \frac{p_1}{1+m} \cdot 100\%$, находим:

$$\Delta X_p = \Delta X_q = \pm \frac{\Delta K}{K} \cdot \frac{m}{(1+m)^2} \cdot 100\% \quad (5)$$

В табл. 6 приведены вычисленные по (5) для различных процентных содержаний компонентов значения ΔX , вызываемые отклонениями в значениях $|F|^2$ на 20 и 50%. Из таблицы видно, что при определении X в пределах примерно 20-80% удвоенная абсолютная погрешность $2\Delta X$ равна или превышает $\pm 10\%$ даже при $\frac{\Delta |F|^2}{|F|^2} = 20\%$.

Если учесть также погрешности в определении интенсивностей I_p' и I_q' , то как пока-

Таблица 6

Абсолютные погрешности определения процентного содержания компонентов бинарной смеси, вызываемые отклонениями $|F|^2$ определяемых минералов от расчетных значений

±ΔX %			±ΔX %		
X %	Для $\frac{\Delta F ^2}{ F ^2} = 20\%$	Для $\frac{\Delta F ^2}{ F ^2} = 50\%$	X %	Для $\frac{\Delta F ^2}{ F ^2} = 20\%$	Для $\frac{\Delta F ^2}{ F ^2} = 50\%$
	5	1,35		3,36	60
10	2,54	6,36	70	5,94	14,82
20	4,52	11,30	80	4,52	11,30
30	5,94	14,82	90	2,54	6,36
40	6,81	17,03	95	1,35	3,36
50	7,06	17,68			

зали проведенные нами расчеты, при $\frac{\Delta I'}{I'} = 10$ и 20% числа в колонке 2 табл. 6 увеличатся соответственно только в 1,12 и 1,42 раза, а в колонке 3— в 1,02 и 1,08 раз. Таким образом, отклонение $|F|^2$ определяемых минералов от значений, использованных для расчета коэффициентов K — главная причина, ограничивающая точность метода. Дан-

ными табл. 6 необходимо руководствоваться при оценке точности количественных определений и сопоставлении результатов, полученных для различных проб. Отклонение $|F|^2$ определяемых минералов от расчетных значений может вызываться не только изоморфными замещениями, но и структурной неупорядоченностью глинистых минералов (Дьяконов, 1963, 1966), однако ее влияние заранее невозможно учесть, так же как и обнаружить описываемым методом рентгеноаморфный компонент.

Применяемые для определения глинистых минералов ориентированные агрегаты в отношении дифракции рентгеновских лучей представляют собой объекты, промежуточные между моно- и поликристаллами. Возникла неясность, в какой форме принимать входящий в формулу (3) лоренц-поляризационный фактор Φ для ориентированных агрегатов: в форме для моно- или поликристаллов? Для выяснения этого нами были сопоставлены $|F|^2_{\text{теор}}$ и $|F|^2_{\text{экс}}$ базальных отражений каолинита до седьмого порядка включительно, зарегистрированные от ориентированного агрегата, который был приготовлен обычным способом, путем осаждения водной суспензии на предметное стекло. При использовании Φ в форме для поликристаллов расхождение между этими величинами не превышало 12% от $|F|^2_{\text{теор}}$, тогда как использование Φ в форме для монокристаллов привело к расхождению в 40—120%. Таким образом, и для ориентированных агрегатов необходимо использовать порошковый лоренц-поляризационный

фактор $\Phi = \frac{1 + \cos^2 2\theta}{\sin^2 \theta \cdot \cos \theta}$, табулированные значения которого для разных углов от-

ражения приводятся в справочниках и руководствах по рентгеноструктурному анализу.

При измерении интегральных интенсивностей отражений от плоских порошковых образцов в случае симметричного отражения, используемого в дифрактометрах, необходимо учитывать влияние толщины и ширины порошкового слоя. При толщине t ,

меньшей, чем $t_{\min} = 1,60 \frac{\sin \theta}{\mu}$, интенсивности отражений занижаются более чем на

1% (Engelhardt, 1955). Плотные ориентированные агрегаты маложелезистых глин, приготовленные осаждением водных суспензий на предметные стекла, имеют $\mu \sim 70 \text{ см}^{-1}$ для $\text{CuK}\alpha$ излучения; поэтому, чтобы интенсивности отражений регистрировались без занижения в интервале от больших значений межплоскостных расстояний до 2 Å включительно, необходимо применять образцы толщиной не менее 0,1 мм.

Ширина образца W должна быть не менее $\frac{b}{\sin \theta^*}$, где b — горизонтальная ширина

первичного пучка в центре образца, θ^* — некоторый критический угол (Klug, Alexander, 1954), иначе интенсивности отражений при углах $\theta < \theta^*$ будут занижены. Занижен-

ные интенсивности можно исправить, умножив их на величину $\frac{b}{W \sin \theta}$ (для $\theta < \theta^*$),

но это возможно только при условии равномерного распределения интенсивности первичного пучка по ширине W .

Вычисленные нами коэффициенты K , входящие в формулу (3) с учетом вышеуказанных факторов интенсивностей, позволяют произвести быструю количественную оценку содержания глинистых минералов в природных или искусственно приготовленных смесях.

Для такого определения достаточно измерить интенсивности базальных отражений и подставить их значения в формулу (3). Если смесь состоит из n компонентов, то составляется $n-1$ уравнений, типа (3), и одно уравнение, учитывающее, что сумма всех глинистых минералов, входящих в смесь, составляет 100%. Решая эту систему уравнений, определяем процентное содержание глинистых минералов в изучаемой смеси.

Все определения проводились на ориентированных естественных и обработанных 5%-ной соляной кислотой образцах, приготовленных осаждением суспензии, состоящей из чистой мелы 0,005 мм (Коган, Куцыкович, 1969), на стеклянную подложку.

Дифрактограммы снимались на установке УРС-50 ИМ со счетчиком Гейгера—Мюллера. Условия сбора фракции, приготовление и съемка образцов были строго стандартизованы. Интенсивность базальных рефлексов заменялась площадью их пиков, измеренной над линией фона.

Ошибка, вносимая таким способом измерения интенсивности, заведомо меньше ошибки, связанной с изменением величины коэффициентов пропорциональности K , вычисленных для иллита и хлорита при отклонении их химических составов от эталонных, для которых эти коэффициенты были вычислены. Выполненные химические анализы фракции глин мелы 0,005 мм (аналитик — Ф. М. Росинская) с дальнейшим пересчетом полученных результатов на кристаллохимические формулы показали, что состав анализируемых иллитов и хлоритов достаточно близок к эталонным, приведенным в табл. 4.

Массовые количественные оценки содержания глинистых минералов, с учетом некоторых особенностей дифрактограмм отдельных образцов, позволили использовать этот метод для стратиграфического расчленения мощных глинистых толщ пермских и каменноугольных отложений восточной части Днепровско-Донецкой впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриндли Г. В. Количественный анализ смесей глинистых минералов. В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. «Мир», 1965.
- Дьяконов Ю. С. Рентгенографический количественный анализ смесей глинистых минералов. Тр. Всес. геол. ин-та, Нов. сер. Минералогический сб. № 2, 1961, вып. 45.
- Дьяконов Ю. С. О возможности количественного рентгенографического определения каолинита, гидрослюд и монтмориллонитов.— Рентгенография минерального сырья, 1963, № 3.
- Дьяконов Ю. С. О количественном рентгенографическом определении глинистых минералов. В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., 1966.
- Коган В. Д., Куцыкович М. Б. О выборе фракции при рентгенографическом определении глинистых минералов в породе. Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- Brindley G. W., Ph. D. Goodyear. X-ray studies of halloysite and metahalloysite. Mineral. Mag., v. 28, No. 203, pp. 407—422, 1948.
- Brindley G. W., F. H. Gillery. X-ray identification of clorite. Amer. Mineralogist., v. 41, No. 3-4, pp. 169—186, 1956.
- Engelhardt W. V. Über die Möglichkeit der quantitativen Phasenanalyse von Tonen mit Röntgenstrahlen. Z. Kristallogr., B. 106, H. 6, ss. 430—549, 1955.
- Gatineau L., J. Mering. Precisions sur la structure de la muscovite. Clay Minerals. Bull., 3, No. 19, 1958.
- Johns W. D., Grim R. E., Bradley W. F. Quantitative estimations of clay minerals by diffraction methods. J. Sediment. Petrol., v. 24, No. 4, pp. 242—252. 1954.
- Klug H. P., Alexander L. E. X-ray diffraction procedures. N. Y., 1954.
- Mathieson A. M., Walker G. F. The crystal structure of magnesium-vermiculite. Amer. Mineralogist., v. 39, pp. 231—255. 1954.
- Newham R. E., Brindley G. W. The crystal structure of dickite, acta Cryst., v. 9, p. 9, pp. 759—764. 1956.

Комплексная тематическая партия (треста «Харьковнефтегазразведка»
Харьков
ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
3.IV.1970

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

ПО ПОВОДУ СТАТЬИ Я. Э. ЮДОВИЧА «О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЗОЛЬНОСТИ В КАМЕННЫХ УГЛЯХ АЛМАЗНО-МАРЬЕВСКОГО РАЙОНА ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА»¹

А. В. ПАВЛОВ

Автор статьи произвел статистическую обработку заимствованных из «Геолого-углехимической карты Донецкого бассейна» (вып. III, 1939; вып. VI, 1950) большого числа определений зольности пластово-промышленных проб угля, а также результатов обогатности шахтопластов, относящихся к Алмазно-Марьевскому району. В целом — это полезное начинание, поскольку огромный фактический материал, сосредоточенный в выпусках упомянутой карты, еще недостаточно обработан и, тем более, осмыслен. К сожалению, в статье допущены серьезные ошибки, на которых и следует остановиться.

1. Распределение зольности в шахтопластах Алмазно-Марьевского района характеризуется по выборке из 535 проб (вып. VI, 1950). Несмотря на солидный объем, выборку нельзя признать представительной, так как она охватывает около 50 неодинаково зольных пластов угля, к тому же с существенно различным количеством проб. Так, 24 пласта представлены только 1—3 пробами, 10 пластов — 5—10 пробами и лишь на 13 пластов приходится от 17 до 69 проб. Для составления представительной выборки нужно было бы подобрать пласты примерно одинаковой зольности и приблизительно с равным числом проб. Еще больший геологический смысл приобрели бы совокупности проб, составленные по каждому пласту в отдельности с охватом всей территории Донецкого бассейна.

2. Я. Э. Юдович обратил внимание на резко положительную асимметрию распределения зольности углей Алмазно-Марьевского района, сохраняющуюся даже на лог-нормальном графике (см. фиг. 1 и 2 статьи). Этому явлению дается довольно сложное объяснение. Проще и логичнее предположить, что подобный вид графиков распределения зольности вызывается засорением угля породами почвы, кровли, прослоев и конкреций, допускаемом при отборе проб. Обогащение вручную, снижая загрязнение, не может полностью его устранить, вследствие чего зольность многих проб оказывается завышенной против природной.

3. Автор статьи предлагает генетическую классификацию минерального вещества углей. Среди выделенных 5 типов золы значится аутигенная (диагенетическая) зола, под которой понимаются возникшие в диагенезе минеральные новообразования размером от макромолекулярного до десятков сантиметров. Выделение такой золы нельзя признать удачным. Самые мелкие диагенетические новообразования несомненно должны быть отнесены к сорбционной золе, а остальные, крупные (от долей миллиметра до нескольких сантиметров) являются конкреционными образованиями², а формирующаяся за счет них зола лучше назвать конкреционной золой. Хотя минералы, составляющие хемогенную часть конкреций, несомненно аутигенные, конкреционную золу не следует называть аутигенной, поскольку минералы могут возникать и во всех других типах золы (растительной, сорбционной, терригенной).

4. Трудно принять такое положение статьи, по которому общая зола рассматривается лишь как сумма сорбционной и терригенной золы. Можно пренебречь растительной золой, поскольку ее содержание в исходном растительном материале, как правило, невелико. К тому же, вследствие хорошей растворимости и выщелачиваемости,

¹ Литология и полезные ископаемые, 1969, № 2.

² Конкреции в угольных пластах могут быть и значительно крупнее, до нескольких метров в диаметре, но они в уголь не попадают и потому здесь не рассматриваются.

ее количество в торфяной массе, надо полагать, существенно уменьшается. А вот исключение из общего баланса конкреционной золы можно считать довольно грубой ошибкой. Конкреции являются неотъемлемой составной частью многих пластов угля. При разработке (или опробовании) таких пластов конкреции засоряют уголь и увеличивают его общую зольность. Кроме того, общую зольность нельзя считать практически суммой лишь генетических, связанных с углем зол. Добытый уголь почти всегда загрязняется породами почвы, кровли и особенно прослоев. Угольщики эту золу называют случайной. За счет нее общая природная зольность может увеличиться в два и более раз. Таким образом, к сорбционной и терригенной золе, в основном составляющих, по мнению Я. Э. Юдовича, общую золу, необходимо также причислить золу конкреционную и случайную.

5. Далее в статье, по данным фракционирования эксплуатационных угольных проб³, выясняется характер распределения сорбционной и терригенной золы. За сорбционную принята зола фракции с удельным весом менее 1,8, а за терригенную — зола фракции с удельным весом более 1,8. Допускается взаимное перекрытие этих зол на 20% относительных. Как и ранее, сумма сорбционной и терригенной зол приравнена к общей золе.

Если обратиться к Геолого-углехимической карте Донецкого бассейна (вып. III, 1939), откуда (стр. 246—353) взяты данные по обогатимости 145 шахтопластов, то увидим, что все пробы представлены недробленным рядовым углем крупностью от 0 до более 50 мм. По данным ситового анализа, выход лишь кускового угля (крупностью выше 5 см) в этих пробах составляет от 3—10 до нескольких десятков процентов. Иногда обогатители подвергают уголь перед фракционированием дроблению, но оно, как правило, очень грубое, не мельче 10—13 мм. В нашем случае дробление вообще не производилось (см. Геолого-химическую карту Донецкого бассейна, вып. I, 1936).

На фракции разделялась не вся проба, а лишь ее крупные классы. Отсев (0—0,4 мм, 0—0,5 мм, 0—6 мм) из пробы исключался. Учитывая, что минеральные частицы, составляющие так называемую терригенную золу, имеют размерность в основном от тысячных до десятых долей сантиметра, при расщеплении угля крупностью 50—6 мм, 50—0,5 мм и 50—0,4 мм, в котором терригенная примесь, естественно, не раскрыта, в самую тяжелую фракцию (удельный вес более 1,8) перейдет лишь очень незначительное количество терригенной золы. Практически она вся останется во фракциях с удельным весом менее 1,8. Ни о каком разделении сорбционной и терригенной золы в данной ситуации говорить не приходится. Почему же самая тяжелая фракция разделения все же имеет очень высокую зольность (60—70% и более)? Только потому, что в нее главным образом попадают конкреционная и случайная золы, плохо связанные с веществом угля и соответственно происходящие, как указывалось, за счет конкреций и вмещающих пород. Засорение угля этими видами золы при добыче, а также во время взятия проб большого веса, неизбежно.

В связи со сказанным полностью отпадает необходимость в анализе всех тех «закономерностей», которые получены Я. Э. Юдовичем по распределению сорбционной и терригенной золы в углях, по зависимости содержания сорбционной золы от степени метаморфизма и величины общей зольности. Данные построения и соответствующие выводы следует целиком забраковать, так как в работе за терригенную золу были приняты конкреционная и случайные золы, а в качестве сорбционной рассматривалась неразделенная зола (растительная, собственно сорбционная и терригенная).

В заключение отметим, что при анализе геологических материалов совершенно недостаточно хорошего знания математических приемов обработки. Необходимо также в деталях представлять себе и сам геологический объект, и процессы, с ним происходящие. Только тогда математический аппарат окажется полезным и повысит достоверность наших выводов.

Научно-исследовательский институт
геологии Арктики
Ленинград

Дата поступления
6.VII.1969.

³ Исходный вес проб составлял 18 т (разрабатываемые пласты угля) или 2 т (подготовленные к разработке пласты угля).

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СТАТЬЕ М. А. ЖАРКОВА И Т. М. ЖАРКОВОЙ «НАБОРЫ И АССОЦИАЦИИ СОЛЯНЫХ ПОРОД СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ХЛОРИДНОГО ТИПА, ИХ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ»

(Сравнительный анализ осадочных формаций, «Наука», 1969 г.)

А. А. ИВАНОВ

Методика изучения геологических формаций осадочных пород привлекает к себе большое внимание. Исследователи по-разному очерчивают круг основных вопросов, которые при этом должны быть решены, но познание вещественного состава формаций, парагенезисов и природных ассоциаций пород и их пространственного размещения внутри формации всегда занимает важное, если не главенствующее, место в изучении формаций.

Статья М. А. Жаркова и Т. М. Жарковой (1969) посвящена характеристике естественных наборов и ассоциаций соляных минералов и пород, наблюдающихся в соленосных формациях: кембрийской Сибирской платформы, девонской Припятского прогиба и пермской Соликамской впадины. Цель исследований, частично освещенная в этой статье, сравнение, сопоставление и типизация конкретных соленосных формаций и выяснение условий их образования.

При решении этих вопросов на первой стадии исследований авторы, кроме характеристики соляных пород кембрийской формации, рассматривают особенности соотношений и комбинаций между разными соляными породами (их наборами и ассоциациями) в элементарных тонких (первые сантиметры) прослоях, которые, в соответствии со взглядами авторов, могут быть выделены и прослежены в упомянутых соленосных формациях и свидетельствуют об единстве условий их образования.

Исходные данные, использованные авторами, лишь по соленосной формации Сибирской платформы получены при их личных исследованиях, данные же по соленосным формациям Припятского прогиба и Соликамской впадины заимствованы из литературных источников, частично большой давности. Такое положение, к сожалению, обусловило появление в некоторых случаях погрешностей, а также неправильного толкования отдельных явлений, разъясненных более поздними исследованиями.

Это вызывает необходимость высказать некоторые замечания и внести поправки, без которых часть материала, приведенного в статье, может быть воспринята читателями, не знакомыми с историей вопроса и первоисточниками, в неверном освещении. Мы остановимся в основном на материалах, относящихся к Верхнекамскому месторождению.

1. По каждой из рассмотренных соленосных формаций приведен ряд ассоциаций соляных пород в тонких прослоях. Можно, однако, думать, что они не исчерпывают все возможные комбинации, так как, например, по Верхнекамскому месторождению ассоциации, составленные по материалам В. Н. Дубининой (1954), относятся только к шахтному полю Соликамского рудника. При освещении более широкой площади месторождения, вероятно, можно было бы эти примеры сочетаний значительно увеличить и выделить дополнительно ряд их типов.

2. Вывод авторов о том, что ассоциации соляных пород в отмеченных элементарных прослоях рассмотренных хлоридных соленосных формаций весьма сходны между собой, представляется вполне закономерным, учитывая, что физико-химические условия кристаллизации солей и исходный состав рапы были в этих случаях однотипными. Можно думать, отнюдь не утверждая, что при сравнении таких элементарных прослоев в хлоридных и хлоридно-сульфатных соленосных формациях будут получены близкие результаты, только, кроме хлоридных, будут присутствовать в прослоях и сульфатные минералы.

Однако если рассматривать и сравнивать соленосные формации в целом, например Припятского прогиба и Соликамской впадины, то между ними устанавливаются существенные различия, несомненно свидетельствующие о том, что они относятся к разным классификационным типам по морфологическим, литолого-стратиграфическим и т. п. признакам, и, следовательно, условия формирования каждой из них (повторяем, в целом) имели свои специфические черты. Этого нельзя не учитывать при рассмотрении особенностей накопления соленосных осадков в геологическом прошлом.

3. На рис. 9 статьи приведены три разреза (колонки) толщи калийных солей Верхнекамского месторождения, в общем несколько отличающиеся друг от друга. В тексте статьи отсутствуют какие-либо комментарии или сопоставления этих разрезов, и поэтому без дополнительных разъяснений они могут дезориентировать читателя.

Крайняя правая колонка приведена по работе В. Н. Дубининой (1954), которая, как это отмечается на стр. 8 ее работы, в свою очередь заимствовала этот разрез из публикации Ю. В. Морачевского и др. (1939), несколько схематизировав рисунок. Отмеченные Ю. В. Морачевским действительно наблюдающиеся переходы карналлитовой породы пластов В, Г и Б в пестрый силвинит В. Н. Дубинина не показывает. Следует также подчеркнуть, что этот разрез, составленный более 30 лет назад, относится только к вскрытой выработками части толщи калийных солей на шахтном поле Соликамского рудника и уже поэтому неполон.

Среднюю колонку составили, вероятно, в конце 50-х годов геологи Соликамской геологоразведочной партии: А. И. Белоликов, Б. И. Сапегин, Г. А. Дягилев. В то время

было еще мало данных о взаимоотношениях карналлитовой породы и пестрого сильвинита в верхних пластах (выше пласта В) сильвинито-карналлитового горизонта и поэтому их состав обозначался только как карналлитовая порода.

Наконец, крайняя левая колонка составлена нами в 1963—1964 гг. (Иванов, 1965) с использованием разрезов 400 скважин, которые осветили среднюю и южную части Верхнекамского месторождения. Этот разрез сводный, достаточно обоснован фактическими данными и, следовательно, объективен. Можно отметить, что в настоящее время на площади Верхнекамского месторождения пройдено уже более 500 скважин; обработка их разрезов, возможно, внесет какие-либо уточнения в разрез 1965 г., но, безусловно, не изменит его по существу. Отметим, кстати, что нижний горизонт толщи калийных солей нами назван «сильвинитовый», а не «сильвиновый»; зоны же в толще калийных солей мы не выделяем. То и другое ошибочно показано на рис. 9.

4. Используя данные В. А. Вахрамеевой (1954), относящиеся к ее работам 1941—1942 гг. в основном на шахтном поле Соликамского рудника, авторы отмечают, что, по этому автору, между сильвинитовым и сильвинито-карналлитовым горизонтами «выделяется переходная часть разреза, охватывающая... пласт Б и нижнюю часть пласта В до четвертого его слоя». И далее уже от себя авторы пишут, что «наличие этой переходной зоны можно предполагать в подавляющем количестве разрезов» (стр. 57—58).

Со всей определенностью следует сказать, что переходной зоны между сильвинитовым и сильвинито-карналлитовым горизонтами на Верхнекамском месторождении не существует. Пласт А — верхний пласт сильвинитового горизонта — сменяется вверх по разрезу непосредственно пластом Б сильвинитового, карналлитового или сильвинито-карналлитового (переслаивание) состава. Выше каждый из пластов калийных солей сложен либо карналлитовой породой, либо пестрым сильвинитом, либо, наконец, чередующимися слоями этих пород. Все это наглядно показано на рис. 11, приведенном в работе М. А. Жаркова и Т. М. Жарковой, а также изложено в цитированной ими нашей статье, но эти данные не были приняты во внимание; авторы предпочли базироваться опять на данных 28—30-летней давности.

5. Следует остановиться на выводах, которые делают авторы в отношении парагенезисов сильвина и карналлита в пластах сильвинито-карналлитового горизонта. Авторы пишут, что «в пермских отложениях отсутствуют наборы, в которых одновременно наблюдались бы прослойки сильвинита и карналлитовой породы. Как можно судить по имеющимся материалам, в тех случаях, когда отмечается совместное присутствие сильвина и карналлита в наборе, они образуют смешанную породу, которая слагает самостоятельный прослой» (стр. 35).

Да, В. Н. Дубинина отмечает, что в тонких прослоях или даже шлифах в карналлитовой породе наблюдаются зерна и участки, сложенные сильвинитом, и, наоборот, в пестром сильвините имеются зерна (вероятно, реликтовые) карналлита. Эти положения фиксируются и новейшими петрографическими исследованиями, выполняемыми М. Л. Вороновой. Но если рассматривать пласты, представленные так называемой смешанной породой, то они сложены отнюдь не смесью сильвина и карналлита, а чередованием слоев и прослоев пестрого сильвинита и карналлитовой породы разной мощности (первые сантиметры — десятки сантиметров) и различного расположения в разрезе и плане пласта.

Это нельзя не учитывать при характеристике элементарных соляных прослоев и отдельных пластов.

6. Серьезные возражения встречает позиция авторов в вопросе о так называемом верхнем сильвините Верхнекамского месторождения. Эта позиция ими базируется на данных 35—40-летней давности, а новейшие исследования игнорируются.

Так называемый верхний сильвинит был обнаружен 2—3 скважинами в верхней части толщи калийных солей в самом начале поисковоразведочных работ на Верхнекамском месторождении, когда еще не был установлен сводный стратиграфический разрез толщи калийных солей и не разработана индексация пластов. Понятно, что в таких условиях ни генезис «верхнего сильвинита», ни его стратиграфическое положение не были сколько-нибудь ясны.

Эти положения вполне объясняют, почему Г. Г. Уразов (1932), прекрасно разъяснивший, исходя из физико-химических законов кристаллизации солей, порядок отложения калийных солей в Верхнекамском бассейне, высказал неоправдавшиеся впоследствии представления о генезисе «верхнего сильвинита» (Иванов, 1963).

Много позднее о «верхнем сильвините» писала В. Н. Дубинина, основываясь всего на двух образцах по 2 см, взятых от керна скважины, номер которой не указан (Дубинина, 1954, стр. 91).

Еще в 1934 г. (Иванов, 1934) мы делали первую попытку разобраться в генезисе «верхнего сильвинита», на основании данных 7 скважин, встретивших его. Была высказана мысль, что «верхний сильвинит» — это сильвинитовая шляпа, развивающаяся в кровле пластов карналлитовой породы; каких пластов, тогда еще не было установлено.

Позднее, на основании данных уже 18 скважин, нами вместе с М. Л. Вороновой (Иванов, Воронова, 1963) были обоснованы наличие и генезис сильвинитовой шляпы, которая встречается во всех пластах (от К до В) карналлитовой породы сильвинито-карналлитового горизонта, развиваясь в зависимости от типа соляной структуры в данном месте и глубины соляного карста (подземной эрозии). О какой же горизонте или стратиграфической зоне верхнего сильвинита можно говорить?

В настоящее время уже более 20 скважин встретили сильвинитовую шляпу. Закономерность ее проявлений настолько доказана, что в некоторых случаях наличие сильвинитовой шляпы, не отмеченной на разрезе скважины, подтверждалось при ознакомлении с первичными материалами и керном.

Данные о сильвинитовой шляпе были изложены в нашей с М. Л. Вороновой статье, выдержки из которой М. А. Жарков и Т. М. Жаркова цитируют (стр. 58, 72), но в своих конечных выводах этот материал полностью игнорируют. Они отмечают, что «в верхних слоях продуктивной толщи Верхнекамского месторождения все же, по-видимому, может быть выделена изменяющаяся по мощности зона, в которой развиты наборы с сильвинитом. В частном разрезе скважины, описанной В. Н. Дубининой, она вполне четко выделяется вне зависимости от ее принадлежности к сильвинито-карналлитовому горизонту» (стр. 58). «Появление верхней сильвинитовой и верхней галитовой зон можно, вслед за Г. Г. Уразовым (1932), объяснить притоком в калийный водоем сначала растворов, богатых хлористым калием, а затем растворов, насыщенных галитом» (стр. 74).

Таким образом, нельзя признать сколько-нибудь обоснованным этот вывод о верхнем сильвините.

7. Попутно с рассмотрением основных вопросов М. А. Жарков и Т. М. Жаркова затрагивают вопрос о возможной глубине древних солеродных бассейнов. Здесь их позиция определена недостаточно четко, хотя, по-видимому, они склоняются к «глубоководникам». Это следует хотя бы из того, что авторы нашли возможным упомянуть сторонников только этой позиции, ничего не сказав о ее противниках (стр. 41).

Таковы наши основные замечания о работе М. А. Жаркова и Т. М. Жарковой. Большинство отмеченных погрешностей в статье обусловлено тем, что авторы ее не использовали или игнорировали более новые данные о Верхнекамском месторождении.

На стр. 53 авторы приводят разрез троицкой соленой пачки по скв. 88, пройденной в Канско-Тассевском районе. В ней выделены пять соляных зон: нижняя галитовая — 2,6 м; сильвиновая — 2,3 м; карналлитовая — 16,8 м; карналлит-сильвиновая — 12,3 м; верхняя галитовая — 2,7 м.

Основываясь на этом разрезе, авторы приходят к заключению, что «сравнивая зональное распределение кембрийских наборов соляных пород с пермскими Верхнекамского месторождения, можно отметить значительное сходство как в строении самих зон, так и в их расположении между собой» (стр. 58).

Отметим, однако, что в отношении мощностей зон и содержания калия в участках проявлений калийных солей разрез троицкой пачки не выдерживает никакого сравнения с Верхнекамским месторождением.

Отмечая далее, что в верхней части карналлит-сильвиновой зоны троицкой пачки располагается участок, в котором преобладают наборы с включениями сильвина, авторы делают такой вывод: «вполне вероятно, что при последующем изучении его можно будет увязать с предположительно верхней сильвинитовой зоной Верхнекамского месторождения» (стр. 59). По мнению авторов, и «наборы соляных пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы хорошо сопоставляются с наборами из пермской соленосной толщи Предуральского прогиба» (стр. 35). Однако в сопоставляемых регионах отсутствуют наборы, представленные переслаиванием сильвинита и карналлитовой породы.

Как мы уже показали в своих замечаниях, приведенные сравнения и выводы не являются обоснованными, так как базируются, повторяем, на не уточненных, а частично уже устаревших материалах по Верхнекамскому месторождению.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрамеева В. А. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГалургии, Л. Госхимиздат, 1954, вып. 29.
- Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГалургии, Л. Госхимиздат, 1954, вып. 29.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., «Наука», 1969.
- Иванов А. А. О воде и рассолах месторождений калийных солей. Калий, 1934, № 6.
- Иванов А. А. О пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей. Тр. Всес. геол. ин-та, Л. Госхимтехиздат, Нов. сер., 1963, т. 99.
- Иванов А. А. Пермские соленосные бассейны Печоро-Камского Предуралья. Новосибирск, «Наука», 1965.
- Иванов А. А., Воронова М. Л. О сильвинитовой шляпе Верхнекамского месторождения. Тр. Всес. геол. ин-та, Л. Госхимтехиздат, Нов. сер., 1963, т. 99.
- Морачевский Ю. В., Поленова Т. Б., Безденежных А. Г., Тихомирова М. М., Черепенников А. А. Очерки геохимии верхнекамских соляных отложений. Тр. ВНИИГалургии, 1939, вып. 17.
- Уразов Г. Г. О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения. Тр. Гл. геол.-разв. упр., М.—Л., НТИ, 1932, вып. 43.

ХРОНИКА

ИНФОРМАЦИЯ О МЕЖВЕДОМСТВЕННОМ СОВЕЩАНИИ ПО МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ТАЛЛИН)

Х. А. ВИЙДИНГ, А. В. РАУКАС

С 22 по 25 апреля 1969 г. в Таллине состоялось Межведомственное совещание по методике изучения терригенных отложений четвертичного возраста. Оно было организовано Институтом геологии АН ЭстССР совместно с Советской секцией ИНКВА.

В совещании участвовали представители более 30 организаций и учреждений из многих городов Советского Союза. Заслушано 32 доклада. Учитывая сложность и дискуссионность многих вопросов методики, оргкомитет рекомендовал для получения большей результативности в прениях довольно узкую тематику — методику полевого и лабораторного исследования континентальных обломочных отложений: морен, гравия, песков и алевритов.

Заслушанные доклады группируются следующим образом.

1. Доклады, подытоживавшие опыт работы автора или группы авторов с применением определенной методики и иллюстрировавшие эффективность ее на конкретном региональном материале. О таких работах доложили В. А. Новский (Ярославский ГПедИ), В. Я. Евзеров (ГИ Кольского фил. АН СССР), Е. В. Шумилова (ИГиГ СО АН СССР). Во многих случаях докладчики рассказали о результатах применения комплексной методики исследования терригенных отложений, например Э. А. Левков (ИГ МГ СССР, г. Минск), А. А. Юргайтис (ИГ МГ СССР, г. Вильнюс), И. М. Экман (ИГ Карельского фил. АН СССР), В. И. Бардин и Н. Т. Судакова (МГУ), Э. И. Лосева (Коми фил. АН СССР), А. И. Гайгалас (Отдел географии АН ЛитССР), М. А. Фаустова (МГУ), К. Ф. Каяк (УГ СМ ЭстССР), Д. И. Хусанбаев и М. Х. Годин (Ташкентский ун-т).

2. Доклады, посвященные подробному или критическому разбору некоторых узких вопросов или приемов методики анализа. В докладе А. В. Раукаса (ИГ АН ЭстССР) обсуждались некоторые наиболее дискуссионные вопросы методики изучения терригенных отложений. Гранулометрическому методу изучения рыхлых отложений были посвящены доклады Н. Г. Боровко (ВСЕГЕИ), П. И. Фадеева (МГУ), Ю. А. Паапа (ИГ АН ЭстССР), С. С. Сухоруковой (ИГиГ СО АН СССР) и Э. А. Реппо (Эст. НИИ земледелия и мелиорации). О способах графического изображения результатов гранулометрического анализа рассказала Е. В. Рухина (ЛГУ). Предметом оживленной дискуссии был вопрос о выборе представительной размерной фракции для изучения минералогического состава отложений, который затронули С. Д. Астапова (Лаборатория геохимических проблем АН БССР), Е. В. Рухина (ЛГУ), Б. С. Лунев (Пермский ун-т), П. И. Фадеев (МГУ), Х. А. Вийдинг (ИГ АН ЭстССР) и др.

3. Доклады о новых или малоприменяемых методах исследования. Необходимо отметить выступления С. В. Яковлевой (ВСЕГЕИ) о методике исследования ледниковых валунов и значении этих методов для поисков полезных ископаемых, Т. А. Халчевой (Институт географии АН СССР) о методике изучения степени выветрелости минералов в разновозрастных отложениях и М. А. Фаустовой (Институт географии АН СССР) о перспективности микроморфологического анализа шлифов при решении стратиграфических, генетических и палеогеографических вопросов.

К. К. Орвику (ИГ АН ЭССР), подчеркивая существенное значение полевых геологических наблюдений и методов, ознакомил участников совещания с изготовлением плечонных монолитов. О результатах комплексной обработки литологической информации с помощью перфокарт и электронных вычислительных машин доложил Ю. А. Паап ИГ АН ЭстССР. Вопросы достоверности цифровых данных литолого-

минералогических анализов были затронуты в докладе В. А. Таалманн, Г. П. Кривошеевой и Т. И. Мурниковой (УГ СМ ЭстССР).

Доклады и их обсуждение показали, что методика исследования терригенных отложений имеет существенное значение для решения генетических, стратиграфических и палеогеографических вопросов и задач прикладного характера. К сожалению, применяемые в различных учреждениях методы лабораторных работ, а также способы обработки и изображения полученных данных не согласованы между собой, что в значительной мере затрудняет сопоставление и обобщение данных. Предложения, сделанные исследователями или ведомствами для унификации некоторых приемов аналитических работ, не всегда основывались на результатах целенаправленных методических исследований и не нашли пока единодушного признания и одобрения. Иногда недостаточно учитывалась специфика в методике исследований, определяемая целями и задачами их использования. Участники совещания подчеркнули мысль о невозможности и нецелесообразности чрезмерной унификации методики исследования терригенных отложений различных генетических типов и возраста, поскольку унификация методики лишает ее элемента развития. В то же время применение различных структурных классификаций пород, различных способов сбора и обработки фактических материалов для решения одних и тех же проблем, нередко на соседних регионах, лишают исследователей возможности обобщать имеющиеся данные, сравнивать их между собой. Определенные затруднения в унификации методики объясняются недостаточной оснащенностью лабораторий геологических учреждений современной аппаратурой. До сих пор тематические работы в области разработки методики лабораторного и полевого изучения отложений никак не координируются.

На совещании было принято следующее решение:

1. Считать первоочередной задачей дальнейшую разработку методики исследования терригенных отложений для повышения результативности массовых аналитических работ и отметить необходимость согласования принципиальных методических вопросов с целью сопоставления и обобщения результатов литолого-минералогических исследований.

2. Признать необходимым усилить изучение вещественного состава и формирования четвертичных отложений всех генетических типов, а также особенностей вторичных изменений в них с применением современных методов исследования. Повысить внимание к четвертичным отложениям при геологической съемке.

3. Просить Министерство геологии СССР увеличить выпуск оборудования для изучения вещественного состава отложений и привести его в соответствие с мировыми стандартами.

4. Просить Комиссию по изучению четвертичного периода АН СССР совместно с Комиссией по осадочным породам АН СССР: а) усилить разработку согласованных методик гранулометрических и петрографо-минералогических анализов применительно к разным целям исследования и для создания единой классификации обломочных пород; б) увеличить число публикаций методического характера и организовать составление руководства по полевым и лабораторным методам литологического исследования четвертичных отложений, имеющих свою специфику исследования; в) улучшить работу по координации тематических методических исследований четвертичных отложений в стране.

5. Усилить изучение инженерно-геологических и других свойств отложений с целью получения дополнительных данных об их происхождении и возрасте.

6. Широко внедрять в практику геологических исследований четвертичных отложений палеомагнитный, изотопный, термолюминесцентный и другие новейшие методы исследования.

7. При исследовании четвертичных отложений уделять больше внимания поискам полезных ископаемых, в процессе геологической съемки проводить валунные поиски месторождений полезных ископаемых. При изучении месторождений строительных материалов комплексно оценивать минеральное сырье, уделяя внимание попутному извлечению ценных тяжелых минералов (циркон, рутил, ильменит, монацит и др.).

8. Признать целесообразным использование результатов полуквантитативного спектрального анализа для выяснения палеогеографических условий и коррелирования разрезов лишь при наличии надежных эталонов и достаточного числа количественных определений.

9. Для выявления закономерностей формирования и эволюции минералогических ассоциаций терригенных отложений в разные стадии литогенеза и установления их возраста считать необходимым: а) расширить комплексные исследования пород и минералов («метод руководящих валунов», иммерсионный метод, изучение шлифов, химический и спектральный анализы и др.); б) предусмотреть проведение в различных научно-исследовательских центрах специальных тематических методических исследований по единой программе; в) сосредоточить внимание на изучении осадочной дифференциации обломочного материала в разных типах отложений; г) при подсчетах минералов учитывать соотношение типоморфных особенностей; д) при обработке литолого-минералогических данных более широко внедрять математические методы и электронно-вычислительную технику.

10. Для обмена опытом и дальнейшей разработки единой методики исследования провести следующее межведомственное совещание по методике изучения терригенных

отложенный четвертичного периода в 1972 г. в г. Перми. Просить Комиссию по изучению четвертичного периода АН СССР и Пермский гос. университет взять на себя организацию совещания. Просить оргкомитет этого совещания включить в его программу обобщающие доклады по основной тематике совещания с конкретными предложениями по согласованию методики. Считать желательным проведение в период между первым и вторым совещаниями более узких региональных семинаров для выработки конкретных предложений по согласованию методики исследования.

Институт геологии АН Эстонской ССР,
Таллин

Дата поступления
1.X.1969

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAÏLOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/XII-1970 г. Т-01534. Подписано к печати 5/II-1971 г. Тираж 1310 экз.
Зак. 4404. Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бум. л. 5. Усл. печ. л. 14.0. Уч.-изд. листов 15.0.

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

В 296

17

ЛЕНИНСКИЙ ПР 67-170

МУРАВЬЕВ В И

70493

1-12

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»