

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1973

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 5, 1973 г.

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Лисицына, Б. П. Градусов, О. А. Дворецкая, Н. П. Чижикова. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана	5
Г. Н. Батулин. Уран в процессе осадкообразования в Черном и Азовском морях	21
Д. С. Туровский, А. Б. Шеко. Новые данные о карбонатообразовании в оз. Балхаш	33
Г. В. Богомолов, А. В. Кудельский, М. Ф. Козлов, Л. И. Матвеева. Поровые растворы и их роль в геологических процессах (на примере Припятской впадины)	46
А. А. Юргайтис, Э. А. Левков. Петрографический состав четвертичных песчано-гравийных пород Прибалтики и Северной Белоруссии	58
М. Н. Шапиро, М. Ю. Хотин. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки	67
В. А. Гроссгейм, И. Л. Геращенко. Распространение дистена в осадках мезозоя и кайнозоя Средней Азии и Казахстана	75
Л. А. Адмакин. Фациальный анализ германиеносных угольных пластов некоторых месторождений	82
Н. В. Пашалы, Д. М. Сулейманов, Г. Д. Сандлер. Фациальные особенности плиоцен-антропогенных вулканогенно-осадочных отложений юго-восточного погружения Малого Кавказа	91
Г. Т. Саксеев. Геологическое строение и генезис Тейсаровского серного месторождения	97
Ю. А. Розанов. А. Ю. Розанов. О карбонатных породах пограничных отложений кембрия и докембрия среднего течения р. Алдан	106
А. Г. Черняховский, П. Хосбаяр. Среднеолигоценовая кора выветривания в Западной Монголии	112
Л. И. Киселев. Латеритные бокситы Мугоджар	120

Краткие сообщения

В. В. Гудошников, Ю. В. Ваньшин, Р. Я. Березницкая. Вторичные изменения среднетриасовой латеритной коры выветривания Орского Урала	132
А. К. Воронков. Признаки существования перерывов в накоплении осадков верхнего протерозоя Кызылкумов	138
В. А. Дриц, В. И. Копорулин. К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослуду	145
А. С. Стругов. О находке кутикуловых липтобиолитов среди бурых углей Вилуйской синеклизы	149
С. И. Овчинников. Открытый иллит из нефтегазоносных отложений севера Западно-Сибирской низменности	151

Л. Л. Хайцер, И. В. Рязанов. О способе вычисления первичной мощности осадочных толщ	154
---	-----

Критика и дискуссии

А. А. Карцев, А. В. Щербаков, Г. П. Якобсон. О книге «Гидрогеология, гидрохимия, геотермия геологических структур», авторы Г. В. Богомолов, А. И. Силин-Бекчурин, В. И. Духанина, В. В. Панов, Ю. Г. Богомолов, Изд. «Наука и техника», Минск, 1971 г.	160
Я. Э. Юдович. Неудачная обработка ценных данных (по поводу статьи И. И. Волкова, Л. С. Фоминой «Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом» — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 6)	161

Хроника

У. Г. Дистанов, И. В. Хворова. Сессия «Состояние и перспективы дальнейшего освоения сырьевой базы кремнистых пород СССР (диатомитов, опок, трепелов)»	164
К присвоению Государственной премии П. П. Тимофееву	166

LITHOLOGY

and MINERAL RESOURCES

№ 5, 1973

SEPTEMBER — OCTOBER

CONTENTS

N. A. Lisitsina, B. P. Gradusov, O. A. Dvoretzkaia, N. P. Chizhikova. Clay minerals in the sediments of the North-West Pacific	5
G. N. Baturin. Uranium in the sedimentation process of the Black Sea and Azov Sea	21
D. S. Turovsky, A. B. Sheko. New data on the formation of carbonates in Lake Balkhash	33
G. V. Bogomolov, A. V. Kudelsky, M. F. Kozlov, L. I. Matveeva. Pore solutions and their role in geological processes (as exemplified by the Pripiat depression)	46
A. A. Yurgaitis, E. A. Levkov. Petrographic composition of Quaternary sandy-gravel deposits of the Baltic provinces and Northern Belorussia	58
M. N. Shapiro, M. Yu. Khotin. Upper Cretaceous quartz-feldspar sandstones of Eastern Kamchatka	67
V. A. Grossgeim, I. L. Geraschenko. The distribution of disthene in Mesozoic and Cenozoic sediments of Central Asia and Kazakhstan	75
L. A. Admakin. Facies analysis of germanium-bearing coal seams of some deposits	82
N. V. Pashaly, D. M. Suleimanov, G. D. Sandler. Facies features of Pliocene-Anthropogen volcano-sedimentary deposits in the south-eastern pitch of Lesser Caucasus	91
G. T. Sakseev. Geological structure and genesis of Teissarsk sulphur deposits [Yu. A. Rozanov], A. Yu. Rozanov. On carbonate rocks in the Cambrian-Pre-cambrian boundary deposits in the midstream of the River Aldan	97
A. G. Cherniakhovsky, P. Hhozbaia. Middle oligocene crust of weathering in Western Mongolia	106
L. I. Kiselev. Lateritic bauxites of Mugodzhar	112
	120

Short Notes

V. V. Gudoshnikov, Yu. V. Vanshin, R. Ya. Bereznitzkaia. Secondary alterations in the Middle Triassic lateritic crust of weathering of the Orsk Urals	132
A. K. Voronkov. Signs of sedimentation gaps in Proterozoic deposits of Kyzyl-Kumy	138
V. A. Dritz, V. I. Kaporulin. To the postsedimentary transformation of montmorillonite into hydromica	145
A. S. Strugov. On the find of cuticular liptobolites in the brown coals of Vilui sineclise	149
S. I. Ovchinnikov. Illite found in petroliferous and gas-bearing deposits in the north of the West-Siberian lowland	151

Methods of Research

L. L. Khaitzer, I. V. Riazanov. On the methods of estimating the original thickness of sedimentary strata	154
---	-----

Critique and Discussions

A. A. Kartzev, A. V. Scherbakov, G. P. Yakobson. On a book «Hydrogeology, hydrochemistry, geothermics of geological structures» by G. V. Bogomolov, A. I. Silin-Bekchurin, V. I. Dukhanina, V. V. Panov, Yu. G. Bogomolov, «Nauka i Tekhnika» Publ., Minsk, 1971	160
Ya. E. Yudovich. An unfortunate treatment of valuable data (on an article by I. I. Volkov and L. S. Fomina «Trace elements in sapropel muds of the Black Sea and their interrelations with the organic matter»	161

Chronicle

U. G. Distanov, I. V. Khvorova. The Session «State and prospects of a further development of the base or raw materials of flint rocks in the USSR (diatomites, opokas, tripolis)»	164
To the award of the State Premium to P. P. Timofeev	166

УДК 549.623.6 : 551.35 (265)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

**Н. А. ЛИСИЦЫНА, Б. П. ГРАДУСОВ, О. А. ДВОРЕЦКАЯ,
Н. П. ЧИЖИКОВА**

В результате изучения 50 проб донных осадков рентгенодифрактометрическим, химическим, дериватографическим и ИК-спектрографическим методами во фракции $<0,001$ мм установлены монтмориллонит и смешанно-слоистые образования с монтмориллонитовым пакетом, диоктаэдрическая слюда, хлорит и хлорит-вермикулит-(монтмориллонитовые) образования, смешаннослоистые образования с глауконитовым трехэтажным слоем, несовершенный каолинит, полевой шпат, кварц. Монтмориллонит, гидрослюда и родственным им смешанослоистые образования преобладают (в сумме до 80%). Распределение глинистых минералов в современных осадках зональное: в прибрежной зоне больше монтмориллонита ($>50\%$), который в пелагическом направлении уступает место гидрослуде ($>50\%$ в глубоководных пелагических глинах). Современный план распределения глинистых минералов существовал длительное время и в геологическом прошлом. Глины терригенного генезиса, влияние вулканизма на образование глинистых минералов не установлено. Диагенетический глауконит бесспорно аутигенный.

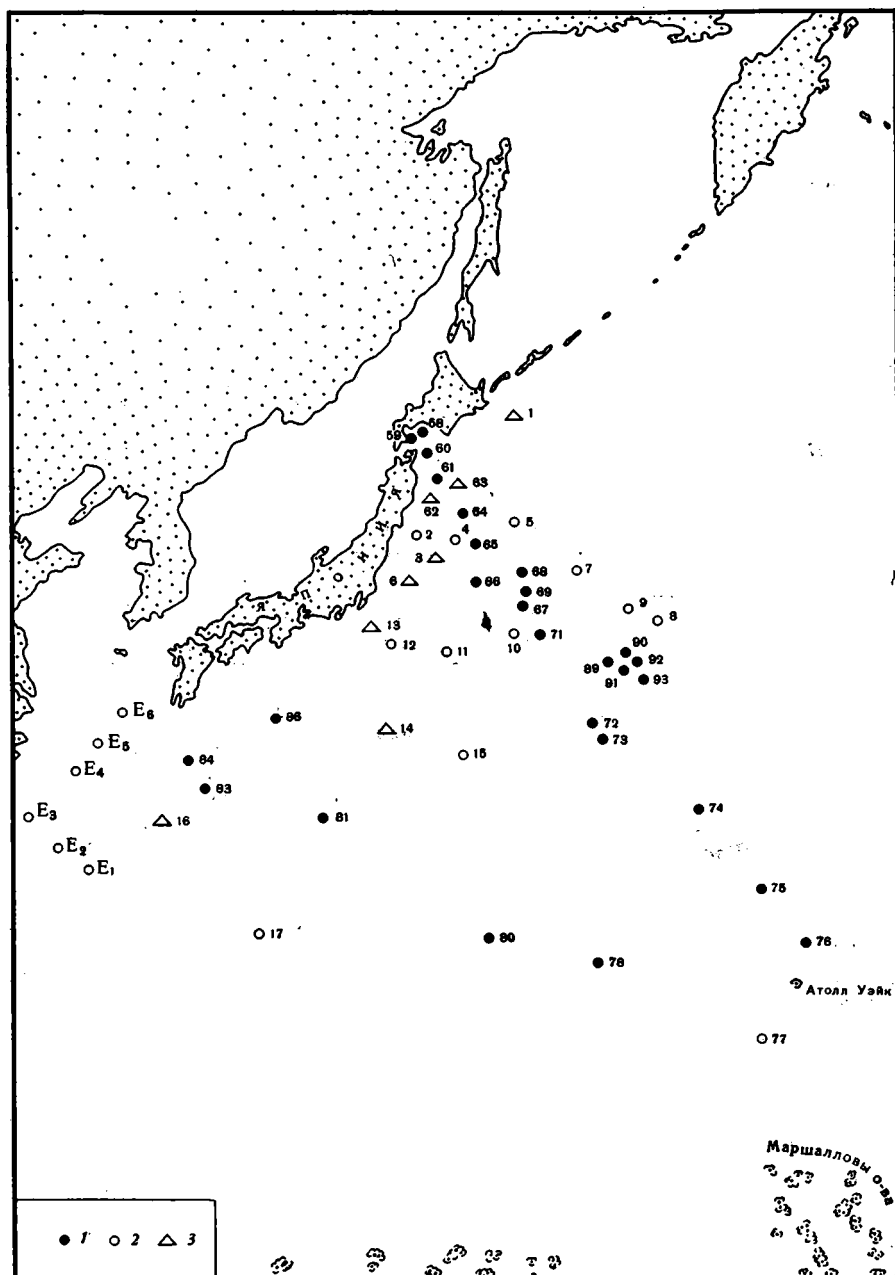
Генетическое истолкование геохимических особенностей осадконакопления в океанах самым тесным образом связано с изучением вещественного состава донных отложений, существенная часть которых приходится на долю высокодисперсных минералов, в частности слоистых силикатов.

Глинистые минералы в донных отложениях северной части Тихого океана изучали З. Н. Горбунова (1963, 1970), Д. Гриффин и Э. Гольдберг (Griffin, Goldberg, 1963), К. Оинума, К. Кобайяши, Т. Судо (Oinuma а. о., 1959; Oinuma, Kobayashi, 1966) и др. Закономерности распределения этих минералов в современных осадках Мирового океана впервые рассмотрены в обобщающей работе М. А. Ратеева и др. (1966) и позднее в статье Д. Гриффина, Г. Уиндома и Э. Гольдберга (Griffin а. о., 1968).

По данным этих авторов, в донных отложениях Тихого океана присутствуют четыре группы глинистых минералов: монтмориллонит, гидрослюда (иллиты), хлорит и каолинит. З. Н. Горбунова во фракции $<0,001$ мм установила также высокодисперсный кварц, гетит, неокристаллизованные окислы железа, окислы марганца, следы сепиолита — палыгорскита.

В объяснении генезиса глинистых минералов в осадках авторы всех рассмотренных работ едины и считают их терригенными. Формирование монтмориллонита в значительных количествах происходит также за счет преобразований вулканогенного материала в морской среде.

Особенности распределения глинистых минералов в поверхностном слое осадков Мирового океана определяются широтной климатической зональностью. Интересующая нас область Северо-Западной котловины и соседние участки океанического дна относятся к полосе преобладающего



Фиг. 1. Расположение станций
1 — судна «Витязь»; 2 — по данным К. Оинума и К. Кобаяши (Oinuma, Kobayashi, 1966); 3 — в глубоководных желобах

распространения гидрослюды в умеренно влажной зоне Северного полушария.

Распределение глинистых минералов по вертикали З. Н. Горбунова (1970) изучала по 24 колонкам донных осадков из разных частей океанического бассейна. На основании полученных данных она пришла к выводу об отсутствии существенных изменений состава глинистых минералов по разрезу осадочной толщи, что свидетельствует о весьма слабом развитии в них диагенетических процессов. Отсутствие диагенетических

преобразований глинистых минералов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана отмечали также К. Оинума и К. Кобайяши (Oinuma, Kobayashi, 1966).

Выяснение закономерностей распределения химических элементов в ряду литолого-фациальных типов осадков, сменяющих друг друга в направлении от берегов Японии к центру Северо-Западной котловины, потребовало решения ряда вопросов, связанных с изучением тонкодисперсной составляющей донных отложений. К их числу относятся: ориентировочная оценка роли слоистых силикатов в составе тонкого материала фракций $<0,001$ мм и $0,01-0,001$ мм; уточнение состава глинистых минералов и смешаннослойных образований; уточнение картины их распределения по площади и в толще осадков; изучение генезиса глинистых минералов и роли аутигенных процессов в их формировании.

Материалом для исследований послужили пробы донных осадков, отобранные в 46-м рейсе судна «Витязь» по профилю от берегов Японии до Маршалловых островов и на нескольких станциях, расположенных юго-западнее профиля (фиг. 1). Всего изучено 50 проб, 21 из поверхностного слоя и 29 глубинных. Полученные данные были дополнены результатами исследований К. Оинума и К. Кобайяши: 23 пробы из поверхностного слоя осадков в Бонинской котловине и Восточно-Китайском море.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минералогический состав и структурные особенности отдельных глинистых минералов и смешаннослойных образований исследованы во фракции $<0,001$ мм рентгенодифрактометрическим, дериватографическим, химическим и ИК-спектрографическим методами. Химические анализы выполнены в лаборатории Геологического института АН СССР. Дериватограммы записаны с образцов, выдержанных над концентрированным $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$, на венгерском дериватографе. Инфракрасные спектры поглощения получены на аппарате UR-20 (В. А. Ерошев-Шак, Геологический институт АН СССР).

Рентгенодифрактометрическому изучению предшествовала обработка фракции $<0,001$ мм по методике О. Н. Мера, М. Л. Джексона (Mehra, Jackson, 1960), а также Х. Хашимото, М. Л. Джексона (Hashimoto, Jackson, 1960). Затем фракции насыщали Mg^{2+} из 1N раствора.

Получены рентгенодифрактограммы с ориентированных препаратов: а) Mg-замещенного воздушно-сухого образца; б) Mg-замещенного образца, сольватированного этиленгликолем; Mg-замещенного образца, прокаленного при 500°C . Для ряда образцов была применена методика растворения хлоритов соляной кислотой и дополнена последующим удалением продуктов распада 0,5 N NaOH с нагреванием и насыщением остатка Mg^{2+} , что обеспечило получение из него совершенного ориентированного препарата и последующий рентгенодифрактометрический анализ всех оставшихся фаз.

Соотношения глинистых минералов в смесях определяли путем анализа интенсивностей дифракционных максимумов от Mg-замещенного этиленгликолевого комплекса по методике П. Е. Бискайе (Biskaye, 1964). Диагностика глинистых минералов и оценка их количественных соотношений выполнены Б. П. Градусовым и Н. П. Чижиковой.

Характеристики, полученные вследствие применения этих методов, вполне сопоставимы с ранее опубликованными данными (Горбунова, 1963, 1970; Ратеев и др., 1966; Griffin а. о., 1968) и др. Сравнение их с результатами, добытыми К. Оинума, К. Кобайяши (Oinuma, Kobayashi, 1966) на основе анализа изменений интенсивностей образцов при прокаливании, обнаружило удовлетворительные совпадения определений для осадков юго-западнее Японских островов. Это и позволило использовать данные японских исследователей для выявления общей картины размещения глинистых минералов в исследуемом районе.

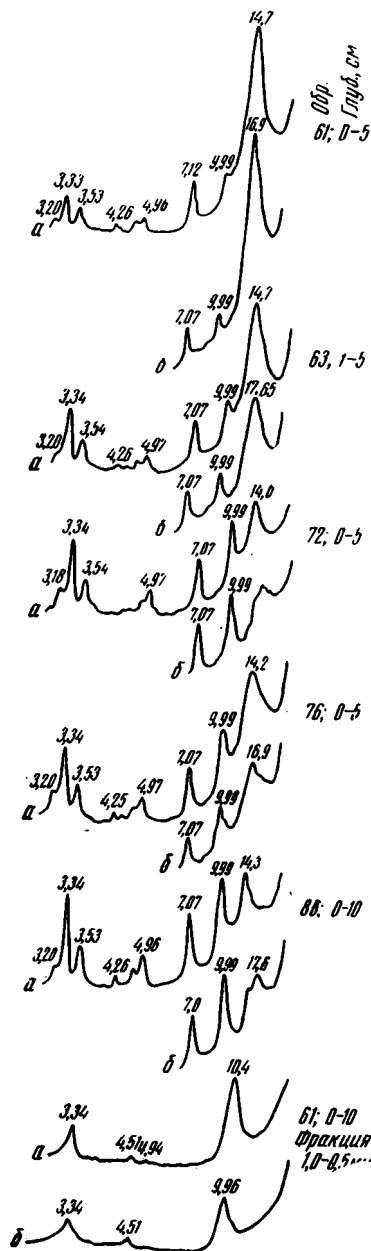
Во фракциях $<0,001$ мм обнаружены: монтмориллонит и смешанно-слоистые образования с монтмориллонитовым пакетом, гидрослюда, хлорит и хлорит-дефектный, или хлорит-вермикулит-(монтмориллонитовые) образования, смешаннослоистые образования с глауконитовым трехэтажным слоем, несовершенный каолинит-метагаллуазит, а также кварц и полевой шпат.

Монтмориллонит и смешаннослоистые образования с высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов идентифицированы по рефлексу с $d/n=14,5-15,5$ Å в воздушно-сухом состоянии, отражению в пределах $16,9-18,0$ Å на рентгенодифрактограммах образцов, насыщен-ных этиленгликолем, по смещению дифракционного максимума, соответствующего этим рефлексам, к 10 Å (совпадает с d_{001} гидрослюда) после прокаливания. О природе смешаннослоистых образований можно судить по следующим показателям.

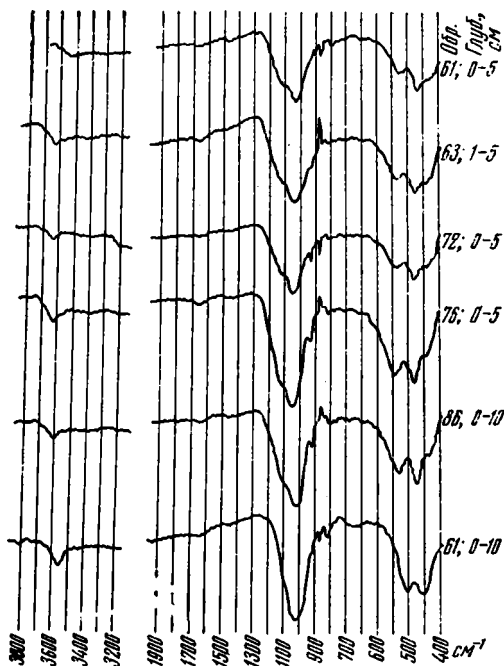
Смещение дифракционного максимума на рентгенодифрактограммах с этиленгликолем за значение $d/n=16,9$ Å можно рассматривать как результат взаимодействия первого базального рефлекса собственно монтмориллонита и двух слюистых пакетов в смешаннослоистых слюдах — монтмориллонит неупорядоченных образованиях. На присутствие таких образований указывают также отражения с $d/n > 10$, но $< 14-15$ Å в воздушно-сухом состоянии и отсутствие сколько-нибудь четкого рефлекса от (002) даже в образцах с высоким содержанием монтмориллонита. Тот факт, что после обработки образцов соляной кислотой интенсивность базальных рефлексов при $14-15,5$ Å резко уменьшается (фиг. 2), свидетельствует об их принадлежности не только собственно монтмориллониту, но и триоктаэдрическим смешаннослоистым хлорит-монтмориллонитовым образованиям с высоким (50%) содержанием монтмориллонитовых межслоевых промежутков (см. ниже). На присутствие хлорит-монтмориллонитов в осадках указывали ранее Н. С. Скорнякова и др. (1971).

Гидрослюды идентифицированы по отражениям, образующим целочисленную серию базальных рефлексов, кратную 10 Å, во всех состояниях образца: воздушно-сухом, с этиленгликолем, после прокаливания. По отношению интенсивностей базальных рефлексов от (002) к интенсивностям дифракционных максимумов, соответствующих (001) и (003), а также наличию широкого рефлекса на порошковых диаграммах с $d/n=1,505$ Å, что соответствует (060) слюд-гидрослюд, трехэтажная структурная основа минерала является диоктаэдрической железистоалюминиевой. Она аналогична структуре эпигенетически неизмененных слюд-гидрослюд, представление о которой было предложено А. Г. Коссовской и В. А. Дрицем (1971). Достоверных признаков слюд полиморфных модификаций 2М и 1М не обнаружено. По-видимому, в основном гидрослюды относятся к модификациям 1Md. Следует, однако, подчеркнуть некоторую условность последнего вывода, так как он основан на анализе многокомпонентных образцов.

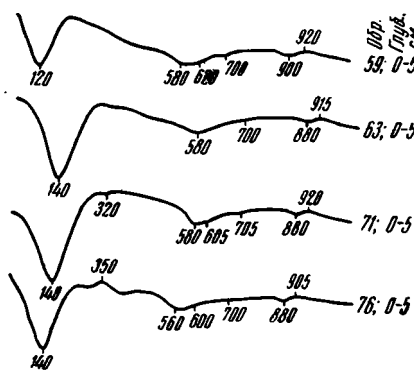
Оба минерала, гидрослюда и монтмориллонит, а также родственные им смешаннослоистые образования являются, как увидим ниже, основным компонентом глинистого вещества фракции $<0,001$ мм. По инфракрасным спектрам поглощения (фиг. 3) структурную основу их составляют преимущественно алюминиевые диоктаэдрические силикатные слои. Присутствие слоев очевидно из полос поглощения при 435 ; 475 и 535 см^{-1} , соответствующих колебаниям групп Si—O, Si—O—Al (Mg)^{VI}. Полоса поглощения 3630 см^{-1} отвечает валентным колебаниям свободных молекул воды, а полоса при 1640 см^{-1} — деформационным их колебаниям. Все полосы характерны для структур типа иллитов и бейделлит-нонтронитов (Van der Marel, 1961; Farmer, Russel, 1964).



Фиг. 2. Рентгенодифрактограммы фракции $<0,001$ мм типичных образцов из разных областей океанического дна
Образец: а — воздушно-сухой; б — насыщенный этиленгликолем



Фиг. 3. Инфракрасные спектры поглощения фракциями $<0,001$ мм



Фиг. 4. Дифференциальные кривые нагревания фракции $<0,001$ мм (фрагменты дериватограмм)

Дериватографически (фиг. 4) фиксируется широкий (иногда с двумя максимумами) эндотермический среднетемпературный эффект удаления гидроксильной воды при небольшом высокотемпературном эффекте окончательного удаления (ОН)-группы. Это свидетельствует о преобладании диоктаэдрических структур (гидрослюдисто-монтмориллонитовый

ряд) с высоким содержанием алюминия и железа в октаэдрических сетках.

Хлориты на рентгенодифрактограммах в воздушно-сухом состоянии и с этиленгликолем образуют интегральную последовательность рефлексов, кратную 14,1—14,2 Å. По отношениям интенсивностей базальных рефлексов от (003) к интенсивностям от (002) и (004), а также наличию на порошкограммах рефлекса с $d/n=1.53$ —1.54 Å, отвечающего (060) хлоритов, минерал является триоктаэдрическим. Это подтверждается растворением его в 10%-ной HCl. По отношениям интенсивностей от (001) к (002) и (003), он принадлежит к железистомagneзиальным разностям. Поскольку после прокаливании значение d/n рефлекса от (001) уменьшается до 13,9—13,8 Å, часть одноэтажных прослоек минерала дефектна. Наличие плавного спада интенсивностей со стороны отражений больших углов или слабых рефлексов в интервале 12—13 Å дает основание заключить, что в небольшой части кристаллов имеются уже вермикулитовые или монтмориллонитовые межслоевые промежутки. Содержание последних иногда, таким образом, составляет 30—40%.

Дериватографически хлорит идентифицируется по слабому эндотермическому эффекту, связанному с потерей (ОН)-групп бруситового слоя, при 650—700° С (фиг. 4). На ИК-спектрах достоверно не фиксируется.

Смешаннослойные образования из глауконитового и монтмориллонитового пакетов исследованы в колонке станции 6161 в образцах с глубин 0—10; 590—610; 720—760 см. Все они практически одинаковы и характеризуются следующими показателями. Рентгеновские дифракционные спектры в воздушно-сухом состоянии образуют последовательность, близкую, но не аналогичную, целочисленной серии с $d_{001}=10,4$ —10,5 Å. Рефлекс при 5 Å имеет слабую интенсивность (фиг. 2). На рентгенограмме порошкового препарата имеются рефлексы, соответствующие рефлексам гидрослюда полиморфной модификации 1Md. Значение $d_{060}=1,507$, как у высокожелезистых гидрослюдов. При насыщении глицерином первый базальный рефлекс смещается к 9,96 Å. Эти данные позволяют заключить, что образование состоит из трехэтажных высокожелезистых диоктаэдрических слоев, соединенных то калиевыми слюдистыми межслоевыми промежутками, то межслоевыми промежутками монтмориллонитового типа. Судя по значениям в воздушно-сухом состоянии (Рентгеновские методы изучения..., 1965) и с глицерином (Градусов, 1971), содержание монтмориллонитовых пакетов не превышает 10—15%.

Построенное на основании d/n и I базальных рефлексов смешаннослойного минерала прямое преобразование Фурье, по Ю. С. Дьяконову (1962), для проб с глубины 0—5 и 720—760 см (фиг. 5) (фракции 1—0,5 мм) обнаружило присутствие слюдистого (А) пакета при $z=17,5$ Å. Чередование пакетов соответствует статистическому. При различных уровнях измерения высоты пика при $z=17,5$ Å количество монтмориллонитовых пакетов увеличивается с глубиной: от 2—5% в пробе с глубины 0—5 см до 10—15% в пробе с глубины 720—760 см.

На рентгенодифрактограммах образцов, обработанных HCl, а затем по Г. Хашимото, М. З. Джексону (Hashimoto, Jackson, 1960), видны широкие рефлексы с $d/n=7,2$ и 3,58 Å. Они принадлежат системам типа каолинит — галлузит. На ИК-спектрах (фиг. 3) каолиниту принадлежит очень слабая полоса поглощения при 1370 см⁻¹. Термографически он не обнаруживается.

Вследствие асимметричности рефлексов, представление, полученное выше по графикам $\phi'(z)$, приблизительно. Образование дополнительно можно определить как имеющее широко меняющуюся по отдельным кристаллитам норму переслаивания пакетов. Согласно представлению Д. М. К. Мак Юэна (Mac Ewan, 1968), статистическая встречаемость

монтмориллонитовых пакетов в подобных переслаиваниях осуществляется через 10—15 слюдистых слоев.

Возможно, наличие кристаллитов с высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов отражает нарастание дефицита калия при генерации из растворов рассматриваемого образования.

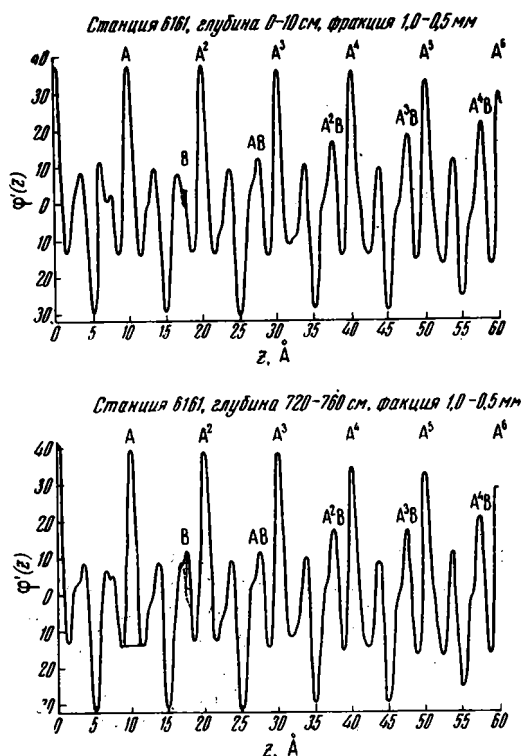
Полосы поглощения на ИК-спектрах (фиг. 3) при 440; 460 и 495 см^{-1} отвечают колебаниям групп $\text{Si}-\text{O}$, $\text{Si}-\text{O}-\text{Fe}(\text{Al})^{\text{IV}}$, что свидетельствует о диоктаэдрическом высокожелезистом составе силикатного слоя 2:1. Полосы поглощения при 1630—1640 см^{-1} связаны с деформационными колебаниями свободных молекул воды, в том числе находящихся в межслоевых промежутках монтмориллонитового типа. Полосы при 3525 см^{-1} связаны с валентными колебаниями гидроксильных октаэдрической сетки и свободных молекул воды ($\text{H}-\text{OH}$). Изложенное позволяет рассматривать структуру минерала как в основном глауконитовую.

Кварц определен по рефлексам с $d/n=4,26 \text{ \AA}$ и $3,34 \text{ \AA}$. Полевому шпату принадлежит рефлекс с $d/n=3,20 \text{ \AA}$.

Во фракции 0,01—0,001 мм присутствуют те же минералы, что и в субколлоидной, однако здесь сильно увеличено содержание кварца и полевых шпатов. По отношению d/n и I , последние представлены в основном щелочными разностями и являются, по-видимому, низкотемпературными.

В глинистой фазе фракции 0,01—0,001 мм по сравнению с более тонкой уменьшено содержание монтмориллонита, но увеличено количество гидрослюда и особенно хлорита (таблица).

Для геохимических исследований представляет интерес, какая часть тонкодисперсного материала принадлежит собственно глинистым минералам и какая приходится на долю измельченных обломков других ми-



Фиг. 5. Графики $\phi'(z)$ прямого преобразования Фурье смешаннослойных образований с глауконитовым трехэтажным слоем

Изменения соотношений глинистых минералов (%) в двух (1 и 2) гранулометрических фракциях поверхностного слоя осадков

Станции	10 Å		17 Å		7 Å	
	1	2	1	2	1	2
6163	33	59	54	7	13	34
6171	37	62	49	11	14	27
6172	56	65	28	6	16	29

Фракции, мм: 1 — <0,001; 2 — 0,01—0,001.

нералов и аморфных веществ. Чтобы определить соотношение этих компонентов в субколлоидной и пелитовой фракциях, были выполнены химические определения кварца, аморфного кремнезема, свободных окислов Al и Fe. По аналогии с материалом пелитовой фракции в субколлоидной содержание полевого шпата и вулканических стекол мы условно приравнивали к содержанию кварца.

По этим данным, содержание глинистых минералов в субколлоидной фракции ($<0,001$ мм) составляет 60—96, в среднем 78—86%, и почти не меняется от берега к пелагиали. Во фракции 0,01—0,001 мм оно значительно меньше: 60—80% в прибрежной зоне, 50—60% в гемипелагической, 30—45% в зоне глубоководных пелагических (красных) глин. Значения для последней зоны хорошо совпадают с данными глубоководного бурения для примыкающих к нашему профилю участков океанического дна, согласно которым глинистая составляющая во фракции 2—20 мк равняется 30—50% (Rex, 1971).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ

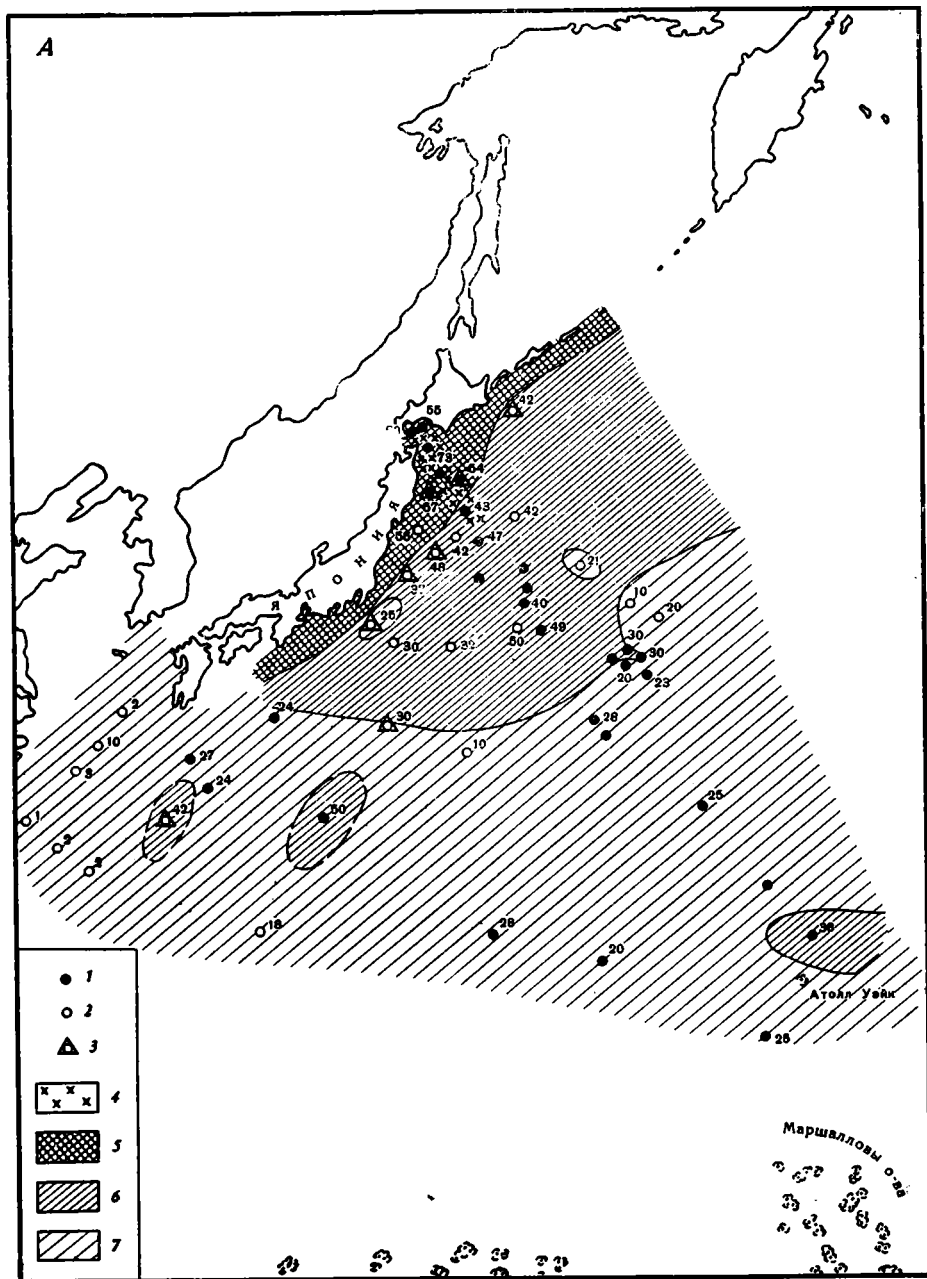
Все глинистые минералы и смешаннослойные образования, описанные в предыдущем разделе, кроме глауконита, в осадках Северо-Западной котловины встречаются повсеместно, однако количественные их соотношения меняются заметно и весьма закономерно.

Методом П. Е. Бискайе (Biscaye, 1964) с учетом данных К. Оинума и К. Кобайяши (Oinuma, Kobayashi, 1966) подсчитано, что содержание монтмориллонитовых минералов в изученных образцах океанических илов составляет 20—75% от суммы слоистых силикатов, в среднем 35%; содержание гидрослюд 10—60%, в среднем 45%; каолинита и хлорита в сумме 12—48%, в среднем 22%. Раздельная идентификация этих минералов ненадежна вследствие общего низкого содержания этих образований. Количественно преобладает хлорит; каолинит, как правило, составляет не более 5—10% от суммы глинистых минералов.

Из приведенных нами данных следует, что глинистая часть осадков поверхностного слоя в среднем примерно на 80% состоит из минералов двух групп — монтмориллонита и гидрослюд, что вполне естественно для умеренной гумидной зоны. Особенности их распределения в поверхностном слое осадков определяют общую картину площадного размещения глинистых минералов.

Монтмориллонитовые минералы. Прослеживая распределение глинистых минералов по линии профиля (фиг. 6), можно видеть, что монтмориллонит максимально накапливается в прибрежной зоне, лишь частично захватывая гемипелагическую (станции 62, 63). Содержание его более 50%. Полоса максимальных содержаний монтмориллонита проходит вдоль берегов Японии. Общее ее направление совпадает, таким образом, с направлением Курило-Камчатского и Японского желобов. Однако совпадение это чисто внешнее. Полоса максимумов фактически находится западнее системы желобов. Конкретные содержания монтмориллонита в их глубоководных осадках (фиг. 6) только в двух случаях максимальны для данного района и превышают 50% от суммы глинистых минералов (станции 62, 63); в остальных они заметно ниже (37—42%) и не отличаются от рядовых значений для соседних областей океанического дна. Еще более низкие содержания монтмориллонита (25—30%) обнаружили К. Оинума и К. Кобайяши (Oinuma, Kobayashi, 1966) в осадках Идзу-Бонинского желоба.

Обогащение монтмориллонитом характерно, таким образом, для прибрежных вулкано-терригенных осадков шельфа и островного склона. Оно составляет здесь 54—73%. По данным К. Оинума и К. Кобайяши (Oinuma, Kobayashi, 1966), монтмориллонит распространен в поверхностном

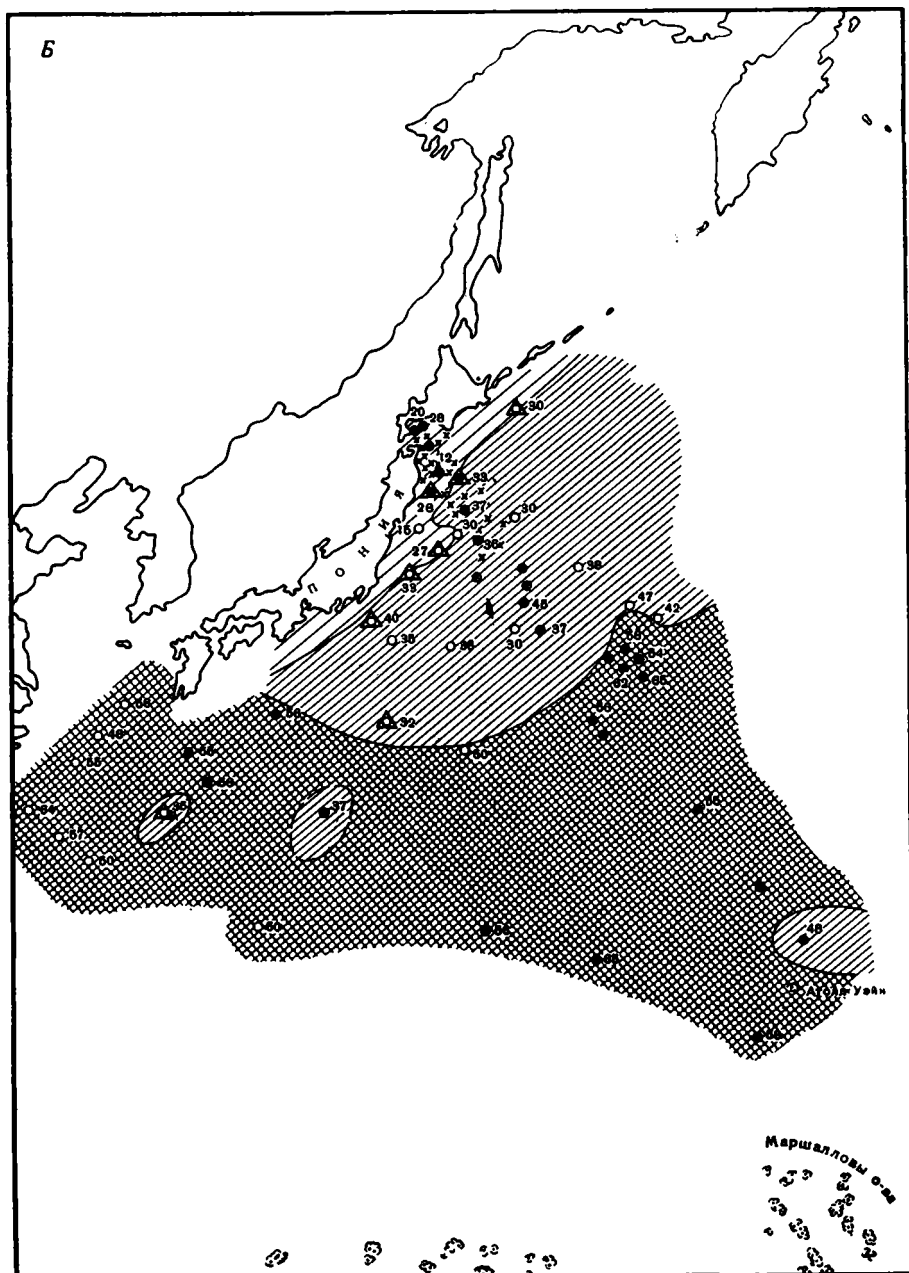


Фиг. 6. Схемы размещения глинистых минералов (А — монтмориллонит; Б — гидрослюда; В — каолинит + хлорит) в поверхностном слое осадков северо-западной части Тихого океана

1, 2, 3 — см. фиг. 1; 4 — область распространения диагенетического глауконита; содержание минерала (числа около станций — процент от суммы глинистых минералов): 5 — > 50; 6 — 30—50; 7 — < 30

слое еще более прибрежных отложений детально исследованного ими Токийского залива.

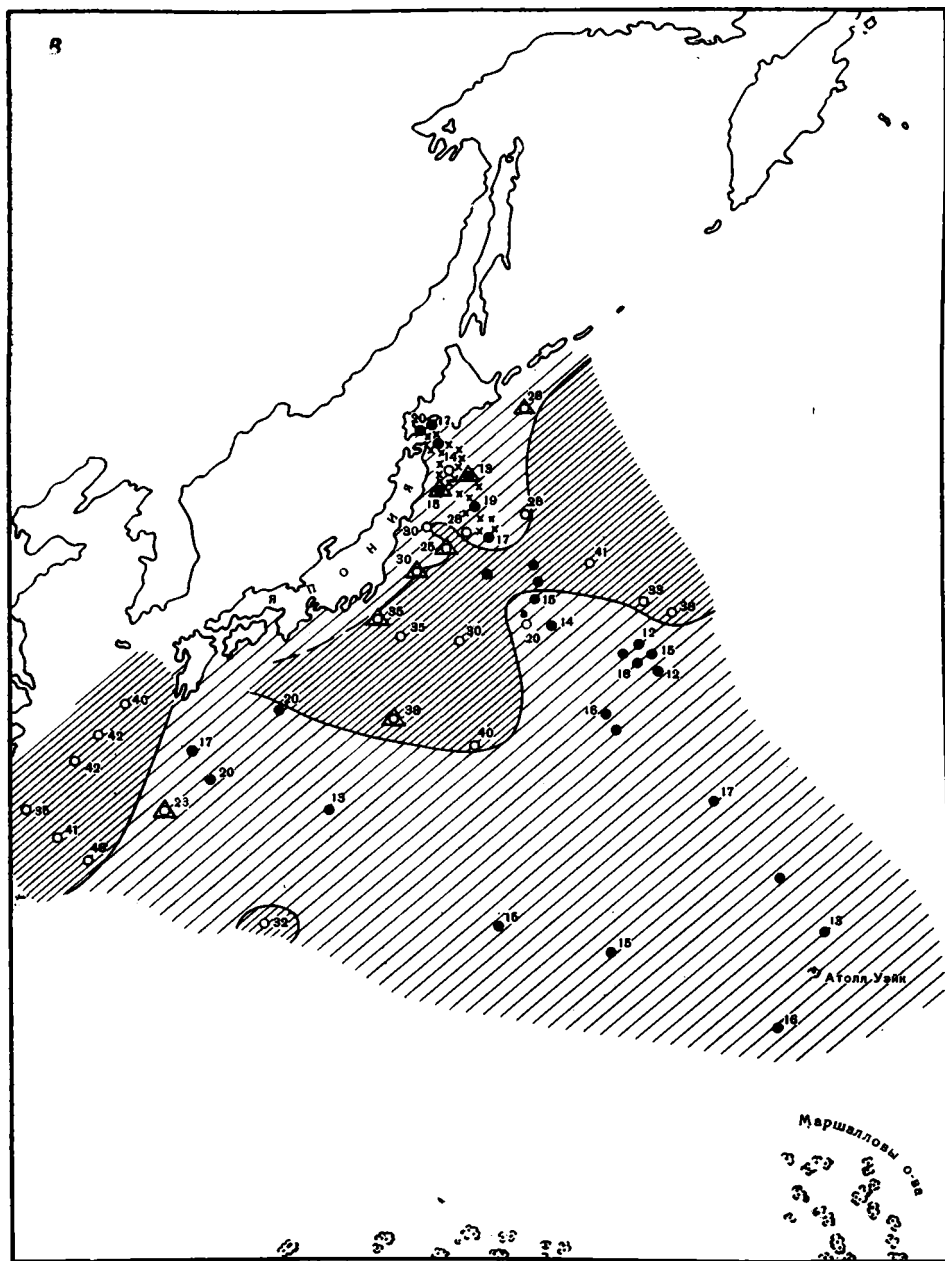
По мере удаления от берега содержания монтмориллонита в осадках уменьшаются. Восточнее системы желобов они составляют 30—50% от суммы глинистых минералов. Полоса таких содержаний шириной до



Фиг. 6, Б

1500 км совпадает с областью распространения гемипелагических илов и глубоководных глин переходного типа. В пелагической области распространения красных глин содержание монтмориллонитовых минералов еще более понижается (до 30% и ниже). Несколько более высокие содержания обнаружены в отдельных точках дна (станция 76—38%, станция 81—56%).

В районах, примыкающих к линии профиля с юго-запада, количество монтмориллонита резко сокращается и составляет в Бонинской котловине 18—27%, а в Восточно-Китайском море — 1—10% от суммы глинистых минералов.



Фиг. 6, В

Гидрослюдистые минералы. Гидрослюдистые минералы дают обратную картину распределения в поверхностном слое осадков (фиг. 6).

В прибрежной полосе распространения вулcano-терригенных и частично гемипелагических илов, ограниченной с востока системой глубоководных желобов, содержания гидрослюд минимальны и составляют 12—30% от суммы глинистых минералов. В более пелагической области (зоне гемипелагических илов и глин переходного типа) они возрастают до 30—50% и максимально увеличиваются до 50—65% в типичных пелагических красных глинах.

В отличие от монтмориллонитовых минералов, которые обогащают осадки прибрежной зоны, количество гидрослюд растет от берега к пелагиали. Пелагический максимум гидрослюд к югу от гряды Японских островов, где выклинивается полоса обогащения монтмориллонитом, сливается с прибрежным максимумом Бонинской котловины и Восточно-Китайского моря; содержания гидрослюд здесь 50—64%.

Минералы группы хлорита и каолинита. По причине, указанной в начале раздела, эти минералы рассматриваются совместно. Распределение их видно на фиг. 6.

Суммарные количества обоих минералов в океанических осадках меняются в небольших пределах и без сколько-нибудь выраженной тенденции. Содержания их несколько понижены в прибрежной и пелагической зонах (15—20% суммарно) и возрастают до 30 и даже 40% в зоне переходного типа (фиг. 6). Некоторое обогащение хлоритом и каолинитом наблюдается в Восточно-Китайском море.

Смешаннослойные образования из глауконитового и монтмориллонитового пакетов (глаукониты). Распределены в поверхностном слое и толще осадков локально (фиг. 6). В заметных количествах они встречаются только в отложениях прибрежной и гемипелагической зон и обнаружены на станциях 58—64.

По формам выделения и устойчивой ассоциации с пиритом, присутствующим в виде вкрапленности, глаукониты, несомненно, относятся к диагенетическим образованиям; характерным для осадков прибрежной и гемипелагической зон. Они корродируют или целиком замещают обломки пемзы, плагиоклазов, пироксенов основных вулканических пород, участки цемента; встречаются в виде колломорфных сгустков, цементируют зерна, выполняют полости в скелетах микроорганизмов. Исследование глауконитов до глубины 720—760 см не обнаружило их структурных изменений.

Из сопоставления данных, представленных на фиг. 6, видно зональное распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков. По направлению профиля выделяются три зоны различного содержания глинистых минералов: прибрежная зона существенно монтмориллонитовых глин (содержание монтмориллонита более 50%); переходная зона монтмориллонит-гидрослюдистых глин (содержание обоих минералов по 30—50%); пелагическая гидрослюдистая зона (содержание гидрослюд более 50%).

Пелагическая зона гидрослюд в Восточно-Китайском море сливается с обогащенной гидрослюдами прибрежной зоной. Характерная особенность последней — повышенное содержание хлоритовых (30—35%) и каолинитовых минералов (10—15%); монтмориллонит практически отсутствует.

Осадки, обогащенные диагенетическим глауконитом, мы рассматриваем как интразональное образование.

Таковы особенности локализации глинистых минералов в поверхностном слое осадков по данным количественного изучения фракции <0,001 мм.

Сохраняются ли они и в более крупной фракции 0,01—0,001 мм? Из таблицы видно, что в направлении профиля происходит уменьшение содержаний монтмориллонита и увеличение содержаний гидрослюд от берега (станция 6163) к пелагиали (станция 6172), тогда как распределение каолинита и хлорита не обнаруживает закономерной картины. Иными словами, немногие данные, полученные нами, показывают, что для пелитовой фракции картина распределения глинистых минералов принципиально та же, что и для более тонкой.

Установленная зональность в распределении глинистых минералов в поверхностном слое сочетается с циркумконтинентальной зональностью

и закономерным изменением содержания обломочных минералов и других свойств осадков Северо-Западной котловины от берега к пелагиали (Лисицына, Дворецкая, 1972).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ТОЛЩЕ ОСАДКОВ

Сохраняется ли зональность, установленная для поверхностного слоя, и в геологическом прошлом?

Распределение главных минералов — гидрослюды и монтмориллонита в толще осадков дано на фиг. 7. Количественные их соотношения показаны с помощью профильных изолиний, отвечающих содержанию, равному 30—50%, и вспомогательных (40; 60%) по методу, предложенному Н. М. Страховым (1972). С учетом скоростей осадконакопления сопоставлены прибрежные и пелагические осадки.

На профилях видно, что современная зональность распределения глинистых минералов существовала и в прошлом в течение периода времени, необходимого для образования толщи прибрежных осадков мощностью 600 см, т. е. по крайней мере 200—250 тыс. лет. В пелагической зоне вскрыты более древние отложения (возраст более 1 млн. лет), которые обогащены монтмориллонитом (содержание — более 50% от суммы глинистых минералов). По-видимому, область распространения этого минерала была более обширной.

Тот факт, что современная зональность распределения глинистых минералов существовала в течение длительного времени и в геологическом прошлом, хорошо согласуется с устойчивостью выделенных ранее литолого-фациальных зон и свидетельствует о постоянстве особенностей осадконакопления в рассматриваемой области.

ИСТОЧНИКИ СНОСА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КОТЛОВИНЫ

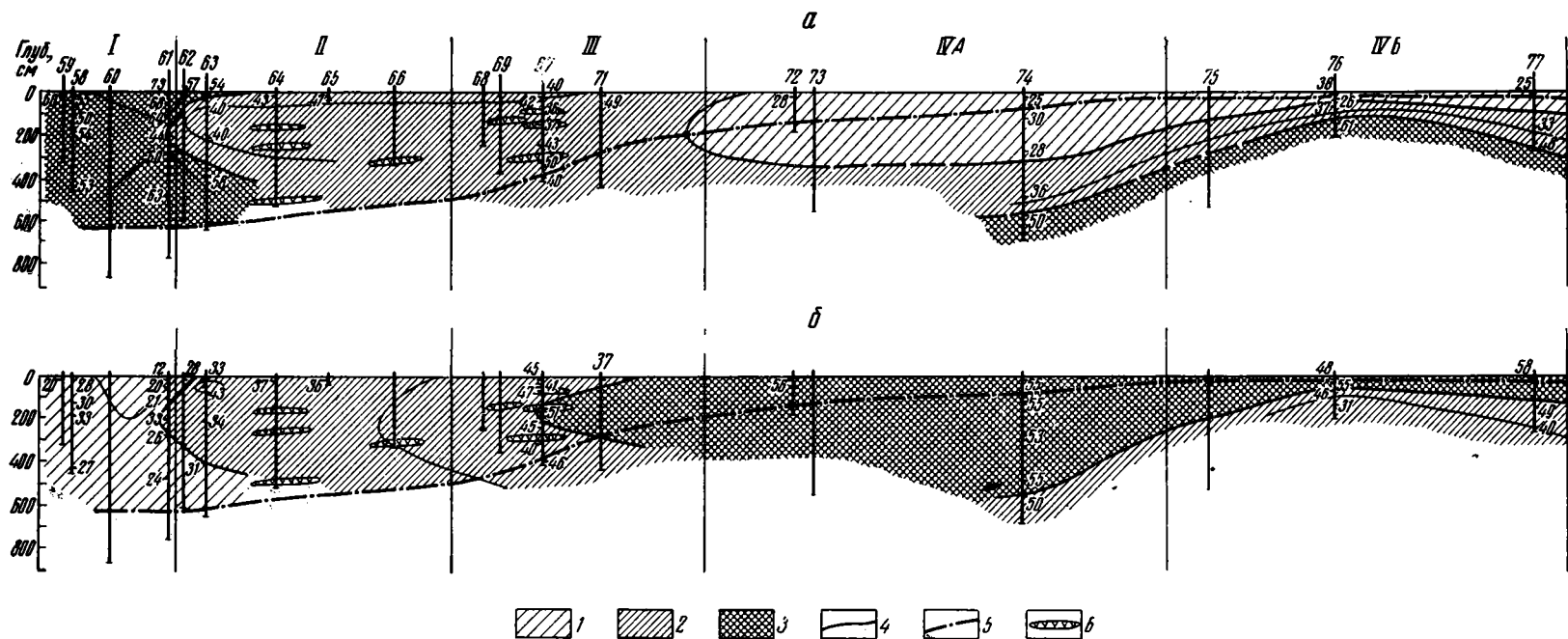
Наблюдаемое в поверхностном слое осадков постепенное вытеснение монтмориллонита гидрослюдой, т. е. изменение соотношений одних и тех же глинистых минералов в направлении от берега к центру бассейна, свидетельствует о терригенном их происхождении. Можно ли, однако, считать, что распределение этих минералов в рассматриваемой области в основном определяется терригенной седиментацией, и какова роль других факторов: вулканогенного, диагенетического и т. д.? В подтверждение терригенной природы глин в северо-западной части Тихого океана приведем следующие факты.

1. Несомненная связь глинистых минералов в осадках с источниками сноса — породами Японии и Азиатского материка.

В различных породах Японии присутствует практически весь набор глинистых минералов, обнаруженных в океанических осадках, включая смешаннослойные образования (Sudo, 1959; Oinuma, Kobayashi, 1966; и др.).

Широкое распространение вулканогенных пород и продуктов их изменения в мезозое — кайнозое внешней зоны Северо-Восточной Японии и на о. Хоккайдо (Геология..., 1961) обеспечивает поступление в осадки прибрежной зоны монтмориллонитов и в меньшей степени других глинистых минералов. При значительной расчлененности рельефа и размыве разновозрастных пород продукты разрушения тонкого почвенного покрова занимают скромное место в общем объеме выносимого материала. Отсюда преобладание в осадках прибрежной зоны монтмориллонитовых минералов и весьма скромная роль каолинитовых, собственных почвам.

Монтмориллонит, обладающий минимальными размерами частиц, в нашем случае локализуется не в пелагической, а в прибрежной зоне. По-видимому, он поступает в осадок в виде комочков в смеси с другими гли-



Фиг. 7. Размещение глинистых минералов в толще осадков по профилю через Северо-Западную котловину Тихого океана (*a* — монтмориллониты; *б* — слюда)

Зоны различного содержания глинистых минералов, % от их суммы: 1 — <30; 2 — 30—50; 3 — >50; 4 — вспомогательные профильные изолинии; 5 — изохрона, соответствующая ~200—300 тыс. лет; 6 — пепловые прослои; литологофациальные зоны (римские цифры на схеме): I — прибрежных вулcano-терригенных осадков, II — гемипелагических осадков, III — глубоководных пелагических глин переходного типа, IV — глубоководных пелагических (красных) глин: А — с пепловым материалом, Б — с цеолитами; числа курсивом — № станций; числа в колонках — содержание глинистых минералов, процент от их суммы

нистыми минералами. Существенную роль играют также смешаннослойные образования с большими, чем у монтмориллонита, размерами частиц.

Юго-западнее Японских островов главным поставщиком материала является р. Хуанхе, размывающая мощные толщи лёссов с развитыми на них степными и полустепными почвами и несущая тонкий материал, обогащенный гидрослюдами и в меньшей степени хлоритом. Эти почвы обеднены монтмориллонитом (Hseung, Jackson, 1952), поэтому в прибрежной зоне здесь нет полосы обогащения этим минералом. Прибрежные глинистые илы, содержащие более 50% гидрослюд, образуют единую гидрослюдистую зону, смыкаясь с близкими по составу пелагическими илами.

В согласии с аллотигенностью глинистых минералов находятся определения абсолютного возраста гидрослюдов и полевых шпатов в осадках поверхностного слоя из разных литолого-фациальных зон. По данным А. Я. Крылова (Ленинградский Радиевый институт), они имеют возраст 100—155 млн. лет, т. е. относятся к юре — нижнему мелу вплоть до границы с верхним мелом. Отсюда глинистые частицы осадка имеют не современный, а более древний возраст пород суши.

2. Отсутствие четких признаков влияния вулканизма на образование глинистых минералов в осадках. Мы не наблюдали ни макро-, ни микроскопических следов перехода пемзы и пеплового материала в глинистые минералы. Пепловые прослои преимущественно кислого состава, широко распространенные в рассматриваемой области, как правило, свежие, неизмененные. Более того, область наибольшего их распространения не совпадает с максимумами монтмориллонита в осадках (фиг. 7).

Можно допустить, что отдельные пятна повышенной концентрации монтмориллонита (станции 76, 81 и др.) свидетельствуют о его связи с очагами вулканизма. Однако они могут быть связаны и с местными размывами и выходами на дне более древних обогащенных монтмориллонитом слоев (фиг. 7).

Итак, бесспорно аутигенный только глауконит. Смешаннослойные образования, обнаруженные в осадках, описаны и в разновозрастных породах суши. Общая картина распределения глинистых минералов по площади и в разрезе хорошо согласуется с их аллотигенностью.

ВЫВОДЫ

1. Главные минералы тонкодисперсной части осадков, количественно преобладающие над остальными — гидрослюды, монтмориллонит и производные от них смешаннослойные образования, а также второстепенные хлорит и каолинит отражают особенности состава пород питающей провинции. Они терригенные, что подтверждают также определения абсолютного возраста гидрослюдов и полевых шпатов в осадках.

2. Признаков аутигенного образования минералов глин в самом бассейне под влиянием вулканизма не обнаружено. Этот процесс если и имеет место, то его проявления локализованы на отдельных участках и не нарушают общей зональности, связанной с терригенной седиментацией. Монтмориллонитизация кислых пеплов в осадках не подтверждается фактами.

3. Влияние процессов диагенеза на формирование глинистых минералов в океанических условиях ограничивается процессом глауконитизации осадков в прибрежной и гемипелагической зонах.

4. Современный план площадного распределения глинистых минералов и литолого-фациальных зон вообще определился в четвертичном периоде и оставался без существенных изменений в течение длительного времени, причем особенности осадконакопления в северо-западной части Тихого океана все это время были сходны с современными.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология и минеральные ресурсы Японии. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., М., 1961.
- Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана. В сб.: Тихий океан, кн. 1. М., «Наука», 1970.
- Градусов Б. П. Рентгеноструктурные методы изучения смешаннослойных минералов.— Почвоведение, 1971, № 2.
- Дьяконов Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешаннослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье.— Рентгенография минерального сырья, 1962, вып. 1.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдяных минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках мирового океана.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., Мир, 1965.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Зенкевич Н. Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В кн.: История мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках мирового океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean.— *Geochem. Techn. Repts*, 1964, v. 8.
- Farmer V. C., Russel I. D. The infra-red spectra of layer silicates.— *Spectrochim. Acta*, 1964, v. 20, No. 7.
- Griffin J. J., Goldberg E. D. Clay-mineral distribution in the Pacific ocean.— *In The Sea*, 1963, v. 3.
- Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. The distribution of clay minerals in the World Ocean.— *Deep-Sea Res.*, 1968, v. 15, No. 4.
- Hashimoto H., Jackson M. L. Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration.— *Clays a. clay min., monogr.* v. 5, W., 1960.
- Hseung J., Jackson M. L. Mineral composition of the clay fraction — III. Some main Soil groups in China.— *Soil. Sci. Society of Amer. Proceedings*. 1952, v. 16, No. 3.
- Mac Ewan D. M. C. Types of interstratification in soil clay minerals. *Transactions*. Adelaide, Australia, 1968.
- Mehra O. P., Jackson M. L. Iron oxide removal from soils and clays and clay system buffered with sodium bicarbonate by dithionitecitrate.— *Clays and clay minerals*, 1960, v. 5.
- Oinuma K., Kobayashi K., Sudo T. Clay mineral composition of some recent marine sediments.— *J. Sediment. Petrol.*, 1959, v. 29, No. 1.
- Oinuma K., Kobayashi K. Quantitative study of clay minerals in some recent marine sediments and sedimentary rocks from Japan.— *Clays and clay minerals*, 1966, v. 26.
- Rex R. W., Eklund W. A., Jamieson J. M. X-Ray mineralogy studies Leg 6. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. v. VI, 1971.
- Sudo T. Mineralogical study of clays of Japan. Tokyo, 1959.
- Van der Marel. Quantitative analysis of the clay separate of soils. *Acta Universitatis Carolinae — Geologica Supplementum* 11. Universita Karlova Praha, 1961.

ГИН АН СССР
Почвенный институт
Москва

Дата поступления
6.VII.1972

УДК 546.791 : 550.4 (262.5 + 262.54)

УРАН В ПРОЦЕССЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ЧЕРНОМ И АЗОВСКОМ МОРЯХ

Г. Н. БАТУРИН

В реках Азово-Черноморского бассейна уран мигрирует преимущественно в растворенной форме. В осадках Азовского моря уран распределяется сравнительно равномерно, в осадках Черного моря — резко контрастно, повторяя в основных чертах схему распределения органического углерода. Отношение $U/C_{орг}$ в осадках Черного моря увеличивается по мере замедления темпов осадкообразования. Осаждению урана из морской воды, происходящему у границы раздела вода — осадок, способствуют пониженные значения Eh. В халистазах Черного моря осаждается не более 15—20% всей массы гидрогенного урана, в то время как основная его часть рассеивается в осадочном материале. В иловых растворах Черного моря содержание урана достигает $65 \cdot 10^{-6}$ г/л.

Содержание урана в глубоководных осадках Черного моря в 2—4 раза выше, а в осадках Азовского моря в 1,5—2 раза ниже по сравнению со средним для земной коры (Старик и др., 1959, 1961_{1,2}). Это явление вызвало особый интерес к процессу седиментационной концентрации урана, который изучался в речном стоке, морской воде и осадках обоих бассейнов (Николаев и др., 1960, 1965, 1966; Ламбет, Николаев, 1962; Коченов и др., 1965; Батулин, 1968; Батулин и др., 1966, 1967). Однако ввиду фрагментарности этих работ возникла необходимость представить общую картину поведения урана в процессе осадкообразования в Черном и Азовском морях, для чего наряду с обобщением ранее опубликованных данных приводится ряд новых, в том числе детальные схемы распределения урана в осадках обоих бассейнов.

УРАН В РЕКАХ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАСЕЙНА

Средние содержания урана в реках Азово-Черноморского бассейна составляют: в растворе — $0,27—3,5 \cdot 10^{-6}$ г/л, во взвесах — $0,8—2,2 \cdot 10^{-4}$ при отношении взвешенного урана к растворенному от 0,03—0,1 в равнинных до 4—5 в горных реках (табл. 1). По степени подвижности в речных водах уран занимает первое место среди элементов III группы (по классификации Н. М. Страхова, 1960), в которую входят Fe, Mn, P и редкие металлы. Ежегодно реки приносят в Черное и Азовское моря свыше 420 т растворенного и 130 т взвешенного урана. Среднее содержание урана в суммарной массе растворенных и взвешенных веществ речного стока составляет $3 \cdot 10^{-4}\%$, что соответствует его среднему содержанию в земной коре (Виноградов, 1956) и, очевидно, породах водосборных площадей рек.

Вследствие высокого содержания карбонатов и щелочной реакции вод растворенный уран в реках Азово-Черноморского бассейна находится в форме уранил-карбонатного комплекса (Ламбет, Николаев, 1962). По тем же причинам, способствующим его выщелачиванию и десорбции, уран в речных взвесах находится в основном не в сорбированном состоя-

Уран в реках Азово-Черноморского бассейна (Батулин, 1968)

Река	Площадь водосбора, тыс. км ²	Водный сток, км ³ /год	Твердый сток, млн. т/год	Ионный сток, млн. т/год	Модуль водного стока, л/м ² /год	Модуль твердого стока, г/м ² /год	Мутность, мг/л	Содержание урана		Содержание урана в растворе и взвеси, 10 ⁻⁴ %	Сток урана, т/год		Относительная доля взвешенного урана, %
								в воде, 10 ⁻⁶ г/л	во взвеси, 10 ⁻⁴ %		растворенный	взвешенный	
Дунай	816	201	83	56	246	101	400	1,3	1,1	2,5	262,8	91,3	354,1
Днепр	631	50	2	11,5	90	4	45	1,8	1,1	5,0	65,0	2,4	67,4
Дон	422	28	7,7	9,3	70	18,3	203	2,6	2,2	5,2	71,5	17,0	88,5
Кубань	50	12	8,7	1,7	240	180	705	1,0	1,3	2,5	15,0	11,3	26,3
Южный Буг	24	2	0,4	0,5	80	11,5	200	2,4	1,1	5,8	4,8	0,4	5,2
Ингул	6,7	0,2	0,05	0,09	30	8,1	268	3,5	(2)	5,7	0,7	(0,1)	0,8
Ингури	3,6	6	3,1	—	1600	900	530	0,27	(2)	—	1,6	(6,2)	7,8
Риони	3,5	3,5	2,5	0,2	1000	640	707	0,7	2,1	2,9	2,4	5,5	7,9
Сумма	1959,8	302,7	107,4	79,3						Среднее взвешенное 3,0	423,8	134,2	558

нии, а в составе минеральных частиц. Именно этим можно объяснить пониженное по сравнению со средним для глинистых осадочных пород содержание урана в речных взвесах.

Для изотопного состава урана в водах рек Азово-Черноморского бассейна характерно смещение в сторону избытка U^{234} при отношении U^{234}/U^{238} 1,14—1,22 (Казачевский и др., 1964).

Содержание растворенного урана в речных водах находится в обратной зависимости от модуля жидкого стока, что отражает климатическую зональность процесса континентального выветривания. Соотношение взвешенного и растворенного урана зависит от модуля твердого стока, что отражает тектоническую зональность выветривания (Батулин, 1968) (фиг. 1).

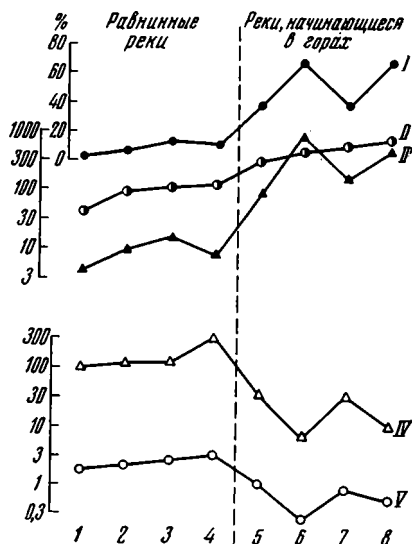
УРАН В ВОДАХ АЗОВСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ

Среднее содержание растворенного урана в водах Азовского и Черного морей $2,8 \cdot 10^{-6}$ г/л (Старик и др., 1958; Николаев и др., 1960, 1966; Батулин и др., 1966). По площади и в вертикальном разрезе водной толщи Черного моря уран распределяется в целом сравнительно равномерно, за исключением устьевых зон, где наблюдаются более низкие содержания — около $1,5 \cdot 10^{-6}$ г/л. Среднее содержание урана в морских и океанских взвесах $0,7 \cdot 10^{-4}$ % (Кузнецов и др., 1967).

При низком содержании взвеси в водах Черного моря (около 1 мг/л — Емельянов, 1967) растворенный уран значительно преобладает над взвешенным (соотношение более чем 100:1). В сероводородной толще воды Черного моря, как и в аэрируемой, растворенный уран находится в

Фиг. 1. Уран в реках Азово-Черноморского бассейна (Батурин, 1968)

I — относительная доля взвешенного урана, %; *II* — мутность, мг/л; *III* — модуль твердого стока, г/м²/год; *IV* — модуль водного стока, л/м²/год; *V* — содержание в воде растворенного урана, п·10⁻⁶ г/л; реки в порядке увеличения мутности вод: 1 — Днепр, 2 — Южный Буг, 3 — Дон, 4 — Ингул, 5 — Дунай, 6 — Кубань, 7 — Риони, 8 — Ингури



основном в форме уранил-карбонатного комплекса (Колядин и др., 1960). В придонном слое воды Черного моря содержание урана уменьшается до 10⁻⁷ г/л, что свидетельствует о его сорбционном извлечении на границе раздела вода — осадок (Батурин и др., 1966). В придонных водах других морей, например Аральского, подобное явление не отмечалось (Коченов, Батурин, 1967). С одной стороны, это может быть связано с тем, что придонные воды Черного моря относительно застойны, с другой — с низким значением Eh (≈ 150 мв — Скопинцев, 1956) в сероводородной толще. Следовательно, в условиях сероводородного заражения происходит более полное извлечение урана из придонных вод по сравнению с окислительными условиями.

Для изотопного состава урана в водах Черного моря характерно такое же соотношение U^{234}/U^{238} , как и в водах океана: $1,17 \pm 0,012$ (Чердынцев, 1969).

Согласно расчетам, выполненным на основе данных по речному стоку и водообмену через проливы, в осадки Азовского моря из воды ежегодно переходит около 48 т, в осадки Черного моря — до 390 т урана. Время нахождения растворенного урана в водах Азовского моря составляет 14,5 лет, в водах Черного — порядка 3000—4000 (Николаев и др., 1966).

УРАН В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ

Содержание урана в поверхностном слое осадков 0,3—2,3·10⁻⁴% в Азовском море и 0,2—23·10⁻⁴% в Черном море (табл. 2). Для ракушников, песков, алевроитов, а также глинистых илов Азовского моря, Днепро-Бугского лимана и Дунайского взморья характерны низкие содержания, в среднем до 1—2·10⁻⁴% урана. В мидиевом и фазеолиновом илах Черного моря (по классификации Н. М. Страхова, 1954) средние содержания урана соответственно 1,6 и 2,8·10⁻⁴%, в глубоководных осадках повышаются в среднем до 3,5·10⁻⁴% в глинистых, 6,9·10⁻⁴% в глинистых слабо-известковых, 10,3·10⁻⁴% в глинисто-известковых и 15,3·10⁻⁴% в известково-глинистых илах. Таким образом, в целом происходит увеличение содержаний урана по мере перехода от грубозернистых к тонкозернистым осадкам, однако при этом корреляции с содержанием пелитовой фракции и Md осадков нет.

В поверхностном слое осадков Азовского моря уран распределяется сравнительно равномерно, в то время как схема его распределения в осадках Черного моря резко контрастна (фиг. 2). Периферия бассейна, включая обширное северо-западное мелководье, а также широкая полоса в центральной части моря представляют зону минимальных содержаний урана (до 2,5·10⁻⁴%). В центрах халистаз располагаются зоны повышенных (свыше 10·10⁻⁴%), а вся остальная площадь представляет зону умеренных содержаний урана (2,5—5 и 5—10·10⁻⁴%). В осадках Черного моря уран распределяется как типичный талассофильный эле-

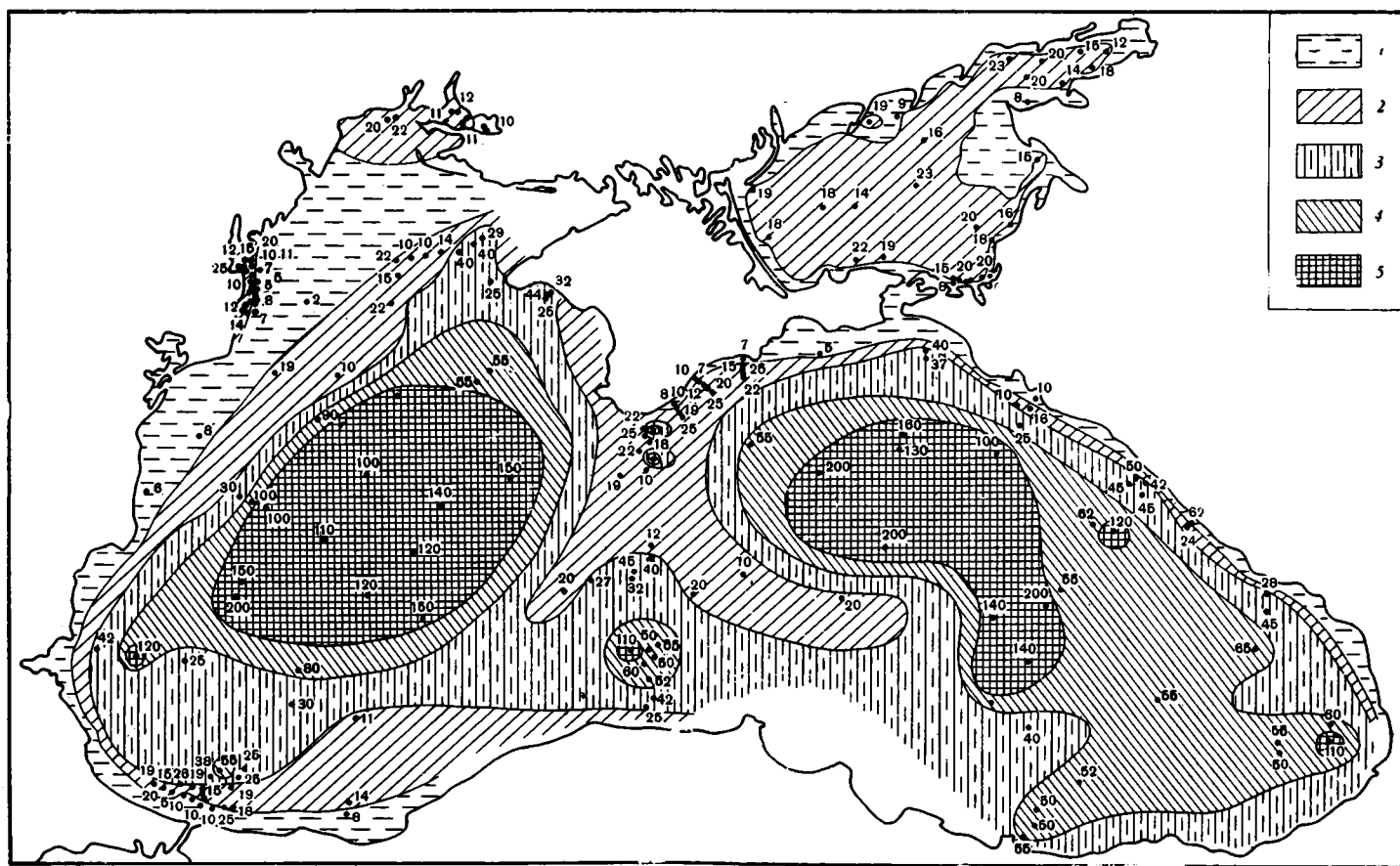
Содержание урана в осадках Азовского и Черного морей, 10^{-4} %

Тип осадка	Содержание урана, 10 ⁻⁴ %		Колич. образ- цов	Тип осадка	Содержание урана, 10 ⁻⁴ %		Колич. образ- цов
	от—до				от—до		
	среднее				среднее		
Азовское море				Черное море			
Алевритовые илы	0,9—2,0	1,7	8	Алеврито-глинистые илы	1,2—2,5 (1,4)—(2,7)	1,9	12
Глинистые илы	1,5—2,3	2,0	5	Мидиевый ил	(2,1)	0,5—4,0	12
Таганрогский залив				Фазеолиновый ил	1,6	0,7—5,2	15
Пески с ракушей	0,8—1,4	1,1	2	Глинистые илы (до 20% CaCO ₃)	2,8	1,0—15,0 (1,1)—(18,0)	59
Алевритовые илы	1,2—2,3	1,7	5	Глинистые слабоизвестковые илы (20—30% CaCO ₃)	3,4 (4,0)	2,5—12,0 (3,2)—(15,0)	10
Глинистые илы	1,8—2,1	1,9	2	Глинисто-известковые илы (30—50% CaCO ₃)	6,9 (8,7)	5,5—16,0 (8,5)—(28,0)	11
Взморье Кубани				Известково-глинистые илы (свыше 50% CaCO ₃)	10,3 (17,2)	8,0—23,0 (19,0)—(58,0)	14
Пески с ракушей	0,3—1,4	0,8	3	Днепро-Бугский лиман	15,3 (36,2)	0,7—1,0	2
Алевритовые илы	0,6—2,2	1,8	6	Алеврито-глинистые илы	0,8	0,9—1,2	6
Глинистые илы	1,9—2,2	2,0	2	Глинистые илы	1,1	0,2—1,5	11
Черное море				Взморье Дуная	0,5	0,7—1,7	13
Ракушники	0,2—1,8	0,8	12	Пески и алевриты	1,1	0,7—2,5	17
Пески	0,4—1,5 (0,6)—(1,8)	0,8	6	Алеврито-глинистые илы	1,5		
Алевриты	(1,1) 0,6—1,6 (0,7)—(1,9)	1,1 (1,2)	4	Глинистые илы			

Примечание. В скобках — в пересчете на бескарбонатное вещество.

мент, что полностью согласуется с данными о его поведении в речном стоке.

Схема распределения урана почти в точности воспроизводит схему распределения органического углерода, составленную Н. М. Страховым (1960). Коэффициент корреляции $U - C_{\text{орг}}$, вычисленный по 60 пробам, составляет 0,82. Ни один из других элементов, изучавшихся в осадках Черного моря, не обнаруживает такого «сродства» к органическому углероду, как уран (табл. 3, фиг. 3). Связь урана с органическим углеродом и отсутствие таковой с CaCO_3 подтверждается также результатами фракционного анализа глубоководных осадков (табл. 4).



Фиг. 2. Распределение урана в поверхностном слое осадков Азовского и Черного морей, $\mu \cdot 10^{-5} \%$
 Содержание урана: 1 — <10 , 2 — $10-25$, 3 — $25-50$, 4 — $50-100$, 5 — >100

Относительные концентрации элементов в осадках Черного моря*
(концентрация в песках принята за 1)

Тип осадка	Fe	Mn	V	Cr	Ni	Cu	Co	Ga	Ti	As
Алевриты	1,14	1,00	2,20	2,00	1,50	1,40	1,20	0,85	1,2	1,3
Глинистые илы	1,30	1,00	2,20	2,50	2,20	1,50	1,40	1,20	1,1	1,3
Глинисто-известковые илы	1,27	1,10	2,00	2,10	1,90	1,80	2,60	1,20	1,0	1,7
Известково-глинистые илы	1,27	1,13	1,60	1,85	2,30	2,45	3,60	0,62	1,0	3,7

Тип осадка	Ge	W	Pb	Zn	Sr	Mo	Se	P	CaCO ₃	U	Cорг
Алевриты	0,9	0,7	1,4	1,3	0,6	1,7	1,3	1,2	0,77	1,7	4,0
Глинистые илы	1,0	0,5	1,9	1,6	1,2	3,0	2,0	1,2	1,14	4,3	6,5
Глинисто-известковые илы	0,9	0,7	2,9	3,7	4,3	7,2	9,0	1,8	2,47	15,6	16,0
Известково-глинистые илы	0,9	1,5	3,5	3,3	6,3	10,9	19,3	2,6	3,59	32,9	29,8

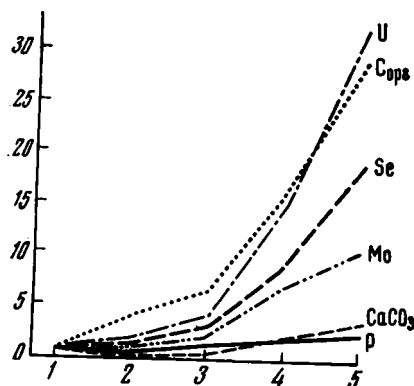
* По данным: U — настоящая работа; Mo, W — Пилипчук, Волков, 1966; Ti — Пилипчук, 1968; As — Пилипчук, Севастьянов, 1968; Ge — Пилипчук, Соколов, 1969; Se — Соколова, Пилипчук, 1970; Zn — Белова, 1970; Pb — Лубченко, 1970; остальные элементы — Глаголева, 1961.

Поскольку биогенный карбонат кальция в Черном море практически стерилен по отношению к урану, концентрация последнего в глубоководных осадках сильно разбужена. При пересчете на бескарбонатное вещество содержание урана в известковых илах увеличивается в 2—3 раза, достигая $20\text{--}58 \cdot 10^{-4}\%$ (табл. 2, фиг. 4). В то же время площадь, занимаемая осадками, обогащенными ураном, расширяется незначительно при сохранении общего плана и порядка расположения основных выделенных ранее зон.

Распределение фосфора в осадках Черного моря (Глаголева, 1961) при наличии некоторых общих черт существенно отличается от распределения урана, о чем свидетельствует также сравнение относительных концентраций обоих элементов в различных типах осадков (табл. 3, фиг. 3). По-видимому, это обусловлено тем, что в глубоководных осадках Черного моря он находится в основном в рассеянной минеральной форме (Остроумов, Волков, 1957), но в чешуе и костях рыб, встречающихся в современных и древнечерноморских осадках, содержание урана составляет $150\text{--}350 \cdot 10^{-4}\%$.

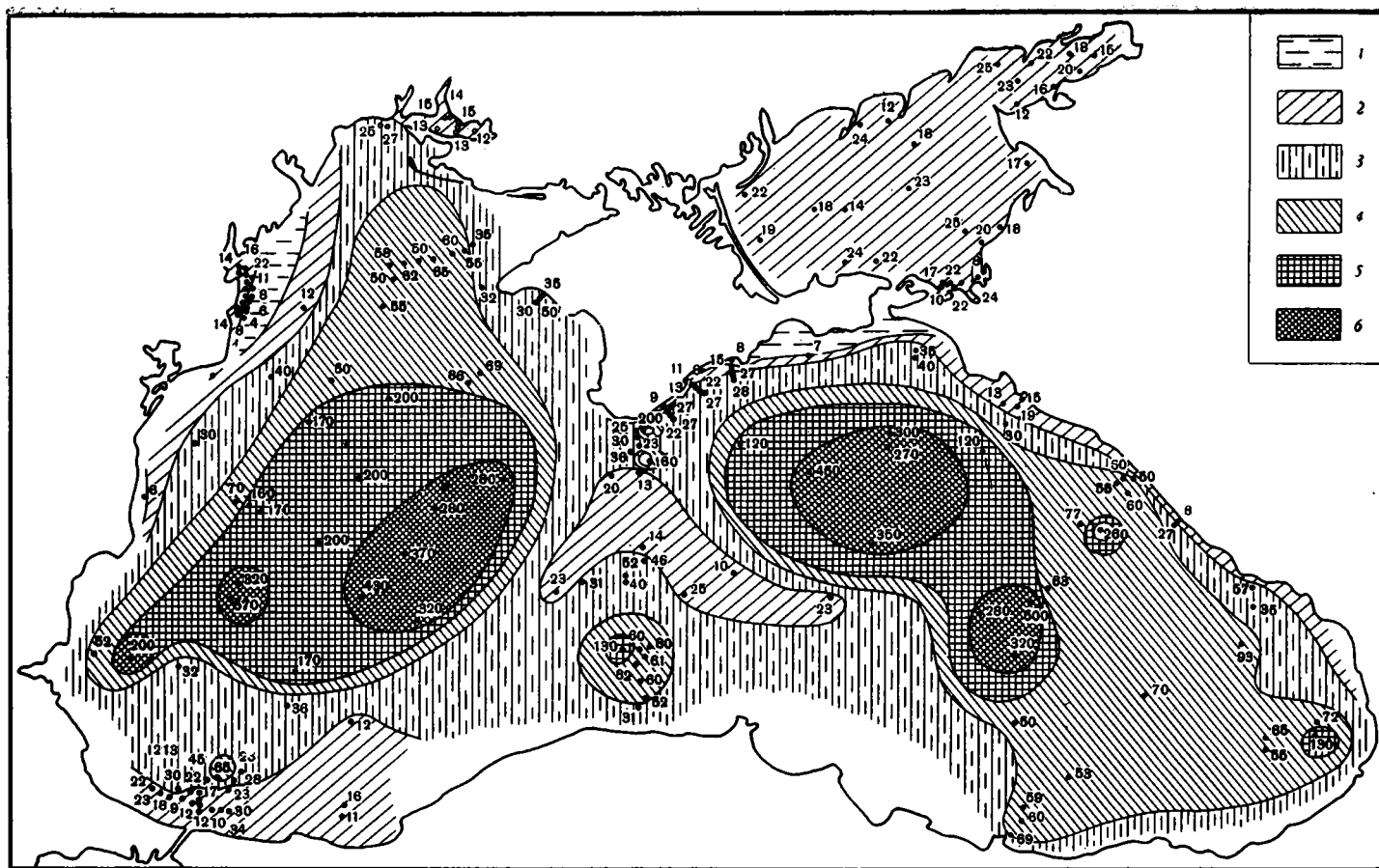
Градиент концентрации урана в придонной воде, схема распределения по площади дна и связь с органическим веществом показывают, что

накопление урана в глубоководных черноморских осадках происходит за счет его осаждения из морской воды. Это подтверждается также данными по изотопному составу урана. В обогащенных ураном глубоководных известко-



Фиг. 3. Относительные концентрации урана ($n \cdot 10^{-4}\%$) и других элементов в осадках Черного моря (Mo, $n \cdot 10^{-4}\%$ — по Пилипчуку, Волкову, 1966; Se, $n \cdot 10^{-4}\%$ — по Соколовой, Пилипчуку, 1970; P, CaCO₃, Cорг, % — по Глаголевой, 1961).

1 — пески; 2 — алевриты; илы: 3 — глинистые, 4 — глинисто-известковые, 5 — известково-глинистые

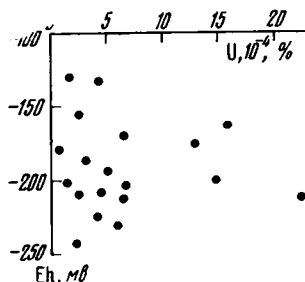


Фиг. 4. Распределение урана в бескарбонатном веществе осадков Азовского и Черного морей, $\mu \cdot 10^{-5}\%$.
Содержание урана: 1 — <10 , 2 — $10-25$, 3 — $25-50$, 4 — $50-100$, 5 — $100-200$, 6 — $200-600$

Содержание урана (10^{-4} %), $C_{\text{орг}}$ и CaCO_3 (%) в гранулометрических фракциях
глубоководных известковых илов Черного моря

№ станции	Неразделенная проба			Пелитовая фракция			Алевритовая фракция		
	U	$C_{\text{орг}}$	CaCO_3	U	$C_{\text{орг}}$	CaCO_3	U	$C_{\text{орг}}$	CaCO_3
227	12	4,0	58,1	10	3,9	77,3	23	8,1	33,2
235	15	3,2	46,5	12	2,8	61,8	25	6,0	26,5
289	12	2,3	53,9	10	2,0	71,7	25	5,8	30,7

вых илах Черного моря отношение U^{234}/U^{238} , по данным П. И. Чалова, такое же, как в морской воде: $1,17 \pm 0,01$. В мелководных осадках Черного и Азовского морей с низким содержанием урана отношение U^{234}/U^{238} приближается к равновесному (Николаев и др., 1965). При обработке мелководных осадков слабыми растворителями выщелачи-



Фиг. 5. Соотношение между содержаниями урана и значениями Eh в поверхностном слое осадков Черного моря

вается лишь часть урана, а из известковых илов — практически весь уран (Легин и др., 1966), что также свидетельствует, с одной стороны, о степени его гидрогенности, и с другой — об относительном количестве легко подвижно сорбированного урана.

Несмотря на то что сорбционному извлечению урана способствует восстановительная обстановка в придонных водах (Батурин и др., 1966), непосредственной связи между концентрацией урана и Eh осадков не наблюдается¹ (фиг. 5). В то же время степень концентрации урана на органических компонентах осадков возрастает от прибрежной зоны к халистазам. Средние значения коэффициентов $U/C_{\text{орг}}$ составляют: $1,8—1,9 \cdot 10^{-4}$ в ракушнях, песках и

алевритах, $3,2 \cdot 10^{-4}$ в глинистых, $3,7 \cdot 10^{-4}$ в глинисто-известковых и $4,1 \cdot 10^{-4}$ в известково-глинистых илах. В том же направлении, но с гораздо большей амплитудой, уменьшается мощность слоя современных осадков от 2 м и более до 6—20 см (Архангельский, Страхов, 1938). Следовательно, накопление урана в осадках в определенной степени связано с длительностью экспозиции органического детрита на поверхности дна, т. е. скоростью осадкообразования.

Основная часть абсолютных масс взвешенных и растворенных веществ осаждается в периферических зонах Черного моря. Этой закономерности подчиняется и распределение абсолютных масс органического углерода: в халистазах за современный этап накопилось менее 0,6—1 г, в периферических зонах — более 4 г $C_{\text{орг}}/\text{см}^2$ (Страхов, 1954). Аналогичным образом ведет себя и уран. Площадь зоны с повышенным содержанием урана (в среднем $12 \cdot 10^{-4}$ %) около 100 000 км², средняя мощность современных осадков около 13 см, удельный вес осадков около 1,5, длительность собственно современного (исключая древнечерноморский) этапа истории Черного моря 3000—4000 лет (Страхов, 1960; Виноградов и др., 1962). Из этих данных следует, что в халистазах ежегодно осаждается урана порядка 60—80 т, т. е. не более 15—20 % от общего количества гидрогенного урана, поступающего в черноморские осадки.

Таким образом, даже в осадках Черного моря с резко контрастным распределением урана преобладающим процессом является не его относительная концентрация, а рассеяние.

В реках для урана характерна дифференциация на растворенный и взвешенный. В осадках Черного моря она, с одной стороны, завершается,

¹ Замеры Eh выполнены совместно с О. В. Шишкиной в 16-м рейсе НИС «Михаил Ломоносов», 1964 г.

с другой — сменяется регенерацией средних фоновых содержаний, свойственных породам площади водосбора в целом.

УРАН В ТОЛЩЕ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

Распределение урана в колонках осадков изучалось до глубины 2,5 (Азовское море) — 8 м (Черное море). В однородной толще верхнечетвертичных осадков Азовского моря уран распределяется так же равномерно, как и в поверхностном слое: $0,8-2,3 \cdot 10^{-4}$, в среднем $1,7 \cdot 10^{-4}\%$ (табл. 5).

В разрезе осадков Черного моря по литологическим и стратиграфическим признакам выделяются современные, древнечерноморские и новоэвксинские осадки (Архангельский, Страхов, 1938), в которых содержание урана $0,2-35 \cdot 10^{-4}\%$. Современные глинистые илы содержат в среднем $2,8 \cdot 10^{-4}\%$, глинисто-известковые — $6,5 \cdot 10^{-4}\%$, известково-глинистые — $14 \cdot 10^{-4}\%$ урана. В древнечерноморских однородных глинистых илах содержание урана в среднем $3 \cdot 10^{-4}\%$, в микрослоистых глинистых илах — $4,2 \cdot 10^{-4}\%$, в сапропелевидных илах — $13 \cdot 10^{-4}\%$. Наиболее низкое содержание урана характерно для новоэвксинских глинистых илов — в среднем $1,5 \cdot 10^{-4}\%$.

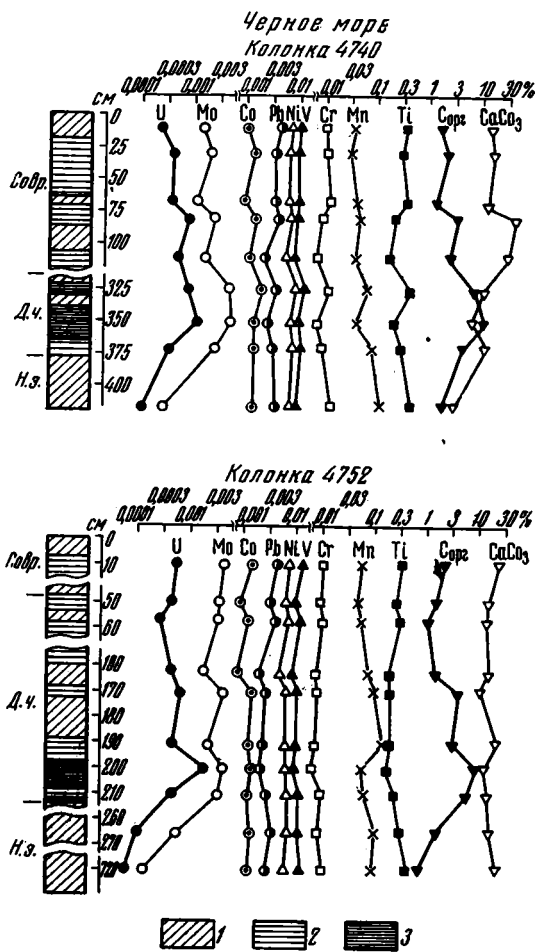
В толще осадков Черного моря, как и в поверхностном слое, наблюдается корреляция $U - C_{орг}$. Коэффициент корреляции для древнечерноморских осадков, вычисленный по 28 пробам из 4 колонок, равен 0,77. Характерно, что в толще осадков Черного моря с органическим углеродом коррелируют помимо урана также молибден, ванадий, никель и кобальт (фиг. 6), чего не наблюдалось в поверхностном слое осадков (Страхов, 1960; Пилипчук, Волков, 1966₂). Очевидно, в диагенезе происходит перераспределение названных металлов, стягивающихся к прослоям, обогащенным органическим веществом. Повышенное по сравнению с морской водой содержание металлов, в частности молибдена в иловых водах (Тагеева, Тихомирова, 1962), также доказывает, что в диагенезе

Таблица 5

Содержание урана ($10^{-4} \%$) в колонках осадков
Азовского и Черного морей

Тип осадка	Содержание урана	Количество образцов
	от—до среднее	
Азовское море		
Алеврито-глинистые и алевритовые илы	0,8—2,3	13
	1,7	
Черное море		
Современные осад- ки		
Глинистые илы	1,7—4,5	16
	(2,1)—(5,0)	
Глинисто-известковые илы	2,8	35
	(3,3)	
Известковые илы	4,2—13,0	60
	(6,0)—(20,0)	
Древнечерномор- ские осадки	6,5	14
	(10,0)	
Глинистые илы	9,0—20,0	16
	(22,5)—(56,5)	
Микрослонстые илы	14,0	16
	(35,0)	
Сапропелевидные илы	1,1—5,0	32
	(1,2)—(6,2)	
Новоэвксинские осадки	3,0	16
	(3,5)	
Глинистые илы	1,9—5,0	32
	(2,3)—(5,7)	
Глинистые илы	4,2	16
	(4,7)	
Глинистые илы	4,5—35,0	32
	(5,0)—(36,1)	
Глинистые илы	13,0	32
	(14,4)	
Глинистые илы	0,3—4,0	32
	(0,4)—(4,7)	
Глинистые илы	1,5	32
	(1,7)	

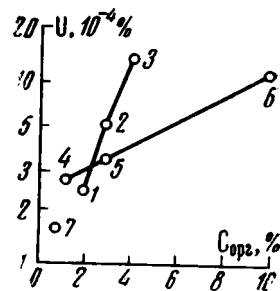
Примечание. В скобках — в пересчете на бескарбонатное вещество.



Фиг. 6

Фиг. 6. Распределение урана и редких металлов в колонках осадков Черного моря (Батулин и др., 1967). Илы: 1 — глинистые, 2 — глинисто-известковые (современные) и микрослоистые (древнечерноморские), 3 — сапропелевидные древнечерноморские; осадки: Совр. — современные, Д. ч. — древнечерноморские, Н. э. — новоэвксинские

Фиг. 7. Соотношение между содержанием урана и $C_{орг}$ в толще осадков Черного моря (Батулин и др., 1967). Современные осадки, илы: 1 — глинистые, 2 — глинисто-известковые, 3 — известково-глинистые; древнечерноморские осадки, илы: 4 — однородные глинистые, 5 — микрослоистые глинистые, 6 — сапропелевидные; новоэвксинские осадки, илы: 7 — глинистые



Фиг. 7

они обладают определенной подвижностью. Это относится и к урану. Хотя значения E_h в толще верхнечетвертичных осадков Черного моря опускаются ниже — 200 мВ (Шишкина, 1961), что должно теоретически привести к восстановлению урана до нерастворимой окиси UO_2 (Наумов и др., 1963), содержание его в иловых водах достигает $65 \cdot 10^{-6}$ г/л (табл. 6). Поскольку иловые воды черноморских осадков значительно обогащены органическим веществом (Старикова, 1961), можно предположить, что уран в этих условиях находится в форме металлоорганических комплексов.

В то же время характер корреляции $U-C_{орг}$ в современных и древнечерноморских осадках (фиг. 7), а также связь $U-C_{орг}$ в поверхностном слое осадков показывают, что в данном случае распределение урана в основном унаследовано от седиментогенеза. Пониженное отношение $U/C_{орг}$ в древнечерноморских осадках связано с необычайно высоким содержанием (до 20%) $C_{орг}$; видимо, осаждение органического детрита в древнечерноморском бассейне значительно опережало темпы поступления урана.

Сопоставление мощностей современных осадков в изученных колонках Черного моря со средними значениями U и $C_{орг}$ показывает, что, как и в поверхностном слое, на соотношение $U/C_{орг}$ в определенной мере влияли темпы осадкообразования (табл. 7). Продолжительность совре-

Таблица 6

Содержание урана в иловых водах осадков Черного моря

№ станции	Глубина моря, м	Горизонт отбора пробы, см	Тип осадка	Влажность, %	CaCO ₃ , %	C _{орг} , %	U, 10 ⁻⁴ %	В иловой воде		
								pH	Eh, мв	U, 10 ⁻⁴ г/л
1302-Б	147	0—5	Фазеолиновый ил	50,1	18,90	1,41	4,9	7,4	—169	20
1304	325	0—10	Глинистый ил	62,1	18,16	2,10	2,8	7,35	—194	45
1312	2260	0—10	То же	—	13,89	1,50	2,0	—	—	2,5
1298	2170	0—10	Известково-глинистый ил	75,6	57,75	5,09	14,0	7,5	—180	20
1309	2130	0—5	То же	77,2	65,29	5,40	15,0	7,6	—202	65

Таблица 7

Мощность слоя современных черноморских осадков и содержание в них U и C_{орг}

(Батурин и др., 1967)

№ колонки	Мощность слоя современных осадков, см	Среднее содержание		U/C _{орг} , 10 ⁻⁴
		U, 10 ⁻⁴ %	C _{орг} , %	
37	10	20,0	4,9	4,0
4750	15	17,0	4,2	4,0
38	25	13,0	3,1	4,2
4745	66	6,5	2,7	3,0
4754	115	3,8	1,7	2,2
175	127	6,0	2,5	2,3
4740	175	4,1	2,2	1,9

менного и древнечерноморского этапов развития Черного моря примерно одинаковы (Страхов, 1960), а мощность древнечерноморских осадков в изученных колонках в большинстве случаев в 2—3 раза выше, чем современных. Следовательно, пониженное отношение U/C_{орг} в древнечерноморских осадках в определенной мере связано с более высокой скоростью осадкообразования.

Приведенные данные позволяют заключить, что в Азовском море, являющемся мелководным проточным водоемом, осадки которого часто взмучиваются штормами, условия для концентрации урана отсутствуют. Основные факторы, способствующие концентрации урана в глубоководных осадках Черного моря: подвижность урана в речном стоке, высокое содержание органического вещества в осадках, относительная полнота извлечения урана осадками из придонного слоя воды, низкие темпы осадкообразования в халистатических зонах.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Батурин Г. Н. Соотношение форм миграции урана в водах некоторых рек СССР.— Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 3.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Ковалева С. А. Некоторые особенности распределения урана в водах Черного моря.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 3.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. М. Уран и редкие металлы в колонках осадков Черного и Средиземного морей.— Геохимия, 1967, № 1.
- Белова И. В. Цинк в современных черноморских отложениях.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 2.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море.— Геохимия, 1962, № 10.
- Глаголева М. А. К геохимии осадков Черного моря.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Емельянов Е. М. Некоторые данные по взвеси Черного и Средиземного морей.— Океанология, 1967, № 4.

- Казачевский И. В., Чердынцев В. В., Кузьмина Е. А., Сулержицкий Л. Д., Мочалова В. Ф., Кюрегян Т. И. Изотопный состав урана и тория в зоне гипергенеза. Природные воды. Вулканогенные отложения.— *Геохимия*, 1964, № 11.
- Колядин Л. Б., Николаев Д. С., Гращенко С. И., Кузнецов Ю. В., Лазарев К. Ф. Формы нахождения урана в водах Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1960, т. 132, № 4.
- Коченов А. В., Батурин Г. Н., Ковалева С. А., Емельянов Е. М., Шимкус К. М. Уран и органическое вещество в осадках Черного и Средиземного морей.— *Геохимия*, 1965, № 3.
- Коченов А. В., Батурин Г. Н. Распределение урана в осадках Аральского моря.— *Океанология*, 1967, № 4.
- Кузнецов Ю. В., Легин В. К., Лисицын А. П., Симоняк З. Н. Радиоактивность океанических взвесей. 2. Уран в океанических взвешях.— *Радиохимия*, 1967, № 4.
- Ламбет М. С., Николаев Д. С. Формы нахождения урана в водах Азовского моря, некоторых лиманов и реках Азово-Черноморского бассейна.— *Докл. АН СССР*, 1962, т. 142, № 3.
- Легин В. К., Кузнецов Ю. В., Лазарев К. Ф. К вопросу о формах нахождения урана в морских осадках.— *Геохимия*, 1966, № 5.
- Лубченко И. Ю. Свинец в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1970, т. 193, № 2.
- Наумов Г. Б., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И. Уран в осадочных породах.— В сб.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Николаев Д. С., Корн О. П., Лазарев К. Ф., Колядин Л. Б., Кузнецов Ю. В., Гращенко С. М. Концентрация урана в водах Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1960, т. 132, № 6.
- Николаев Д. С., Лазарев К. Ф., Корн О. П., Якунин М. И., Дрожжин В. М., Самарцева А. Г. К изотопному составу урана в водах и осадках Черного и Азовского морей.— *Докл. АН СССР*, 1965, т. 165, № 1.
- Николаев Д. С., Лазарев К. Ф., Корн О. П., Дрожжин В. М. Геохимический баланс радиоактивных элементов в бассейне Черного и Азовского морей.— *Радиохимия*, 1966, № 4.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. К вопросу о взаимосвязи фосфора, ванадия и органического вещества в отложениях Черного моря.— *Геохимия*, 1957, № 6.
- Пилипчук М. Ф. Распределение титана в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1968, т. 180, № 3.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Вольфрам в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1966, т. 167, № 2.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Распределение молибдена в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1966, т. 167, № 5.
- Пилипчук М. Ф., Севастьянов В. Ф. Мышьяк в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1968, т. 179, № 3.
- Пилипчук М. Ф., Соколов В. С. Германий в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1969, т. 185, № 3.
- Скопинцев Б. А. Окислительно-восстановительный потенциал вод Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1956, т. 108, № 6.
- Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф. Распределение селена в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1970, т. 193, № 3.
- Старик И. Е., Николаев Д. С., Старик Ф. Е., Меликова О. С. Содержание урана в природных водах СССР.— *Тр. Радиового ин-та АН СССР*, М., 1958, № 8.
- Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Николаев Д. С., Легин В. Н., Лазарев К. Ф., Гращенко С. М., Колядин Л. Б. Распределение радиоэлементов в осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1959, т. 129, № 5.
- Старик И. Е., Николаев Д. С., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. Радиоактивность осадков Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1961, т. 139, № 6.
- Старик И. Е., Николаев Д. С., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. Соотношение радиоактивности осадков Азовского и Черного морей.— *Докл. АН СССР*, 1961, т. 139, № 2.
- Старикова Н. Д. Органическое вещество в жидкой фазе морских и океанских осадков.— *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*, М., 1961, т. 50.
- Страхов Н. М. Осадкообразование в Черном море.— В сб.: Образование осадков в современных водоёмах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Татеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Чердынцев В. В. Уран-234. М., Атомиздат, 1969.
- Шишкина О. В. Окислительно-восстановительный потенциал верхней десятиметровой толщи четвертичных отложений Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1961, т. 139, № 5.

УДК 551.352.2(26.05)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КАРБОНАТООБРАЗОВАНИИ в оз. БАЛХАШ

Д. С. ТУРОВСКИЙ, А. Б. ШЕКО

Выделены три минералогических ассоциации: высокомагнезиальный кальцит, высокомагнезиальный кальцит + протодоломит, доломит + магнезит + артинит + кальцит. Даны карты распределения карбонатов в поверхностном слое. Выделены три стадии развития озера, связанных с изменением солености воды в различных его частях: пресноводный бассейн — повышенной солености — эвапоритовый бассейн.

Вопросы образования карбонатов, и особенно доломита, в оз. Балхаш давно привлекали внимание исследователей. Здесь Д. Г. Сапожников в 1940 г. впервые обнаружил и затем изучил массовое накопление доломитов в осадках (Сапожников, 1951). Вопросы генезиса доломита рассматривал Н. М. Страхов (1945, 1951, 1954). Гидрохимия озера рассмотрена в работе М. Н. Тарасова (1961). При изучении минералогического состава осадков названные авторы использовали только химический и термический анализы, недостаточные для точной диагностики карбонатных минералов.

Основная задача настоящей работы — изучение минералообразования осадков оз. Балхаш с применением более тонкой методики минералогических определений, и прежде всего рентгенометрического анализа, данные по которому дополнялись химическими, оптическим и термографическим анализами. Материалом послужили образцы, собранные во время полевых работ 1970 г. со 180 станций, расположенных в различных частях оз. Балхаш. Было снято более 300 рентгенограмм, термограмм и выполнено 250 карбонатных анализов осадков.

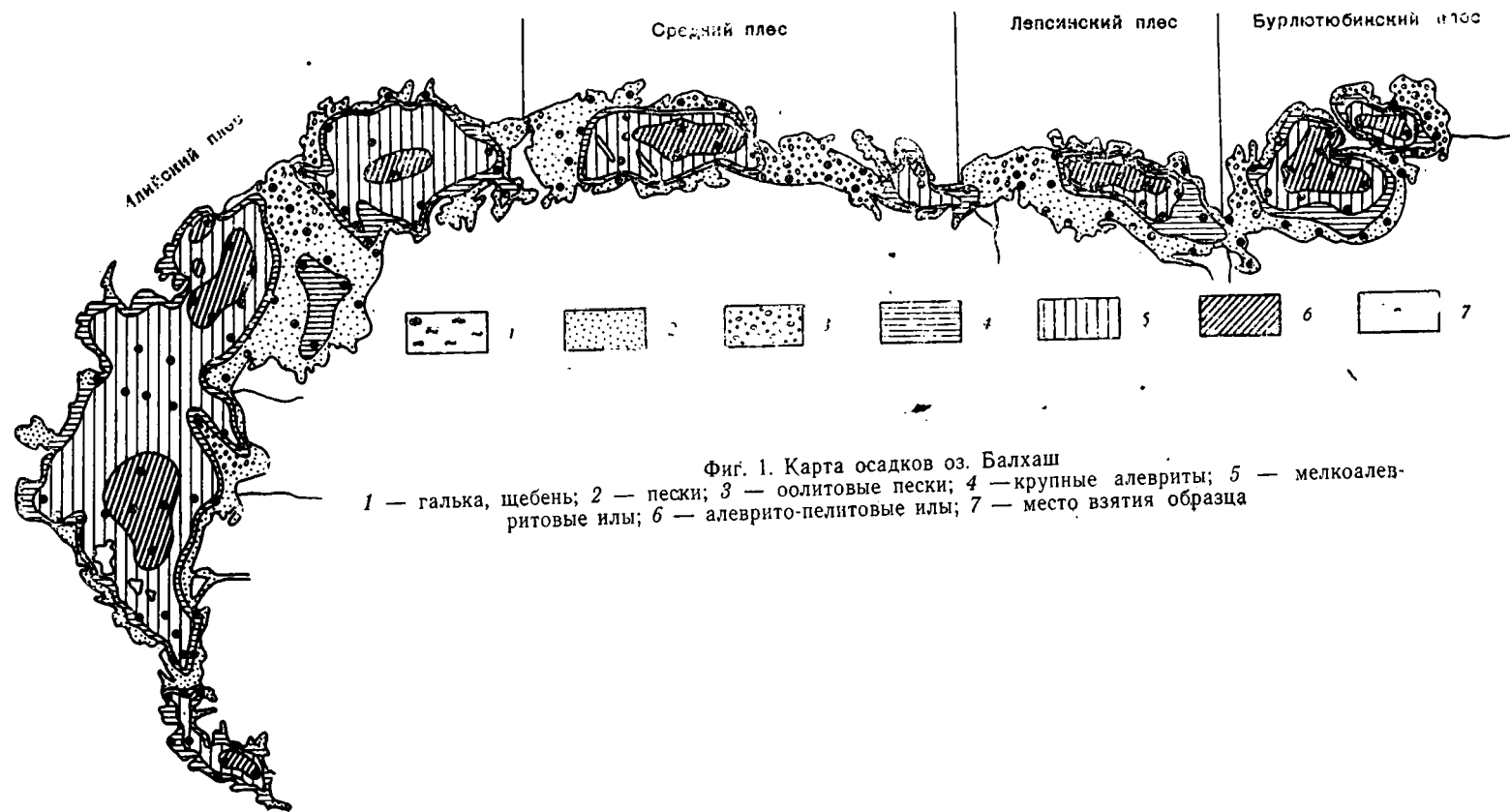
Для рентгенофазовых исследований проба сухого осадка истиралась, съемки рентгенограмм проводились с помощью рентгеновского ионизационного дифрактометра УРС-50 на $\text{CuK}\alpha$ -излучении с Ni-фильтром в интервале $13\text{--}18^\circ$. Чувствительность рентгеновского метода для карбонатов такова: 2% для кальцита, доломита и магнезиального кальцита и 8% для арагонита (Горбунова, 1971).

Для термических исследований пробы высушивались и растирались. Термограммы снимались с помощью пирометра Курнакова с нагревом до 1000° .

ГИДРОХИМИЯ И ТИПЫ ОСАДКОВ оз. БАЛХАШ

Озеро Балхаш — огромный, но очень мелкий и узкий солонатоводный бассейн, состоящий из нескольких плесов, соединенных узкими проливами, и являющийся как бы серией рядом лежащих отдельных озер, слившихся воедино благодаря повышению уровня воды (фиг. 1).

Одна из отличительных гидрохимических особенностей оз. Балхаш — неоднородность минерализации и химического состава воды по акватории. В западной части, в Илийском плесе, соленость $0,7 \text{ г/л}$,



Фиг. 1. Карта осадков оз. Балхаш

к востоку она увеличивается и в Бурлютюбинском плесе достигает 5,2 г/л, т. е. усиливается примерно в 7 раз (таблица).

Другая особенность озера — ярко выраженная метаморфизация ионного состава воды. Она проявляется в том, что при общем увеличении минерализации воды озера в восточном направлении концентрации отдельных ионов меняется по-разному. Содержание Cl^- , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ увеличивается в 9—9,5 раза, Mg^{2+} — в 6,6 раза, $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ растет еще медленнее: в 3 раза, Ca^{2+} падает в 2,5 раза. Эти изменения свидетельствуют, что кальцит и магний в виде углекислых солей выпадают в осадок.

Средний химический состав воды (мг/кг) оз. Балхаш
(по М. Н. Тарасову, 1961)

Плес	Cl^-	SO_4^{2-}	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Σ
Илийский							
запад	109	183	232	37	38	143	742
восток	249	407	319	34	80	313	1402
Средний	500	804	476	26	148	635	2589
Лепсинский	950	1440	738	18	250	1180	11 576
Бурлютюбинский	1090	1650	837	14	281	1380	5 252
Возрастание содержания (в число раз)	10	9	3,6	0,4	7,4	9,7	7,1

Третья гидрохимическая особенность оз. Балхаш — принадлежность его воды к классу углемагниевого водоемов, по классификации Н. С. Страхова (1951). Специфическая особенность этого класса: при пересчете на соли (по общепринятой методике) Ca^{2+} и Mg^{2+} связываются с $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, а сульфатные и хлоридные ионы — с Na^+ и K^+ . В оз. Балхаш, от устья р. Или до Бурлютюбинского плеса, постоянно присутствуют в растворе CaCO_3 и MgCO_3 , с которыми сочетаются сульфаты и хлориды натрия и калия. Это прогрессирующее осолонение воды оз. Балхаш есть не что иное, как чистая линия развития воды углемагниевого типа, при ее концентрации, своим составом, так сказать, предназначенная для формирования карбонатов кальция и магния.

В классе углекальциевых водоемов в отличие от углемагневых углекислый ион связывает только часть Ca , остальная и большая его доля связывается с SO_4^{2-} ; Mg , Na , K целиком поглощаются $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$. В содовых озерах CO_3^{4-} связывает весь Ca , Mg и часть Na ; остальная его доля насыщается $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$. Содовые озера садят также карбонаты Ca , Mg и Na .

Озеро Балхаш с карбонатным режимом углемагниевого типа занимает срединное положение между углекальциевыми и содовыми озерами.

В оз. Балхаш выделяются следующие типы современных осадков (фиг. 1): галька, щебень, гравий, мелкие валуны; среднезернистые известковистые пески ($\text{Md} = 0,5—0,25 \text{ мм}$); мелкозернистые пески ($\text{Md} = 0,25—0,1 \text{ мм}$); крупноалевритовые известковистые илы ($\text{Md} = 0,1—0,05 \text{ мм}$); мелкоалевритовые известковистые и известково-доломитовые илы ($\text{Md} = 0,05—0,01 \text{ мм}$); пелитовые (или алеврито-пелитовые) известковые и известково-доломитовые илы ($\text{Md} = 0,01—0,007 \text{ мм}$). Все эти осадки под несколько иными названиями описал Д. Г. Сапожников (1951).

Пески разной крупности тянутся узкой полосой вдоль берегов, иногда слагают значительные площади дна, особенно в проливах, соединяющих плесы. Исключение составляет зал. Алакуль, где к берегу примыкают крупные алевриты. Карбонатность песков 4—44%. Наряду с тонкозернистым карбонатом, слагающим оолитовые крустификационные обрастания обломочных зерен, встречаются зерна обломочного карбоната, занесенного в водоем с берега.

Крупные алевриты тянутся узкой полосой вдоль всего побережья оз. Балхаш, отделяя мелкозернистые и среднезернистые пески от мелкоалевритового ила, изредка слагают значительные площади дна (юго-восточная часть Илийского плеса, Алакульский залив). Карбонатность алевритов 26—52%; карбонат здесь почти целиком тонкозернистый.

Мелкоалевритовые илы — господствующий тип осадка, развиты почти повсеместно. Карбонатность их 42—60%.

Одна из отличительных черт всех типов осадков оз. Балхаш — их значительная карбонатность, величина которой увеличивается по мере утонения зерен осадка, т. е. от песков к алеврито-пелитовым отложениям центральных частей плесов.

Генезис карбонатов сложный. В 1951 г. Страхов, сопоставляя количество карбонатов, вносимое реками Или, Каратал и Лепсы во взвешенном и растворенном состоянии, пришел к заключению, что около 70% всей поступающей массы карбонатов идет в растворе и осаждается хемогенным путем и около 30% вносится в виде взвеси и садится механическим путем (терригенный материал). Биогенное карбонатонакопление совершенно ничтожно (1—2%).

10 лет спустя М. Н. Тарасов (1961), опираясь на более точные данные по составу речного стока, определил участие терригенного карбонатного материала в 34, хемогенного в 66%; биогенного карбонатного материала практически нет.

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ оз. БАЛХАШ

Аутигенные карбонаты в поверхностном слое осадков оз. Балхаш представлены кальцитом и доломитом.

Кальцит встречается во всех типах осадка в зернистой, оолитовой (крустификационные оболочки) и пелитоморфной формах. Размер зерен от тысячных долей до 5 мм. Термограмма кальцита характеризуется одним эндотермическим пиком, причем максимум приходится на 780—910°С. На рентгенограммах наблюдается смещение основного рефлекса в сторону больших углов и его ослабления. Для химически чистого кальцита $d/n=3,03$ Å (Grafi, 1961). Изученные нами образцы имеют $d/n=3,03—2,99$ Å. Такие изменения в рентгенометрических характеристиках кальцита вызваны изоморфным замещением части ионов Ca^{2+} ионами с меньшим радиусом (Mg^{2+}).

Для определения содержания MgCO_3 в кальците мы использовали графики зависимости межплоскостных расстояний d/n кальцита от содержания MgCO_3 , входящего в кальцит, предложенные К. Е. Чейвом (Chave, 1952, 1954).

В осадках встречаются два типа кальцита: первый характеризуется межплоскостным расстоянием $d/n=3,030—3,028$ Å и встречается в мелкозернистых песках, слагающих значительные участки дна, соединяющие плесы и протягивающиеся узкой полосой вдоль берегов. Содержание MgCO_3 в нем менее 2%. Кальцит этого типа образует обломки неправильной формы размером до 7 мм. В дальнейшем мы будем называть его терригенным. Терригенный кальцит, приносимый р. Или в виде обломков неправильной формы и имеющий $d/n=3,03$ Å,

отлагается в устьевых и прибрежных частях, т. е. там, где остается практически весь песчаный материал.

Второй тип кальцита — пелитоморфный, магнезиальный с $d/n = 3,022-2,990 \text{ \AA}$, MgCO_3 в нем 2—15%. Мы рассматриваем его как аутигенный минерал.

На фиг. 2 приведена карта распределения кальцита с разной магнезиальностью на дне оз. Балхаш. Для отложений западной части озера (Илийский плес, Алакульский залив) характерно наличие кальцита с разным содержанием MgCO_3 в осадках. Наименьшее содержание MgCO_3 в кальците (<2%) приходится на осадки, представленные мелкозернистыми песками.

Кальцит с магнезиальностью 2—5% слагает мелководные участки дна, представленные среднезернистыми оолитовыми песками и крупными алевритами. Мелкоалевритовые илы характеризуются содержанием кальцита с магнезиальностью 5—10%. Наибольшее количество MgCO_3 (15%) в кальците встречено в алеврито-пелитовых илах, слагающих самые глубоководные части озера.

Кальцит восточной части озера (Средний, Лепсинский, Бурлютюбинский плесы) отличается от кальцита западной части более низкой магнезиальностью. Значительные площади дна здесь сложены терригенным кальцитом с содержанием MgCO_3 менее 2%, и лишь в наиболее глубоких частях озера, сложенных мелкоалевритовыми и алеврито-пелитовыми илами, магнезиальность кальцита повышается до 10%.

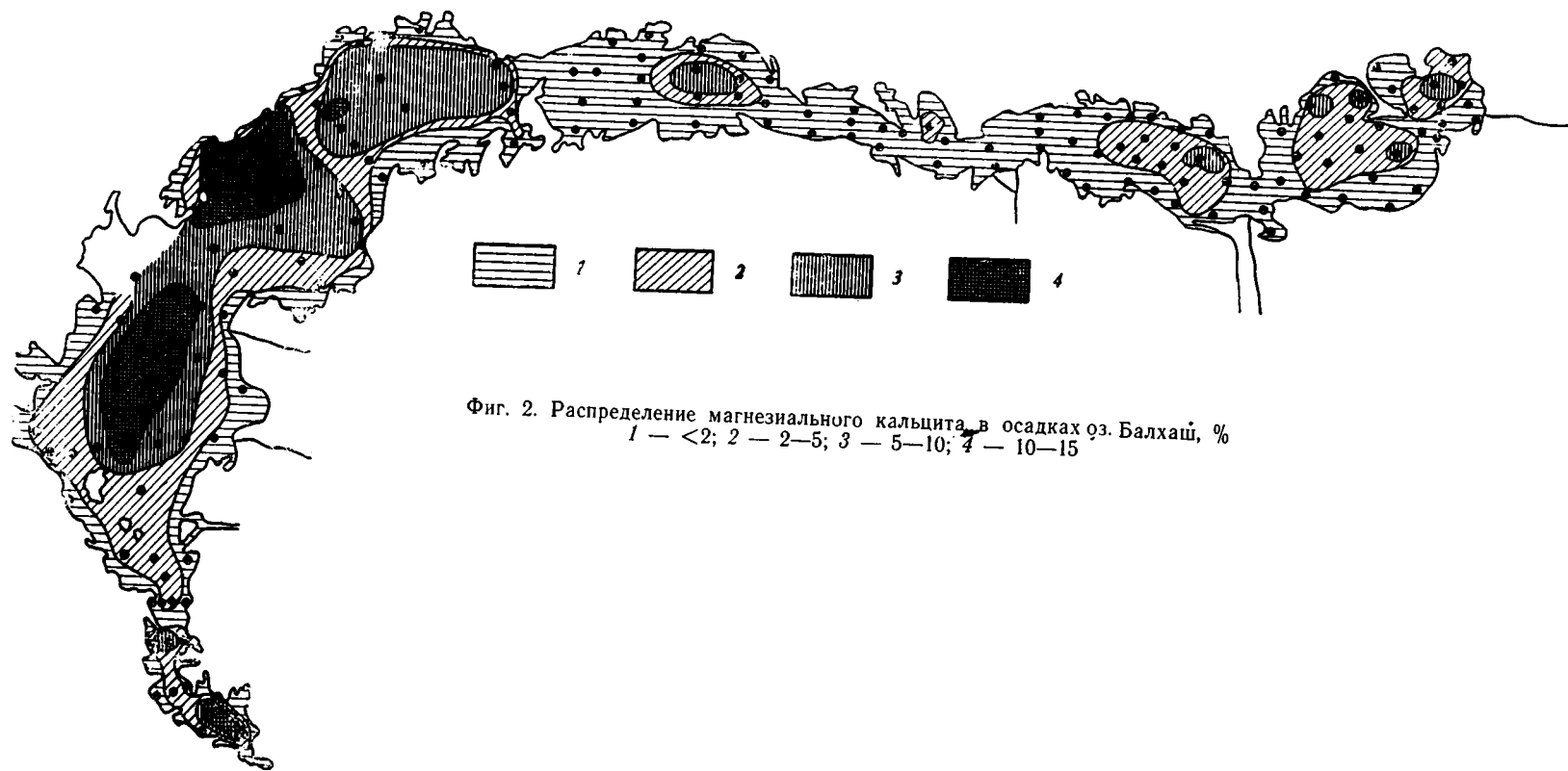
Сопоставляя картины распространения осадков оз. Балхаш и магнезиального кальцита (фиг. 1, 2), нетрудно заметить, что большая магнезиальность кальцита отчетливо приурочивается к более глубоководным частям водоема и совпадает в своем распространении с областями развития мелкоалевритовых и алеврито-пелитовых илов. Это объясняется тем, что илы и аутигенный пелитоморфный магнезиальный кальцит слагаются тонкими частицами, входящими в основном во фракцию 0,001—0,01 мм. Вследствие этого глинистый и аутигенный карбонатный материалы одинаково ведут себя в процессе разноса, определяющем отложение осадков на дне оз. Балхаш.

Карта распределения магнезиального кальцита для западной части озера напоминает таковую для доломита в осадках этой части озера, по Д. Г. Сапожникову (1951). Сходство объясняется тем, что при составлении карты Д. Г. Сапожников использовал данные пересчета карбонатных анализов осадков, связывая весь MgO в молекулу доломита. Однако ни рентгеновский, ни термический анализы не подтвердили наличия доломита в Алакульском заливе, Илийском и Среднем плесах.

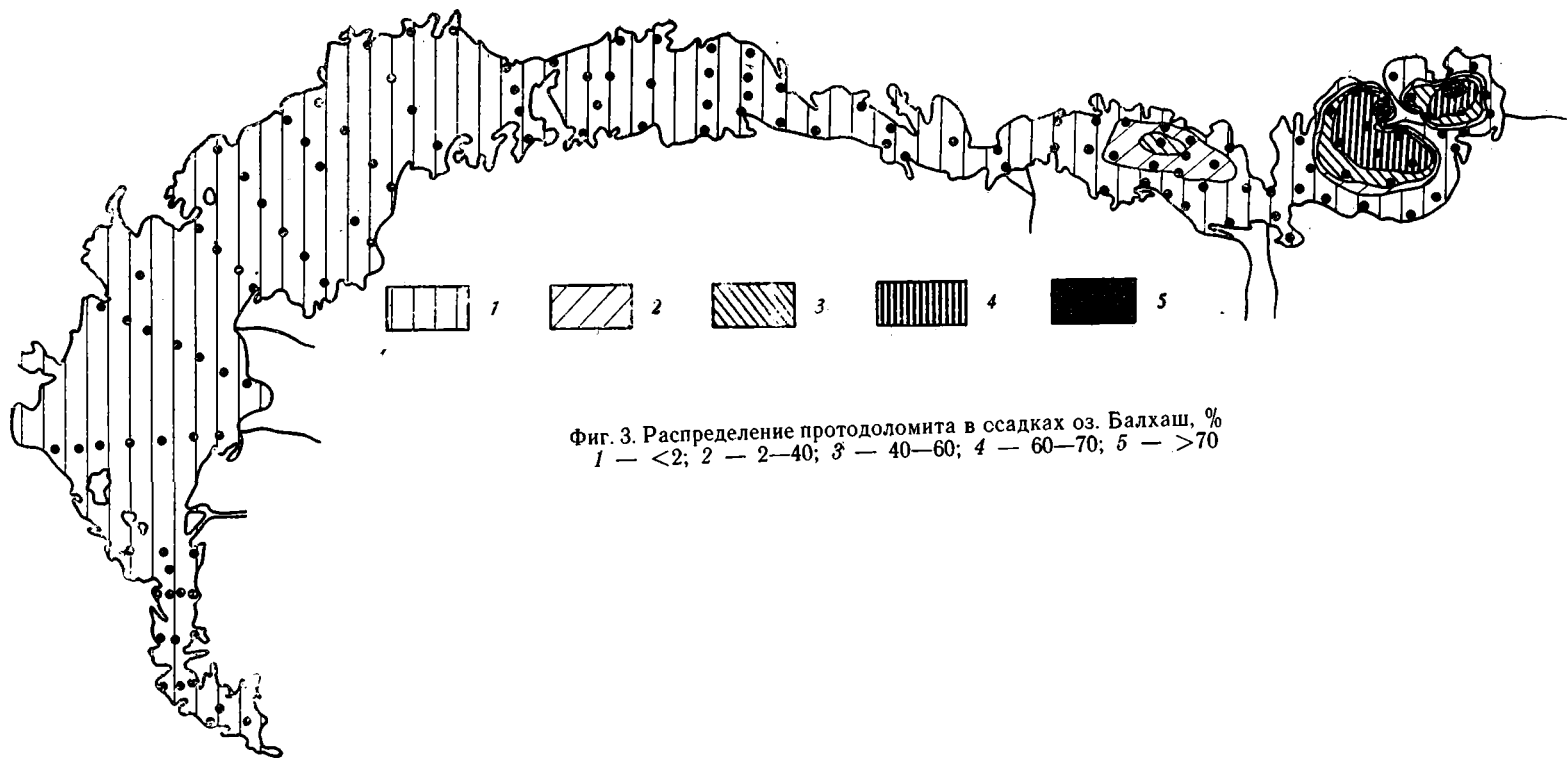
Доломит в поверхностном слое осадков встречен в виде протодоломита — доломитоподобного минерала, включающего до 10 мол. % избыточного CaCO_3 , т. е. имеющего формулу $(\text{Ca}_{60}\text{Mg}_{40})(\text{CO}_3)_2$ (Graf, Goldsmith, 1956). Протодоломит представлен пелитоморфной и мелкозернистой модификациями с размером частиц не более 0,003—0,005 мм.

Определение протодоломита проводилось по главному рефлексу, d/n которого для химически чистого доломита равно 2,88 Å. В изученных образцах d/n равно 2,88—2,91 Å. Изменение межплоскостного расстояния вызвано изоморфным замещением части ионов с меньшим радиусом (Mg^{2+}) на ионы с большим радиусом (Ca^{2+}), что обусловило смещение рефлексов и увеличение межплоскостного расстояния на 0,03 Å. На термограммах протодоломита отмечаются два эндотермических пика, имеющих максимум при 760°С (слабый) и 880°С (сильный). Обычно считают, что они обусловлены выделением CO_2 , соответственно связанной с ионами Mg^{2+} и Ca^{2+} в структуре минерала.

Протодоломит в заметных количествах встречается только в отложениях Лепсинского и Бурлютюбинского плесов (фиг. 3), в остальных



Фиг. 2. Распределение магнезильного кальцита в осадках оз. Балхаш, %
 1 — <2; 2 — 2—5; 3 — 5—10; 4 — 10—15



Фиг. 3. Распределение протодоломита в осадках оз. Балхаш, %
 1 — <2; 2 — 2—40; 3 — 40—60; 4 — 60—70; 5 — >70

частях озера он практически отсутствует: его менее 2% (чувствительность рентгеновского метода). Распределение протодоломита в осадках обоих восточных плесов совпадает с распределением глинистого материала. Наибольшие содержания его в алевропелитовых илах (доломитность которых более 70%), слагающих наиболее глубоководные части дна. В мелкозернистых песках прибрежных частей озера доломита менее 5%. Иными словами, протодоломит, как и магнезиальный кальцит, тяготеет к районам с наиболее дисперсными осадками.

Итак, в поверхностном слое осадка в западной части озера (Илийский плес, Алакульский залив) распространен только магнезиальный кальцит, содержание $MgCO_3$ в котором изменяется от прибрежных осадков к глубинным с 2 до 10%; в восточной части карбонатные минералы представлены минеральной ассоциацией: магнезиальный кальцит + протодоломит.

Магнезиальность кальцита Лепсинского и Бурлютюбинского плесов значительно ниже, чем западной части озера. В общем, чем больше в осадке протодоломита, тем менее магнезиален ассоциированный с ним кальцит. Это противоположно картине, которую установила Х. Скиннер (Skinner, 1963) для поверхностных осадков австралийских озер вблизи зал. Куронга.

Сопоставляя полученные данные о минералогии карбонатов в поверхностных слоях отложений с тем, что было известно ранее, следует отметить, что применение рентгеновского метода существенно углубило наше знание природы карбонатного материала. Оказалось, что в илах нет кальцита с нормативным составом ($Ca_{100}CO_3$), а присутствует магнезиальный кальцит в двух разновидностях: слабомагнезиальный с $MgCO_3$ до 2% и сильномагнезиальный с $MgCO_3$ 3—15%. При этом низкомагнезиальный — терригенный кальцит встречается в крупнозернистых осадках прибрежной части озера; высокомагнезиальный — хемогенный кальцит, тяготеет к мелкозернистым отложениям центральных частей плесов.

Доломит представлен протодоломитовой разновидностью с неупорядоченной структурой. Диагностируется он только в двух восточных плесах, особенно четко в Бурлютюбинском, и также тяготеет к тонкозернистым отложениям.

Наибольший интерес представляет генезис доломита, отлагающегося в восточных плесах озера (Лепсинский, Бурлютюбинский). По этому вопросу в литературе имеются различные точки зрения. В ранних работах Н. М. Страхова (1945) указано, что «балхашские доломиты являются хемогенными осадками. Геохимическими предпосылками их являются высокий рН, равный 8,8 (и выше), и высокий щелочной резерв, при наличии которых седиментация доломита идет автоматически». После проведения ряда экспериментов Н. М. Страхов стал придерживаться другой точки зрения, согласно которой «при высоком рН и щелочном резерве из озерной воды углекислый магний выпадает не в виде доломита, а в виде более или менее основной соли. Но уже в самые начальные стадии диагенеза илов под влиянием CO_2 , выделяющейся в осадке, основная соль усредняется и объединяется с $CaCO_3$ в доломитовую молекулу». Таким образом, доломитообразование в Балхаше «представляет собою двуступенный процесс. В первую фазу из воды оседает основная углекислая соль магния и $CaCO_3$; во вторую фазу, протекающую уже в илу, возникает доломит» (Страхов, 1951, стр. 255).

По мнению Д. Г. Сапожникова, «насыщение воды восточных плесов углекислым кальцием и магнием ведет к выпадению обоих этих соединений в осадок. Однако наличие в твердой фазе доломита при отсутствии магнезита или гидрокарбонатов магния позволяет предположить, что воду насыщают молекулы двойной углекислой соли кальция и

магния, т. е. доломита, который при малейшем смещении равновесия выпадает в осадок».

Рентгенометрическое изучение поверхностных осадков озера показало отсутствие в них основных углекислых солей магния и кальция, а наличие в осадках магнезиального кальцита и протодоломита позволяет считать последний первичным хемогенным осадком, образование которого, как отмечал Н. М. Страхов, происходит в условиях высоких значений рН (около 9), щелочности и солености воды.

К числу аутигенных минералов относится и сепиолит, встреченный в алеврито-пелитовых илах Бурлютюбинского плеса. Впервые присутствие магнезиальных силикатов в осадках Балхаша отметили Д. Г. Сапожников и Э. С. Залманзон. Рентгенометрически, термическим анализом и под электронным микроскопом мы установили сепиолит в виде сноповидных, волокнистых образований. Он характеризуется четким рефлексом 12,14 Å и менее четкими 3,23 и 2,61 Å. На термограмме имеются два эндотермических пика: при 116°С, связанный с потерей гигроскопической воды, при 780—800°С, отвечающий окончательной потере воды, и один экзотермический при 820°С, связанный с появлением энстатита и кристобалита.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАРБОНАТОВ В ВЕРТИКАЛЬНЫХ КОЛОНКАХ оз. БАЛХАШ

Наряду с изучением минерального состава поверхностных осадков дна оз. Балхаш нами было исследовано распределение и состав карбонатов в вертикальных разрезах различных частей озера. Состав карбонатных минералов в более глубоких горизонтах колонок существенно различен в западной и восточной частях озера.

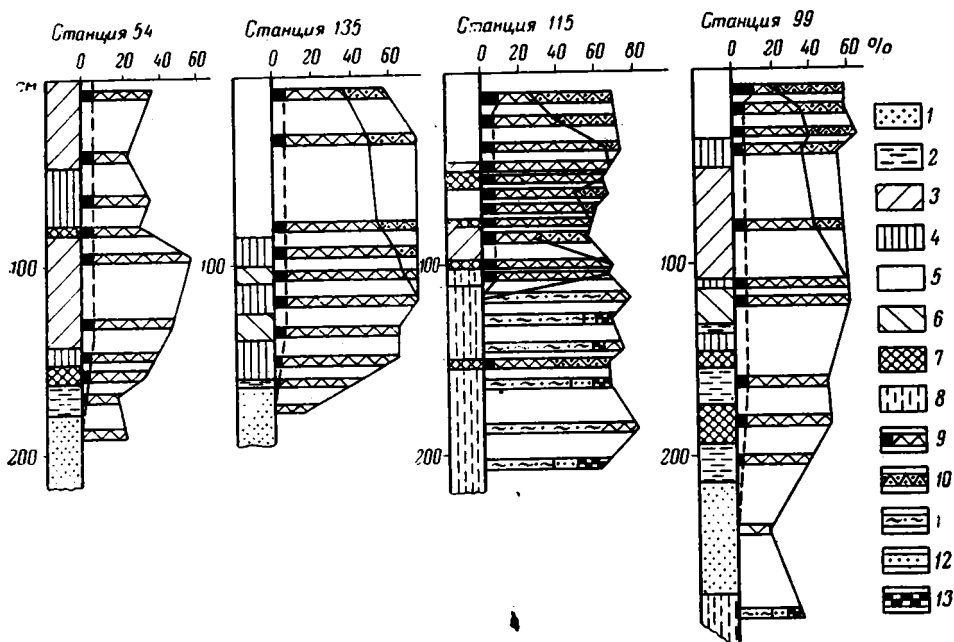
Наиболее типична колонка станции 54 (фиг. 4), расположенная в южной части Илийского плеса. С поверхности здесь, как правило, залегает светло-серый глинисто-известковый или известково-глинистый однородный бесструктурный ил, который прослеживается на глубину до 60 см. Затем он сменяется серым и светло-серым илом с тонкими прослоями синевато-серого диатомово-остракодового ила. Эти осадки подстилаются серыми и светло-серыми илами, алевритом и песком, т. е. в нижних частях колонок наблюдается заметное поглубление осадка.

Карбонатные минералы этой части озера представлены, как правило, магнезиальным кальцитом с содержанием $MgCO_3$ до 8% и терригенным обломочным кальцитом, причем сверху вниз магнезиальность кальцита возрастает до 8%, а затем понижается.

Отложения Среднего плеса наиболее полно представлены на станции 167. Здесь, как и на станции 54, сверху залегает светло-серый известково-глинистый ил, мощностью 40 см с прослоем (10 см) синевато-серого диатомово-остракодового ила. Ниже залегают крупный алеврит и мелкозернистый полимиктовый песок. Затем идет чередование прослоев крупного алеврита и светло-серого ила. Карбонаты представлены терригенным кальцитом в мелкозернистом песке и магнезиальным кальцитом в илах с 1% $MgCO_3$. Магнезиальность кальцита сверху вниз не меняется.

Строение отложений Лепсинского плеса наиболее полно представлено в колонках станции 135 (фиг. 4). Поверхностный слой осадка сложен в них светло-серым до белого известково-доломитовым илом (содержащим до 30% протодоломита), который сменяется чередованием прослоев серого и серовато-коричневого ила; ниже залегают слои крупного алеврита и мелкозернистого песка.

Карбонатные минералы в колонке представлены магнезиальным кальцитом (3,6% $MgCO_3$), протодоломитом и кальцитом. Магнезиальность кальцита постепенно уменьшается сверху вниз от 3,6% до



Фиг. 4. Литологический состав, карбонатность и карбонатные минералы в осадках колонок оз. Балхаш

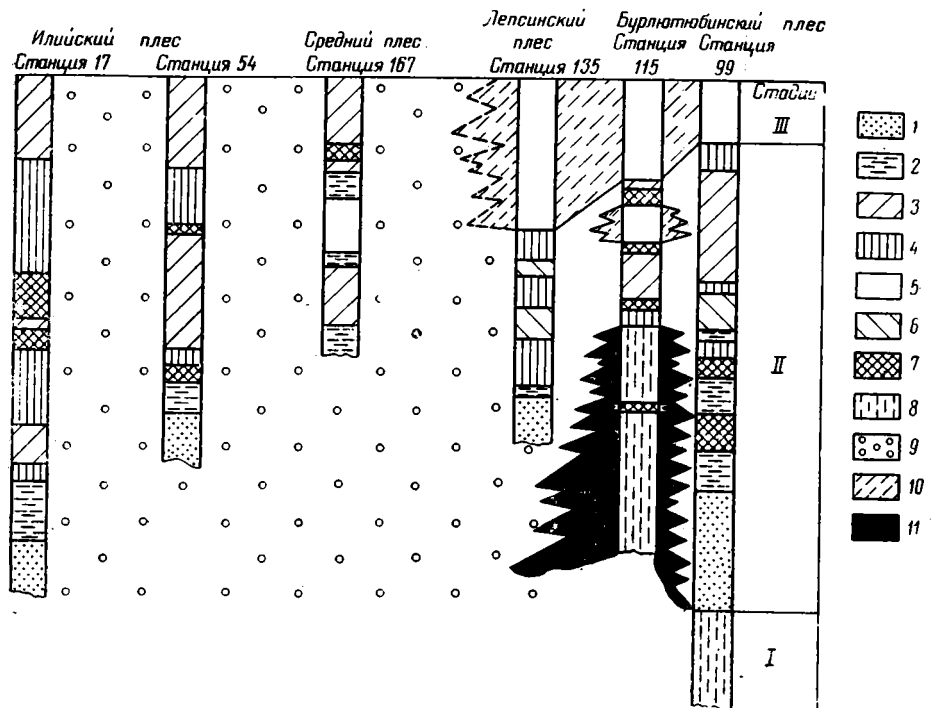
1 — песок; 2 — крупный алеврит; ил: 3 — светло-серый, 4 — серый, 5 — белый известково-доломитовый, 6 — светло-коричневый, 7 — остракодовый; 8 — доломит; 9 — кальцит и его магнезиальность (черное); 10 — протодоломит; 11 — доломит; 12 — магнезит; 13 — артинит

нуля. Отличительная черта осадков Лепсинского плеса — наличие в верхней части разреза известково-доломитовых илов с заметным количеством протодоломита, который не встречается в разрезе западной части озера.

Отложения Бурлютюбинского плеса построены наиболее сложно. На колонке станции 115 они отчетливо разбиваются на три части. Верхняя сложена известково-доломитовым илом мощностью 50 см, в составе карбонатов присутствуют магнезиальный кальцит (2—5% $MgCO_3$) и протодоломит. Ниже горизонта белых протодоломитовых илов следует пачка, образованная переслоями известково-глинистых остракодовых и диатомовых илов. Карбонатные минералы здесь те же, что и выше: магнезиальный кальцит и протодоломит, но последний представлен не на всех горизонтах. Местами он отсутствует и отмечается только кальцит. В основании разреза залегает прослой сильно-карбонатных илов, в которых присутствуют три новых минерала: нормальный доломит, магнезит и артинит. Совокупное содержание их 59,3—77%.

Внешне доломитовый ил сходен с белым известково-доломитовым, но отличается от последнего большей твердостью. Величина зерен доломита не более 0,001—0,003 мм. В иле содержится незначительная примесь глинистого материала. Рентгенограммы характеризуются наличием четкого пика с $d/n=2,88$ Å, что характерно для химически чистого доломита (Graf, 1961).

Магнезит встречается в виде мельчайших кристаллов размером 0,003—0,005 мм в нижних слоях колонки станции 115 и установлен рентгенометрически по основному рефлексу $d=2,75$ Å и термическим анализам. Термограмма магнезита состоит из одного крупного асимметричного эндотермического пика, приуроченного к 600—700° С.



Фиг. 5. Стадии развития оз. Балхаш по изменению карбонатных минералов
I — соленый бассейн; **II** — опресненный бассейн; **III** — солоноватый бассейн. 1 — песок; 2 — алевроит; ил: 3 — светло-серый, 4 — серый, 5 — белый известково-доломитовый, 6 — светло-коричневый, 7 — остракодовый; 8 — доломит; 9 — магниальный кальцит; 10 — магниальный кальцит + протодоломит; 11 — доломит + магнезит + артинит + кальцит

Артинит встречается в нижних слоях колонки станции 115 и представлен мелкими игольчатыми кристалликами с $N_g=1,558$; $N_p=1,490$. Его термограммы характеризуются двумя резкими эндотермическими пиками при 300 и 420° С.

Колонка станции 115 (центральная часть Бурляютюбинского плеса) представлена наиболее полно (сверху вниз).

Мощность, см

1. Белый известково-доломитовый алевроито-пелитовый ил с содержанием протодоломита в самом верху до 65%. Карбонаты представлены протодоломитом и магниальным кальцитом с содержанием $MgCO_3$ 3,6—5,3% (фиг. 5). Доломитность осадка уменьшается при движении от поверхностных частей слоя вниз по разрезу от 65 до 10%. 55
2. Светло-серый известково-глинистый ил. Карбонат — магниальный кальцит с 3,6% $MgCO_3$ 5
3. Синевато-серый диатомовый ил 10
4. Белый известково-глинистый ил. Карбонаты — магниальный кальцит с $MgCO_3$ до 3,6% и протодоломит. Доломитность осадка уменьшается от 24,8 вверху до 16,9% — внизу слоя 20
5. Светло-коричневый ил 5
6. Светло-серый известково-доломитовый ил. Карбонаты — протодоломит до 61% и магниальный кальцит 25
7. Светло-коричневый остракодовый ил, подобный тому, что в слое 5 5
8. Синевато-серый тонкослоистый диатомовый ил. Карбонат — магниальный кальцит с 8% $MgCO_3$ 8

9. Серовато-коричневый доломит. Карбонаты — доломита 67, кальцита 9,8%	12
10. Белый доломит. Карбонаты — доломита 59,1, магнезита 0,7, артинита 7,44%	10
11. Светло-серый доломит. Карбонаты — доломита 68,5, магнезита, кальцита 5,3%	20
12. Синевато-серый тонкослоистый диатомовый ил. Карбонаты — протодоломит и магнезиальный кальцит	5
13. Белый доломит, подобный тому, что в слое 10. Карбонаты — доломита 55,4, магнезита 6,2, артинита 4,5%	10
14. Светло-коричневый доломит, подобный тому, что в слое 9	15
15. Серый доломит. Карбонаты — доломит, магнезит, артинит	15
16. Светло-серого доломита 36,9, артинита 13,5, магнезита 12%, кальцит	40

Разрез колонки станции 99 отличается от такового станции 115 сильной растяженностью среднего горизонта, в котором полностью отсутствует протодоломит. В нижнем доломитовом горизонте встречены магнезит и артинит.

Разрезы Бурлютюбинского плеса доказывают, что в истории этой части озера различаются три стадии (фиг. 5). Самая древняя характеризуется большой общей карбонатностью и своеобразным составом карбонатов: нормальным упорядоченным доломитом, магнезитом и артинитом, которые ассоциируют с кальцитом. При этом образуются две ассоциации: доломит+кальцит, с одной стороны, доломит+магнезит+артинит+кальцит — с другой.

Первая ассоциация представлена в слое 9, 14 колонки станции 115; вторая — в слоях 10, 11, 13, 15, 16. Судя по тому, что магнезит и артинит до сих пор встречены только в озерах высокой солености (Сапожников, 1951; Страхов, 1951), первую стадию жизни Бурлютюбинского плеса следует рассматривать как стадию сильносоленого озера. Во второй стадии уже нет ни нормального доломита, ни магнезита, ни артинита, а присутствует главным образом магнезиальный кальцит. Это следует рассматривать как стадию сильного опреснения Бурлютюбинского плеса; соленость воды здесь отвечала солености современной западной части озера. Заканчивается история Бурлютюбинского плеса формированием современных протодоломитовых осадков.

Таким образом, поверхностные осадки оз. Балхаш различны для западной и восточной его частей. На западе они представлены серыми, светло-серыми глинистыми и известково-глинистыми илами, на востоке — известково-доломитовыми илами, однако на глубине от 0,5—1,5 м этот ил переходит в отложения, сходные с западными пелами по литологическому и минералогическому составу. Они чаще всего представлены чередованием илов: светло-серого и серого глинисто-известкового, остракодового или диатомового. Такое сходство осадков для обеих частей озера позволяет предположить, что на изучаемой площади в эпоху, «непосредственно предшествовавшую современной, господствовали одинаковые условия» (Сапожников, 1951). Этот бассейн отличался от современного Балхаша более пресной водой с одинаковым содержанием солей для всего озера.

По данным А. В. Шнитникова (1957), «в эпоху не позднее XV—XVII вв. в бассейне оз. Балхаш существовал длительный период высокого многоводья, способствовавший сильному опреснению вод этого бассейна, последствия чего в значительной мере сохранились до нашего времени». Наличие нескольких этапов отложения доломитовых илов, отдельных от современной эпохи веками, в которые накапливались недоломитовые известковые и тонкослоистые илы, богатые диатомеями, указывает на то, что за время своего существования Балхаш претерпел

ряд стадий от пресного озера до эвапоритового бассейна. Причем, если западная часть озера представляла собой постоянно пресноводный бассейн, то для восточной части можно выделить три стадии развития, связанных с изменением солености воды в этой части озера.

Какова причина, обусловившая разный во времени режим солености Бурлютюбинского (частично и Лепсинского) плеса в сравнении с западной частью озера?

По-видимому, причина одна: в разные времена восточные плесы обладали разной степенью связей с западной половиной. В самую раннюю стадию эти плесы были почти изолированы от западной части озера. Они получали мало воды, ибо сток р. Или сюда не доходил или доходил в малой степени. Отсюда большая соленость воды и отвечающий ей доломито-магнезитово-артинитовый парагенез. Затем связи усилились. Поток пресной воды распреснил солевые воды, и началась садка практически только магнезиального кальцита с $MgCO_3$ 3—15%; только кое-где и локально возникал протодоломит. Соленость воды во всем озере была выравнена. Через некоторое время связи восточных плесов с западной частью ослабли и началась садка протодоломита. Периодические изменения режима озер аридной зоны — обычное явление. «Только с первой половины XIX столетия произошло четыре колебания уровня воды Балхаша. В засушливые периоды, когда уровень понижается, отдельные заливы становятся озерами, превращающимися в самосадные, которые затем высыхают» (Шнитников, 1957).

История аутигенного карбоната накопления в оз. Балхаш — яркий пример того, как эта периодичность влияет на аутигенное карбонатобразование бассейна с углемагниевогой водой.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбунова З. Н. Количественное определение карбонатов и кварца рентген-дифрактометрическим методом. — В сб.: Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М., «Наука», 1971.
- Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш. — Тр. ИГН АН СССР, М., 1951, вып. 132, № 53.
- Страхов Н. М. Доломитовые осадки оз. Балхаш и их значение для познания процесса доломитообразования. — Сов. геология, 1945, № 4.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. — Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 124, № 45.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Тарасов М. Н. Гидрохимия оз. Балхаш. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. — Зап. Географ. о-ва СССР. Нов. сер., 1957, т. 16.
- Chave K. E. A solid solution between calcite and dolomite. — J. Geol., 1952, v. 60, 190—192.
- Chave K. E. Aspects of the biochemistry of magnesium, 2, Calcareous sediments and rocks. — J. Geol., 1954, v. 62.
- Graf D. L. Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. — Amer. Mineralogist, 1961, 46.
- Graf D. L., Goldsmith G. R. Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. — J. Geol. 1956, v. 64.
- Skinner H., Catherine W. Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcites in the southeast of South Australia. — Amer. J. Sci. 1963, v. 261, No. 5.

УДК 551.491.63

**ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ И ИХ РОЛЬ
В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ
(на примере Припятской впадины)**

**Г. В. БОГОМОЛОВ, А. В. КУДЕЛЬСКИЙ, М. Ф. КОЗЛОВ,
Л. И. МАТВЕЕВА**

Приводятся результаты исследований поровых растворов, выделенных из осадочных отложений Припятской впадины от четвертичного до девонского возраста включительно. Сопоставление этих поровых растворов по геологическому разрезу позволило выделить различные типы подземных вод и условия их формирования.

В последние годы при изучении современных морских осадков, горных пород различного возраста и происхождения, гидрогеологии нефтегазоносных бассейнов, а также вопросов формирования месторождений некоторых видов полезных ископаемых большое внимание уделяется поровым водам.

Из определения понятия поровых растворов (Богомоллов и др., 1971) вытекает, что преобладающее их количество связано с мелко-дисперсными сильнопористыми песчано-глинистыми отложениями с мобильным неустойчивым скелетом грунта. Высвобождающиеся при эпигенетическом уплотнении этих пород поровые воды пополняют запасы подземных вод¹. В этом плане изучение поровых растворов представляет значительный интерес для решения проблемы формирования ресурсов подземных вод и их вещественного состава. Представляется определяющей роль поровых растворов в миграции химических элементов, рудообразовании, формировании и первичной миграции нефти и газа и т. д. Изучение поровых растворов оказалось плодотворным и в области нефтяной гидрогеологии и гидродинамики. В частности, было установлено, что в нефтегазоносных бассейнах альпийской орогенической зоны отжатием поровых вод при эпигенезе терригенных песчано-глинистых образований во многом определяется природа современных пластовых давлений, коллекторские свойства отложений и т. д. Количественный учет уплотнения и деформации структуры глинистых пород во времени позволяет достаточно определенно судить о палеогидрогеологических условиях развития отдельных геологических структур и бассейнов, формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых.

Важное значение в исследовании и выяснении роли поровых растворов в геолого-геохимических процессах принадлежит изучению их химического состава. Представляя собой обобщенный показатель историко-геологического развития бассейна и слагающих его отложений, химический состав поровых растворов, естественно, может и должен быть различным в пределах разновозрастных тектонических структур,

¹ Здесь и ниже подразумеваются подземные гравитационно-подвижные грунтовые и напорные пластовые воды.

в районах с различными геолого-литологическими и гидрогеологическими условиями, в районах с различной интенсивностью неотектонических движений и т. д.

МЕТОДИКА ПОЛУЧЕНИЯ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ, ИХ СОСТАВ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ГРАВИТАЦИОННО-ПОДВИЖНЫХ ВОД

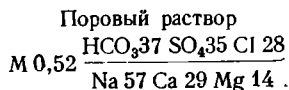
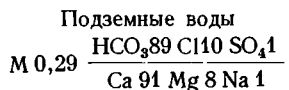
Поровые растворы извлекались из песчано-глинистых пород различного возраста: от девонского до четвертичного. Преобладающими глинистыми минералами пород являются гидрослюда с примесью монтмориллонита, каолинита, вермикулита и хлорита. В минералогическом составе терригенных пород преобладают кварц и полевые шпаты, присутствуют слюды и многочисленные представители из группы акцессорных (амфиболы, гранаты, эпидоты, ильменит, лейкоксен и др.).

Извлечение поровых растворов из горных пород осуществлялось по методике П. А. Крюкова (1948) прямым отпрессовыванием в специальных прессформах, представляющих собой толстостенные стальные патроны. Применялся гидравлический пресс (ГП-100), позволяющий производить отпрессовывание при давлении 500—8000 кг/см².

Поровые растворы извлекались из образцов горных пород с влажностью 10,3—33,2%, после отпрессовывания отмечалось уменьшение влажности до 8—19,7%. Ни в одном случае (из 80) величина остаточной влажности не опускалась ниже гигроскопической, которая для исследуемых образцов в среднем 2,3—3%. Это свидетельствует о том, что «нерастворяющийся объем» прочносвязанной воды в условиях наших экспериментов не оказывает влияния на состав отжимаемых поровых вод и последние представляют собой достаточно однородные растворы.

СОСТАВ ПОРОВЫХ ВОД ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА

Четвертичные отложения. Поровые растворы извлекались из образцов глин и песчано-глинистых пород, отобранных в карьерах кирпичных заводов с глубин 1—3,5 м. Состав поровых растворов в разных образцах различный: от гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого до сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого и сульфатного кальциево-магниевого. Минерализация их 0,15—3,36 г/л (табл. 1), всюду ниже, чем у подземных вод четвертичных отложений (Богомолов и др., 1971). В ионном составе подземных вод преобладают гидрокарбонат и кальций; сульфат-ион в отличие от такового поровых растворов не играет сколько-нибудь значительной роли. В качестве примера можно привести сопоставление состава поровых и подземных вод района дер. Плянта (Западное Полесье):



М — общая минерализация, г/л.

Неоген-палеогеновые отложения. Образцы пород отбирались в карьерах кирпичных заводов и в одном случае из керна скважины (4-К, Давыдовская площадь). Состав поровых растворов гидрокарбонатный кальциево-магний, гидрокарбонатно-хлоридный натриевый и сульфатный кальциево-магний. Минерализация их 0,66—2,34 г/л (табл. 1). Под-

Таблица 1

Химический состав поровых растворов Припятской впадины

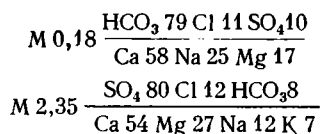
Площадь, скважина	Глубина отбора, м	Порода	Влажность весовая, %	Минерализация, г/л	Ионный состав, мг/л; мг/экв; %-экв.							pH
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	
Четвертичные отложения												
Плянта	3,0	Глина	15,29	0,52	87,1	148,1	199,2	115,50	—	50,6	15,3	6,9
					2,45	3,08	3,26	5,01	—	2,52	1,26	—
					27,87	35,04	37,09	57,0	—	28,67	14,33	
Малые Лепесы	3,10	»	16,71	3,36	162,1	2180,9	122,0	79,1	21,9	681,4	170,2	
					4,57	45,43	2,0	3,44	0,56	34,0	14,0	
					8,79	87,36	3,85	6,62	1,07	65,39	26,92	
Горынь	3,5	»	—	0,15	31,9	27,4	71,1	16,1	14,1	18,6	7,7	6,5
					0,90	0,57	1,15	0,70	0,36	0,93	0,63	
					34,35	21,76	43,89	26,72	13,73	35,50	24,05	
					Неоген-палеогеновые отложения							
Белановичи	1,0	»	—	2,34	153,19	1393,83	183,06	108,05	82,48	389,78	119,05	6,0
Давыдовская 4-К	17—28,4	Глинистый песчанник	—	0,66	4,32	29,02	3,0	4,53	2,57	19,45	9,79	
					11,89	79,86	8,25	12,47	7,07	53,52	26,94	
					100,6	—	640,5	32,2	—	151,5	53,2	
					2,83	—	10,50	1,40	—	7,56	4,37	
					21,23	—	78,77	10,51	—	56,71	32,78	
Меловые отложения												
»	164,1—171,0	Глина	21,3	5,22	162,9	3098,6	436,5	1636,4	40,0	38,9	26,5	7,0
					4,59	64,55	7,15	71,15	1,02	1,94	2,18	
					6,02	84,61	9,37	93,26	1,34	2,54	2,86	
»	197,5—204	Алевролит	—	30,85	3278,4	12445,6	7848,3	9847,6	714,50	244,0	296,9	8,0
					95,27	259,12	128,66	428,16	18,27	12,20	24,42	
					19,72	53,64	26,44	88,64	3,78	2,56	5,02	
Октябрьская 2	175—183	»	13,67	13,59	1190,0	8000,0	244,0	3247,47	186,98	607,6	235,2	7,0
					33,56	166,55	4,0	149,89	4,79	30,38	19,60	
					16,60	81,45	1,94	73,25	2,34	14,84	9,57	
Юрские отложения												
Давыдовская 4-К	211—214,2	»	28,0	8,83	95,8	5596,4	671,0	2493,2	—	119,6	193,6	7,0
					2,7	116,59	11,0	108,32	—	5,97	15,92	
					2,07	89,49	8,44	83,2	—	4,58	12,22	

Давыдовская 4-К	249,4—255,3	Глинистый мергель	22,50	3,77	97,4 2,75 4,68	1791,8 37,37 63,61	1136,7 18,67 31,71	1296,7 56,38 59,97	14,3 0,71 1,20	— — —	7,0	
Октябрьская 2	227—233,5	Глина	18,52	12,34	210,0 6,0 3,39	8000,0 166,66 94,33	244,0 4,0 2,27	3514,22 157,14 88,95	302,80 7,76 4,15	117,6 5,88 3,45	70,56 5,88 3,45	6,25
Триасовые отложения												
Давыдовская 4-К	319,7—326,4	Глинистый мергель	—	4,97	1491,5 40,65 49,19	379,4 7,89 9,56	2128,1 34,88 41,25	1211,2 52,66 62,32	708,4 19,39 23,88	81,5 4,06 4,91	88,95 7,31 8,88	7,5
Октябрьская 2	265,1—277,6	Глина	13,95	4,17	175,0 5,0 8,38	2620,0 54,58 91,51	3,66 0,06 0,11	1262,04 54,88 92,03	31,32 0,80 1,34	79,20 3,96 6,63	— — —	7,8
Пермские отложения												
Давыдовская 4-К	379,5—386,5	Алевролит	16,1	23,38	13011,6 366,94 92,93	783,5 16,31 4,77	394,1 6,46 2,30	7361,6 320,07 82,52	1489,7 38,10 7,71	383,2 19,12 4,97	150,9 12,42 4,80	7,0
»	386,5—390,80	»	16,6	7,26	3995,4 112,67 90,60	401,85 8,36 6,99	201,4 3,29 2,41	2011,6 87,46 63,33	288,1 7,36 5,99	295,6 14,75 15,34	172,4 14,75 15,34	6,7
Василевическая 3	631,5	Глина	17,27	157,54	93950,0 2649,46 98,38	2057,5 42,86 1,59	213,5 3,50 0,03	59565,1 2589,79 96,16	236,0 6,03 0,13	1042,1 52,0 1,93	583,7 48,0 1,78	7,2
»	637,7	Глина аргилитоподобная	—	82,42	49143,1 1385,87 96,97	1234,5 25,72 1,82	183,0 3,0 0,21	30137,8 1310,34 92,63	206,1 5,26 0,37	1017,3 50,76 3,59	586,4 48,23 3,41	6,0
»	640,7	Глина	13,0	71,58	40952,6 1154,89 94,98	2839,3 59,07 4,86	122,0 2,0 0,16	26718,8 1161,69 95,54	206,5 5,27 0,43	521,0 26,0 2,14	279,4 23,0 1,89	6,0
Октябрьская 2	317—325,2	»	—	29,61	100,0 4,0 0,94	20000,0 416,66 98,12	244,0 4,0 0,94	7061,38 307,06 72,30	172,28 4,41 1,03	1989,4 99,47 23,42	164,64 13,72 3,25	4,2
Каменноугольные отложения												
Василевическая 3	746,5	Песчаник	13,2	23,18	13067,5 368,52 93,14	823,0 17,15 4,34	610,0 10,0 2,52	8484,9 368,91 93,24	87,9 2,24 0,56	288,9 14,42 3,65	122,8 10,10 2,55	7,0
»	748,0	Глина	—	109,60	64557,0 1820,92 96,83	2715,9 56,58 3,01	183,0 3,0 0,16	39592,7 1721,42 91,54	1821,8 90,91 4,84	829,0 68,17 3,62	— — —	6,9

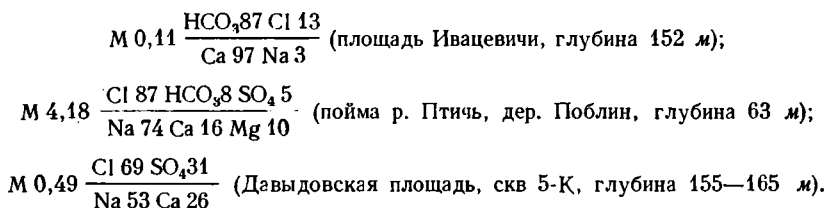
Таблица 1 (продолжение)

Площадь, скважина	Глубина отбора, м	Порода	Влажность- весовая, %	Минерализация, г/л	Исный состав, мг/л; мг/экв; %-экв						pH	
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca		Mg
Василевичская 3	1162,4	Песчаник глини- стый	10,3	166,20	97210,9 2741,42 96,5	4604,6 95,93 3,37	209,0 3,43 0,13	61210,4 2661,32 93,68		2247,8 112,16 3,95	818,4 67,3 2,37	5,5
»	1199,9—1204,0	Глина песчанистая	12,6	151,60	88896,1 2506,94 97,09	3493,0 72,77 2,82	142,5 2,34 0,09	56163,0 2441,87 94,56	788,6 20,17 0,79	1850,0 92,32 3,58	336,7 27,69 1,07	4,5
Девонские отложения												
Давыдовская 4-К	403,8—411,8	Глинистый мер- гель	27,4	15,15	7344,9 207,13 81,58	1907,0 32,72 15,65	430,3 7,05 2,77	5241,9 227,91 89,77	79,3 2,02 0,79	192,5 9,60 3,78	174,7 14,37 5,66	7,0
»	524,8—529,8	Глина	15,40	61,68	32660,9 921,06 87,60	5966,5 124,22 11,62	508,30 8,33 0,78	20975,25 911,77 86,60	442,5 11,31 1,09	651,15 32,49 3,05	729,60 97,83 9,26	7,1
»	550,7—555,7	»	21,7	76,56	43888,25 1237,68 94,11	3347,45 69,69 5,48	328,20 5,38 0,31	25736,15 1118,96 85,08	821,65 21,26 1,67	1274,15 63,58 4,83	1326,55 109,09 8,41	6,75
»	662,1—662,2	Глинистый мер- гель	16,2	108,27	63583,3 1793,1 95,96	3453,96 71,91 3,88	177,70 2,91 0,16	35544,47 1545,41 82,87	1217,5 31,14 1,65	2144,53 107,01 5,73	2241,7 184,35 9,75	6,0
Октябрьская 2	434,7—439,5	Глина	—	82,60	54673,6 1562,1 98,8	347,89 7,24 0,45	709,41 11,63 0,75	11269,28 489,97 30,99		7150,97 357,54 22,61	8801,60 733,46 46,4	7,65
»	640—645,0	»	11,5	367,93	235285,7 6722,4 99,37	1737,75 36,20 0,50	652,69 10,69 0,13	29819,26 1082,26 15,98		81426,9 4071,34 60,15	19388,86 1615,73 23,87	6,07
»	747,7—749,9	»	13,9	426,24	278356,0 7953,02 99,33	1714,10 35,71 0,42	1109,03 18,18 0,25	13501,75 587,04 7,33		106954,24 5322,71 66,46	25166,05 2097,17 26,21	5,05

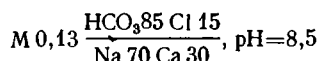
земные воды неогеновых отложений менее минерализованы, в составе их преобладают гидрокарбонаты и кальций. В качестве примера приведем состав подземных (сверху) и поровых вод района дер. Белановичи:



Меловые отложения. Образцы отбирались из керна буровых скважин Давыдовской и Октябрьской площадей. По химическому составу поровые растворы относятся к сульфатным, сульфатно-гидрокарбонатным и сульфатно-хлоридным; в составе катионов превалирует натрий. Минерализация поровых растворов 5,22—30,85 г/л, причем растворы с различной минерализацией отмечаются не только в пределах разных площадей, но имеют место и в разрезе одной площади (табл. 1). Подземные воды меловых отложений по сравнению с поровыми растворами менее минерализованы (0,18—0,51 г/л), гидрокарбонатно-кальциевые. В районах разгрузки глубинных вод (пойма р. Птичь) встречаются воды хлоридные натриевые с минерализацией 4,18 г/л и выше. Общее представление о характере подземных вод меловых отложений можно составить из следующих выражений:



Юрские отложения. Изучались образцы по керновому материалу из буровых скважин Давыдовской и Октябрьской площадей. Состав растворов сульфатно-гидрокарбонатный и сульфатный натриевый с минерализацией 3,77—12,34 г/л. По величине минерализации растворов отличаются не только удаленные друг от друга разрезы, но и отдельные слои в разрезе одной структуры (табл. 1). Подземные воды отличаются гораздо меньшей минерализацией (0,13—0,58 г/л) и преобладанием в ионном составе гидрокарбонатов, реже карбонатов кальция и натрия. В качестве примера можно привести состав подземных вод, вскрытых на Давыдовской площади (скв. 6-К, глубина 220—230 м):



Триасовые отложения. Изучались образцы пород из буровых скважин Давыдовской и Октябрьской площадей. Состав поровых растворов хлоридно-гидрокарбонатный и сульфатный натриевый, минерализация 4,1—4,97 г/л (табл. 1). Данных о составе подземных вод этих площадей нет.

Пермские отложения. Изучались образцы пород из буровых скважин Давыдовской, Василевичской и Октябрьской площадей. Состав поровых растворов преимущественно хлоридный натриевый, минерализация 7,26—157,54 г/л. Поровые растворы в разрезах всех трех структур резко отличаются по своей минерализации, разнообразны они также в разрезе одной и той же структуры (табл. 1). Для сравнения поровых и подземных вод пермских отложений приведем формулы ионного состава вод, вскрытых на Октябрьской площади (скв. 2, глубина

310—320 м), и отпрессованных из керна этой же скважины поровых растворов (глубина 317—325,2 м):

$$M\ 3,23 \frac{Cl\ 79\ HCO_3\ 15\ SO_4\ 3\ CO_3\ 3}{Na\ 99\ (Ca + Mg)\ 1}, pH = 8,85;$$

$$M\ 29,65 \frac{SO_4\ 98\ Cl\ 1\ HCO_3\ 1}{Na\ 72\ Ca\ 23\ Mg\ 3}, pH = 4,2.$$

Каменноугольные отложения. Для изучения послужили образцы из буровых скважин Василевичской площади. Состав их хлоридный, минерализация 23,18—166,2 г/л (табл. 1). По своему составу поровые растворы (скв. 3, глубина 748 м) почти не отличаются от подземных вод, вскрытых в пределах этой же площади скв. 4 (глубина 766—838 м):

$$M\ 104,76 \frac{Cl\ 98\ SO_4\ 2}{Na\ 91\ Ca\ 7\ Mg\ 2};$$

$$M\ 109,60 \frac{Cl\ 97\ SO_4\ 3}{Na\ 91\ Ca\ 5\ Mg\ 4}.$$

Девонские отложения. Изучались образцы из буровых скважин Давыдовской и Октябрьской площадей. Надсолевые отложения девона Давыдовской площади представлены песчано-глинистыми и карбонатно-глинистыми породами, в разрезе надсолевых пород Октябрьской структуры отмечаются прослои солей, глинистые разности интенсивно засолены.

Состав поровых растворов Давыдовской площади хлоридный натриевый, минерализация их 15,15—108,27 г/л. Более минерализованные (до 367,93—426,24 г/л) растворы хлоридного магниевно-натриевого, кальциевого и кальциево-магниевого состава свойственны глинистым надсолевым отложениям Октябрьской площади (табл. 1).

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ

Имея общее представление о характере поровых растворов разнообразных отложений Припятской впадины, рассмотрим некоторые особенности формирования их химического состава.

Сульфаты. Источником SO_4^{2-} поровых растворов является сульфидная сера. Оставшаяся после окисления сульфидная сера составляет в среднем ~0,217% на породу (среднее содержание сульфатной серы ~0,063%). Концентрация сульфатов в поровых растворах палеоген-четвертичных отложений 27,4—1394 мг/л, а пермско-меловых 12 445—20000 мг/л. Поровые растворы каменноугольных и надсолевых девонских образований отличаются несколько меньшими концентрациями сульфат-иона (348—5966,5 мг/л). В вертикальном разрезе сульфаты, как правило, преобладают в анионном составе поровых растворов юрских и мел-четвертичных отложений (до 53,6—94,8%-экв), с увеличением минерализации растворов относительное содержание SO_4^{2-} , за редким исключением, уменьшается до 1,59—9,56 (пермо-триас) и 0,28—5,48%-экв (девон-карбон). Однако почти во всех случаях абсолютное содержание сульфатов в поровых растворах весьма значительно и во много раз превышает концентрацию их в подземных водах.

Впервые на аномально высокие содержания сульфатов в поровых растворах пород из района Ессентуков обратила внимание В. В. Красинцева (1956), предположившая, что их наличие является результатом окисления пирита в условиях проведенных опытов, т. е. отпрессовывания. Дальнейшие исследования образцов из разных районов показали, что высокое содержание сульфатов — одна из характернейших особенностей искусственно получаемых поровых растворов (Киссин, 1964; Крюков и др., 1968; Казинцев, 1968; и др.).

Высокие концентрации SO_4^{2-} в поровых водах, по общему мнению, являются продуктом разложения рассеянного в породах пирита и других серусодержащих минералов. Было установлено, что окислению пирита способствует измельчение образцов пород перед зарядкой прессформ (Киссин, 1964). Причем оказалось, что в поровых растворах пород, заправленных в прессформы в атмосфере азота, содержание SO_4^{2-} достаточно высоко и всего лишь на 19—43% меньше, чем в растворах пород, подготовленных на воздухе (Крюков и др., 1968). Поскольку в самой прессформе влияние кислорода воздуха на минералы сильно уплотненных пород незначительно, следует предположить, что в разложении пирита помимо чисто химического окисления важную роль играют и другие процессы, в частности образование гальванических пар (Казинцев, 1968), растворение под давлением и, может быть, образование димерных кольцевых агрегатов, отличающихся резко повышенной способностью к растворению по сравнению с водой, в структуре которой преобладают линейные цепи молекул.

Все эти процессы и факторы с большей или меньшей интенсивностью воздействуют на минеральный состав осадочных пород и в природных условиях, поэтому есть основание полагать, что сульфат-ион является характерным компонентом не только искусственно отпрессованных, но и поровых растворов в их естественном состоянии. Но если это так, то каким образом объяснить более низкое содержание сульфатов в подземных водах по сравнению с поровыми?

По мнению Г. М. Сухарева и Т. С. Крумбольдт (1962), присутствующие в поровых растворах сульфаты по мере поступления их в коллекторы восстанавливаются под воздействием сульфатредуцирующих бактерий. Для верхних частей водоносных комплексов, характеризующихся невысокими температурами и давлениями и содержащими подземные воды сравнительно невысокой минерализации, это объяснение в какой-то мере справедливо. Однако в условиях высоких (свыше 70—100° С) температур и давлений, а также в стерильных высоко и предельно насыщенных рассолах, где бактериальная жизнедеятельность исключена, объяснить отсутствие SO_4^{2-} процессами сульфатредукции невозможно.

В настоящее время нет единого мнения о природе очень высоких концентраций сульфат-иона в поровых растворах и причинах их резкого уменьшения в гравитационно-подвижных водах. Решение этого вопроса следует искать, по-видимому, в различии физико-химических условий взаимодействия тех и других с минеральным комплексом горных пород, а также скоростей движения и водообмена соответственно в объеме пор и водоносных горизонтов. Часть сульфатов, покидая поровое пространство и поступая в сферу движения подземных вод при наличии необходимых условий, несомненно, может восстанавливаться под воздействием газообразных углеводородов, связываться и выпадать в виде новообразований пирита. В пересыщенных рассолах часть SO_4^{2-} связывается и выпадает в виду гипса, ангидрита и других сульфатных минералов.

В качестве примера можно указать на минеральные новообразования в поровом растворе, отпрессованном из образца верхнесолевой девонской глины (Давыдовская площадь, скв. 4-К, глубина 550,7—555,7 м; табл. 1). В герметически закупоренной пробе отпрессованного порового раствора после длительного хранения (год) были обнаружены выпавшие из раствора удлиненные игольчатые формы мирабилита и тенардита, пластинчатые зерна и волокнистые агрегаты гипса. Их кристаллизация из поровых растворов в лабораторных условиях свидетельствует о принципиальной возможности подобных процессов

минеральных новообразований в природе, указывает на важную роль поровых вод в формировании минеральных новообразований.

Как показало изучение шлифов горных пород, значительная часть SO_4^{2-} поровых вод в природных условиях действительно связывается с сульфатными минералами. Об этом достаточно определенно свидетельствуют новообразования гипса в глинах (524—555 м) и шестовато-подобных агрегатов ангидрита в доломитах и доломитизированных породах (3155—3220,7 м) Давыдовской площади.

Учитывая наличие новообразований гипса и ангидрита в разрезе девонских отложений, выборочно проверим, существует ли сульфатное равновесие между поровыми растворами и гипсом. Вопрос о сульфатном равновесии решается с помощью равенства:

$$\gamma_{\text{Ca}^{2+}} \cdot m_{\text{Ca}^{2+}} \cdot \gamma_{\text{SO}_4^{2-}} \cdot m_{\text{SO}_4^{2-}} = Sp,$$

где $m_{\text{Ca}^{2+}}$ и $m_{\text{SO}_4^{2-}}$ — моляльные концентрации кальций- и сульфат-ионов; γ — коэффициент активности; Sp — произведение растворимости $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

По заданным моляльным концентрациям (аналитические данные) вычисляем (табл. 2) ионную силу раствора

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2,$$

где z_i — заряд иона i в данном растворе.

Воспользовавшись графиком зависимости коэффициентов активности индивидуальных ионов от ионной силы раствора (Гаррелс, Крайст, 1963), находим $\gamma_{\text{Ca}^{2+}}$ и $\gamma_{\text{SO}_4^{2-}}$, а затем произведения активностей ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} (табл. 2)

Рассматривая результаты вычислений, можно заметить, что эмпирические произведения активностей в одной половине случаев превышают теоретическое произведение растворимости $Sp = 10^{-4,22}$ или близко к нему (пробы 1, 2, 5), в другой — оказываются гораздо меньшими (пробы 3, 4, 6).

Повышенные значения произведения активностей Ca^{2+} и SO_4^{2-} легко объяснимы, поскольку преобладающая часть сульфат-ионов связана с натрием ($\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}} \gg 1$, содержание HCO_3^- крайне невелико). Что касается случаев, когда эмпирические произведения активностей оказываются меньше, чем $Sp = 10^{-4,22}$, то их следует рассматривать как свидетельство высоких потенциальных возможностей поровых растворов к сульфатному выщелачиванию.

Таким образом, приведенные расчеты следует рассматривать как указание на равную вероятность того, что в зависимости от термодинамических условий поровые растворы могут находиться в состоянии недонасыщения сульфат-ионом; быть близкими по содержанию SO_4^{2-} и Ca^{2+} к химически равновесным и даже пересыщенным (Давыдовская площадь, скв. 4-К, глубина 550,7—555,7 м) и представлять собой среду вторичного, в частности, сульфатного минералообразования.

Натрий, кальций, магний. В поровых растворах с минерализацией 5—330 г/л в составе катионов превалирует, как правило, натрий (до 97 %-экв.), содержание кальция и магния обычно не превышает первых сотен миллиграммов на 1 л. В растворах маломинерализованных (до 5 г/л) и высококонцентрированных рассолах (360—426,8 г/л) в большинстве случаев преобладает кальций (до 60—68,4 %-экв.), содержание магния выше натрия (табл. 1).

Формирование катионного состава поровых и подземных вод песчано-глинистых слабометаморфизованных отложений во многих случаях

обычно связывают с обменными процессами. Как показало изучение четвертичных отложений Западного Полесья (Богомоллов и др., 1970), озерно-аллювиальные глинистые образования (фракция $<0,001$ мм) характеризуются очень низким содержанием поглощенного натрия (0,3—2,02 мг-экв на 100 г породы). Имея в виду преобладание кальция в катионной части поровых растворов четвертичных отложений, можно прийти к заключению, что обменные процессы, по-видимому, не играют сколько-нибудь заметной роли в формировании поровых растворов и грунтовых маломинерализованных вод. В этой связи небезынтересно вспомнить, что «в условиях влажного климата натрий, поступающий в почву..., почти не задерживается в ней, так как не образует труднорастворимых соединений и не поглощается коллоидами. Поэтому подвижный натрий легко поступает в подземные воды и уносится за пределы ландшафта» (Перельман, 1961).

С глубиной, по мере ослабления водообмена и выноса легкорастворимых элементов и соединений, процессы катионного обмена приобретают все большее значение в формировании поровых и подземных вод. Об этом свидетельствует увеличение содержания натрия в поглощенном комплексе. Его преобладание само по себе является прямым указанием на интенсивность процессов замещения кальция в комплексе поглощенных оснований.

Как видно из табл. 3, глинистые породы Давыдовской площади характеризуются сравнительно небольшой емкостью поглощения (2,99—40,9 мг-экв на 100 г), причем максимальная емкость (14—40,9) зафиксирована в разрезе пермо-триасовых, каменноугольных и верхнесолевых девонских отложений (319,7—666,2 м). До глубины 300 м в составе обменных оснований преобладает кальций (до 50%), глубже (300—666,2 м) — натрий, содержание которого в отдельных образцах достигает 80% суммарной емкости поглощения.

Помимо обменных реакций важную роль в формировании катионного состава поровых вод играют процессы вторичного минералообразования. В составе гипса и ангидрита из растворов

Таблица 2

Произведение активностей ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} в поровых растворах Припятской впадины

№ пробы	Площадь; № скважины; глубина отбора образца, м	Концентрация, моль/л								γ		-lg (a _{Ca²⁺} · a _{SO₄²⁻})
		Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	i	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻	
1	Октябрьская; 2; 175—183	0,141	0,004	0,03	0,019	0,033	0,166	0,004	0,521	0,28	0,15	3,67
2	Октябрьская; 2; 317—325,2	0,31	0,004	0,09	0,013	0,003	0,41	0,004	0,673	0,27	0,12	2,92
3	Давыдовская; 4-К; 164,1—171	0,071	0,001	0,002	0,002	0,004	0,064	0,006	0,109	0,4	0,3	4,81
4	Василевская; 3; 746,5	0,368	0,002	0,014	0,01	0,369	0,017	0,009	0,415	0,28	0,14	5,14
5	Давыдовская; 4-К; 550,7 — 555,7	1,118	0,021	0,063	0,10	1,237	0,069	0,005	1,417	0,26	0,07	4,10
6	Октябрьская; 2; 434,7—439,5	0,49	—	0,356	0,723	1,512	0,007	0,016	2,095	0,29	0,05	4,44

Емкость поглощения и состав поглощенных катионов
(мг-экв на 100 г породы)

Скважина	Глубина опробования, м	Возраст	Емкость поглощения	Ca	Mg	K	Na
4-К	17—28,4	N—Pg	5,76	4,39	0,86	0,46	0,07
	171,1—181,1	Cr	7,27	3,87	—	0,48	1,91
	197—204,5	»	6,28	1,93	1,06	0,57	2,72
	211—214,2	I	15,95	5,69	0,67	1,25	3,99
	214,2—221,2	»	6,61	0,95	1,7	0,14	3,68
	228,3—235,3	»	2,99	2,45	Her	0,17	0,27
	249,4—255,5	»	11,96	4,68	1,2	1,75	3,39
	319,7—326,4	T	14,0	1,99	0,85	1,36	8,23
	374,5—379,5	P	30,9	3,12	2,24	1,0	20,6
	379—386	»	32,54	3,17	4,0	0,68	24,69
	386,5—390,8	»	40,9	2,90	2,80	0,09	27,39
	394,0—446,4	D	20,9	4,01	1,49	2,86	10,27
	396,8—403,8	»	14,0	3,35	1,26	1,42	7,27
	455,9—458,4	»	21,39	3,01	1,57	1,74	14,66
	662,1—666,2	»	19,4	2,61	1,42	2,82	10,04
	3145,2—3155,2	»	4,55	3,15	1,09	0,058	0,26
	3198—3220,7	»	8,64	6,34	1,50	0,24	0,56
13							

выводится кальций, метасоматический обмен регулирует содержание в них магния, вместе с тенардитом и мирабилитом выпадает натрий. Из пересыщенных поровых растворов в виде кристаллов галита выводится натрий и хлор (Василевичская, Октябрьская площади).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Благодаря существованию априорных представлений о поровых растворах как системах замкнутых и практически неизменяющихся много надежд связывалось с ними в области реконструкции палеогидрогеологических условий территорий и, в частности, в установлении солености древних бассейнов седиментации. Последующее изучение поровых растворов (Пушкина, 1963; Затенацкая, 1963, и др.) показало несостоятельность этих представлений, однако до сих пор в некоторых работах мы с ними встречаемся.

Насколько ошибочны представления о «первичности» поровых растворов, хорошо видно на примере Припятской впадины. Рассматривая литолого-минералогический и гранулометрический составы пород и химический состав поровых растворов каменноугольных отложений Василевичской площади, можно обратить внимание, что распределение поровых растворов в разрезе не соответствует представлениям о формировании их *in situ*. Действительно, минерализация порового раствора, отпрессованного из песчаника (содержание фракции $< 0,005 \text{ мм} = 12\%$), поднятого с глубины 1163 м, составляет 161 г/л, в то время как минерализация раствора из породы более глинистой (содержание фракции $< 0,005 \text{ мм} = 33,8\%$), а значит и менее проницаемой (1199,9—1204 м) немного меньше—151,6 г/л. Этот и многие другие факты свидетельствуют, что современный состав поровых растворов является не только результатом метаморфизации первичных иловых вод каменноугольного бассейна седиментации, а представляет собой продукт тектонического развития структуры и воздействия подземных вод, разгружающихся в ее пределах. О влиянии последних на изменение состава поровых растворов пермских отложений Давыдовской и Василевичской площадей указывают данные, приведенные в табл. 1. Столь значительная разница

в минерализации поровых растворов разновозрастных пород свидетельствует об изменении их состава под воздействием подвижных пластовых вод:

В этой связи важно подчеркнуть, что поровые растворы не следует рассматривать как систему, внутренние изменения которой связаны только с метаморфизацией исходного «первичного» илового раствора в процессе диагенеза породы. Поровые растворы достаточно подвижные, обновляемы во времени в результате воздействия на них подземных вод и рассолов в процессе развития тектонической структуры.

Проведенное изучение образцов доломитов, аргиллитов и песчаников (Богомолов и др., 1970₂), отобранных из межсолевых и нижнесолевых комплексов в разрезе Давыдовской и Вишанской площадей (2700—3220 м) показало, что они все характеризуются значительной плотностью (2,76—2,93), невысокой пористостью (6—15%) и крайне низкой влажностью (0,06—3,15%).

Физическая характеристика и величина влажности песчаных, карбонатно-глинистых и карбонатных пород в составе межсолевого комплекса и нижней соленосной толщи свидетельствуют о том, что, претерпев воздействие многочисленных орогенических подвижек и подвергаясь неравномерному всестороннему сжатию, эти отложения давно лишились поровых растворов и большей части связанной воды. В связи с этим терригенные, карбонатные и карбонатно-глинистые девонские образования, залегающие на глубинах свыше 2700—3000 м, рассматривать в качестве уплотняющихся и водоотдающих (за счет высвобождения поровых растворов в процессе сжатия и разрушения пор) нет оснований.

ЛИТЕРАТУРА

- Богомолов Г. В., Матвеева Л. И., Кудельский А. В. Химический состав поровых растворов озерно-аллювиальных глинистых отложений Западного Полесья.— Докл. АН БССР, 1970₁, т. XIV, № 7.
- Богомолов Г. В., Козлов М. Ф., Кудельский А. В., Матвеева Л. И. О поровых растворах Припятского нефтегазоносного бассейна.— Докл. АН БССР, 1970₂, т. XIV, № 8.
- Богомолов Г. В., Кудельский А. В., Матвеева Л. И. Поровые растворы (определение и разновидности).— Докл. АН БССР, 1971, т. XV, № 4.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Затеначкая Н. П. Поровые воды глинистых пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Казинцев Е. А. Поровые растворы майкопской толщи Восточного Предкавказья и методика отжима поровых вод при высоких температурах.— В сб.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, Изд-во «Наука и техника», 1968.
- Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., «Наука», 1964.
- Красинцева В. В. Состав растворов, выделенных из пород Эссентукского месторождения минеральных вод.— Сов. геология, 1956, № 56.
- Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов.— В сб.: Современные методы исследования физико-химических свойств, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Крюков П. А., Номикос Л. И., Семенов Д. И. Методы исследования горных растворов.— В сб.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Географгиз, 1961.
- Пушкина З. В. Поровые воды современных, четвертичных и плизоценовых отложений Южного Каспия.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 3.
- Сухарев Г. М., Крumbольдт Т. С. К вопросу об условиях формирования подземных вод в Терско-Дагестанской нефтегазоносной области.— Изв. вузов, Нефть и газ, 1962, № 6.

УДК 552.517.3/2(474+476)

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫХ ПОРОД ПРИБАЛТИКИ
И СЕВЕРНОЙ БЕЛОРУССИИ**

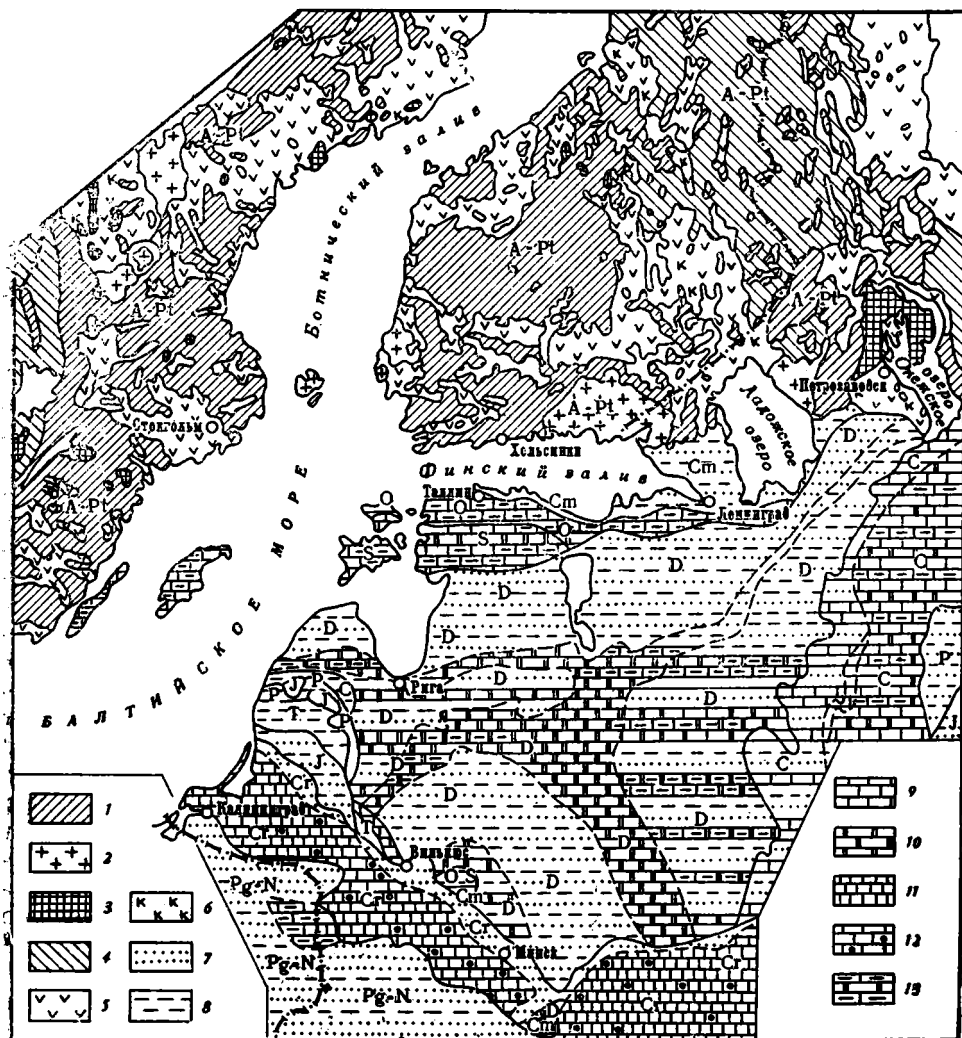
А. А. ЮРГАЙТИС, Э. А. ЛЕВКОВ

Рассматривается петрографический состав песчано-гравийных залежей Прибалтики и Северной Белоруссии на основе составленных схем распределения количества обломков кристаллических пород, карбонатных пород и доломитов во фракциях 50—5 мм. Установлена зависимость петрографического состава изученных отложений прежде всего от территориального размещения и выходов подстилающих коренных пород, а меньше от их генетического типа. Составленные схемы позволяют прогнозировать петрографический состав и качество песчано-гравийных залежей Прибалтики и Северной Белоруссии. Наиболее резкие изменения петрографического состава этих залежей в зависимости от характера подстилающих пород проявляются в низменностях с маломощным покровом четвертичных отложений. Отмечены характерные различия петрографического состава морен и песчано-гравийно-галечных водно-ледниковых отложений.

Песчано-гравийные отложения, интенсивно используемые в народном хозяйстве, широко развиты среди четвертичных образований Северо-Запада Европейской части СССР. Многие свойства этих отложений (прочность, форма и характер поверхности зерен, морозостойкость материала и т. д.) определяются их минералого-петрографическим составом. В Латвии исследование проводил В. М. Куршс (1962, 1963), в Белоруссии — Э. А. Левков, Э. Д. Мишагова (1965, 1966), Э. А. Левков, М. С. Банченко (1970), в Литве — А. А. Юргайтис (1966, 1969).

Почти все песчано-гравийно-галечные отложения Прибалтики и Северной Белоруссии образовались во время деградации последнего валдайского ледникового покрова, и лишь в юго-восточной части региона встречаются месторождения, связанные с отложениями московского оледенения. Исходным материалом, захваченным и принесенным ледниками, являлись коренные породы северо-западной окраины Русской платформы (фиг. 1). Источником обломков магматических и метаморфических пород послужили архейско-протерозойские комплексы юго-восточной Фанно-Скандинавии. На этой территории, в основном занятой Средней Швецией, Южной Финляндией и Карелией, встречаются почти все главные группы изверженных и метаморфических пород.

Особенности распространения этих пород на юго-востоке Балтийского шита в заметной степени отражаются и в составе обломочного материала неоплейстоценовой толщи Прибалтики и Северной Белоруссии. Так, комплексы пород с Аландских островов и из Средней Швеции характерны для Калининградской области РСФСР и Западной Литвы. В Северной же Литве они частично сменяются обломочным материалом из Юго-Западной Финляндии и дна Ботнического залива, а в Северной Белоруссии преобладает материал из Восточной Финляндии, дна Финского залива и Карельской АССР (Тарвидас, 1967). В Западной Латвии распространены породы из Средней Швеции, дна Балтийского моря и



Фиг. 1. Схематическая карта дочетвертичных отложений Северо-Запада Русской платформы

1 — граниты, изредка гранодиориты и диориты; 2 — граниты рапакиви; 3 — основные породы (габбро, нориты, диабазы и пр.); 4 — гнейсы, в меньшей степени граниты; 5 — метаморфические породы (гнейсы, кристаллические сланцы и др.); 6 — кварциты и кварцитовидные песчаники среди метаморфических пород; 7 — пески и песчаники; 8 — глины; 9 — известняки; 10 — доломиты; 11 — мел чистый; 12 — мел с кремнями; 13 — глинистые известняки и доломиты, мергели

Аландских островов, в Центральной Латвии встречаются породы из Аландских островов и Юго-Западной Финляндии, а в Восточной Латвии — из Юго-Восточной Финляндии и дна Финского залива (Коншин, 1964). Исходной областью разных изверженных и метаморфических пород, распространенных в Эстонии, служат Южная Финляндия и дно Балтийского моря (Вийдинг, 1957).

По мере продвижения ледниковых масс на юг, по территориям Эстонии, Латвии, Литвы и Белоруссии, к магматическим и метаморфическим породам примешивались обломки осадочных пород. Среди них необходимо отметить песчано-глинистые осадки рифея и кембрия, ордовикские песчано-глинистые отложения и ордовикские и силурийские карбонатные породы, а также девонские глины, пески, песчаники, доломиты, извест-

няки. Все карбонатные породы ордовика, силура и девона, а также песчаники девона явились одним из важнейших источников обломочного материала плейстоценовой толщи. Кроме того, следует отметить каменноугольные известняки и доломиты, пермские известняки и отложения меловой системы: мелоподобные мергели и мел с кремневыми конкрециями.

Непосредственным исходным материалом для возникновения песчано-гравийно-галечных накоплений послужили псефитовые и псаммитовые компоненты ледниковых (моренных) образований. Формирование залежей крупнообломочного материала происходило в периоды оледенений (водно-ледниковые отложения) и во время межледниковий и послеледниковья (аллювиальные, озерные и прибрежно-морские отложения) за счет размыва ледниковых и других образований.

На территории Прибалтики и Северной Белоруссии в плейстоценовой толще на разных глубинах часто встречаются песчано-гравийно-галечные отложения в виде линз и гнезд, однако практический интерес имеют только те из них, которые залегают неглубоко и доступны для промышленной разработки. Поэтому ниже приводится характеристика петрографического состава залежей, располагающихся неглубоко от поверхности.

Основные месторождения песчано-гравийно-галечного материала связаны с отложениями камов, озов, конечных морен или флювиогляциальных гряд, зандров, флювиогляциальных дельт, флювиогляциальных террас крупных латеральных рек, отложениями ложбин стока талых ледниковых вод, аллювиальными и прибрежно-морскими образованиями.

Песчано-гравийно-галечные отложения Прибалтики и Северной Белоруссии сложены в основном обломками карбонатных и кристаллических пород, песчаников, кварца и полевых шпатов. Среди карбонатных пород преобладают известняки и доломиты, в меньшем количестве встречаются мергели, карбонатные опоки, мел и др. Среди кристаллических пород большую часть составляют обломки магматических, где главную роль играют разнообразные граниты. Встречаются также порфиры, порфириты, гранодиориты, диориты, сиениты, амфиболиты, диабазы, пироксениты и др. Обломки метаморфических пород составляют незначительную часть кристаллических и представлены в основном гнейсами и кристаллическими сланцами, реже — кварцитами.

Залежи содержат обломки разной крупности: от валунов и глыб в несколько метров до тонких глинистых частиц с преобладанием материала песчаной (0,1—1 мм), гравийной (1—10 мм) и галечной (10—100 мм) размерности. В данной статье основное внимание уделено тем грубообломочным фракциям, которые представляют интерес при эксплуатации песчано-гравийных месторождений.

Количественные соотношения обломков ведущих пород закономерно изменяются в зависимости от их величины. Так, крупные и средние валуны в гравийно-галечных отложениях почти полностью представлены магматическими породами (60—80%), преимущественно гранитами и частью гнейсами. Карбонатные породы составляют 10—20% от всех пород.

В составе галек преобладают породы осадочного происхождения, в основном известняки и доломиты (обычно 40—85%, в среднем около 60—65%). Количество обломков песчаников в среднем 5—7%, кристаллических пород — 25—30% (в Северной Эстонии лишь 10—15%), метаморфических пород — 3—5%, кварца и полевых шпатов — 1—2%.

В гравийных фракциях количество обломков кристаллических пород по сравнению с таковым в галечных слегка увеличивается (15—50%, в среднем 30—35%). Из них около 2—3% приходится на долю обломков метаморфических пород. Количество обломков карбонатных пород в гравийных фракциях, наоборот, уменьшается (в среднем 45—55%). Обломков песчаников в среднем 3—5%. В гравийных фракциях увеличивается

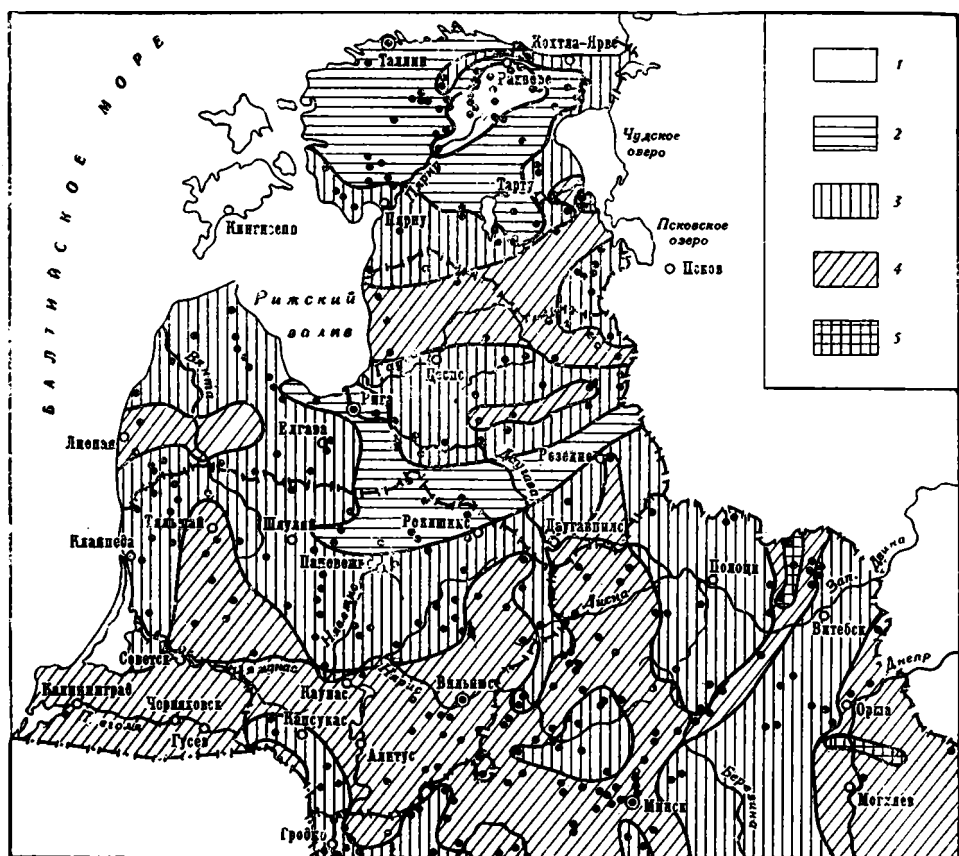
количество зерен кварца (0,5—40%, в среднем 10%) и полевых шпатов (0—10%, в среднем 3%). Кроме перечисленных постоянных компонентов в гравийных фракциях попадают кремни, охры, лимонит, фосфориты и др.

В песчаных фракциях значительно снижается содержание обломков кристаллических пород (0—20%, в среднем 6—8%) и карбонатов (2—25%, в среднем 10—12%). Количество обломков песчаников в среднем 5%. В песчаных фракциях преобладает кварц (50—90%, в среднем 70%). Обломков полевых шпатов 6—8%. При уменьшении размера песчаных фракций количество обломков карбонатных минералов постепенно снижается. Сrostки кварца с полевыми шпатами, встречаемые в песчаных фракциях размером 1—0,5 и 0,5—0,25 мм, во фракции 0,25—0,1 мм исчезают, переходя в отдельные минералы. Содержание кварца при уменьшении размера фракции равномерно повышается и достигает максимума во фракции 0,25—0,1 мм. Содержание полевых шпатов во всех песчаных фракциях почти одинаковое. Во фракции 0,25—0,1 мм встречаются слюды (в среднем 3%).

Наиболее существенные изменения в петрографическом составе наблюдаются в галечных и особенно гравийных фракциях отложений. Минералого-петрографические составы песчано-гравийно-галечных отложений различных генетических типов в целом довольно близки, хотя наблюдаются небольшие характерные различия между ними. В аллювиальных песчано-гравийно-галечных отложениях количество обломков кристаллических пород на 5—10%, а в отложениях флювиогляциальных террас и зандров на 3—5% больше, чем в этих же отложениях камов, озов и конечных морен, а обломков карбонатных пород соответственно меньше. В прибрежно-морских песчано-гравийно-галечных отложениях, в основном приуроченных к береговым валам Балтийского ледникового озера, по сравнению с другими генетическими типами заметно больше обломков кристаллических пород (на 25—30%) и соответственно меньше карбонатных.

Петрографический состав песчано-гравийных залежей в основном зависит от их местонахождения. Выяснение закономерностей изменения петрографического состава гравийно-галечных отложений по площади важно для прогнозной оценки состава и качества этих отложений в разных районах. Для этой цели на основе имеющихся данных по 325 карьерам, обнажениям или месторождениям составлены схемы количественного распределения основных групп пород из фракций 50—5 мм. Нижний предел данного интервала (5 мм) отвечает принятому минимальному пределу производственной классификации гравия (70—5 мм). Ограничивающей величиной обломки размером до 50 мм избрали потому, что их более крупные размерности встречаются не во всех месторождениях (особенно их мало в песчано-гравийных отложениях зандров и флювиогляциальных дельт), а для составления схем необходимы усредненные данные всех фракций. Схемы составлены отдельно для основных компонентов петрографического состава: обломков кристаллических пород, карбонатных пород и доломитов.

Кристаллические породы — одни из главных компонентов, определяющих качество песчано-гравийно-галечных отложений как строительного материала. Чем их больше, тем лучше качество сырья: повышается прочность, понижается истираемость и т. д. На фиг. 2 наглядно видно распределение этих обломков на площади. Их количество постепенно возрастает с севера на юг. Это объясняется относительным обогащением более устойчивыми к выветриванию и истираемости обломками кристаллических пород по сравнению с карбонатами при переносе обломочного материала ледниками. Немалое значение при обогащении обломками этих пород имеет раздробление крупных валунов кристаллических пород в обломки размерности гальки и гравия, содержание которых при прод-

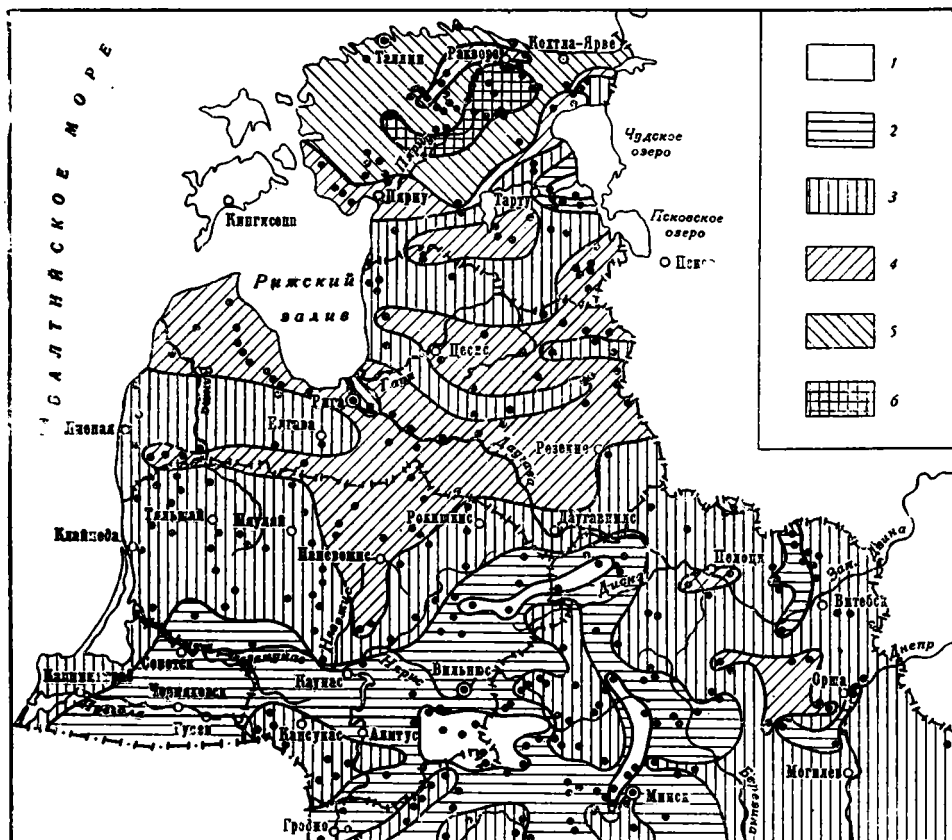


Фиг. 2. Распределение количества обломков кристаллических пород во фракциях 50—5 мм песчано-гравийных залежей Прибалтики и Северной Белоруссии, %
1 — 0—10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — 30—40; 5 — 40—50; черные кружки — точки наблюдения

вижении ледника на юг постепенно увеличивалось. Этот же процесс, по-видимому, повлиял и на относительное увеличение количества обломков кристаллических пород на многих возвышенностях (Курземской, Видземской, Жямайтской, Аукштайтской, Ошмянской, Минской, Оршанской и др.) по сравнению с низинами и равнинами. В Эстонии отмечается повышение содержания обломков кристаллических пород также в морских береговых отложениях узкой предглинтовой полосы и юго-западного побережья (Кессел, Раукас, 1967), но ввиду небольшой площади развития они промышленного интереса не представляют.

Песчано-гравийно-галечные отложения в полосе широтного простира-ния, расположенной в Северной Латвии и Юго-Восточной Эстонии, относительно обогатились обломками кристаллических пород за счет того, что на данной территории и несколько севернее под покровом четвертичных пород залегают девонские песчано-глинистые породы, практически не сказавшиеся на составе гравийных и галечных фракций и встречающиеся в них лишь в виде единичных песчаных конкреций (Куршс, 1962). Такая же зависимость отмечена на территориях Восточной Литвы и Северной Белоруссии.

Обломки карбонатных пород составляют основную часть рассматриваемых фракций песчано-гравийно-галечных отложений. В южном направлении содержание обломков карбонатных пород в гравийно-галечных отложениях постепенно уменьшается (фиг. 3). В Западной Латвии,

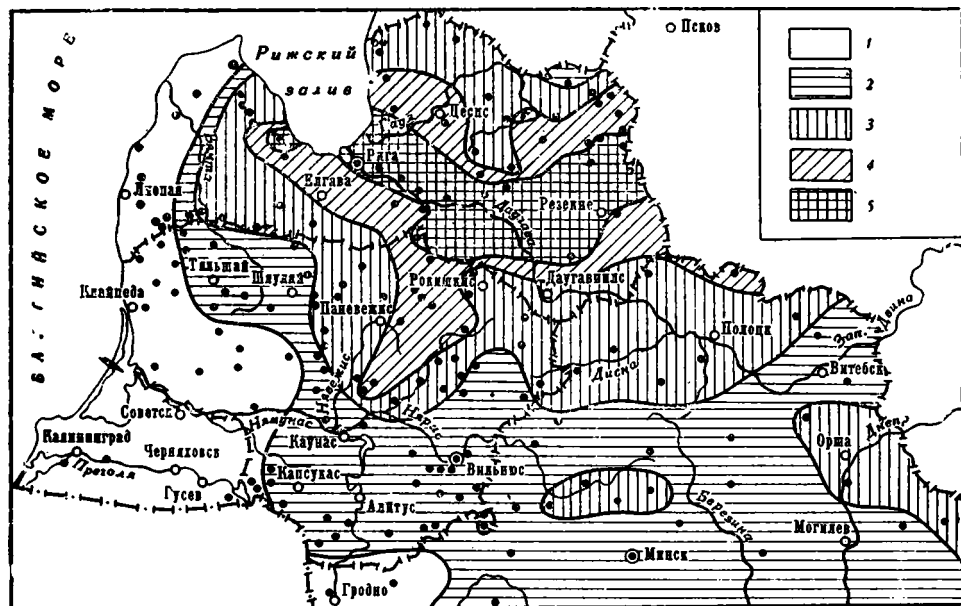


Фиг. 3. Распределение количества обломков карбонатных пород во фракциях 50—5 мм песчано-гравийных залежей Прибалтики и Северной Белоруссии, %
 1 — 40—50; 2 — 50—60; 3 — 60—70; 4 — 70—80; 5 — 80—90; 6 — 90—100; черные кружки — точки наблюдения

Западной Литве и Калининградской области РСФСР в гравийных залежах среди карбонатных обломков значительно преобладают известняки, в основном ордовикские, силурийские и пермские. При продвижении с запада на восток к ним в значительной степени примешиваются обломки девонских доломитов.

Схема распределения обломков доломитов во фракциях 50—5 мм гравийных залежей составлена для территории Латвии, Литвы, Калининградской области РСФСР и Северной Белоруссии (фиг. 4). Данные по территории Эстонии отсутствуют потому, что во время поисково-разведочных работ месторождений гравия карбонатные обломки на известняки и доломиты не разделялись.

Обломки девонских доломитов в связи с переносом их на небольшие расстояния имеют максимальные концентрации в крупных гравийных и галечных фракциях. Распределение этих обломков дает некоторое представление о путях продвижения и конфигурации ледниковых потоков. Область с наименьшим количеством обломков доломитов (0—10%) выделена в западной части Курземского полуострова, Западной Литве, Калининградской области РСФСР и Северо-Западной Белоруссии. Ее очертания в определенной степени отражают область распространения ледникового потока Балтийского моря. Выделены также две полосы с количеством доломитовых обломков 30—40%: одна в Северной и Северо-Восточной Латвии, вторая в Средней Латвии, Северной Литве и Юго-Вос-



Фиг. 4. Распределение количества обломков доломитов во фракциях 50—5 мм песчано-гравийных залежей Латвии, Литвы и Северной Белоруссии, %
 1 — 0—10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — 30—40; 5 — 40—55; черные кружки — точки наблюдения

точной Латвии. Южное очертание последней полосы очень тесно приурочено к границе распространения краевых образований среднелидовской фазы деградаций ледника. Особенно отчетливо площадь повышенного содержания обломков доломитов (30—40%) совпадает на территории Литвы с контуром ледниковой лопасти Нявежис, которая прослеживается на юго-запад почти до Каунаса.

По расположению выделенных областей наглядно видно, что содержание обломков доломитов постепенно и закономерно уменьшается с севера на юг и с востока на запад. Такое распределение обломков доломитов в гравийно-галечных отложениях в основном зависит от расположения слоев девонских доломитов, выходы которых имеются в Северной Литве, Латвии и Северно-Восточной Белоруссии. Это доказывает тесную связь и влияние петрографического состава подстилающих пород на состав песчано-гравийно-галечных отложений.

При сравнении площади выходов девонских доломитов (фиг. 1) с областями наибольшего распространения обломков доломитов в гравийно-галечных отложениях (фиг. 4) видно, что они почти совпадают. В южном направлении количество обломков доломитов быстро уменьшается и становится почти постоянным (10—20%). Это свидетельствует о сравнительно небольшой устойчивости доломитов при переносе их ледником.

Проведенные исследования петрографического состава позволяют сделать вывод, что в описанном регионе лучшее качество свойственно гравийным залежам Юго-Восточной Литвы и Северной Белоруссии по сравнению с залежами Средней и Восточной Латвии и Эстонии. Качество гравия в меньшей мере, но также зависит и от генетического типа. Лучшим качеством отличаются аллювиальные гравийные залежи, сравнительно хорошее качество у отложений флювиогляциальных террас и зандров, менее качественны отложения камов и конечных морен. Как исключение необходимо отметить хорошее качество прибрежно-морских песчано-гравийных залежей.

Сравнение состава морен и песчано-гравийно-галечных водно-ледниковых отложений (Гайгалас, Юргайтис, 1967) показало, что как те, так и другие образования содержат один и тот же по составу псефито-псаммитовый материал, но в несколько разных соотношениях. В первых заметно больше слабых обломков: известняков, доломитов, выветрелых гнейсов и кристаллических сланцев. Особенно показательным в этом отношении поведение обломков карбонатных пород, играющих ведущую роль во всех крупнообломочных фракциях сравниваемых отложений. В галечных фракциях морен содержание карбонатов на 5—15% (в среднем 8%) выше, чем среди соответствующих по размеру обломков в песчано-гравийно-галечных залежах, и на столько же ниже количество обломков кристаллических пород. Для гравийных фракций этот разрыв в среднем равен 3%, а в псаммитовых фракциях среднее количество карбонатных частиц в моренах и изученных образованиях примерно одинаковое. Все это свидетельствует о том, что в процессе формирования песчано-гравийно-галечных залежей истерились главным образом крупные обломки.

Выводы. 1. Количественные соотношения обломков ведущих пород закономерно изменяются в зависимости от величин этих обломков. Если среди валунов заметно преобладают кристаллические породы, то для петрографического состава галечных и крупных гравийных фракций характерно преобладание пород осадочного происхождения — в основном карбонатов.

2. Различия петрографического состава изученных отложений связаны прежде всего с территориальным размещением залежей и в меньшей степени с их генетическим типом. Состав отдельных слоев из одной песчано-гравийно-галечной залежи почти одинаков.

3. Составленные схемы количественного распределения основных групп пород (кристаллических пород, карбонатов и доломитов) позволяют прогнозировать петрографический состав и качество песчано-гравийных залежей Прибалтики и Северной Белоруссии. Они также позволяют судить об ареалах рассеивания отдельных групп пород и интенсивности ледниковой экзарации на изученной территории.

4. Установлена тесная связь и влияние петрографического состава подстилающих коренных пород на состав песчано-гравийно-галечных отложений. Наиболее резкие изменения петрографического состава гравийных залежей в зависимости от характера подстилающих пород проявляются в низменностях с маломощным покровом четвертичных отложений. На возвышенностях, где этот покров сравнительно мощнее, в гравийных залежах местные породы прослеживаются на большем расстоянии от коренных выходов этих пород.

5. Сравнение состава морен и песчано-гравийно-галечных водно-ледниковых отложений показало, что для первых характерен более постоянный петрографический состав и меньшее содержание обломков кристаллических пород.

ЛИТЕРАТУРА

- В и й д и н г Х. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР.— Тр. регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, Госполитнаучиздат, 1957.
- Г а й г а л а с А. И., Ю р г а й т и с А. А. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы (3. Сравнительная характеристика обломочного материала морен и водно-ледниковых отложений).— Тр. АН ЛитССР, Вильнюс, Сер. Б., 1967, № 1 (48).
- К е с с е л Х. Я., Р а у к а с А. В. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринского моря в Эстонии. Таллин, «Валгус», 1967.
- К о н ш и н Г. И. Петрографический состав гравийно-галечного материала морен Курземе.— В сб.: Вопросы четвертичной геологии, вып. 3, Рига, Изд-во АН ЛатССР, 1964.
- К у р ш с В. М. Петрографический состав гравийных залежей Латвийской ССР.— В сб.: Вопросы четвертичной геологии, Рига, вып. 1, Изд-во АН ЛатССР, 1962.

- Куршс В. М. Минеральное сырье Латвии для производства нерудных строительных материалов. Рига, Изд-во АН ЛатССР, 1963.
- Левков Э. А., Мишагова Э. Д. Вещественный состав песчано-гравийно-галечных отложений Белоруссии.— В сб.: Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1965.
- Левков Э. А., Мишагова Э. Д. О соотношении известняков и доломитов среди карбонатных обломков в антропогенных отложениях Белоруссии.— Докл. АН БССР, 1966, т. X, № 4.
- Левков Э. А., Банченко М. С. Полезные ископаемые антропогенных отложений БССР.— В сб.: Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, «Наука и техника», 1970.
- Тарвидас Р. И. Динамика неоплейстоценового ледника на территории Литвы и Калининградской области.— В сб.: Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс, «Минтис», 1967.
- Юргайтис А. А. Гранулометрический и минералого-петрографический состав песчано-гравийных отложений неоплейстоцена Литовской ССР.— В сб.: Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1966.
- Юргайтис А. А. Генетические типы и литология песчано-гравийных отложений Литовской ССР. Вильнюс, «Минтис», 1969.

Литовский научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Вильнюс
Белорусский научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Минск

Дата поступления
11.III.1971

УДК 552.517.3 : 551.763 (571.66)

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

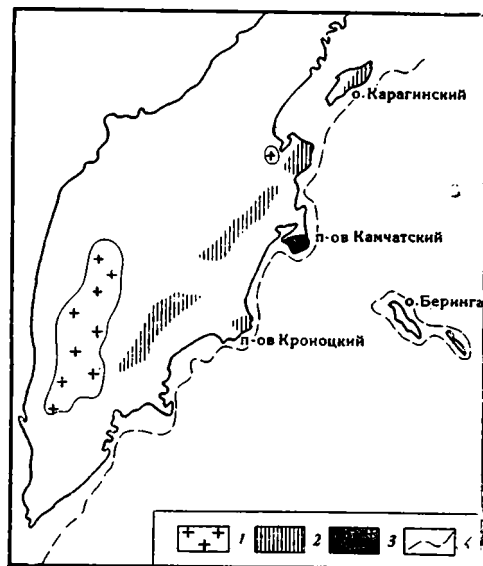
М. Н. ШАПИРО, М. Ю. ХОТИН

Описываются верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники, развитые в непосредственной близости от современной границы континента и океана. Терригенная формация согласно залегает на глубоководных (океанических) образованиях верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации п-ова Камчатский Мыс. Изучение состава и строения песчано-алевролитовой части терригенной формации приводит к выводу о сложном плагногранит-плагногнейсовом составе области сноса. Выяснение строения и фациальных особенностей терригенной формации позволяет предположить существование в позднемеловое время области сноса такого состава к востоку от области накопления терригенного материала.

Верхнемеловые отложения широко развиты в пределах Восточной Камчатки, где представлены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Основная полоса выходов этих толщ прослеживается вдоль осевой зоны Восточно-Камчатского антиклинория от хр. Валагинского на юге до о. Карагинского на севере (фиг. 1). В течение 1967—1970 гг. впервые был обоснован их верхнемеловой возраст благодаря находкам раковин иноцерамов камчатскими геологами С. А. Мельниковой, Б. И. Слядневым и В. А. Селиверстовым.

Небольшие по площади выходы верхнемеловых пород располагаются также и восточнее этой полосы: на Кроноцком полуострове и п-ове Камчатский Мыс. В частности, один из наиболее значительных по мощности разрезов верхнемеловых пород был описан в южной части п-ова Камчатский Мыс (Марков и др., 1969; Хотин, 1972), где получил название африканской серии (по м. Африка). Мощность серии 1500—1800 м. Она залегает с разрывом на разрушенных до дресвы породах габбро-гипербазитового комплекса (Марков и др., 1972).

С разрывом и резким несогласием отложения африканской се-



Фиг. 1. Схема расположения выходов доломовых метаморфических пород Срединного хребта Камчатки и Хавывенской возвышенности, меловых пород Восточно-Камчатского антиклинория и восточных полуостровов: 1 — доломовые метаморфические породы; 2 — меловые породы; 3 — район распространения терригенных пород пикетской свиты; 4 — внешний край континентального шельфа

рии и прорывающие ее интрузии гипербазитов перекрыты отложениями столбовской серии палеоцен-олигоценового возраста (Борзунова и др., 1969). В составе африканской серии выделены две различные по литологическому составу и генезису формации: вулканогенно-кремнистая, отвечающая смагинской свите и нижней части пикежской свиты, и терригенная, отвечающая верхней половине пикежской свиты (Хотин, 1972).

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Терригенная формация согласно перекрывает пирокластические и пирокласто-осадочные породы вулканогенно-кремнистой формации. Обоснование возраста африканской серии в целом следует признать достаточно условным. Оно базируется на находках единичных позднемеловых фораминифер в известняках смагинской свиты, а также на данных определения довольно бедного комплекса спор и пыльцы из песчаников пикежской свиты. Кроме того, такая возрастная датировка этих отложений подтверждается их стратиграфическим положением и сопоставлением с соседними районами Восточной Камчатки (п-ов Озерной), где возраст сходных по литологии отложений доказывается находками остатков верхнемеловых иноцерамов (по данным Б. И. Сляднева и определениям М. А. Пергамента).

Терригенная формация является верхним звеном серии позднемеловых отложений и потому обнажена лишь в ядрах синклинальных складок, а также разрозненных тектонических блоках в юго-восточной части п-ова Камчатский Мыс. Состав и строение этой формации фациально меняются по простиранию от западных ее разрезов к восточным. Так, если в разрезах в верховьях рек Быстрая, Мутная и Медвежья она представляет собой неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов при незначительном преобладании песчаников и алевролитов, то на востоке района, вблизи горы Африка и на м. Африка, обнажена практически неслоистая толща песчаников с единичными линзами и тонкими прослоями аргиллитов. Песчаники и алевролиты формации одинаковы по структуре и составу на всей площади их развития. Мощность формации 200—400 м с минимальными мощностями в западной части района. О характере строения песчано-аргиллитовой части формации можно судить по небольшому разрезу, описанному на западном гребне горы Камчатской, где по ровной четкой границе на зеленовато-бурые алевро-псаммитовые туффиты верхов смагинской свиты налегают следующие породы (снизу вверх).

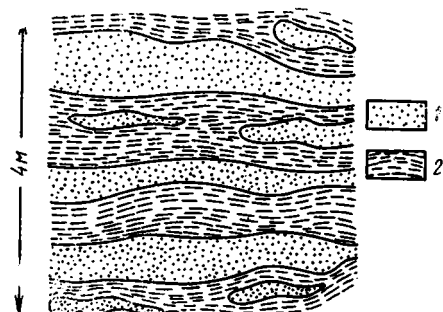
Мощность, м

1. Песчаник темно-серый, неслоистый, массивный, мелкозернистый. 1,3
2. Переслоенные темно-серые песчаники, алевролиты и черные аргиллиты. Мощность прослоев песчаников 0,2—0,3 м, аргиллитов — 1,0—1,5 м. Алевролиты залегают в аргиллитах в виде линз толщиной 0,05—1,0 м и длиной 0,4—1,5 м. Здесь же единичные линзы бурых туффитов (до 0,5 м мощностью). 7,5
3. Песчаник светло-буровато-серый, мелкозернистый, массивный, неслоистый. 1,2
4. Неравномерно переслоенные песчаники, алевролиты и аргиллиты, аналогичные таковым слоя 2. 4,0
5. Песчаник темно-серый, почти черный мелкозернистый, неслоистый, кверху переходящий в черный алевролит. 2,2
6. Неравномерно переслоенные темно-серые песчаники, алевролиты и черные аргиллиты. Прослои алевролитов и песчаников невыдержаны по мощности (0,1—0,3 м). Мощность прослоев аргиллитов 0,6—1,5 м. В них тонкие (0,06—0,15 м) линзы песчаников и алевролитов. 4,0

7. Песчаник темно-серый, серый, мелко- и среднезернистый, переходящий вверх по слою в алевролит. 3,0
8. Аргиллит черный, неслоистый, мелкооскольчатый с мелкими тонкими линзочками песчаника и алевролита. 2,5
9. Песчаник, аналогичный таковому слою 7. 3,0
10. Неравномерно переслоенные песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мощность прослоев песчаников 1,3 м, аргиллитов — 0,4—0,8 м. В них значительное количество линз песчаников и алевролитов. 16,0
11. Песчаник серый, неслоистый, массивный, содержащий тонкие (до 0,1—0,2 м) линзы и прослои черного аргиллита. 6,0
12. Песчаник темно-серый, неслоистый, мелкозернистый. 4,0
13. Аргиллит черный, мелкооскольчатый, с тонкими линзами и прослоями (до 0,1—0,2 м) алевролитов. 3,5
14. Песчаники серые, темно-серые, массивные, содержащие редкие линзы и прослои аргиллитов черных, мелкооскольчатых 20

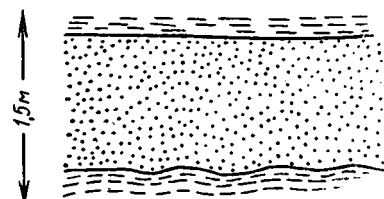
Выше, до вершин горы Камчатской, где породы пикежской свиты прорваны интрузией гипербазитов, обнажены массивные, неслоистые, серые, темно-серые, буровато-серые песчаники, содержащие редкие линзы аргиллитов и наращающие мощность разреза примерно на 80—90 м.

Из приведенного описания видно, что в основании терригенной формации (около 30 м мощности) преобладают аргиллиты. Прослои и лин-



Фиг. 2. Характер переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов пикежской свиты

1 — песчаники и алевролиты; 2 — аргиллиты



Фиг. 3. Строение слоя песчаника
Условные обозначения см. на фиг. 2

зы песчаников в них четко обособлены (фиг. 2), при этом нижняя граница прослоев песчаников в большинстве случаев волнистая, неровная, мелкобугристая, с иероглифами, а верхняя, как правило, четкая, ровная даже в тех случаях, когда песчаники переходят вверх по слою в алевролиты (фиг. 3). В линзах песчаников и верхняя и нижняя границы четкие, ровные при общей извилистости контуров линз. Границы всех слоев песчаников и аргиллитов извилисты в разрезе. В следующих 20—25 м мощности разреза происходит постепенное увеличение роли песчаников и алевролитов, которое сменяется их преобладанием. Характер восточной (песчаной) части формации существенно иной. Изменения в ее составе и строении с запада на восток происходят постепенно и практически не улавливаются в разрозненных обнажениях.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД ФОРМАЦИИ

Песчаники и алевропесчаники — слабосортированные породы, в которых, как правило, хорошо обособляются обломочные зерна и цемент. Обломочная часть песчаников составляет 65—80% объема породы.

Взятая в отдельности, она представляется достаточно хорошо отсортированной, а размеры преобладающей части обломков укладываются в границы двух смежных фракций (0,06—0,25 или 0,1—0,5 мм). В наиболее отсортированных породах несколько преобладает фракция мелкозернистого песка (0,1—0,25 мм). Подавляющее большинство обломков не окатано. Никакой слоистости в шлифах не отмечено, но часто видна ориентировка плоских зерен (преимущественно слюды) в одной плоскости. Наблюдения над структурными и текстурными признаками затруднены явлениями катаклаза, часто превращающими породу в бесструктурный агрегат мелких обломков, сцементированных тем же самым материалом.

Среди обломков резко преобладают кварц и полевые шпаты, содержание которых составляет в среднем 80% и не опускается ниже 70%. Остальные 20% обломочных зерен представлены биотитом, пироксеном, рудными и акцессорными минералами и обломками пород, более половины которых — метаморфические породы.

Полевые шпаты представлены преимущественно плагиоклазами № 20—35, изредка отмечены более кислые (альбит — олигоклаз) и более основной (андезин). Встречаются относительно свежие незамутненные зерна плагиоклаза и зерна, в значительной степени серицитизированные, реже альбитизированные, однако закономерной связи степени изменения с составом не выявляется. Кристаллографически правильные зерна почти отсутствуют. Зональные плагиоклазы редки. Более половины зерен не sdвойниково, что характерно для олигоклазов.

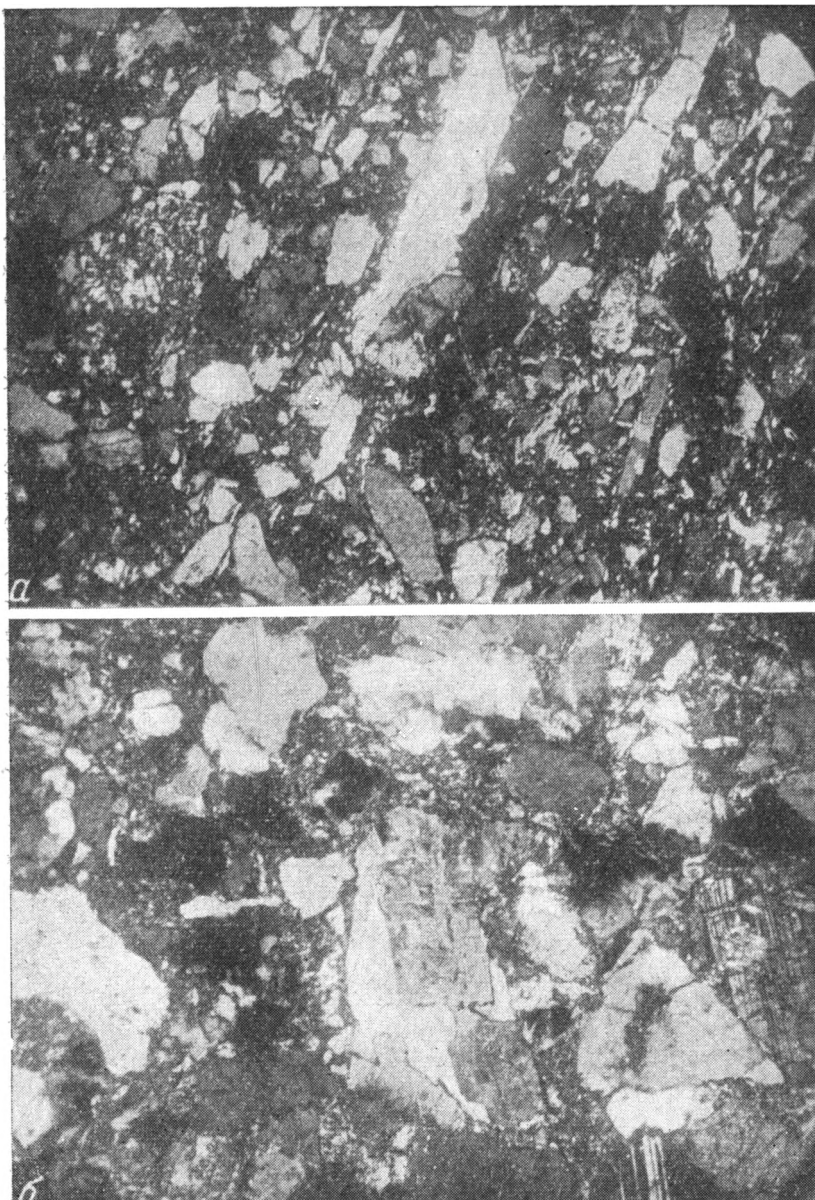
Калиевые полевые шпаты редки, хотя в одном из шлифов количество их достигает 15% всех обломков. Это слабепелитизированные зерна, иногда замещенные по трещинам альбитом, изредка с микроклиновой решеткой. В значительных количествах встречаются обломки микропегматита.

Кварц слагает 25—40% всех зерен (среднее содержание — 32%). Представлен остроугольными изометричными обломками, не имеющими «заливов», типичных для кварца эффузивных пород. Это чистые незамутненные зерна, как правило, с волнистым и часто агрегатным погасанием, изредка с включениями мелких кристаллов рутила или мусковита.

Биотит, содержание которого 6—8% общего объема обломков — постоянная составляющая обломочной части описываемых пород. Он образует разнообразие по размеру зерна: от мельчайших чешуек до листочков 0,2—2,3 мм длиной (фиг. 4, а). Изредка эти зерна сохраняют первоначальный облик и оптические свойства, но в большинстве случаев они подверглись интенсивным катагенетическим изменениям с образованием разнообразных по структуре агрегатов гидробиотита и хлорита.

Из остальных терригенных минералов наиболее распространены мусковит, сфен, апатит, циркон; часто встречаются роговая обманка, пироксены, рутил, эпидот; очень редко — гранат, серпентин.

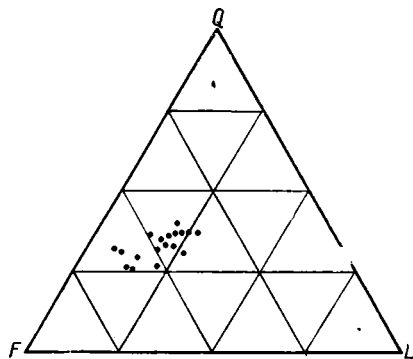
Последняя важная группа зерен — обломки пород. В этой группе резко преобладают метаморфические породы фации зеленых сланцев. Отмечены кварциты, слюдитые (мусковитовые) кварциты, кварц-мусковитовые, кварц-альбит-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, а также сланцеватые породы неясного состава. Эффузивы андезитового и липаритового состава встречаются постоянно, но в единичных зернах. Среди них отмечены обломки игнимбритов. Интрузивные породы представлены отдельными обломками диоритовых порфириров и часто встречающимися сростками кислых плагиоклазов с кварцем с заметным идиоморфизмом первых (фиг. 4, б), представляющими, по-видимому, фрагменты мелкозернистых плагиогранитов или кварцевых диоритов.



Фиг. 4. Микрофото ($\times 120$, николи +)
 а — ориентированные зерна биотита в песчанике; б —
 сростки кварца и плагиоклаза в обломках

Количество цемента песчаников и алевропесчаников 20—35%, в среднем 25%. Цемент состоит из тонко измельченных зерен терригенных минералов, образующих слабополяризующую, минералогически трудноопределимую массу. Часто развит гидробиотит, по-видимому, за счет изменения мельчайших чешуек терригенного биотита. Цемент базального и пленочного типов, в большинстве случаев дополняемых цементом вдавливания, когда по границам зерен развиваются пленки хлорита.

Аргиллиты пикежской свиты сложены в основном хлоритом, слюдистыми минералами и тонкокristаллическим кремнеземом, образующими криптозернистый или микрочешуйчатый агрегат с четкими реликтами обломочной структуры. Первичный состав обломков, размер которых не превышает 0,05 мм, а, как правило, значительно меньше, не распознается. На фоне относительно однородной, бурой, заметно поляризующей основной массы выделяются более крупные, по-видимому, новообразованные зерна серицита и гидробиотита, возможно, за счет тонко измелченных плагиоклаза и биотита. Эти зерна ориентированы, как пра-



Фиг. 5. Состав обломков в песчаниках пикежской свиты
Q — кварц, F — полевые шпаты, L — обломки пород и темноцветных минералов

вило, параллельно многочисленным трещинам кливажа. В одном из шлифов отмечены мелкие, почти потерявшие структуру, ожеженные растительные фрагменты. В низах разреза горы Камчатской встречаются туфогенные аргиллиты или туффиты с реликтами пепловых частиц, существенно кремнистые аргиллиты (кремнисто-глинистые породы) и халцедоновые кремни с примесью глинистого материала. Отмечается вторичный кальцит пятнами в основной массе аргиллитов и по сети тонких прожилков. Постепенные переходы между аргиллитами, с одной стороны, и алевролитами и песчаниками — с другой, отсутствуют. В шлифе наблюдались мельчайшие линзочки песчаника в аргиллите, резко

(но без размыва) ограниченные со стороны подошвы и кровли. Так как главной целью исследования было определение характера области сноса терригенного материала, то при петрографическом описании основное внимание было уделено изучению именно обломочной части песчаников и алевропесчаников. В 18 шлифах из разреза горы Камчатской был произведен подсчет главных породообразующих зерен на интеграционном столике ИСА. Результаты подсчета состава обломочной составляющей песчаников и алевропесчаников нанесены на треугольную диаграмму (фиг. 5). Они свидетельствуют прежде всего о литологической однородности пород, обусловленной, по-видимому, их генетическим единством. Кроме того, отчетливо выявляется достаточно специфический состав обломков описываемых пород.

Песчаники и алевропесчаники являются, несомненно, полимиктовыми в широком смысле этого термина. Вместе с тем, с одной стороны, они близки аркозовым песчаникам в понимании Л. Б. Рухина (1969), аркозовым песчаникам либо субграуваккам И. Петтиджона (Pettjohn, 1957); а с другой — граувакковым аркозам В. Д. Шутова (1967). Большинство исследователей термин «аркоз», «аркозовый песчаник» связывают с генезисом породы, что заставляет исключать термин из ряда классификаций, построенных на чисто петрографических принципах. Там же, где этот термин сохраняется, он ограничивается таким образом, чтобы состав пород, относящихся к этой группе, максимально приближался к составу гранитов. Основные признаки аркозов: резкое преобладание кварц-полевошпатовой составляющей над обломками пород при преобладании щелочных полевых шпатов над средними и основными плагиоклазами. В большинстве случаев эти признаки взаимосвязаны, но в описываемых породах, хотя первое условие и соблюдается, в составе полевых шпатов резко преобладают основные олигоклазы и кислые андезиты, т. е. плагиоклазы, не характерные для нормальных гранитов.

Говоря об источниках терригенного материала песчаников терригенной формации, можно сразу исключить две группы пород: осадочную и эффузивную, так как обломки таких пород в составе песчаников крайне редки. Гипербазиты и габброиды, как не содержащие значительных количеств кварца и среднего плагиоклаза, также исключены. Маловероятны как источники материала и нормальные граниты, так как они больше чем наполовину состоят из щелочных полевых шпатов.

Достаточно вероятно предположение о размыве массивов кварцевых диоритов и (или) плагиогранитов. К примеру, типичный трондьемит Норвегии (Вильямс и др., 1957) содержит плагиоклаза 68, кварца 23, биотита 8%, что достаточно близко к составу описываемых песчаников. Не следует, однако, придавать этому слишком большое значение, так как состав плагиоклаза в плагиогранитах № 15—30, иногда № 8—20 (Кузнецов, 1964), в то время как в песчаниках рассматриваемой формации преобладают плагиоклазы № 20—35.

Подобный состав плагиоклазов более типичен для кварцевых диоритов, однако в последних количество кварца редко превышает 20%, а среди темноцветных минералов широко развита роговая обманка. Вместе с тем при совместном размыве кварцевых диоритов и плагиогранитов на некотором расстоянии от источников сноса образующийся осадок должен быть несколько обогащен кварцем и слюдой за счет большой устойчивости первого и более быстрой транспортировки второго. Однако наиболее близок состав описываемых песчаников к составу плагиогнейсов, для которых по сравнению с плагиогранитами характерен несколько более основной плагиоклаз и не характерна зональность его кристаллов. Кроме того, в песчаниках встречаются обломки, представляющие агрегаты кварцевых зерен, наиболее типичные именно для метаморфических пород.

Все эти признаки позволяют считать, что основным источником материала песчаников были именно плагиогнейсы. Достаточно многочисленные обломки слабометаморфизованных пород свидетельствуют о том, что, вероятнее всего, размывался сложный полиметаморфический комплекс пород. Дополнительным источником могли быть интрузии преимущественно плагиогранитового и кварцдиоритового состава.

Условия транспортировки и накопления пород описываемой формации далеко не ясны, но все же, главным образом методом исключения, можно прийти к определенным выводам относительно этих условий.

Континентальный и прибрежно-морской генезис этих пород исключен ввиду однородности их разреза, отсутствия гравийно-галечного и грубого песчаного материала и полного отсутствия типичных пород такого генезиса текстурных признаков. За исключением турбидитов, текстуры которых в пикежских песчаниках наблюдаются крайне редко, песчаные осадки во всех современных бассейнах распространены до глубин в 100, реже 200 м, причем расстояние до береговой линии не играет существенной роли (Страхов, 1963). Именно так, за редкими исключениями, распределены песчаные осадки в современном Беринговом море (Лисицин, 1966).

Таким образом, и пикежские песчаники, вероятнее всего, представляют собой осадки внешней части шельфа. В то же время известно, что при удалении от береговой линии в пределах шельфа наряду с сортировкой обломков по крупности и удельному весу благодаря деятельности вдольбереговых течений идет интеграция и смешение терригенного материала, выносимого в море различными потоками (Страхов, 1963), в связи с чем состав осадков внешней части шельфа, как правило, отражает особенности обширных областей сноса. Поэтому песчаники пикежской свиты (учитывая их значительную мощность) следует рассматри-

вать как продукт размыва достаточно крупного антиклинория или срединного массива, так как именно к таким структурам приурочены в геосинклинальных областях обширные площади развития метаморфических пород и гранитоидов.

Положение этого гипотетического «метаморфического ядра» представляет собой вопрос первостепенной важности при изучении палеогеографии Камчатки мелового периода. Ближайший крупный массив метаморфических пород и гранитоидов расположен в настоящее время в южной части Срединного хребта Камчатки, в 300—350 км юго-западнее п-ова Камчатский Мыс. Небольшой выход метаморфид — Хавывенская возвышенность — известен в 150 км северо-северо-западнее. Однако оба эти участка в верхнемеловое время были отделены от п-ова Камчатский Мыс крупным северо-восточным прогибом, где шло накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ основного состава, не содержащих пород, столь же близких по составу к аркозам, как песчаники пикежской свиты¹.

Источник терригенного материала последних следует искать, таким образом, восточнее этого прогиба, преобразованного в послемеловое время в Восточно-Камчатский антиклинорий. Вместе с тем в пределах Камчатского залива и в юго-западной части Берингова моря восточное крыло Восточно-Камчатского антиклинория обрывается береговой линией и материковым склоном (который отделяется от берега весьма узкой полоской шельфа), и это неизбежно приводит нас к заключению, что искомый источник сноса располагался где-то в пределах современного материкового склона или даже восточнее него и в настоящее время полностью уничтожен. Выклинивание песчаных горизонтов пикежской свиты к западу и замещение их аргиллитами — прямое подтверждение этого.

ЛИТЕРАТУРА

- Борзунова Г. П., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. Палеоген полуострова Камчатского Мыса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 11.
Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч. М. Петрография, М., Изд-во иностр. лит., 1957.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. О характере сочленения Алеутской дуги со структурами Восточных хребтов Камчатки. — Геотектоника, 1969, № 5.
Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского Мыса. — Геотектоника, 1972, № 4.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., «Недра», 1969.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
Хотин М. Д. Кремнистые породы позднемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации полуострова Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) и условия их образования. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3.
Шутов В. Д. Классификация песчаников. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks. 2 ed. N. Y., Harper, 1957.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
9.III.1972

¹ Хотя сопоставление африканской серии в ее полном объеме с верхнемеловыми образованиями Восточно-Камчатского антиклинория не может считаться окончательно доказанным, предположение, что к моменту отложения пикежских песчаников, венчающих разрез африканской серии, прогиб на месте антиклинория уже существовал, представляется достаточно обоснованным. Разрез Восточно-Камчатского антиклинория охватывает весь верхний отдел меловой системы и, вероятно, верхнюю часть нижнего отдела (данные В. А. Селиверстова, КТГУ). Кроме того, развитые на п-ове Озерном верхнемеловые породы весьма напоминают породы смагинской свиты. Вместе с тем уточнение возраста африканской серии, конечно, необходимо.

УДК 549.613.3—551.76+551.77(574+575)

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДИСТЕНА В ОСАДКАХ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ И КАЗАХСТАНА

В. А. ГРОССГЕЙМ, И. Л. ГЕРАЩЕНКО

С помощью анализа распределения дистена в мезозойско-кайнозойских отложениях Средней Азии и Казахстана делается попытка рассмотреть историю областей размыва этого региона. Проводится сравнение областей питания Русской платформы и исследуемой территории.

Роль дистена как индикатора источников сноса в течение фанерозоя на Европейской части СССР в достаточной мере выяснена (Батурин, 1928; Гроссгейм, 1966; Гроссгейм, Окнова, 1969, и др.). Она оказалась весьма существенной. Однако по другим территориям работы о распространении дистена отсутствуют, и наша статья предназначена восполнить в какой-то степени этот пробел. Нами было собрано 43500 минералогических анализов из осадков мезозоя и кайнозоя Прикаспийской впадины, Туранской плиты и окружающих ее горных сооружений. Хотя территория изучена неравномерно, все-таки основные ареалы распространения дистена в осадках можно считать установленными.

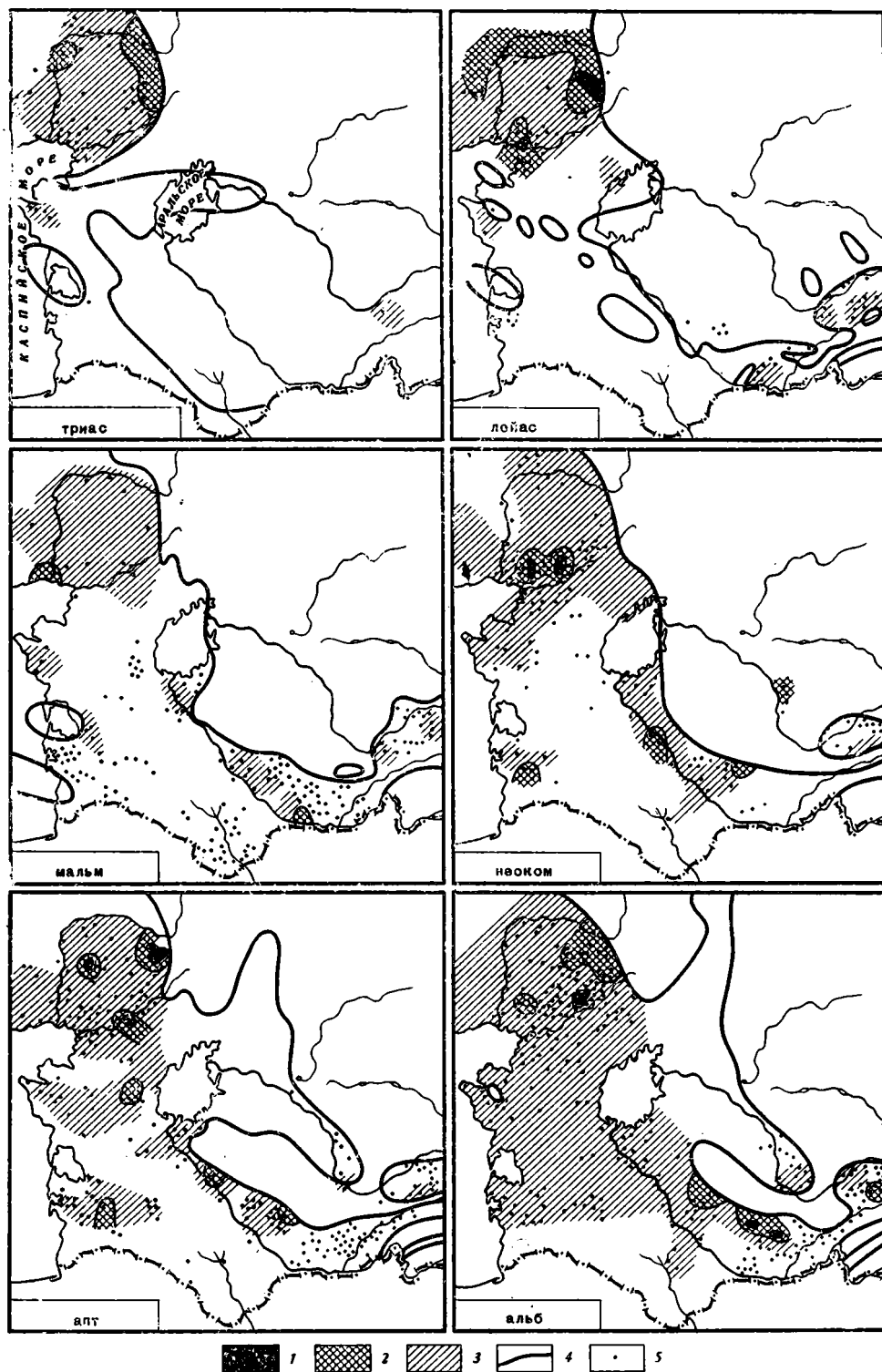
Дистен в осадках чаще всего представлен бесцветными, реже голубоватыми прозрачными вытянутыми зернами с хорошо выраженной поперечной спайностью, в различной мере окатанными.

Минералогический состав осадков триаса изучен лучше всего в Прикаспийской впадине. Дистен встречается здесь в небольших количествах. Несколько больше его в осадках, отлагавшихся ближе к современным Мугоджарам, которые, по-видимому, и являлись его источником (Гроссгейм, 1966). Единичные зерна дистена изредка встречаются в осадках триаса Южного Мангышлака и Ферганы (фиг. 1).

В осадках ранней юры, изученных несколько лучше, наблюдается такая же картина. Наиболее часто дистен встречается в породах лейаса Прикаспийской впадины, больше по ее периферии, чем в центре. Наиболее крупный ареал повышенных значений дистена, как и прежде, примыкает к Мугоджарам. В очень небольших количествах и редко он встречается на Мангышлаке, в Северном Приаралье, на Кугитанге и Фергане. На Кугитанге дистен представлен неокатанными, призматическими, ступенчатыми или неправильными, бесцветными или синевато-голубыми зернами.

В осадках средней юры в Прикаспийской впадине дистен распространен повсеместно, хотя его концентрации несколько меньше, чем в осадках лейаса. Небольшие ареалы дистена известны также южнее Мангышлака, в районе Большого Балхана, Туаркыра, в среднем течении Аму-дарьи и на Фергане. Примерно такое же расположение имеют ареалы распространения дистена и в поздней юре. Наибольшие концентрации этого минерала отмечены в южной части Прикаспийской впадины. В районе Кушкаматау зерна дистена характеризуются угловато-окатанной, удлиненной, призматической формой. Она содержит бесцветные газовые включения.

Таким образом, в течение триаса и юры распределение дистена в осадках существенно не менялось.



Фиг. 1. Карты распространения дистена (содержания в % от тяжелой фракции) в осадках триаса, лейаса, мальма, неокома, апта и альба
 Содержания, %: 1—>5, 2—5—2, 3—<2; 4—предполагаемая береговая линия; 5 — точки наблюдения (отсутствие штриховки у точки наблюдения означает отсутствие дистена в осадках)

В отложениях раннего мела дистен распространен шире. В осадках неокома (фиг. 1) Прикаспийской впадины его содержание доходит до 3,5% тяжелой фракции, а в западной части Мангышлака — до 6,5%. В районе Большого Балхана и южнее содержание дистена также увеличилось (до 4,7%). Он постоянно встречается в разрезах, тяготеющих к среднему и нижнему течению Амударьи. Очень редки находки зерен дистена в Фергане и Кызылкумах. В осадках апта наблюдается сходная картина распространения дистена, причем в ряде пунктов его содержание в тяжелых фракциях доходит до 31,5% (район Актюбинска). Немного шире распространен дистен и в альбских осадках. В Прикаспийской впадине зерна дистена на востоке крупнее, чем на западе. На востоке преобладают чистые угловатые зерна дистена, а на западе — трещиноватые формы. В районе Кара-Богаз-Гола и Туаркыра дистен представлен вытянутыми угловато-округлыми, бесцветными или голубоватыми зернами и реже табличками со ступенчатой поверхностью размером до 0,2 мм. В бассейне Амударьи в районе Нукуса зерна дистена имеют призматическую и неправильную формы и отличаются чистотой и отсутствием окраски. У Султан-Санджара дистен представлен бесцветными со стекляннным блеском, вытянутыми, ступенчатыми призмами с характерными трещинами спайности. В Юго-Восточной Туркмении чаще всего встречаются угловато-окатанные вытянутые табличчатые бесцветные зерна, а в Фергане — бесцветные, слегка загрязненные призматические удлиненные зерна дистена.

В сеномане (фиг. 2) ареалы дистена вновь локализуются. В Прикаспийском ареале по-прежнему наибольшие концентрации дистена тяготеют к Мугоджарам. Вторым по значению ареалом является Приамударьинский, протягивающийся по западному краю Кызылкумов до Кугитанга и заходящий в Каракумы. Наибольшие скопления дистена отмечены в районе Карши — до 26,9%. Кроме того, небольшие ареалы дистена выявлены в районе Мангышлака, Большого Балхана и Ферганы.

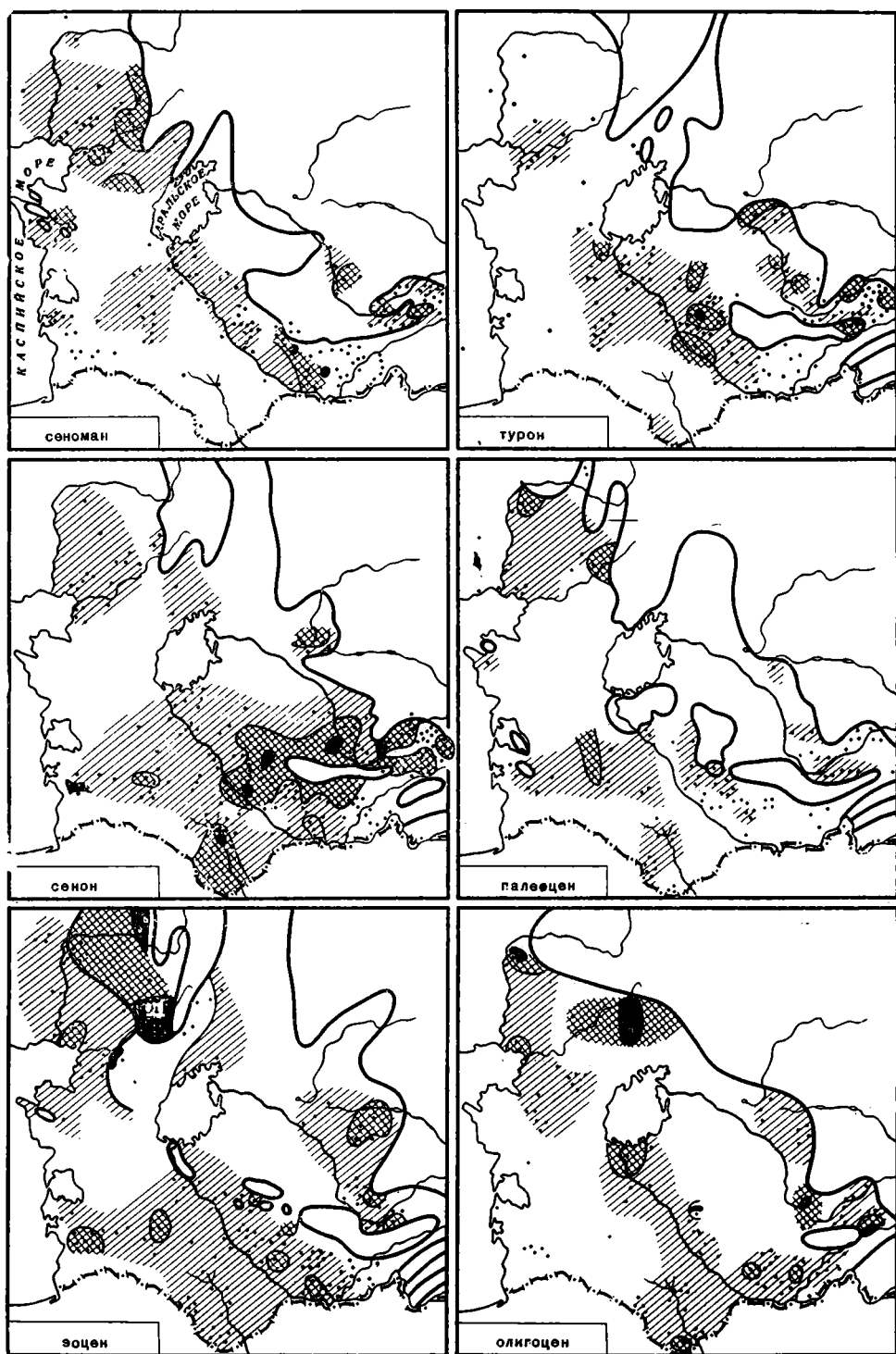
В осадках туронского века по Мангышлакскому и Балханскому районам данные отсутствуют. Приамударьинский ареал еще более разросся и появились новые ареалы в среднем течении Сырдарьи и в районе Бадхыза, хотя они не отмечены сколько-нибудь значительными скоплениями дистена.

Более выразительная картина распределения дистена наблюдается в осадках сенона. При сохранении главных ареалов распространения дистена (Прикаспийского и Приамударьинского) и даже второстепенных (Прибалханского и Ферганского) значение приобретают и новые: в первую очередь Каракумский и Бадхызский. Особенно отчетливо проявил себя Бадхызский ареал. В районе г. Мары количество дистена доходит до 7,4% тяжелой фракции.

Характеристика позднемеловых дистенов не отличается от таковой раннемеловых. Более подробно изучены типоморфные особенности дистена Кызылкумов. Здесь он представлен чаще всего бесцветными, удлиненными (призматическими) угловато-округлой формы зернами.

Осадки палеоцена в минералогическом отношении изучены хуже, чем сенонские (в меньшем количестве пунктов) и только поэтому, как нам кажется, на карте пришлось показать меньшее распространение дистена (фиг. 2). Однако основные ареалы, даже незначительные, фиксируются достаточно отчетливо. Особенно четко выделяется Каракумский ареал повышенных концентраций дистена.

Лучше изучены отложения раннего и среднего эоцена. В это время при сохранении общей картины вновь большее значение приобрел Кызылордынский (восточнокызылкумский) ареал. Каракумский ареал (Серный завод) продолжает отчетливо проявлять себя, как и ареал в районе Кюрендага. В позднем эоцене картина изменилась мало. Наиболее обширным и лучше всего выраженным являлся Примугоджарский



Фиг. 2. Карты распространения дистена в осадках сеномана, турона, сенона, палеоцена, эоцена и олигоцена
Условные обозначения см. на фиг. 1

ареал, окаймлявший южный выступ Уральской суши. Другие ареалы обозначаются также в достаточной мере четко, хотя они обоснованы меньшим количеством данных, чем для раннего и среднего эоцена.

Осадки олигоцена изучены менее подробно, особенно в Туркмении, но основные закономерности распределения дистена сохраняются и для этого отрезка времени. Западно-Туркменские дистены из палеогеновых осадков представлены бесцветными призматическими удлинёнными, иногда окатанными зёрнами. В районах юго-западных отрогов Гиссара встречаются бесцветные призматические зёрна дистена с характерными трещинами спайности. На Южном Мангышлаке и на хребте Алым-Тау встречаются дистены неправильной формы.

Осадки неогена изучены в минералогическом отношении недостаточно, но общее представление о распространении дистена получить можно. В связи со слабой расчленённостью и условностью межрегиональной корреляции континентальных осадков неогена мы составили карту распространения, общую для всего континентального неогена (фиг. 3). На ней хорошо выделяются Бадхызский и Приамударьинский ареалы дистена. Значительно шире, чем когда-либо ранее, дистен распространён в осадках неогена Таджикской депрессии. Кроме того, он встречается в Фергане и в ряде более мелких межгорных впадин Северного Тянь-Шаня.

Морские осадки неогена известны лишь в западной и северо-западной частях рассматриваемой территории. В среднемиоценовых осадках дистена много у северного (Мангышлак) и южного (Небит-Даг) берегов бассейна. Тяжёлые фракции среднеплиоценовых осадков обогащены дистеном в Западной и Юго-Западной Туркмении. В осадках акчагыла и апшерона дистен образует три ареала: Прикаспийский, Западно-Туркменский и Восточно-Туркменский.

В континентальных осадках неогена дистен представлен чаще всего бесцветными призматическими зёрнами (Каракумы, Таджикистан), а в районе Кушки и Байрам-Али — чистыми и загрязнёнными (с включениями непрозрачных минералов и слюд) вытянутыми или неправильными угловато-окатанными зёрнами.

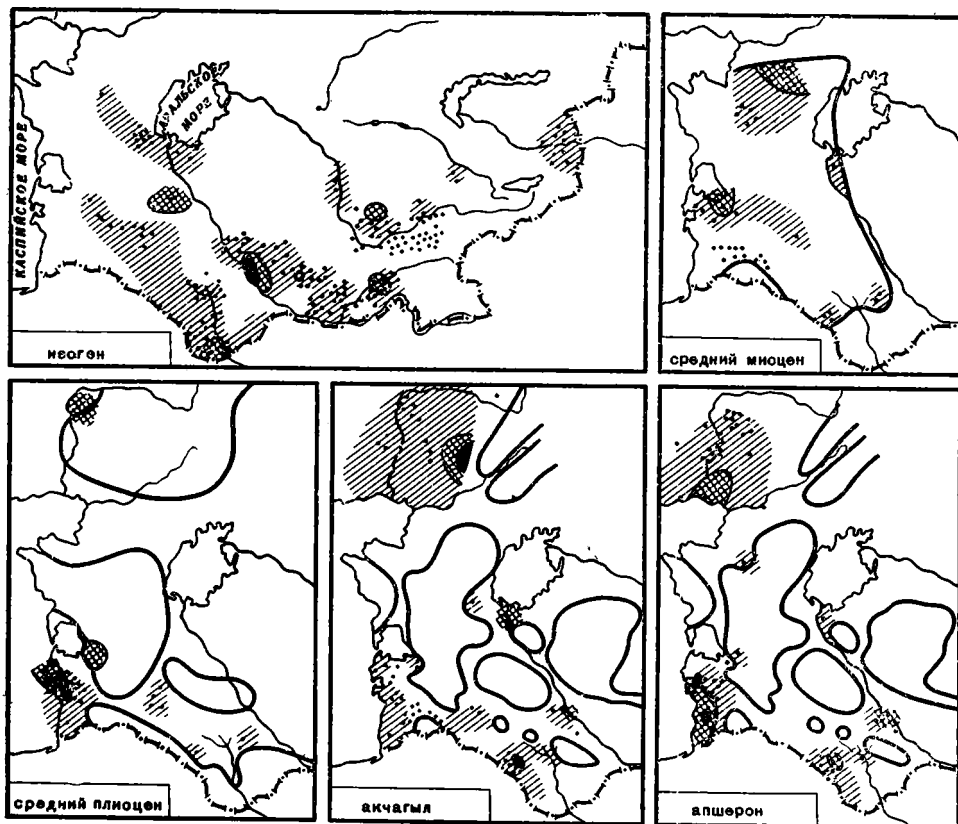
Характерная особенность среднеплиоценовых дистенов о. Челекена — наличие сильной деформации. Образуются зёрна ступенчато-изогнутые, скрученные или свернутые относительно одного направления спайности (к востоку количество таких зёрен резко уменьшается). Обычно зёрна дистена светло-голубые или мутновато-белые, но чаще бесцветны, полукатаны, но есть и окатанные. В верхнем плиоцене Западной Туркмении дистен представлен бесцветными призматическими со ступенчатым строением и неправильными зёрнами иногда с зазубренными краями.

Приведённый выше краткий обзор распространения дистена в осадках мезозоя и кайнозоя Средней Азии и Казахстана даёт возможность сделать ряд выводов.

В отличие от Европейской части СССР (Гроссгейм, 1966) на рассматриваемой территории существовало несколько областей размыва, поставивших дистен в осадки бассейнов седиментации. Они проявляли себя по-разному в различные отрезки времени.

Наиболее устойчивым источником дистена, действовавшим в течение всего рассматриваемого отрезка времени, являлся Южный Урал и Мугоджары. Обширные ареалы дистена постоянно окаймляли южный выступ Уральской суши, где известны и его месторождения (Игумнов, Кожевников, 1935). Содержание дистена в тяжёлых фракциях в этом ареале достигало 31% (апр). Уральские дистены отличаются крупной величиной и часто встречаются в виде чистых плоских призм и обломков.

Вторые по значению источники дистена — горные сооружения Кызылкумов и Южного Приаралья (хребты Нуратау, Актау, Кульджуктау, Джетымтау, Букантау, Султануиздаг и др.).



Фиг. 3. Карты распространения дистена в осадках неогена (континентальные), среднего миоцена, среднего плиоцена, акчагыла и апшерона
Условные обозначения см. на фиг. 1

Этот источник проявлял себя от юры до неогена, когда он оказался частью обширной суши, удаленной от миоценовых и плиоценовых морских бассейнов. Хотя концентрации дистена в тяжелых фракциях редко и локально достигают значительных величин (например, в сеноне его до 8,7%), этот ареал дистена устойчив и достаточно обширен, охватывая среднее и нижнее течение Амударьи. Дистены этого ареала представлены чаще всего чистыми бесцветными призматическими неправильной формы удлинёнными зёрнами. Реже встречаются беловатые зёрна с сильным стекляннным блеском. Некоторые зёрна имеют ступенчатый габитус.

Упомянутые выше хребты являются выступами герцинского фундамента этой части Туранской плиты, и их центральные части сложены кислыми интрузиями и метаморфизованными породами палеозоя. Последние и являлись источниками дистена для его Приамударьинского ареала.

Другие ареалы характеризуются сравнительно небольшой площадью и непостоянством во времени, хотя каждый из них и связан, вероятно, со своим особым источником терригенного материала. К таким ареалам можно отнести Мангышлакский, Западно-Туркменский, Бадхызский, Кызыл-Ординский и ареалы, связанные с межгорными впадинами Тянь-Шаня. На Мангышлаке дистен редок и найден не во всех изученных разрезах от триаса до эоцена. Возможно, что источники его были расположены в районе Каратау (метаморфизованные герциниды) или западнее (участок поднятия Карпинского, ныне погруженный под водами Северного Каспия). В последнем случае он мог быть общим для Мангышлака и южного борта Прикаспийской впадины.

Также не совсем ясно расположение источника дистена для Западно-Туркменского ареала. Он проявлял себя от средней юры до апшерона включительно. Этот ареал также не отличается крупными размерами, но довольно устойчив. Возможными источниками дистена могут быть, с одной стороны, Кара-Богаз-Гольский свод, который (Атлас..., 1968) в триасе, юре и неокоме представлял собой крупный остров, а позже островную сушу небольших размеров, а с другой стороны — восточная часть Эльбруса. В ряде случаев концентрации дистена увеличиваются в южном направлении (неоком, апшерон). Еще раньше была высказана мысль, что источником дистена для миоцена Кобыстана и даже Дагестана являлся северный Иран (Вистелиус, 1952). В коллекции А. Б. Вистелиуса имеются дистены из аллювия рек, стекающих с Эльбруса в Каспий (устное сообщение). Возможно, оба источника действовали одновременно или попеременно. Косвенным (поскольку дистены из возможных источников сноса не описаны) подтверждением этой мысли может быть и то обстоятельство, что дистены юго-западной Туркмении очень разнообразны. В юре и мелу они представлены удлиненными бесцветными зернами с включениями рудной пыли, в эоцене — призматическими и окатанными также бесцветными зернами, а в осадках плиоцена они светло-голубые и мутно-белые, скрученные, неправильные, ступенчатые.

Бадхызский ареал обозначился с турона. Происхождение дистена этого ареала легче всего связать с размывом Паропамиза. Кызыл-Ординский ареал также впервые проявил себя в туроне. Дистен сюда, по всей видимости, попадал с каратауских горных сооружений, сложенных метаморфизованными породами палеозоя.

В Центральных Каракумах ареал дистена просуществовал в течение мела и палеогена и был связан, вероятно, с местным источником сноса. Дистен здесь представлен мелкими призматическими и неправильной формы бесцветными, слабо окатанными зернами.

В пределах Тянь-Шаня дистен в очень небольших количествах и редко отмечается в Таджикской впадине (поздняя юра, сеноман, сенон, эоцен, олигоцен, неоген), в Ферганском (триас — неоген) и других более мелких межгорных прогибах (спорадически). Эти разрозненные находки зерен дистена, собственно, даже нельзя и назвать ареалами рассеяния. Все же, принимая во внимание сильный метаморфизм палеозойских пород и замкнутый характер бассейнов седиментации, можно с достаточной достоверностью утверждать, что источниками дистена служили горные сооружения Тянь-Шаня.

Таким образом, дистен из пород чехла Туранской плиты играет значительно меньшую роль как индикатор областей размыва, чем на Русской платформе и окружающих ее геосинклинальных сооружениях. На рассмотренной территории миграции терригенного материала невелики и источники дистена более многочисленны, чем в Европейской части СССР, что ограничивает его использование для палеогеографических реконструкций.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. III, Мезозой. М., Всес. аэрогеол. трест, 1968.
- Батурин В. П. О присутствии дистена в песках продуктивной толщи. — Изв. Азерб. политехн. ин-та, 1928, т. 4—5.
- Вистелиус А. Б. К минералогии песчано-алевритовых отложений миоцена юга Азербайджана. — Докл. АН СССР, 1952, т. 85, № 5.
- Гроссгейм В. А. Распространение дистена в осадках мезозоя и кайнозоя Европейской части СССР. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- Гроссгейм В. А., Окнова Н. С. Распространение дистена в осадках палеозоя Европейской части СССР. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- Игумнов А. Н., Кожевников К. Е. Уральские месторождения дистена. — Тр. ВИМС, М., 1935, вып. 90.

ВНИГРИ
Ленинград

Дата поступления
29.X.1971

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕРМАНИЕНОСНЫХ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Л. А. АДМАКИН

Изучены породы почвы и кровли угольных пластов, обогащенных германием. По генетическим признакам, литологическому составу и наличию органических остатков выделены три типа фациальных обстановок: дельтовые, мелководного и глубоководного озера. Угольные пласты, залегающие среди дельтовых отложений, сложены клареновыми углями с однородным гелифицированным веществом (второй генетический тип). Среди отложений мелководного озера распространены угли с ксиловитрено-витревым гелифицированным веществом (первый генетический тип). Отложения глубоководного озера распространены за пределами зоны естественного выклинивания угольных пластов. Угольные пласты с богатыми содержаниями германия расположены среди дельтовых отложений, а с низкими — среди отложений мелководного озера.

Известно, что угольные месторождения характеризуются различной германиеносностью. На многих месторождениях характерно распространение околосларковых содержаний германия на громадных площадях угольных пластов. Германиеносные же угли имеют ограниченное распространение и локализуются на небольших по размерам участках; остальная часть этих пластов обеднена германием. Становится очевидным, что в определенных частях пластов существовали своеобразные «ловушки», аккумулирующие германий в углях. Однако такие условия создавались довольно редко, чем и определяется преобладающее распространение угольных месторождений с низкими концентрациями германия.

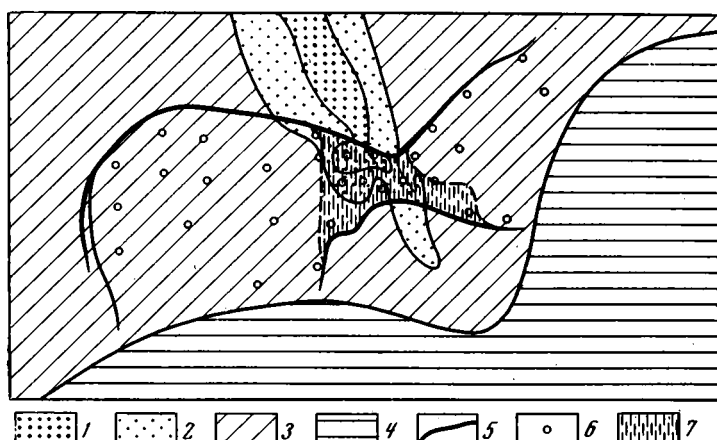
Что представляли собой эти «ловушки», и каковы были условия на тех площадях, где угольные пласты обеднены германием? Эти вопросы ставились и решались нами на ряде угольных месторождений. В настоящей статье изложены результаты, полученные при фациальном изучении германиеносных углей.

Идея применения фациального метода для изучения германиеносности углей возникла в связи с предположением сингенетического, в понимании Н. М. Страхова (1960), накопления германия в угольных пластах (Ратынский, 1965; Адмакин, 1970). Действительно, поскольку разные части угольных пластов в различной степени обогащены германием, то должны были существовать специфические фациальные обстановки на тех участках торфообразования, где осуществлялось накопление германия. Отсюда неизбежность применения фациального анализа.

При анализе фациальных условий накопления германия в углях автор не задавался целью рассмотреть цикличность строения угленосных отложений, а ограничился узким кругом вопросов: реконструкцией фациальных обстановок, существовавших непосредственно перед отложением угольного пласта (подугольная часть цикла), в процессе угленакпления и при формировании пород кровли (надугольная часть цикла).

Крупные циклы, охватывающие угленосные отложения в целом (мегациклы), а также циклы более высоких порядков (макроциклы и мезоциклы) на германиеносности углей как будто не отражаются и в распределении германия в угольных пластах не играют заметной роли. Действительно, изученные угленосные отложения являются континентальными образованиями, и их литологический состав в разных впадинах примерно одинаков: конгломераты, песчаники, алевролиты и пласты угля. По комплексу генетических признаков выделяются фации: аллювиальные, озерные, пойменные, конусов выноса, временных потоков, осыпей, обвалов и торфяных болот. Германиеносность же углей существенно различна не только в углях разных месторождений, но и в отдельных взятых угольных пластах.

Литологический состав и фациальные типы отложений надугольной и подугольной частей цикла. В надугольной части распространены гравелиты, песчаники и алевролиты (фиг. 1). Гравелиты и песчаники составляют широкую полосу в центральной части месторождения, занимающую около 20% всей площади пласта. Сортировка материала очень низкая; окатанность зерен разнообразная, но доминируют слабоокатанные. В гравелитах она практически не проявлена: присутствуют угловатые или слабоокатанные обломки. В песчаниках степень окатанности повышается.



Фиг. 1. Схема литолого-фациальных типов отложений кровли угольного пласта и распределение в нем германия. Фации: 1 — гравелитов и крупнозернистых песчаных осадков дельты, 2 — песчаных осадков дельты, 3 — алевролитовых осадков мелководной части озера, 4 — алевролитовых осадков глубоководной части озера, 5 — угольный пласт; 6 — скважина; 7 — угли, обогащенные германием

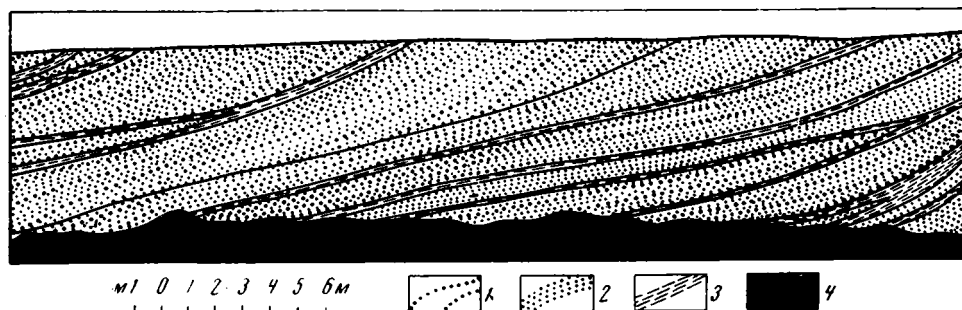
Петрографическое изучение гравелитов и песчаников показало, что они состоят из гранитных обломков, зерен кварца, полевых шпатов и незначительного количества аксессуарных минералов.

Слои гравелитов и песчаников, чередующиеся в разрезе, завершаются обычно маломощными прослойками алевролитов мощностью 0,1—0,2 м. По текстурным признакам выделяются косослоистые и горизонтально-слоистые.

Косая слоистость обусловлена ритмической сортировкой материала в слоях. В основании слоев обломочный материал наиболее грубозернистый; размер зерен до 3—5 мм. Кверху размерность обломочного материала постепенно уменьшается и в верхней части слоев соответствует крупнозернистым песчаникам. Мощность слоев 10—13 см. Крупные слои мощностью 5—8 м состоят из совокупности таких слоев

и представляют собой косослоистые серии в обычном понимании (Ботвинкина, 1962).

В разрезе угленосной толщи сами слои ориентированы косо по отношению к угольному пласту, образуя с ним угол $30\text{--}40^\circ$ (фиг. 2). С приближением к кровле пласта слои выполаживаются и в самом контакте с угольным пластом угол встречи составляет $10\text{--}15^\circ$.



Фиг. 2. Косая слоистость дельтовых отложений

1 — гравелиты и крупнозернистые песчаники; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — уголь

Морфология слоев сложная (фиг. 2). Минимальную мощность они имеют вблизи угольного пласта, с удалением от него их мощность постепенно увеличивается и на расстоянии около 10 м по вертикали от угольного пласта уже достигает 5—8 м. Увеличение мощности слоев обусловлено характером их строения. Слойки выклиниваются в основании слоя, образуя с контактом слоя угол $15\text{--}25^\circ$. К верхней части слоя слойки выполаживаются и становятся параллельными верхнему контакту, в результате чего с удалением от угольного пласта количество слойков быстро увеличивается, что приводит к постепенному наращиванию мощности слоя, который, таким образом, приобретает форму клина.

В слоях песчаников с грубой горизонтальной слоистостью сортировка материала слабая или ее нет. Мощность слоев относительно выдержана и достигает 2—3 м. Обломочный материал окатан значительно выше, чем в косослоистых.

Песчаники и гравелиты бедны растительными остатками, изредка встречаются угольные включения, представленные телогелитами.

Алевролиты в надугольной части распространены широко, занимая около 80% всей площади пласта. С описанными песчаниками они имеют фациальные переходы, что наблюдается в обнажениях. Такие взаимоотношения алевролитов и песчаников позволяют сделать вывод, что образование этих пород происходило одновременно, а не в результате последующего размыва алевролитов и отложения гравелитов и песчаников.

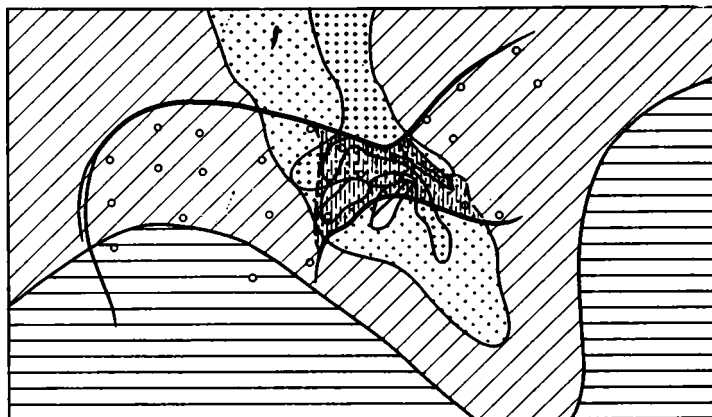
Алевролиты темно-серые или черные. Среди них распространены сидеритовые прослои (мощностью до 10—20 см) и сидеритовые конкреции. В изученных разрезах найдены остатки рыб, пелиципод, обуглившиеся растительные остатки и детрит. В распространении растительных остатков устанавливается следующая закономерность: наиболее часты они в алевролитах, имеющих прерывистую и горизонтально-волнистую слоистость и весьма ограничены в горизонтально-слоистых.

Сортировка материала не везде одинакова. В алевролитах, прилегающих к полосе песчаников, характерны намывы песчаного материала, следы взмучивания. За пределами зоны выклинивания угольного пласта алевролиты хорошо сортированы и не содержат видимого растительного детрита.

Слоистость алевролитов меняется от прерывисто-горизонтальной и волнисто-горизонтальной до тонкой горизонтальной, типа ленточной.

Первая характерна для алевролитов, залегающих в кровле, тогда как горизонтальная является типичной за пределами естественного выклинивания угольного пласта.

Взаимоотношения пород надугольной части с угольным пластом также закономерно меняются. Контакты гравелитов и песчаников с угольным пластом неровные (фиг. 2), с частыми западинами, что свидетель-



Фиг. 3. Схема литолого-фациальных типов отложений почвы угольного пласта и распределение в нем германия
Условные обозначения см. на фиг. 1

ствует о слабом размыве кровли пласта. На то, что размыв верхней части пласта происходил перед отложением пород кровли, указывают отсутствие обломков угля и фациальные переходы песчаников и гравелитов с алевролитами.

Алевролиты залегают согласно на угольном пласте, о чем можно судить по одинаковой ориентировке полосчатости углей и слоистости алевролитов. Контакт с угольным пластом четкий, у контакта алевролиты значительно обогащены углефицированным растительным материалом и детритом.

Отложения, залегающие в почве пласта, аналогичны описанным: гравелиты, песчаники и алевролиты (фиг. 3). Гравелиты и песчаники, как и в кровле, занимают центральную часть пласта. Состав и характер их слоистости совершенно аналогичен соответствующим породам кровли.

Алевролиты подугольной части распространены вокруг полосы гравелитов и песчаников. Слоистость их изменяется от прерывистой и волнисто-прерывистой до тонкой горизонтальной. Алевролиты обогащены растительным детритом. За пределами зоны выклинивания угольного пласта они переходят в горизонтально-слоистые с очень малым количеством растительного материала. Таким образом, в горизонтальном направлении устанавливается закономерная смена гранулометрического состава пород, характера их слоистости и присутствующих в этих породах растительных остатков, что свидетельствует о различных фациальных условиях формирования пород.

По составу пород и литогенетическим признакам представляется возможным восстановить три типа фациальных обстановок: дельтовые, мелководного и глубоководного озера.

Дельтовые фации выделяются по характеру слоистости и составу пород. Им соответствуют гравелиты и песчаники кровли и почвы пласта, образующие широкую полосу среди алевролитов. Общая протяженность ее в направлении выклинивания определяется по снижению количества грубообломочного материала и замещению его более мелкозернистым, который постепенно начинает играть доминирующую роль.

Характер слоистости отложений был рассмотрен выше. Следует только добавить, что рисунок слоистости весьма сходен с дельтовым типом слоистости Джилберта, который воспроизведен Ю. А. Жемчужниковым (1926) и Л. Н. Ботвинкиной (1962). Скорость течения потока, приблизительно определенная по величине обломочного материала дельтовых отложений, составляла 0,3—0,4 м/сек (Твенхофел, 1936). Этим, очевидно, объясняется контактовый тип цемента гравелитов и песчаников и отсутствие в них мелкого растительного детрита, который вместе с пелитоморфным материалом выносился течением за пределы дельты.

Фации мелководного озера реконструируются по литогенетическим признакам алевролитов. Волнистая и горизонтальная слоистость, намывы песчаного материала свидетельствуют о мелководных условиях накопления алевролитов, а присутствие остатков рыб и раковин пелиципод доказывает озерное их происхождение.

Фации глубоководного озера представлены алевролитами, которые распространены за пределами зоны естественного выклинивания угольного пласта.

Из фациальных схем (фиг. 1, 3) видно, что выделенные фациальные обстановки закономерно сменяют друг друга по горизонтали и имеют зональное расположение. Песчаники и гравелиты дельтовой фации занимают центральную часть и оконтуриваются алевролитами мелководного озера, а последние алевролитами глубоководного. При этом литолого-фациальные типы пород надугольной части пространственно совмещаются с распространением аналогичных типов пород подугольной части. Это свидетельствует об устойчивых гидродинамических обстановках, которые при накоплении отложений надугольной части сохранялись такими же и в тех же самых частях, что и при накоплении отложений подугольной части.

Рассмотрев фациальные условия надугольной и подугольной частей, обратимся к выяснению различий в составе и строении угольного пласта, располагающегося, с одной стороны, среди дельтовых отложений, а с другой — среди отложений мелководного озера. Такие особенности устанавливаются по распределению зольности и строению углей.

При анализе распределения золы видно, что та часть угольного пласта, которая находится среди дельтовых отложений, характеризуется относительно повышенной зольностью. Среднее значение золы для этой части пласта составляет 16%. Это сказывается и на характере минеральной примеси в углях — полевой шпат и кварц, причем полевые шпаты нацело каолинизированы и легко растираются в мучную массу. Заслуживают упоминания находки в угольном пласте галек (5—7 см) сильно каолинизированных лейкократовых гранитов. В углях, расположенных среди алевролитов, максимумы кривой содержаний золы сдвигаются в сторону меньших значений. Средняя зольность составляет 11,7%. Минеральная примесь представлена тонким пелитоморфным материалом.

Эти данные убедительно свидетельствуют о том, что проточность вод в период угленакопления была наиболее высокой в той части торфяника, которая пространственно совпадает с распространением дельтовых отложений. Об этом можно также судить по присутствию обломочных частиц и галек в угольном пласте. Средняя скорость, по-видимому, составляла около 0,2—0,3 м/сек. Пелитоморфный материал в угольном пласте той части, которая находится среди мелководных отложений, указывает на спокойные гидродинамические условия и слабое поступление терригенного материала, представленного главным образом глинистыми частицами. Таким образом, различные гидродинамические условия, существовавшие при накоплении терригенных пород почвы и кровли, сохранялись и при угленакоплении.

Строение угольных пластов закономерно меняется в зависимости от положения их среди тех или иных фациальных типов отложений.

В соответствии с представлениями Л. И. Боголюбовой и В. С. Яблокова (1951) и П. П. Тимофеева (1952, 1962) в изученных угольных пластах выделяются два генетических типа углей: I — с ксировитрено-витреновым гелифицированным веществом и II — с однородным гелифицированным веществом. Среди дельтовых отложений распространены угли II генетического типа. Уголь буровато-черный, массивный. Иногда различаются небольшие фрагменты сильно разложившихся древесных остатков, которые по простиранию угольного пласта быстро теряют свое строение вследствие полного разложения тканей в процессе гелификации.

По классификации (Тимофеев и др., 1962) эти угли относятся к типу гелито-коллинитов. Угольные пласты, залегающие среди отложений мелководного озера, представлены углями I генетического типа и относятся к гелито-телинитовым древесинным. По внешнему виду они полосчатые, наиболее распространены толстополосчатые и полосчатые с прослоями штриховато-полосчатых. Основа угля тонкоштриховатая.

Между обоими типами углей устанавливаются постепенные взаимопереходы. По простиранию угольного пласта от участка с однородными углями последние вначале приобретают едва заметную тонкоштриховатую структуру, далее появляются тонкие полоски и линзочки витрена, которые постепенно укрупняются, и уголь становится штриховато-полосчатым. Одновременно однородное вещество замещается гелифицированным веществом тонкополосчатой структуры.

В обоих типах угля фюзена очень мало, он в форме примазок или просто фюзенизированных растительных тканей.

По Ю. А. Жемчужникову и А. И. Гинзбург (1936), характер строения углей определяется продолжительностью превращения растительного материала на торфяной стадии. При образовании углей I генетического типа этот процесс протекал до поздней стадии и достигал наибольшей глубины разложения, а при образовании углей II генетического типа он был приостановлен на начальной стадии разложения.

Эти представления позволяют расшифровать условия образования углей обоих генетических типов. Известно, что степень биохимического превращения растительного материала регулируется кислородным питанием разлагающейся биомассы; при изоляции ее от кислорода атмосферы биохимические превращения быстро прекращаются, а растительный материал консервируется на стадии набухания, в результате чего возникают угли первого генетического типа. Устойчивое кислородное питание обеспечивает длительность биохимических превращений, в результате чего достигается полное разложение растительного материала, что характерно для углей II генетического типа.

Наличие в одном и том же пласте углей первого и второго генетических типов показывает, что режим кислородного питания торфяной залежи в разных частях был различен. Наиболее продолжительным было поступление кислорода в той части, которая располагается среди дельтовых отложений. Это и естественно. Непрерывный приток вод обеспечивал транспортировку кислорода в глубокие горизонты залежи, вызывая длительное преобразование растительного вещества. Вместе с тем превращение биомассы в обводненное, но слабо аэрируемое болота вследствие дефицита кислорода ограничивалось лишь начальной стадией — набуханием.

П. П. Тимофеев (Тимофеев, 1952; Атлас..., 1956) полагает, что продолжительность биохимического разложения растительного материала зависела от скорости погружения торфяных болот и регулировалась режимом колебательных движений. Присутствие углей разных генетических типов в одном и том же пласте, имеющем небольшие размеры, трудно объяснить с этих позиций, но является очевидным, исходя из того, что угленакопление в разных частях пласта происходило в различных факультальных условиях.

Угли I и II генетических типов отличаются друг от друга также химико-технологическими свойствами (таблица).

Данные таблицы показывают, что угли I генетического типа более, а II — менее восстановленные, что подтверждает данные многих угле-химиков. В то же время угли II генетического типа характеризуются повышенной зольностью по сравнению с углями I, что находится в связи с фаціальными обстановками их образования.

Распространение германия в угольных пластах. Обратимся к рассмотрению площадного распределения германия в угольных пластах (фиг. 1, 3). Германиеносный участок пласта занимает строго опреде-

Химико-технологическая характеристика углей

Генетический тип углей	%			Q _{ккал} ^a
	У ^г	С ^г	Н ^г	
Клареновые с ксиловитрено-витре-новым гелифицированным веществом (I генетический тип)	45,03	74,85	5,47	6077
Клареновые с однородным гелифицированным веществом (II генетический тип)	42,60	64,01	4,71	5348

ленное пространственное положение. Зона повышенных содержаний германия имеет конфигурацию, полностью совпадающую с распространением дельтовых отложений и углей преимущественно I генетического типа.

Распределение германия в пределах зоны весьма характерно: в центральной части распространены максимальные для данного пласта содержания германия, далее концентрации падают и, наконец, сменяются минимальными значениями (2—5 г/т). Переход к минимальным содержаниям германия осуществляется в зоне замещения песчаников и гравелитов алевролитами. Обширные площади угольных пластов, располагающиеся среди алевролитов, характеризуются минимальными содержаниями германия.

Анализ распределения германия на других угольных месторождениях показывает, что аналогичные связи между литолого-фаціальными типами пород почвы и кровли и германиеносностью угольных пластов намечаются также достаточно четко, что позволяет считать их закономерными и генетически связанными.

Попытаемся выяснить природу установленной связи германиеносности угольных пластов с фаціальными типами пород почвы и кровли. Возможны две гипотезы: сингенетическая и эпигенетическая.

С сингенетической точки зрения высокие концентрации германия в угольных пластах формируются на торфяной стадии. При этом условием, определяющим различную германиеносность угольных пластов, является неодинаковое водно-минеральное питание разных участков торфяной залежи, находящихся в различных фаціальных обстановках. Наиболее выгодные в этом отношении условия создавались вблизи дельтовых частей притоков, что обуславливало привнос и концентрацию германия в органическом веществе.

На сингенетическое накопление указывает характер распределения германия в угольных пластах. Так, высокие концентрации этого элемента в разрезе пластов распространены по всей его мощности, причем максимальные содержания встречаются в любой части разреза. Отсутствие приконтактового обогащения угольных пластов германием на германиеносных участках и концентрический характер распределения его по площади являются свидетельствами того, что поступление германия осу-

ществлялось вдоль пласта от краевых частей к центральным, а не со стороны почвы и кровли.

Неизбежным следствием сингенетического накопления германия является фациальный контроль различной германиеносности угольных пластов.

Согласно представлениям об эпигенетической природе образования германиеносности углей (Сапрыкин, 1965; Breger, Schopf, 1955; Buckland, 1959; Čadež и др., 1964, и др.), концентрация германия в угольных пластах осуществляется после угленакопления, а условия для этого определяются гранулометрическим составом пород, характеризующихся различной проницаемостью, из которых в угольный пласт мог приноситься германий. Становится очевидным, что при эпигенетическом накоплении германиевое оруденение должно накладываться на сформированные угольные пласты и контролироваться исключительно составом пород почвы и кровли. Поэтому высокие содержания германия должны проявляться в связи с распространением в почве и кровле угольных пластов пород, обладающих наилучшими коллекторскими свойствами, вне зависимости от их фациальной принадлежности.

Приведем примеры. На ряде угольных месторождений в почве и кровле залегают гравелиты и песчаники, которые по литолого-генетическим признакам относятся к фациям предгорных шлейфов, временных потоков и конусов выноса. Однако угли этих месторождений характеризуются низкими содержаниями германия.

Весьма часто наблюдаются случаи эрозионных взаимоотношений грубообломочных отложений с угольными пластами и алевролитами, свидетельствующие об образовании их при последующем врезании русла в перекрывающие угольный пласт отложения с размывом угольного пласта. Содержания германия в таких угольных пластах также сохраняются низкими и не изменяются при смене гранулометрического состава пород в кровле.

По-видимому, частично эпигенетическим путем могли возникнуть относительно повышенные концентрации германия в приконтактовых частях угольных пластов, однако мощности этих пачек, как известно, незначительны (Баранов, 1966; Фокина, Клитина, 1968). Инфильтрационное поступление германия в угольные пласты со стороны почвы и кровли ограничивает высокая гелификация растительного вещества, что было отмечено для современных торфяников (Сукачев, 1926) и углей (Кизельштейн, 1964). Поэтому накопление германия в мощных угольных пластах в уникально высоких концентрациях не находит своего объяснения с позиций эпигенетической концепции.

Таким образом, тесная связь германиеносности угольных пластов с определенными фациальными условиями, выраженными в литолого-генетических особенностях пород почвы и кровли, составе и свойствах углей, отражает фациальный тип связи германиевого оруденения с углями.

Выясненные фациальные условия проливают свет также и на закономерный парагенезис других элементов-примесей, накопление которых осуществляется в тех углях, которые богаты германием. Впервые тесная парагенетическая связь других элементов-примесей с германием в углях эмпирически была установлена В. М. Гольдшмидтом (1938). На основании проведенного анализа можно констатировать, что совместное накопление целого ряда элементов (Mo, Be, Cu, Pb, Zn, Ga, Co, W, Sn и др.) в угольных пластах, которые обогащены германием, и низкие их концентрации за пределами этих участков определяются тем, что распределением их управляли одни и те же фациальные условия.

ЛИТЕРАТУРА

- Адмакин Л. А. Соотношение между зольностью и содержанием германия в углях и его генетический смысл — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 6.
- Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Баранов Ю. Е. Редкие элементы в угленосных формациях. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., «Наука», 1966.
- Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 6.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М. — Л., ГОНТИ, 1938.
- Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1926, вып. 1, № 7.
- Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Основная масса в углях. — Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, 1936, № 5.
- Кизельштейн Л. Я. К вопросу о причинах различного содержания германия в углях разных петрогенетических типов. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4.
- Ратынский В. М. О путях поступления германия в ископаемые угли. — В сб.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.
- Сапрыкин Ф. Я. Германиеносность чехла Русской платформы. — В сб.: Рудоносность Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сукачев В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства. — Изд-во Ленингр. лесного ин-та, 1926.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
- Тимофеев П. П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2.
- Фокина Е. И., Клитина Л. В. Некоторые особенности распределения германия в пласте угля. — В сб.: Материалы по геологии и петрографии углей СССР. Л., «Недра», 1968.
- Breger J. A., Schopf J. M. Germanium in coalified wood from upper Devonian black shale. — Geochim. et cosmochim. acta, 1955, 7, No. 5/6.
- Buckland F. C. Germanium in British Columbia. — West. Miner. and Oil Rev., 1959, v. 32, No. 9.
- Čádek J., Macháček V., Václ J. Zur Geochemie des Germaniums und weiterer Spurenelemente in Hradek-Teil: des Zutauer Beckens. — Zeitschrift für Angewandte Geologie. 1964, B. 10, H. 2.

Забайкальский комплексный
научно-исследовательский институт
г. Чита

Дата поступления
4.VI.1971

УДК 552.313 : 551.79(479)

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛИОЦЕН-АНТРОПОГЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОГРУЖЕНИЯ МАЛОГО КAVKAZA

Н. В. ПАШАЛЫ, Д. М. СУЛЕЙМАНОВ, Г. Д. САНДЛЕР

Установлено, что в строении плиоцен-антропогенных отложений Малого Кавказа принимают участие собственно осадочные породы, а также лавовые потоки, туфы и туффиты (орто- и паратуффиты). Доказывается, что образование указанных пород в частности туфов и туффитов, происходило в озерных условиях, которые латерально или по разрезу сменялись аллювиальными отложениями. Приводится детальная литолого-фациальная характеристика вулканогенно-осадочных образований.

На юго-востоке Малого Кавказа широко развиты отложения акеринской, герюсинской и сисианской свит. Методом тефрохронологии возраст акеринской свиты определяется нами как акчагыл, ранний и средний апшерон, а герюсинской — поздний апшерон и ранний плейстоцен (бакинский ярус). Сисианская свита, как показали наши исследования, по возрасту отвечает той части герюсинской свиты, которая относится к позднему апшерону. Эти отложения изучались в Нижнеараксинской наложенной мульде (Акера, Тинли, Мурадханлы, фиг. 1) и в Кельбаджарском наложенном синклинории (Уруд, Садунлар).

В строении указанных свит принимают участие собственно-осадочные породы, эффузивы (лавовые потоки), туфы и туффиты (орто- и паратуффиты)¹. Эффузивы развиты весьма ограниченно и присутствуют только в сисианской свите на территории Кельбаджарского синклинория (Шахалибейли, 1964). Остальные породы, особенно туффиты, распространены широко. При этом туфы больше развиты в северо-западной части рассматриваемой территории, сменяясь на юго-востоке туффитами и собственно-осадочными породами.

Характеристика отложений разных фациальных обстановок. Образование отложений, в частности пирокластических и осадочно-пирокластических происходило в различных фациальных условиях (таблица), меняющихся с северо-запада на юго-восток. Так, в пределах Нижнеараксинской наложенной мульды осадки формировались главным образом в озерных условиях, которые латерально сменялись аллювиальными образованиями, распространявшимися со временем все дальше на северо-запад. Местами накопление туфов и туффитов происходило в периодически усыхающих озерах (Мурадханлы, ранний апшерон), а на северо-западе мульды — в обстановке мелких запрудных озер (Уруд, поздний апшерон). В пределах Кельбаджарского наложенного синклинория значительно распространена субаэральная фация околоравнинного пояса.

¹ Наименования пород даются по классификации, принятой в 1968 г. в Тбилиси на семинаре по классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных пород (Дзоце-нидзе, Хворова, 1970).

В направлении с северо-запада на юго-восток, т. е. от фации около-вулканического пояса к собственно-озерной², отмечается изменение гранулометрического состава пирокластических пород; в фации околотовулканического пояса нередко присутствуют породы гравийной размерности, а в озерной — это в основном псаммитовые и пелитовые отложения, в которых лишь изредка присутствует примесь гравия.

По минеральному составу тяжелой фракции среди вулканогенно-осадочных пород выделяются пироксеновые, амфиболовые и биотитовые разновидности. Нередко пироксены и амфиболы образуют смешанные пироксено-амфиболовые лавы, туфы и туффиты.

В осадках собственно-озерной фации встречаются кристаллы цветных минералов с оторочкой из вулканического стекла. В породах других фаций, в частности аллювиальной, такие цветные компоненты присутствуют в единичных случаях.

В озерных и аллювиальных отложениях основным разбавляющим пирокластику компонентом являлся терригенный материал, а в осадках периодически усыхающих озер отмечается и хемогенная примесь: сульфаты (гипс, барит, целестин) и карбонаты (кальцит, арагонит, доломит). Садка кальцита в периодически усыхающих озерах иногда была настолько интенсивной, что возникали туфоизвестняки. В пирокластических озерных отложениях отмечаются редкие спиккулы губок, единичные раковинки фораминифер и диатомей. Последние в большем количестве присутствуют в фации мелких запрудных озер. Местами, в частности в сисанской свите разреза Уруд, их очень много, в результате чего свита иначе называется диатомовой, а слагающие ее породы являются туфодиатомитами.

В разрезах озерной фации наблюдается довольно ритмичное чередование собственно-осадочных пород, меняющихся от грубо- до мелкозернистой и пелитовой разности. Нарушается чередование присутствием прослоев туфов и туффитов. Мощность этих прослоев меньше (0,1—5 м), чем в фации околотовулканического пояса (1—25 м). При этом пирокластические отложения озерной фации также имеют мелкослоистую текстуру, что обусловлено гранулометрической дифференциацией и изменением состава. Последнее связано с увеличением от подошвы пласта к кровле количества разбавляющего пирокластику осадочного материала, в результате чего туфы переходят в ортотуффиты, а последние в паратуффиты. Нижний контакт пластов пирокластических пород с собственно-осадочными выражен более резко, чем верхний. Указанное распределение пирокластического материала четко фиксируется и в шлифах. Оно нередко подчеркивается и вторичными процессами минералообразования.

В озерных отложениях изредка присутствуют вулканические бомбы размером до 15 см того же состава, что и вмещающий их пирокластический материал; эти бомбы несколько нарушают микрослоистость. В породах иногда наблюдается «кrapчатость», обусловленная скоплением аутигенных минералов, в частности цеолитов и порошковатого кальцита, а также гидротроилита.

Для отложений запрудных озер характерны туфы с псевдобрекчиевидным сложением, которое обусловлено наличием крупных включений пирокластического материала в массе более мелкой пирокластики того же состава. Под микроскопом видно, что туфы и туффиты усыхающих и запрудных озер иногда характеризуются своеобразной петельчатой текстурой, которая хорошо заметна при скрещенных николях. В этом случае сплошная аморфная масса витрокластики распадается на полигональные участки, по периферии которых видны тонкие пленки хлорита, монтмориллонита, гидрослюда.

² Фация длительно существующих озер.

Литологические особенности вулканогенно-осадочных пород различных фаций

Фация	Породы пирокластические	Окраска	Мощность слоев, м	Текстура	Разбавляющий компонент	Аутигенные, раннедиагенетические и седиментационные минералы	Органические остатки	Вторичные процессы
Собственно-озерная	Туфы, орто-, паратUFFиты (включая туфоизвестняки)	Белесоватая, с сероватым, зеленоватым, буроватым оттенками	0,4—7	Горизонтально-слоистая, реже косослоистая, от микро- до толстослойной	В основном терригенный, реже хемогенный	Кальцит, гидротроиллит, пирит (очень редко), сфен, гипс, целестин, палыгорскит	Спикулы губок, фораминиферы (угнетенные формы)	Монтмориллонитизация, цеолитизация, слабые хлоритизация, вермикулитизация, гидрослюдитизация
Периодически усыхающих озер	То же	Серовато-желтая, буроватая, реже серая	0,2—4	Макро- и микрослоистость, трещины усыхания, комковатость	Терригенный и хемогенный	Кальцит, гипс, целестин, барит, гидротроиллит	То же	Монтмориллонитизация, гидрослюдитизация, кальцитизация, сульфатизация
Запрудных озер	То же	Белесоватая, сероватая, желтоватая, светло-фиолетовая	0,2—12	Слабовыраженная макро- и микрослоистость	Терригенный, органический (диатомеи), хемогенный	Кальцит, гидротроиллит	Диатомеи, обуглившийся растительный детрит	Монтмориллонитизация, кальцитизация, вермикулитизация
Аллювиальная	Орто-, паратUFFиты	Серая, желтоватая, коричневая	3,2—23	Косая и горизонтальная слоистость, массивные слои	Терригенный	Гипс, кальцит	Диатомеи	Слабые монтмориллонитизация, хлоритизация, гидрослюдитизация
Околовулканического пояса	Лавы, туфы орто-, паратUFFиты	Белесоватая, сероватая, светло-фиолетовая	0,2—25	Грубовыраженная слоистость	Терригенный (мало)			Альбитизация, цеолитизация, хлоритизация, вермикулитизация

В осадках периодически усыхающих озер, видимо, вследствие их меньших глубин чаще отмечается косая слоистость, наблюдаются трещины усыхания, заполненные глинистыми частицами, карбонатом, сульфатом, а также тонкой пирокластикой; нередко смешанной с указанным материалом. Иногда отмечается комковатое сложение туффитов.

Аллювиальные отложения имеют худшую сортировку, нерезко выраженную слоистость, комковатость, щебневидные включения терригенного материала, включение растительного детрита. Нередки случаи, когда туфы или туффиты встречаются в виде линз в терригенных отложениях или сами содержат линзы терригенного материала. В грубообломочных терригенных породах связующая масса часто образована пирокластикой.

В отложениях мелких запрудных озер сортировка материала несколько хуже, чем в собственно-озерных, но лучше, чем в аллювиальной фации.

В субаэральной фации околотовулканического пояса преобладают неотсортированные и грубообломочные ортотуффиты, которым подчинены пелитовые разности. Слоистость выражена слабо, проявляется она в результате гранулометрической дифференциации пирокластики и некоторого разбавления ее грубым делювиально-аллювиальным материалом. Последний иногда образует самостоятельные линзы.

Выше отмечалось, что в озерных отложениях присутствуют гипс, целестин, барит, кальцит, арагонит и доломит. Максимально количество указанных минералов в осадках периодически усыхающих озер, в собственно-озерной фации их меньше, а в фации запрудных озер и отложениях околотовулканического пояса оно минимально. В породах собственно-озерной фации довольно часто присутствует гидротроиллит, изредка отмечаются единичные зерна глауконита.

Вторичное минералообразование. Пирокластические породы затронуты монтмориллонитизацией, альбитизацией, цеолитизацией, вермикулитизацией, хлоритизацией, которые по интенсивности и характеру в образованиях различных фаций проявились неравнозначно.

Не вдаваясь в детали указанных процессов, отметим, что монтмориллонитизация пирокластики протекала более интенсивно в породах собственно-озерной фации и фации периодически усыхающих озер. Она, по-видимому, обусловлена повышенным содержанием магния в озерных водах. Последний мог поступить в водоем за счет денудации на водосборах основных и ультраосновных пород, широко развитых в пределах южного склона Малого Кавказа. О повышенном содержании магния в озерных водах свидетельствует присутствие в некоторых орто- и паратуффитах собственно-озерной фации (Акера, Тинли) значительного количества магниевых глинистых минералов, в частности палыгорскита.

Интенсивная альбитизация фиксируется в отложениях околотовулканического пояса. Она могла быть связана с вулканическим очагом и лавовыми потоками андезитов (разрез Садунлар). Выделяющиеся при остывании лав эманации могли способствовать альбитизации.

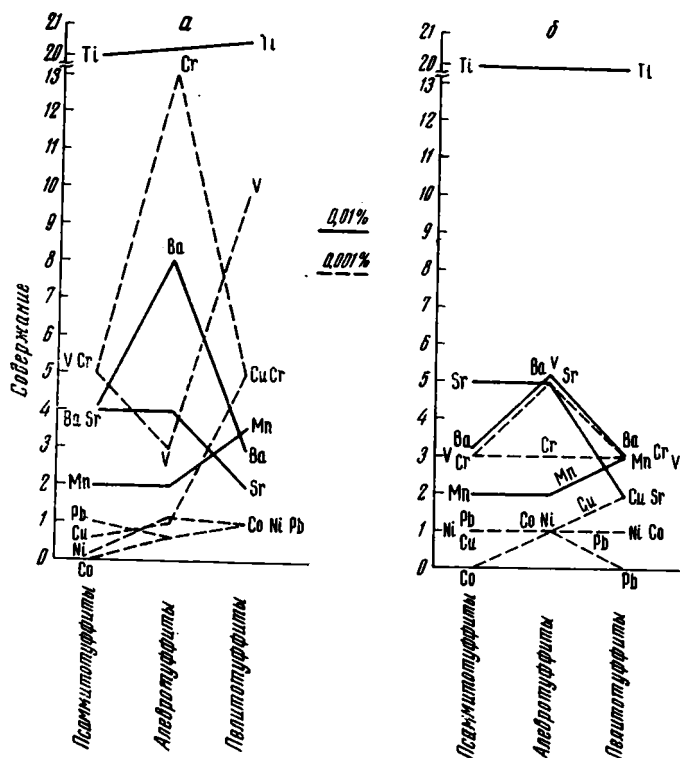
Присутствие среди пород этой фации (Садунлар) интенсивно цеолитизированных туфов мы тоже связываем с влиянием вулканических экзгалиций, интенсивно проявившихся в зоне активного вулканизма. Что касается пород других фаций, в частности озерных, то цеолитизация здесь менее интенсивна, но более распространена в площадном и стратиграфическом отношении. Здесь цеолиты развивались в результате воздействия осолоненных озерных вод на пирокластический материал. О повышенной солености в озерных водах свидетельствует присутствие в осадках озерных фаций гипса.

Вермикулитизация развита значительно слабее, и в отложениях запрудных озер и околотовулканического пояса вермикулит замещает био-

тит, в орто- и паратуффидах озерной фации — монтмориллонитовые участки.

Хлоритизации более интенсивно подвержена пирокластика фаций околонульканического пояса.

Некоторые геохимические особенности отложений. Мы обратили внимание на распределение малых элементов в пирокластических породах собственно-озерной и аллювиальной фаций и проследили поведение Мп,



Фиг. 2. Распределение малых элементов в пирокластических породах собственно-озерной (а) и аллювиальной (б) фациях плиоцен-антропогенных отложений юго-восточного погружения Малого Кавказа

Ti, V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ba, Sr³ по идеальному профилю от псаммитотуффов к пелитотуффам (фиг. 2). В собственно-озерной фации ряд элементов Co, Mn, Ni, Ti, Cu показывает один тип кривой распределения с тенденцией увеличения их содержания с увеличением тонких фракций; Cr, Ba, Sr имеют другой и V, Pb — третий тип распределения. В целом здесь мы приближаемся к упорядоченному типу распределения малых элементов, к его сглаженной модификации (Страхов и др., 1959).

В породах аллювиальной фации также три типа кривых распределения, но из них Sr, Ba, Pb, V показывают один тип распределения; Mn, Cu, Co — другой и Cr, Ni, Ti — третий. Совершенно очевидно, что здесь мы имеем пестрый тип распределения, но в модификации, обладающей признаками упорядоченности, т. е. пестрой переходной. Наличие более упорядоченного типа распределения элементов в собственно-озерной фации объясняется, видимо, гидродинамическими причинами, обуславливающими более интенсивное развитие гранулометрической сортировки по сравнению с сортировкой в аллювиальной фации.

³ Полуколичественный спектральный анализ произведен в Геохимической лаборатории Азербайджанского геологического управления.

Выяснение характерных особенностей вулканогенно-осадочных пород, формировавшихся в различных фациальных условиях, представляет интерес не только в отношении выработки критериев для их диагностики, но и в смысле выявления возможности приуроченности полезных ископаемых к породам той или иной фации. На примере исследуемых нами отложений наиболее интенсивная монтмориллонитизация пирокластики характерна для пород собственно-озерной фации и фации периодически усыхающих озер. Это дает нам основание отложения названных фаций считать наиболее перспективными в отношении возможности формирования в них бентонитов. К фации запрудных озер приурочены туфодиазомиты, которые широко распространены, достигают мощности до 10 м и могут представить интерес как адсорбенты и теплоизоляционный материал. В фации околвулканического пояса, как и в озерной, возможно образование промышленных скоплений цеолитов. Выше мы отмечали, что в зоне развития фации околвулканического пояса возрастает мощность туфов и ортотуффитов перспективных в отношении использования в виде гидравлической добавки при производстве цемента.

ЛИТЕРАТУРА

- Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных осадочных пород.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.
- Страхов Н. М., Залманзон М. А., Глагольева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 1, 2. Баку, Изд-во АН СССР, 1964.

Институт геологии
АН Азербайджанской ССР
Баку

Дата поступления
21.VII.1971

УДК 553.66 : 552.54 (477.5)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС ТЕЙСАРОВСКОГО СЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. Т. САКСЕЕВ

В работе рассматривается стратиграфия, тектоника и метасоматические изменения сероносных пород недавно открытого Тейсаровского месторождения серы. Доказывается, что сера образовалась в результате эпигенетического изменения рудосодержащих гипсоангидритов.

В центральной части Предкарпатского сероносного бассейна в 6 км южнее Роздольского и в 3 км западнее Жидачевского серных месторождений (Львовская обл. УССР) в 1968—1969 гг. открыто Тейсаровское¹ месторождение самородной серы.

Это месторождение, как и ранее выявленные, находится в осадочных отложениях неогена. Самородная сера приурочена к карбонатным породам (известнякам), генетически связанным с гипсоангидритами. Эти карбонатные и сульфатные породы относятся к тирасской свите верхнетортонского подъяруса (миоцен) и имеют суммарную мощность до 40 м. Вскрываются отложения тирасской свиты на глубинах 53—253 м. Эту свиту подстилают нижнетортонские или верхнемеловые породы обычно с размытой поверхностью. Кровлей тирасских отложений являются светло-серые уплотненные глины верхнетортонского и нижнесарматского подъярусов мощностью 40—240 м.

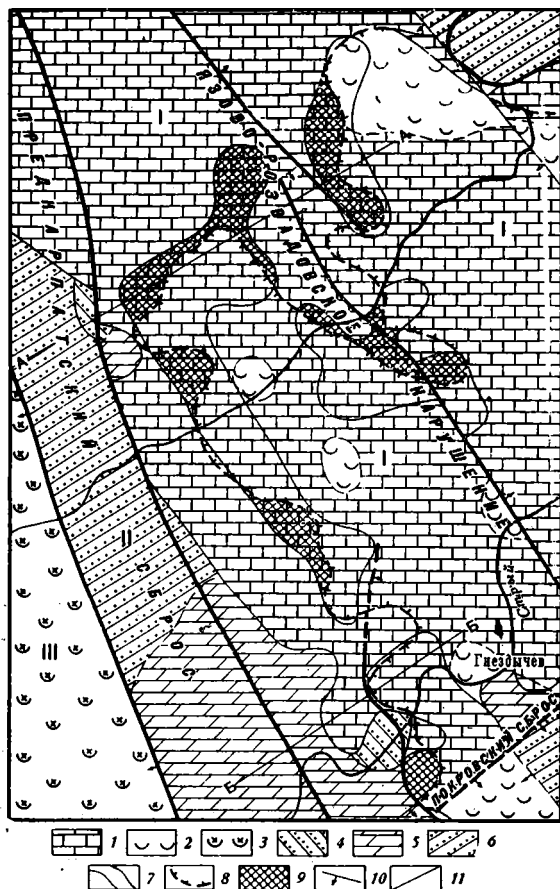
Стратиграфические взаимоотношения и литологический состав пород, участвующих в геологическом строении месторождения, показаны на фиг. 1 и 2.

В структурно-тектоническом отношении Тейсаровское месторождение расположено в юго-западной Подольской окраине Русской платформы в полосе сочленения ее с внешней зоной Предкарпатского краевого прогиба. В связи с этим с запада оно ограничивается региональным ступенчатым Предкарпатским сбросом, отделяющим платформу от прогиба. Южной структурно-тектонической границей месторождения является Покровский сброс, ограничивающий его с юга по простиранию (фиг. 1).

Предкарпатский сброс обрамляет относительно приподнятый край платформы в виде полосы шириной 0,7—1,2 км и является промежуточной структурной ступенью между платформой и прогибом. Вертикальная амплитуда смещения Предкарпатского сброса вдоль восточной структурной границы 65—100 м (фиг. 2, б), вдоль западной — свыше 1000 м. Плоскости сбросов наклонены к юго-западу под углом 75—85°. Вертикальная амплитуда смещения Покровского сброса 150 м с крутым (под углом 85°) южным падением плоскости сброса.

Восточнее Предкарпатского сброса проходит Язово-Розвадовское нарушение, имеющее в северной части ступенчатое смещение (фиг. 2, б). Вертикальная амплитуда смещения по верхней ступени 40 м, по ниж-

¹ Название присвоено по р. Тейсаровке, протекающей через месторождение.



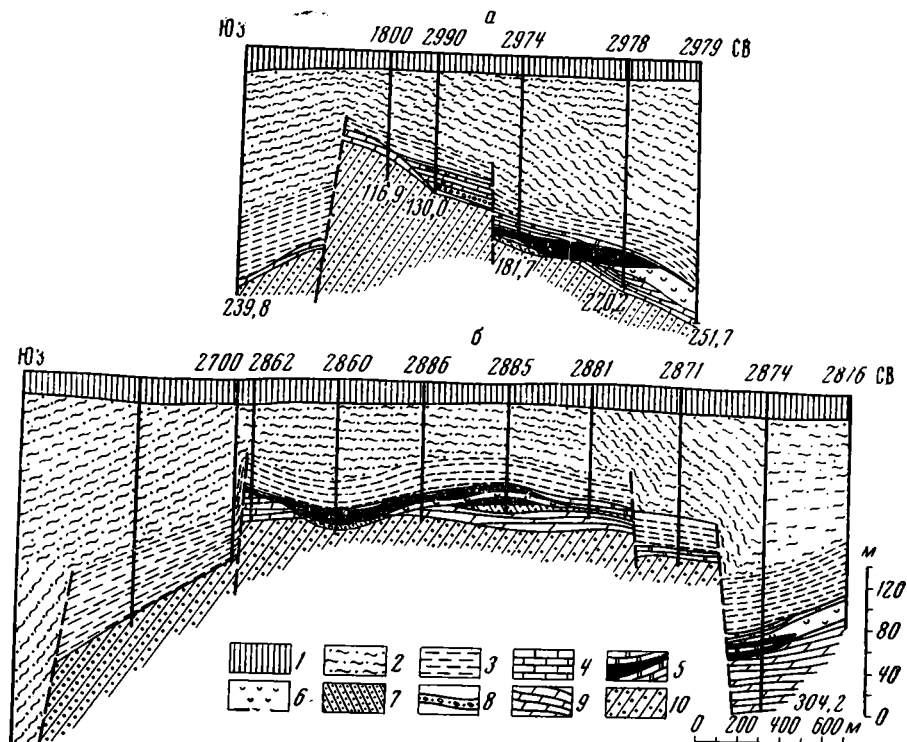
Фиг. 1. Структурно-литологическая схема размещения Тейсаровского серного месторождения (составил Г. Т. Саксеев, 1969 г.)

Цифры на схеме:

I — юго-западная Подольская окраина Русской платформы, II — структурная зона Предкарпатского сброса, III — внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба; 1 — известняки (тирасская свита, ратинский горизонт); 2 — гипсоангидриты; 3 — отражающий (гипсоангидритовый) горизонт, по данным геофизики (тирасская свита, днестровский горизонт); 4 — песчаники (нижнетортонский подъярус, барановский горизонт); 5 — мергели; 6 — переслаивающиеся пески и песчаники (верхний мел, кампанский ярус); 7 — контуры серного месторождения; 8 — граница распространения гипсоангидритов; 9 — участки гипсоангидритов, замещенные вторичными сероносными известняками; 10 — линии тектонических нарушений с указанием направления падения плоскости сбрасывателя; 11 — линии геологических разрезов

ней — 80 м, суммарная вертикальная амплитуда погружения 120 м. Плоскости сброса падают на северо-восток под углом 85° . Указанное нарушение делит месторождение на две части: западную и восточную. Западная часть месторождения состоит из двух обособленных рудных тел, отделенных друг от друга нарушением субмеридионального простирания с вертикальной амплитудой смещения в 40 м, плоскость сброса падает на северо-восток под углом $80-85^\circ$ (фиг. 2, а). В связи с перечисленными нарушениями площадь месторождения имеет блоковое строение. Выделяются два крупных блока: западный — относительно приподнятый и восточный — относительно опущенный (фиг. 1 и 2, б). Структурная граница блоков — Язово-Розвадовское нарушение. В северо-западной части опущенного блока поверхность верхнемеловых и нижнетортонских пород имеет пологий юго-западный уклон, в юго-восточной части, наоборот, погружается на северо-восток.

В западном приподнятом блоке на общем фоне неровной (размытой) поверхности нижнетортонских и верхнемеловых отложений улавливаются пологая антиклинальная и синклиальная складки в верхнемеловых породах, отмечается общее постепенное юго-западное падение их. В западной части блока почти на всем его протяжении вдоль Предкарпатского сброса пологая складчатость завершается небольшой антиклинальной складкой, западная половина которой «срезана» указанным сбросом. По простиранию наблюдается общее постепенное юго-западное погружение поверхности нижнетортонских и верхнемеловых пород. Покрывающие месторождение глинистые отложения в связи с блоковым строением имеют различную мощность.



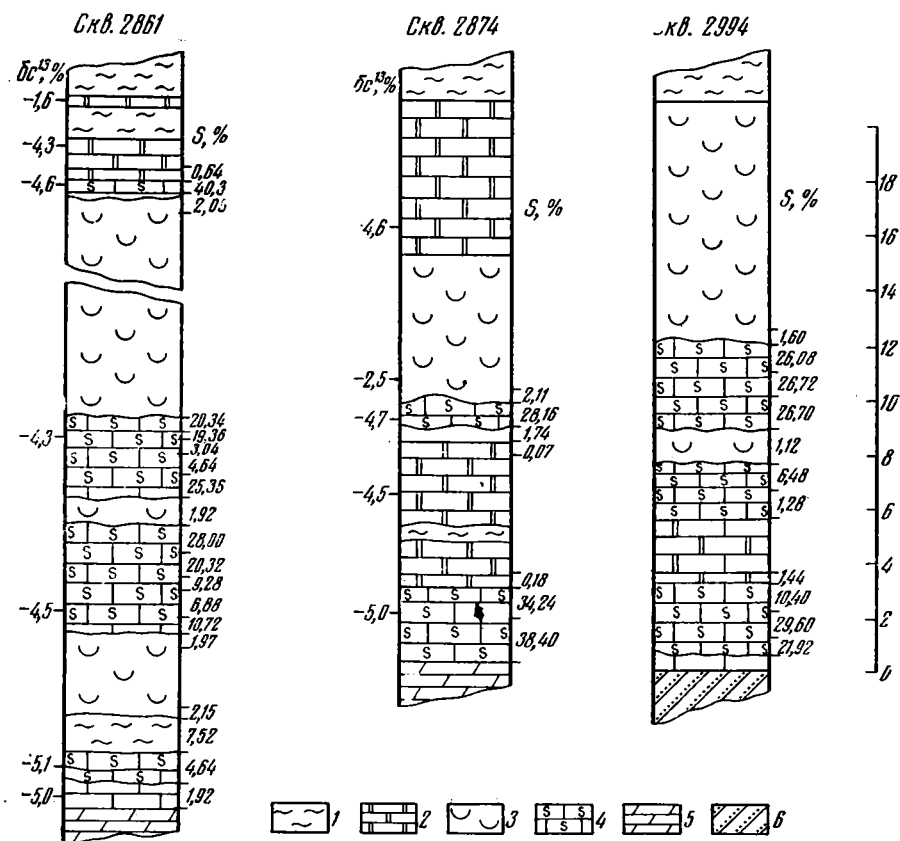
Фиг. 2. Геологические разрезы (а — по линии Б — Б; б — по линии А — А; см. фиг. 1) через Тейсаровское серное месторождение (составил Г. Т. Саксеев, 1969 г.) 1 — суглинки, галечники (четвертичные отложения); глины: 2 — песчаные (нижнесарматский подъярус), 3 — известковистые аргиллитовидные (верхнетортонский подъярус, косовская свита); известняки: 4 — седиментационные (тирасовская свита, ратинский горизонт), 5 — вторичные сероносные (черное) и без серы; 6 — гипсоангидриты (тирасовская свита, днестровский горизонт); 7 — песчаники; 8 — конгломераты (нижнетортонский подъярус, барановский горизонт); 9 — мергели; 10 — песчаники и пески (верхний мел, кампанский ярус)

Описанные разрывные нарушения в сочетании с пологой складчатостью имеют существенное значение для образования серы и карбонатов по гипсоангидритам, о чем будет сказано ниже.

На примере Тейсаровского месторождения хорошо наблюдается генетическая связь сероносных карбонатных пород с сульфатными, раскрывающая происхождение самородной серы по гипсоангидритам.

Тесная взаимосвязь сероносных карбонатных пород с сульфатными — общепризнанная и универсальная закономерность, прослеживаемая на всех советских (Кротов, 1935; Миропольский, 1935; Соколов, 1958, 1959, 1965, 2; Колтун, 1966; Юшкин, 1968, и др.) и зарубежных (Pawlowska, 1962; Gualtieri, 1959, и др.) месторождениях серы, связанных с осадочными породами. Она свойственна и Предкарпатским серным месторождениям (Саксеев, 1969).

В условиях Тейсаровского месторождения это выражается прежде всего в том, что сероносные известняки находятся здесь не только в кровле и подошве гипсоангидритов, но и многократно переслаиваются с ними (фиг. 3). Из 30 скважин, вскрывших месторождение, в 10 сероносные известняки находятся в толще гипсоангидритов в виде прослоев мощностью 0,4—4,0 м, количество прослоев 1—4. Если учесть при этом сероносные известняки, находящиеся в кровле и подошве гипсоангидритов, то сульфатная толща напоминает как бы «слоеный пирог».



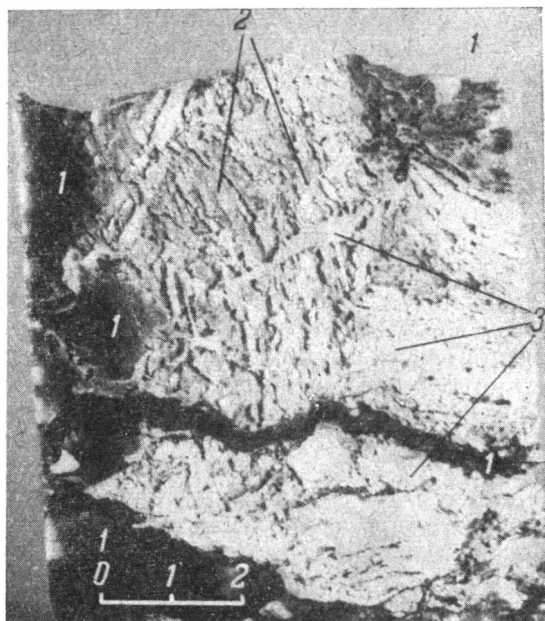
Фиг. 3. Литологические разрезы тиасской свиты на Тейсаровском серном месторождении (составил Г. Т. Саксеев, 1969 г.)
1 — глины; 2 — известняки седиментационные; 3 — гипсоангидриты; 4 — известняки вторичные сероносные; 5 — мергели; 6 — песчаники

Несомненно, такое взаимоотношение сероносных известняков с гипсоангидритами можно удовлетворительно объяснить с позиций теории метасоматоза. Метасоматические преобразования гипсоангидрита в серу и карбонат четко обнаруживаются при более тщательных микроскопических исследованиях. Благоприятны для этих целей контактовые и приконтактовые зоны сероносных известняков с гипсоангидритами, где хорошо видно постепенное развитие серы и кальцита по гипсу. Замещению сульфатов карбонатом и серой предшествует гидратация ангидрита до гипса. В сероносных известняках на контакте с гипсами всегда обнаруживаются реликтовые остатки гипса (фиг. 4). Они проявляются в форме крупных или мелких монокристаллов гипса, реликтовых пятен молочно-белого гипса, относительно крупных участков карбонатно-гипсового состава, остаточных структур крупнокристаллического гипса, замещенных карбонатом, и других признаков.

Кальцит и сера, находящиеся в тесном взаимопрорастании, нередко образуют обособленные линзы в известняках, развитых по гипсу. В подобных линзах от гипса остаются только мелкие молочно-белые реликты. Часто в контактовых зонах известняков с гипсами видна волокнистая сера, сохраняющая поперечно-волокнистую структуру селенита, замещающая его частично или полностью. В трещинках, испещряющих сероносные известняки, наблюдаются тончайшие пластинчатые образования серы и гипса. В отдельных пластиночках гипса видно частичное замеще-

Фиг. 4. Контактная зона сероносных известняков с гипсами (Тейсаровское месторождение, скв. 2960)

1 — гипс в реликтовых и прожилковых остатках; 2 — карбонат; 3 — самородная сера



ние его серой. В сероносных известняках встречаются светлые изометричные пятна гипса, окаймленные карбонатно-глинистой оторочкой. В этих пятнах отчетливо видно замещение гипса мелкозернистым кальцитом и серой. Сера при этом распределяется по периферии пятен, нарастая от окаймляющих карбонатно-глинистых прожилков к центру гипсового «блока». В гипсовом «блоке» при травлении соляной кислотой кальцит растворяется, а сера обнаруживает иногда дендритовидный текстурный рисунок, что свидетельствует о взаимном прорастании ее с кальцитом.

Довольно любопытное явление наблюдается в сероносных известняках пятнистой структуры. Пятнистость в них создана светло-серым вторичным кальцитом совместно с реликтами белого мелкозернистого гипса, отороченных крустификационным кальцитом. В тесном взаимопрорастании с вторичным кальцитом находится тонкозернистая сера. В отдельных местах пятен видно, как кальцит и сера иногда нацело «съедают» остаточный гипс. Это указывает на то, что кальцит и сера развивались по первичному гипсу, вмещающему реликтовые включения белого вторичного гипса. Иногда тонкозернистая сера развивалась, вероятно, непосредственно по реликтовому белому (вторичному) гипсу. Интенсивное развитие ее наблюдается по периферии остаточных пятен гипса, где она образует почти сплошную серную «зону». Часто реликтовый гипс выступает в виде мелкозернистых дендритовидных сростков. Вдоль этих сростков от периферии к центру развиваются и глубоко внедряются в гипс дендритовидные сростки светло-желтой мелкокристаллической серы. При этом наблюдается полная морфологическая аналогия дендритовидных сростков серы с реликтовыми дендритовидными включениями гипса. Местами виден постепенный переход дендритовидных гипсовых включений в серу.

Присутствующие парагенные минералы и существующие взаимоотношения между ними свидетельствуют о том, что исходной породой для образования серных руд был гипс. Поэтому совершенно логично, что сероносные известняки имеют унаследованную от гипсоангидритов структуру, текстуру и мощность, что прослеживается здесь более четко по сравнению с другими месторождениями Предкарпатья.

Разберем другой вопрос, логически вытекающий из метасоматического по сульфатам образования сероносных известняков. Граница и площадь распространения вторичных сероносных известняков, образующих серные залежи месторождения, подчинена границам и площади распространения гипсоангидритов. Наиболее активно замещение сульфатов серой и вторичным кальцитом с образованием серной залежи про-

ходило фронтально вдоль западной границы распространения гипсоангидритов. Здесь на многих участках гипсы полностью замещены вторичными сероносными известняками (фиг. 1). Восточнее и западнее современной границы распространения гипсоангидритов в контурах месторождения прошел избирательный метасоматоз, где сульфатная толща нередко напоминает, как указывалось выше, «слоеный пирог»: многократно переслаивается сероносными известняками.

Здесь сказывается совершенно очевидная связь месторождения с разрывными нарушениями. Об этом свидетельствует морфология серной залежи, что иллюстрирует фиг. 1, где видно, что западная часть месторождения, состоящая из двух разобщенных линзовидных тел, вытянута в северо-западном направлении и свое простирание унаследовала от Предкарпатского сброса. Восточная часть месторождения, представленная тремя разобщенными рудными телами, связана с Язово-Розвадовским нарушением: рудные тела находятся в его опущенном крыле.

Следовательно, благоприятной для серообразования и возникновения рудных тел была не вся площадь распространения гипсоангидритов, а только часть ее, расположенная в зоне Предкарпатского сброса и сопровождающих его продольных и поперечных нарушений. Только таким пространственным взаимоотношением гипсоангидритов с Предкарпатским сбросом можно объяснить активное фронтальное замещение сульфатов серой и вторичным кальцитом, приведшее к образованию крупных рудных тел, каковым является западная серная залежь. Аналогичный процесс, по-видимому, менее активный, проходил в гипсоангидритах вдоль Язово-Розвадовского нарушения, где возникли разобщенные сравнительно небольшие рудные тела с меньшей мощностью рудного горизонта.

Кроме разрывных нарушений существенное значение в серообразовании имела также пологая складчатость в гипсоангидритах, унаследованная от подстилающих пород или вместе с ними собранных в складки. Наиболее активно процесс замещения сульфатов серой и карбонатами проходил в замковых антиклинальных и синклиналиных частях складчатости, где обычно наблюдается большая мощность сероносных известняков, что впервые для Предкарпатья подметил В. Ф. Полкунов (Полкунов и др., 1968). Отмечается еще одна любопытная деталь: в антиклинальных или синклиналиных перегибах со стороны Предкарпатского сброса нередко происходит полное замещение сульфатных пород вторичными сероносными известняками (фиг. 2, б).

Указанные разломы нужно рассматривать, вероятно, как те подводящие каналы, по которым поступали к гипсоангидритам водные растворы, содержащие углеводороды или газовые эманации углеводородного ряда из Предкарпатского прогиба (где расположены нефтяные и газовые месторождения), и способствовали метасоматическому образованию сероносных известняков по гипсоангидритам. В частности, для Тейсаровского месторождения источником поступления газовых или жидких растворов углеводородного ряда могли быть такие крупные газовые месторождения, как Дашавское, Бильче Волицкое и др., находящиеся западнее его. На участие углеводородов в серообразовании указывает повышенное содержание в известняках легкого изотопа углерода C^{12} ($\delta C^{13} = -4,3 \div -5,1\%$), о чем подробнее будет сказано ниже.

Проникновению жидких или газообразных углеводородных смесей в гипсоангидриты во многом способствовали, видимо, физические свойства подстилающих и покрывающих пород, а также самих гипсоангидритов. Под этим подразумеваются степень развития трещиноватости в подстилающих породах, коллекторские свойства (в первую очередь проницаемость) гипсоангидритов и экранирующая надежность покрывающих глинистых отложений.

Коротко остановимся на изучении известняков по изотопам карбонатного углерода, имеющим в условиях Предкарпатья генетическое и поисковое значение. Для этих целей было проанализировано 40 проб из различных разновидностей карбонатных пород в контурах и за контурами месторождения.

Анализы сделаны Г. П. Мамчуrom в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета. Получены любопытные результаты. Известняки восточнее месторождения оказались «тяжелыми»: с $\delta C^{13} = -1,5-2,1\%$. Аналогичны им ($\delta C^{13} = -1,6\%$) известняки в контуре месторождения, но отделенные друг от друга глинистым прослойком мощностью 1,2 м (фиг. 3, скв. 2861). Известняки месторождения в кровле сульфатных пород, или переслаивающие их, показали практически одинаковые значения: $\delta C^{13} = -4,3-5,1\%$, т. е. все они принадлежат группе «облегченных» (фиг. 3).

Принадлежность известняков первой группы («тяжелых») решается однозначно: в условиях Предкарпатья они относятся к первичным (седиментационным) карбонатным породам (Гриненко и др., 1966; Галимов, 1968) и стратифицируются нами как ратинский горизонт. Осложняется на первый взгляд диагностика карбонатов второй группы, поскольку в ней присутствуют первичные и вторичные известняки. На наш взгляд, первичные известняки стали «облегченными» в результате того, что легкий изотоп углерода C^{12} проникал не только в гипсовую толщу, но и в покрывающие ее известняки ратинского горизонта в связи с отсутствием между ними препятствующих экранов. В гипсоангидритах метасоматоз с участием легкого изотопа углерода C^{12} завершался образованием вторичного кальцита и серы, в первичных известняках при его участии развивался эпигенетический кальцит, отвечающий по морфологии включений текстурным разновидностям серных руд.

В таких условиях нужно применить тщательные макроскопические наблюдения в сочетании с химическими анализами по определению самородной серы и установить в известняках наличие или отсутствие серы. Первичные известняки (ратинского горизонта), за редким исключением, серы не содержат. По исследованиям Я. К. Писарчик и Г. А. Русецкой (ВСЕГЕИ), сера в первичных известняках является запрещенной, поскольку в них отсутствовала сульфатная среда, необходимая для серообразования. В связи с этим первичные известняки не затрагиваются метасоматозом. В них должен присутствовать только вторичный кальцит. По той же причине отсутствует сера в седиментационных известняках, иногда встречающихся среди гипсоангидритов (фиг. 3, скв. 2874, 2994). Следовательно, карбонатные породы, находящиеся в кровле гипсоангидритов или вторичных сероносных известняков, с высокими значениями δC^{13} , но не содержащие серы, нужно рассматривать на серных месторождениях как первичные (седиментационные) известняки ратинского горизонта.

Однако, несмотря на только что сказанное, подобные известняки при поисках серы должны привлекать к себе внимание как серьезнейший диагностический признак, указывающий на метасоматические процессы, с которыми, как мы убедились, связаны все серные месторождения Предкарпатья. Открытие Тейсаровского серного месторождения во многом связано с подобными известняками. Поэтому высокоточный метод изотопного анализа углерода в карбонатах должен найти достойное место при поисках серы в Предкарпатье.

Итак, самородную серу несут вторичные сероносные известняки, объединяемые в рудный горизонт месторождения. Это серые известняки, плотные и крепкие, массивные, в зонах тектонических нарушений нередко брекчиевидные. Характерными формами выветривания является развита в них кавернозность, чаще наблюдаемая в кровле или подошве. Главный пороодообразующий компонент известняков — кальцит мелко-

Химико-минералогический состав известняков, %

№ сква- жины	Глубина, м	Лито- логическая характеристика серных руд	S алем	CaO	MgO	CO ₂	SO ₄ сульф	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O
2960	186,1—188,0	Известняковые мелко- полосчатые	23,52	36,46	0,34	26,89	2,57	5,33	2,75	0,35	—	Следы	Нет	0,28	0,07	1,05
2974	172,0—174,0	Известняковые мелко- полосчатые	12,82	44,06	0,89	34,30	2,48	4,36	0,38	0,04	0,11	Нет	0,03	0,81	0,81	0,04
2875	239,3—240,3	Известняковые мелко- полосчатые	31,84	34,14	0,47	25,02	2,59	2,44	2,47	0,23	—	Следы	0,14	0,16	0,04	0,80
2875	243,2—244,2	Известняковые мелко- полосчатые	35,04	32,90	0,25	25,30	0,73	3,22	1,18	0,27	—	»	0,07	0,21	0,05	0,48
2978	187,0—189,0	Известняковые мелко- полосчатые	27,69	38,02	0,76	28,86	2,30	0,76	0,62	0,20	0,11	»	0,03	0,25	0,78	—

зернистый с размером зерен 0,1—1 мм или пелитоморфный с величиной зерен порядка 0,001 мм (Сребродольский, Саксеев, 1970). Зерна кальцита мутные и редко просвечивают в проходящем свете. Мелкозернистый кальцит — важная составная часть кристаллически зернистых известняков, а пелитоморфный кальцит — основной породообразующий минерал в пелитоморфных известняках. На отдельных участках отмечаются комковатые известняки, сложенные комочками непросвечивающегося пелитоморфного кальцита. Последний часто перекристаллизован до мелкозернистого состояния с величиной зерен до 1 мм. В виде примеси в известняках отмечены обломочный материал и глинистое вещество слюдяного состава. Заметное количество глинистого материала в известняках наблюдается на контакте с гипсами. В глинистых участках обломочный материал представлен гнездово- и линзовидными скоплениями халцедона.

Химико-минералогический состав известняков сравнительно простой (таблица). Главные минералы в них — кальцит и сера, составляющие более 80% минерального комплекса серных руд; второстепенные — кварц, халцедон, глауконит, пирит, гидроокислы железа и гидрослюда.

Отмеченные разновидности известняков характеризуются присущими им разностями серы. В пелитоморфных известняках обнаруживается только скрытокристаллическая сера с примерно таким же, как и кальцит, размером зерен. Комковатые известняки вмещают тонковкрапленную и мелкозернистую серу, а в кристаллических зернистых известняках выделения серы тоже кристаллически зернистые, размером 0,1 и 1 мм и более.

Наиболее типичные текстуры промышленных руд — вкрапленные и пятнистые руды. Полосчатые и друзовые руды для этого месторождения не характерны. Тонковкрапленная текстура образована частичками серы порядка 0,01 мм.

Руды со скрытокристаллической серой распространены значительно. Скрытокристаллическая сера воскоподобная, коричневатожелтая или темно-коричневая до серой. Образует в пелитоморфных известняках непра-

вильные гнезда размером 1,3 на 2 см. Включения ее по-разному контактируют с вмещающим карбонатом: в одних случаях резко, в других обнаруживают постепенный переход через тонковетвящиеся сростки мелких серных включений, глубоко проникающих в известняки. Иногда она густо пропитывает тонкие прослои в известняках, обнаруживая при этом ажурный дендритовидный узор.

Отличительная особенность скрытокристаллической серы — плохая сохранность ее вкрапленников, иногда разрушенных (выветренных) до порошкового состояния. Такие порошковатые руды встречаются вблизи разрывных нарушений в приподнятом или опущенном крыльях. Это обстоятельство может свидетельствовать о процессах разрушения сероносных известняков, проходящих в настоящее время вдоль структурно-тектонических зон.

Кристаллически-зернистая сера встречается обычно в тесном взаимопроращении с мелкозернистым кристаллическим кальцитом и реликтовым белым гипсом в единичных мелких включениях или тонких прожилках по трещинам. Кристаллически-зернистые руды менее характерны для месторождения.

Наблюдаемые геологические явления в сочетании с минералого-петрографическими и изотопными исследованиями сульфатно-карбонатной толщи тирасской свиты свидетельствуют о метасоматическом образовании серной залежи Тейсаровского месторождения по гипсоангидритам днестровского горизонта. Опираясь на те же наблюдения, есть основания отрицать возможность образования серных руд по первичным (седиментационным) известнякам ратинского горизонта.

С открытием Тейсаровского месторождения полнее раскрываются перспективы поисков промышленных скоплений серы в мало исследованных в этом отношении гипсоангидритовых породах Предкарпатского сероносного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968.
- Гриненко В. А., Манчур Г. П., Сребродольский Б. И. Изотопный состав углерода карбонатов серных месторождений Прикарпатья. — Мин. сб. № 20, вып. 2. Львов, 1966.
- Колтун В. И. О генезисе серных месторождений Предкарпатья по литологическим данным. — В кн.: Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. Киев, 1966.
- Кротов Б. П. О генезисе серы в районе г. Куйбышева. — В сб.: Волжская сера. Л. — М., 1935.
- Миропольский Л. М. Характеристика минерального комплекса и основных геохимических процессов в пермских отложениях у с. Сюкеева в Татарской Республике. — Уч. зап. Казанского ун-та, 1935, т. 95, кн. 3—4, геология, вып. 5—6.
- Полкунов В. Ф., Соколов А. С., Трухачева А. Г. Типы и условия образования серных руд Подорожненского месторождения. — Тр. Геол. ин-та. Казань, 1968, вып. 20.
- Саксеев Г. Т. О генезисе самородной серы на примере Загайпольского месторождения. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. — Сов. геология, 1958, № 5.
- Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. — Тр. ГИГХС. М., 1959, вып. 5.
- Соколов А. С. О генезисе месторождений самородной серы. — Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Соколов А. С. Сероносность Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Сребродольский Б. И., Саксеев Г. Т. Тейсаровское серное месторождение на Украине. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3.
- Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., «Недра», 1968.
- Gualtieri R. Sulla formazione di minerale solfifero o di calcare da rocce solfatiche. — Indust. Minerale, 1959, 10, No. 4.
- Pawłowska K. O gipsach, siarce rodzimej i podgipsowych skalach świętokrzyskiego miocenu. PIG. Warszawa, 1962.

УДК 552.54 : 551.732 (282.273)

О КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КЕМБРИЯ И ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. АЛДАН

Ю. А. РОЗАНОВ, А. Ю. РОЗАНОВ

Изучен характер заполнения пор при длительном свободном насыщении водой пород юдомской и пестроцветной свит среднего течения р. Алдан. Сравнение полученных результатов с данными по карбонатным породам Русской платформы позволяет сделать вывод о метасоматическом характере большинства доломитов изучаемых толщ. Это представляет интерес для уточнения границы между отложениями кембрия и докембрия на р. Алдан.

В последнее время вопрос о границе кембрия и докембрия подвергается подробному обсуждению. И если достаточно ясен метод, на основе которого может быть установлена такая граница, то гораздо большие трудности связаны с выбором стратотипа этой границы. Поскольку мы считаем необходимым выбирать в качестве стратотипа разрезы среднего течения Алдана (Розанов, 1966; Розанов и др., 1969), мы вынуждены остановиться на одном из сложных вопросов, связанных с этими разрезами: на характере карбонатных пород переходных толщ (юдомская и пестроцветная свиты). Это необходимо потому, что наличие огромного количества скелетной фауны в пестроцветной свите (известняки) и ее практическое отсутствие в юдомской (доломиты) создает впечатление фациальной, а не биостратиграфической границы. Состав и физическое состояние карбонатных пород пестроцветной и юдомской свиты могут быть выяснены по аналогии с хорошо изученными породами Русской платформы.

В Куйбышевском Поволжье, на Окско-Цнинском валу и в других районах Русской платформы среди отложений среднего и верхнего карбона известны мощные толщ карбонатных пород, представленных чистыми известняками, доломитами и в разной степени доломитизированными породами. Для этих толщ характерно линзовидное залегание доломитов и доломитизированных пород, а также постепенное увеличение степени доломитизации от периферии к центру каждой такой крупной линзы размером в десятки километров (Страхов, 1956). Содержание минерала доломита в наиболее доломитизированных разностях 80—97% и никогда не превышает последней цифры. Доломиты метасоматические (Розанов Ю. А., 1961) — образовались в процессе эпигенетической доломитизации первичных известняков.

В то же время широко распространенные в Подмосковье и Прибалтике седиментационные доломиты среднекарбового и силурийского возрастов широко распространены и выдержаны по площади даже в маломощных пластах. Содержание минерала доломита в них всегда выше 90%, нередко почти до 100%.

При изучении физических свойств карбонатных пород указанных регионов установлен весьма интересный характер динамики заполнения пор при длительном свободном водонасыщении (Розанов, 1961). Во всех

**Характеристики объема пор и заполнения пор при свободном насыщении
для карбонатных пород Русской платформы**

Место отбора пробы, возраст	Структура породы	Содержание доломита, %	Пористость эффективная, %	Заполнение пор при 5-суточном свободном насыщении, %
Известняки				
Яблонов овраг, Самарская Лука, верхний карбон	Органогенно-детритусовая	4,24	2,78	81
То же	Органогенно-обломочная	2,58	11,36	83
Могутова гора, Самарская Лука, верхний карбон	Пелитоморфная	2,25	8,23	81
Доломиты седиментационные				
Дубенки, Подмосковье, средний карбон	Микрозернистая	97,5	9,32	88
Старица, Подмосковье, средний карбон	Пелитоморфная	100	5,47	96
Саарема, Прибалтика, ордовик	То же	98	22,85	86
Доломиты метасоматические				
Яблонов овраг, Самарская Лука, верхний карбон	Пелитоморфная	88,5	7,95	66
То же	То же	79,3	10,70	69
» »	Реликтивно-органогенная	91,8	2,64	48
Могутова гора, Самарская Лука, верхний карбон	То же	84,2	13,95	54
То же	Отрицательно-фузулиновая	96,1	11,49	41

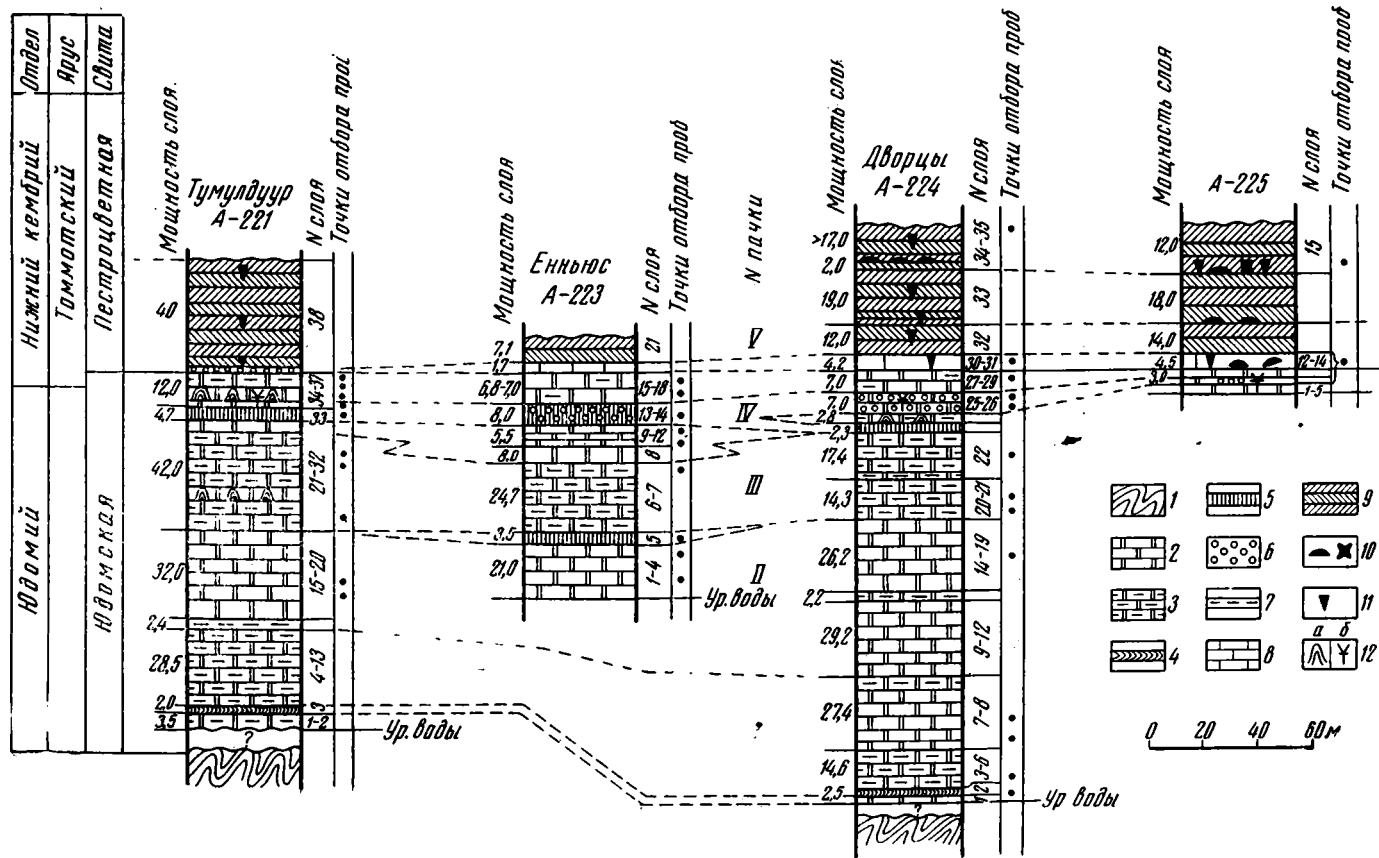
Примечание. Содержание доломита, пористость и заполнение пор даны средние из пяти определений.

разновидностях карбонатных пород в течение первых трех суток насыщения имеет место быстрое заполнение водой основного объема пор. Затем темп насыщения водой резко снижается, и идет медленное заполнение еще некоторого объема пор. Однако даже при 45-суточном свободном насыщении редко наблюдается заполнение всего объема пор. В то же время принудительное при форвакууме насыщение этих пород показало длительное пор, близкое к 100%, что указывает на отсутствие в них замкнутых, изолированных пор (табл. 1).

Седиментационные доломиты по характеру пористости и динамике заполнения пор водой мало отличаются от хемогенных известняков, к которым они близки по структуре.

Различия в характере порового пространства метасоматических и седиментационных доломитов могут быть объяснены только различиями условий их образования. Более низкая степень заполнения пор при одинаковой длительности насыщения у метасоматических доломитов, по-видимому, зависит от разницы в форме пор и сечений поровых каналов. Можно предположить, что имеет место резкое сужение капилляров, соединяющих более крупные поры. Это предположение находит частичное подтверждение в наблюдающемся под микроскопом появлении кристаллов доломита на всех поверхностях пор и пустот, доступных наблюдению.

По аналогичной методике нами было изучено 44 пробы карбонатных пород, отобранных в четырех разрезах пестроцветной свиты (томмотский ярус) и юдомской свиты (верхний докембрий) с целью установления генетических особенностей этих пород (фиг. 1, табл. 2).



Фиг. 1. Схема сопоставления разрезов р. Алдан (Розанов, Миссаржезский, 1966) и точки отбора проб

1 — кристаллический фундамент; доломиты: 2 — серые, 3 — желто-серые, 4 — косослоистые, 5 — красновато-серые мергелистые, 6 — онколитовые; 7 — серые мергели; известняки: 8 — серые, 9 — вишневые и красные мергелистые; 10 — археоциативные биогермы; 11 — находки фауны; 12 — находки водорослей: а — строматолитов, б — онколитов

Справа от колонок даны номера слоев и положения проб, номера которых соответствуют номеру слоя (см. табл. 2) Римские цифры — номера пачек

Таблица 2

Физические свойства пород юдомя (пачки I—IV) и томмотского яруса (пачка V)

Пачка	Разрез А-221						Разрез А-223						Разрез А-224						Разрез А-225					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
V							21 ^б	2,845	2,758	3,05	3,83	100	35	2,845	2,743	3,58	3,29	91,5	15	2,802	2,660	5,07	4,72	93
							20	2,842	2,763	2,78	2,12	76	30	2,751	2,631	4,80	4,80	100	13 ^в	2,746	2,650	3,50	3,11	89
IV	37	2,863	2,781	2,89	2,55	85	18		2,799		1,14		29	2,828	2,753	3,14	2,20	71	11	2,870	2,671	6,80	5,88	86
	36	2,855	2,781	2,42	2,10	85	16	2,838	2,681	5,53	3,86	63	26	2,855	2,445	14,18	10,43	73	9	2,878	2,720	5,49	3,59	65
	35	2,865	2,784	2,83	1,83	65	13 ^ж		2,665		4,90		25	2,850	2,669	6,06	5,17	81	8	2,880	2,637	8,43	4,40	52
	34		2,697		3,74														3	2,840	2,712	6,16	2,76	45
	33	2,830	2,678	5,38	4,98	92													2	2,860	2,674	6,54	4,25	65
																			1	2,862	2,701	5,62	3,61	64
III	29	2,866	2,776	3,21	2,21	69	11		2,769		2,24		22	2,835	2,805	1,58	1,26	80						
	27	2,865	2,757	3,77	2,37	63	9		2,734		2,67		21	2,847	2,731	4,11	3,25	79						
	21	2,865	2,761	3,98	2,81	72	7 ^а		2,719		3,58		20	2,644	2,447	7,38	5,21	71						
II	17	2,875	2,556	11,09	6,82	61	5		2,668		4,88		17	2,836	2,748	3,10	2,60	84						
	15	2,868	2,643	8,23	3,76	45	4		2,687		3,09		8	2,865	2,815	1,75	1,07	61						
I							2	2,845					7	2,866	2,548	11,09	8,74	79						
													5	2,862	2,475	13,5	8,60	66						
													1	2,867	2,435	15,0	10,0	67						

Примечание. 1 — № пробы; 2 — удельный вес, г/см³; 3 — объемный вес, г/см³; 4 — пористость общая, %; 5 — пористость эффективная, %; 6 — заполнение пор водой, %.

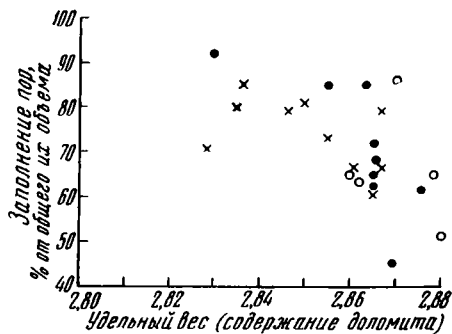
Колебания параметров физических свойств

Свиты, пакки	Удельный вес, $г/см^3$	Объемный вес, $г/см^3$	Пористость общая, %	Пористость эффективная, %	Заполнение пор, %
Томмотский ярус (пестроцветная свита)	2,75—2,84	2,63—2,76	2,78—4,80	2,12—4,80	90—100
Докембрий (юдомская свита) верхняя часть (пачка IV)	2,83—2,88	2,44—2,78	2,42—14,18	1,83—10,43	52—92
Верхние желто-серые доломиты (пачка III)	2,84—2,88	2,73—2,80	1,58—4,11	1,26—3,23	63—80
Серые доломиты (пачка II)	2,84—2,87	2,56—2,75	3,10—11,09	2,60—6,82	45—84
Нижние желто-серые доломиты (пачка I)	2,86—2,87	2,43—2,55	11,0—13,5	8,60—10,0	61—79

Породы пестроцветной свиты томмотского яруса (пачка V) характеризуются удельными весами 2,751—2,845 $г/см^3$, т. е. это сильно ожелезненные карбонатные породы, частично доломитизированные. Их объемные веса 2,631—2,763 $г/см^3$ при общей пористости 2,12—4,80%. Заполнение пор при свободном 5-суточном насыщении 76—100% (обычно 90—100%).

Породы верхней части юдомской свиты, залегающие над верхней пачкой желто-серых доломитов, содержащие онколиты и строматолиты (пачка IV), характеризуются удельными весами 2,828—2,870 $г/см^3$, т. е. это нормальные доломиты. Их объемные веса 2,445—2,784 $г/см^3$, при общей пористости 2,42—14,18% и эффективной пористости 1,83—10,43%. Заполнение пор при свободном 5-суточном насыщении 52—92%.

Верхняя пачка желто-серых доломитов (пачка III) характеризуется удельными весами 2,838—2,880 $г/см^3$. Объемные веса 2,731—2,805 $г/см^3$ при общей пористости 1,58—4,11% и эффективной пористости 1,26—3,23%. Заполнение пор при 5-суточном свободном насыщении 63—80%.



Фиг. 2. Влияние доломитизации на заполнение пор при свободном водонасыщении, юдомская свита, пакки IV—I. Образцы из обнажений: жирная точка — A-221; крестик — A-224; кружок — A-225

Средняя часть разреза юдомской свиты (пачка II), представленная серыми доломитами, охарактеризована всего тремя пробами. Удельные веса этих доломитов 2,836—2,875 $г/см^3$, объемные веса 2,556—2,748 $г/см^3$ при общей пористости 3,10—11,09% и эффективной пористости 2,60—6,82%. Заполнение пор 45—84%.

Нижняя пачка желто-серых доломитов (пачка I) характеризуется по разрезу А-224 («Дворцы») удельными весами 2,862—2,867 $г/см^3$, объемными весами 2,435—2,548 $г/см^3$ при общей пористости 11—13,5% и эффективной пористости 8,60—10,0%. Заполнение пор при свободном пористом насыщении 61—79%.

Сводная таблица 3 характеризует колебания изучавшихся физических параметров по свитам и пачкам. Породы пестроцветной свиты представлены известняками и доломитами. Величина заполнения пор указывает на седиментационную природу пород. Это полные аналоги седиментационных известняков и доломитов Русской платформы.

Для верхней части юдомской свиты характерны только доломиты. Резкие колебания величины заполнения пор для разных проб указывают на наличие седиментационных и метасоматических доломитов.

Для всех нижележащих пачек характерны нормальные доломиты. Величина заполнения пор при свободном насыщении характеризует их как метасоматические. Можно считать, что доломиты нижних трех пачек по условиям образования близки к метасоматическим доломитам Русской платформы.

Для доломитов юдомской свиты характерно, что чем больше в них доломита, и чем выше их удельный вес, тем ниже заполнение пор водой; график (фиг. 2) зависимости заполнения пор от удельного веса породы, составленный для образцов из обнажений А-221, А-224 и А-225, отчетливо показывает эту закономерность. Разброс точек в общем невелик и объясняется неравномерностью процесса доломитизации пород.

Результаты исследования физических свойств доломитов разрезов р. Алдан убеждают нас в метасоматической природе подавляющей части пород юдомской свиты, вызванной наложением интенсивной доломитизации на породы, ранее характеризовавшиеся значительно более высоким содержанием кальцита.

В заключение отметим еще одну чрезвычайно важную деталь. Широко распространено представление об отсутствии фауны в юдомской свите. Однако мы уже указывали (Розанов и др., 1969), что в разрезах среднего течения р. Алдан комплекс зоны *Al. Sunnaginicus* обнаружен в верхах юдомской свиты в прослоях глауконитовых песчаников и собственно доломитах (обр. А-255/11). Находки фауны еще раз убеждают нас в том, что первоначально здесь накапливались известковые осадки.

Таким образом, приведенные данные позволяют снять одно из возражений против установления стратотипа границы кембрия и докембрия в разрезах среднего течения р. Алдан.

ЛИТЕРАТУРА

- Розанов А. Ю. Проблема нижней границы кембрия.— В кн.: Общая геология и стратиграфия. 1963—1964 гг., М., ВИНТИ, 1966.
- Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 148, М., 1966.
- Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В., Н. А. Волкова и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы палеозоя.— Труды ГИН АН СССР, вып. 206, М., 1969.
- Розанов Ю. А. О некоторых особенностях физических свойств известняков и доломитов различного происхождения.— Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, М., вып. 43, 1961.
- Страхов Н. М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис.— Труды ГИН АН СССР, М., вып. 4, 1956.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
11.V.1972.

УДК 551.311.231:551.781.5(517.3)

СРЕДНЕОЛИГОЦЕНОВАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ В ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ, П. ХОСБАЯР

Описывается строение, состав и направление эволюции во времени среднеолигоценовой гумидной коры выветривания на песчано-галечных озерно-аллювиальных отложениях ниже-среднеолигоценового возраста в Западной Монголии. Установлены автоморфная и гидроморфная стадии развития верхних горизонтов профиля: первая характеризовалась в основном синтезом каолинита, вторая — монтмориллонита. Подчеркивается основное значение синтетических процессов гипергенного минералообразования в ходе оформления окончательного облика тела коры выветривания.

Среднеолигоценовая кора выветривания в Западной Монголии впервые обнаружена Е. В. Девяткиным (Девяткин и др., 1970). Более полный разрез впоследствии был описан в восточной части Шаргын-Гоби, в 12 км восточнее Халюн-сэмона Гоби-Алтайского аймака.

Кора выветривания образована за счет изменения глинисто-песчано-галечных отложений свиты хан-тайшири. Возраст ее на основании сборов остатков крупных млекопитающих определяется Е. В. Девяткиным и И. Г. Лискун (1967) как нижний — средний олигоцен. Выветрелые породы перекрываются также фаунистически охарактеризованными краснцветными отложениями свиты бэгэр средне-верхнеолигоценового возраста. Это датирует время выветривания средним олигоценом.

В профиле коры выветривания выделяются сапролитовая и почвенная зоны, а последняя в свою очередь делится на три генетических горизонта. Разрез (снизу вверх) выглядит следующим образом.

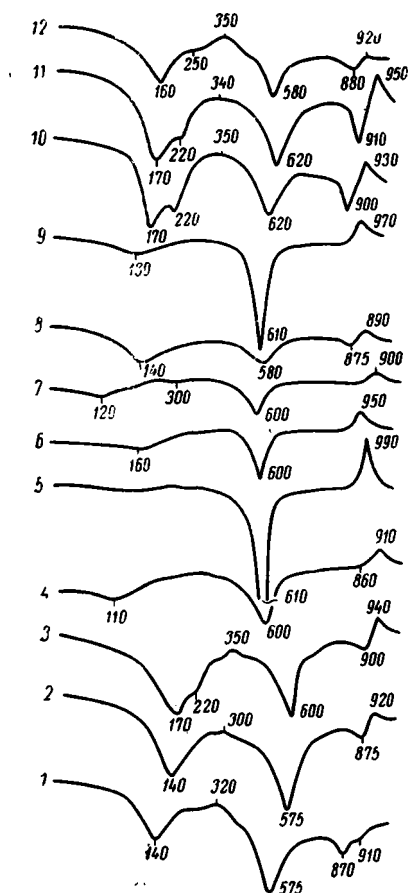
- Мощность, м
1. Сапролитовая зона. Песок, гравий и галечник. Породы рыхлые, красновато-коричневые с выветрелым обломочным материалом и глинистым цементом. Нижняя граница нерезкая. 10—15
 2. Первый иллювиальный горизонт древней почвы (B_1). Глинистый песок, гравий и галечник. Породы сухаристые, плотные, пестроокрашенные с яркими красными и белыми пятнами. Нижняя граница нерезкая. 2
 3. Второй иллювиальный горизонт древней почвы (B_2). Глины, песчанистые глины или глинистые пески с гравием и галькой, вязкие, пестроокрашенные с красными пятнами среди белой, серой, а в верхних частях темно-серой основной массы. 1
 4. Элювиальный (подзолистый?) горизонт древней почвы (A_2). Песок или песок с гравием и галькой, осветленный, рыхлый. Нижняя граница неясная. 1—2

В серии смежных обнажений подобный разрез прослеживается на расстоянии нескольких сотен метров.

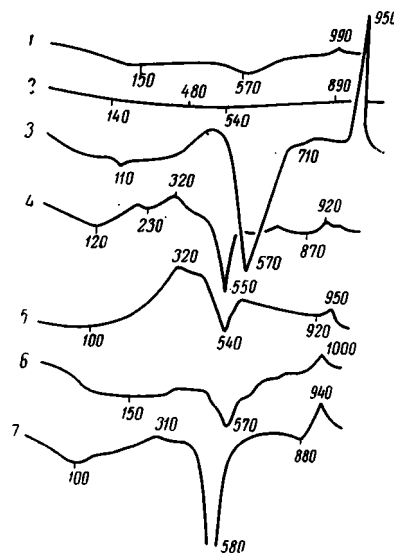
Как правило, значительное участие в строении свиты хан-тайшири принимают плохо сортированные светло-зеленые и белые косослоистые пески, гравий и галечники с прослоями и линзами пестроокрашенных

глин и глинисто-щебенчатые образования. Преобладают грубозернистые осадки с большим количеством галек и валунов размером до 10 см в диаметре. Это в основном озерно-аллювиальная толща. Для нее характерна значительная изменчивость состава отложений по простиранию и вверх по разрезу, а также в пределах одного слоя или линзы. Породы имеют в общем полимиктовый состав со значительной примесью кварца. В песчано-алевритовой фракции песчано-галечных прослоев свиты хан-тайшири в районе Халюн-сомона обнаружены кварц, калиевые полевые шпаты ($Nm=1,524$), кислые и средние плагиоклазы ($Nm=1,537-1,550$), слюда. Гальки и валуны состоят из кислых изверженных пород и гнейсов. Последние преобладают. Встречаются обломки кристаллических сланцев, основных эффузивов и песчаников. Форма большинства зерен и обломков угловато-округлая.

Цемент глинистый, обычно типа выполнения пор. Во всех исследованных разрезах обладает спутанно-волокнистой или волокнистой структурой и близким составом. Судя по оптическим свойствам ($Ng'=1,559-$



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Термограммы фракций $<0,001$ мм, выделенных из цемента свежих и выветрелых пород свиты хан-тайшири

1—2 — свежие породы; 3—6 — соответственно нижние, средние и верхние горизонты сапролитовой зоны коры выветривания, 7 — 9 — первый иллювиальный горизонт почвы; 10, 11 — второй иллювиальный горизонт почвы; 12 — элювиальный горизонт почвы

Фиг. 2. Термограммы вещества валунов и галек гнейсов из сапролитовой зоны коры выветривания

1 — 3, 6 — породы; 4, 5, 7 — фракции $<0,001$ мм

1,555; $Np' = 1,539 - 1,524$; $Ng' - Np' = 0,031 - 0,020$) и характеру термокривых (фиг. 1, 1, 2), состав глинистого вещества цемента смешанный, с преобладанием монтмориллонита. В качестве незначительной примеси можно предполагать присутствие каолинита и гидрослюда, но в некоторых прослоях песков гидрослюдистая составляющая, по-видимому, имеет преобладающее значение ($Ng' = 1,577$; $Np' = 1,556$; $Ng' - Np' = 0,021$).

Сапролитовая зона коры выветривания представлена довольно рыхлой красновато-коричневой толщей песков и галечников с линзами и прослоями глин. Она отличается от неизменных пород разрыхленным обломочным материалом.

Основное значение в ходе дезинтеграции грубообломочного материала имеют процессы растворения и выщелачивания вдоль трещинок спайности, периферических частей зерен и других ослабленных зон зерен полевых шпатов. Это сопровождается образованием белесой мучнистой сыпучки. Исследования сыпучки с помощью термического анализа и под микроскопом часто показывают полное отсутствие в ней гипергенного глинистого компонента (фиг. 2, 1, 2). Сыпучка состоит из мельчайших обломков первичных материалов, неизменных и лишь сильно корродированных. В других случаях на месте полностью выщелоченной плагиоклазовой составляющей сохраняется ажурная сетка, образованная остаточным серицитом, как правило, каолинизированным. Кварцевые зерна в результате их частичного растворения распадаются на мельчайшие оскольчатые обломки.

То небольшое количество глинистого вещества, которое удастся наблюдать среди разрыхленных песчаных зерен и выветрелых обломков более крупного размера, имеет смешанное происхождение. Оно образуется главным образом за счет трансформации слюд и путем синтеза.

В большинстве случаев трансформация биотита сводится к его вермикулитизации. При этом сбрасываются гидроокислы железа и титана, которые распространяются по системе микротрещин в породе, придавая участкам, обогащенным биотитом, отчетливые розовые и красные окраски. Значительно реже всеобразно-раскрытые периферические участки кристаллов окисленного или слабо измененного биотита замещаются каолинитом. Колломорфные формы выделения каолинита позволяют предполагать его синтетическое происхождение. Аналогичные выделения каолинита наблюдаются и среди раскрытых веером чешуек мусковита и образованного по плагиоклазам серицита. Характерно отсутствие оптически различимых переходных фаз между остаточными волокнами мусковита (с $Ng' = 1,592$; $Np' = 1,560$; $Ng' - Np' = 0,032$) и расположенным между ними новообразованным каолинитом (с $Ng' = 1,566$; $Np' = 1,560$; $Ng' - Np' = 0,006$). Как правило, тонкие чешуйки мусковита и серицита разрушаются более интенсивно. Соответственно этому каолинит, судя по оптическим свойствам и данным термического анализа (фиг. 2, 3, 5, 6), является преобладающим компонентом глинистой фракции, выделенной из выветрелых галек и валунов сапролитовой зоны. В гальках двуслюдяных гнейсов обнаруживается, кроме того, примесь вермикулита (?) (фиг. 2, 7). Встречаются также тончайшие секущие трещинки ($\sim 0,01 - 0,02$ мм), выполненные глинистым веществом (с $Ng' = 1,551$; $Np' = 1,537$; $Ng' - Np' = 0,014$) (фиг. 2, 4), в котором можно предполагать присутствие монтмориллонита.

Выветривание галек и валунов сопровождается уменьшением их объемного веса (до 2,13—2,16 против 2,5—2,8 г/см³ свежей породы) и увеличением пористости (до 18,2—22,2% против 1—6 для неизменных гнейсов).

Все перечисленные процессы элювиального преобразования обломочного материала регистрируются уже в самых нижних горизонтах коры выветривания. На более высоких уровнях профиля увеличивается интен-

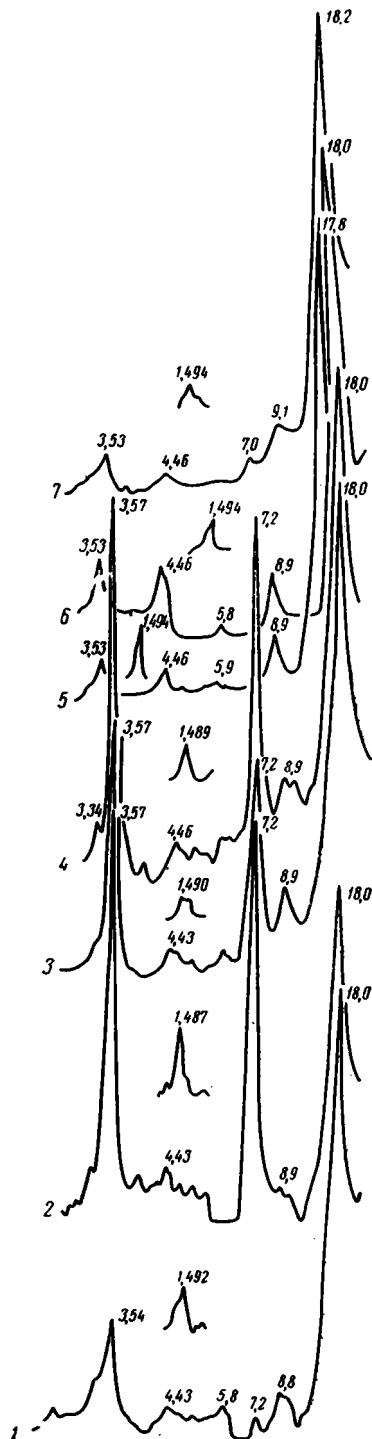
Фиг. 3. Дифрактограммы ориентированных, насыщенных глицирином и неориентированных (при съемке в области 060), фракций $<0,001$ мм, выделенных из цемента выветрелых пород свиты хан-тайшири 1—3 — соответственно нижние, средние и верхние части сапролитовой зоны; 4 — первый иллювиальный горизонт почвы; 5, 6 — второй иллювиальный горизонт почвы; 7 — элювиальный горизонт почвы (при прокаливании до 550°C рефлексы $7.2\text{ \AA}$ исчезают, а $17,8$ — $18,2\text{ \AA}$ сокращаются до $9,8$ — $10,0\text{ \AA}$)

сивность выщелачивания обломков без заметного качественного изменения самого процесса выветривания.

В отличие от обломков, изменение которых обусловлено рядом чисто элювиальных процессов выщелачивания и трансформации, в цементной массе выветрелой толщи песков и галечников идут в основном процессы противоположного направления, связанные с преобразованием первичного глинистого вещества и синтетическим минералообразованием.

Уже в самых нижних горизонтах сапролитовой зоны коры выветривания быстро исчезают характерные для неизмененных пород аналогичного состава спутанно-волокнистые и волокнистые структуры глинистого цемента. Здесь появляются резко выраженные натечные формы, которые образуют типичные природно-ориентированные и плазменные сгустки. Последние особенно отчетливо выражены среди более грубозернистых разностей пород выветрелой толщи. Существенно глинистые прослои обычно сохраняют сетчато-волокнистую структуру материнской породы, однако секутся сетью прожилков (до 1 мм), выполненных коллоидальным глинистым веществом, аналогичным тому, которое наблюдается среди песчано-галечных разностей. Однако минералогический состав глинистого цемента, как об этом свидетельствует характер термодриновых свежей и измененной породы (фиг. 1, 1—3), в нижних горизонтах коры выветривания не претерпевает коренных изменений. Судя по оптическим свойствам ($\text{Ng}'=1,560$; $\text{Np}'=1,542$; $\text{Ng}'-\text{Np}'=0,018$), характеру термодриновой (фиг. 1, 3) и данным рентгеновского анализа (фиг. 3, 1), в составе глинистого вещества цементной массы этой части разреза абсолютно преобладает диоктаэдрический монтмориллонит с небольшой примесью каолинита.

В средних и верхних горизонтах сапролитовой зоны структура глинистого цемента в общих чертах аналогична, однако существенно меняется его суммарная составляющая. Наряду с бурами высокоинтерферирующими продуктами монтмориллонитового состава, сходными с теми, которые распространены в нижних горизонтах коры выветривания, здесь



появляются в заметном количестве коллоидные выделения серого низкоинтерферирующего глинистого вещества каолиникового состава (фиг. 1, 4—6). Соотношения между ними сложные и не всегда отчетливые. Все же создается общее впечатление о более позднем происхождении генерации каолинита. Вероятно, мы встречаемся здесь с унаследованным от материнской породы, но как-то переработанным, остаточным монтмориллонитом и синтетическим каолином, формирование которого происходит за счет материала интенсивно разрушающейся песчано-галечно-валунной составляющей.

Количество каолинита в составе глинистого цемента выветрелых пород свиты хан-тайшири постепенно увеличивается вверх по разрезу. Суммарный состав фракции $<0,001$ мм в верхней части зоны, судя по оптическим свойствам ($Ng' = 1,562$; $Np' = 1,555$; $Ng' - Np' = 0,007$) и данным термического анализа (фиг. 1, 5), отвечает почти чистому каолиниту. Тем не менее заметное количество остаточного монтмориллонита, унаследованного от материнской породы, сохраняется даже в этом случае (фиг. 3, 2). В подошве почвенной зоны (фиг. 1, 6; фиг. 3, 3) относительное содержание каолинита вновь уменьшается, однако это связано с комплексом наложенных процессов, к разбору которых мы обратимся впоследствии.

Породы, слагающие первый иллювиальный горизонт древней почвы (B_1), представляют собой сухаристые тяжелые глинистые галечники, пески и алевриты. Они отличаются интенсивно красной окраской, на фоне которой выделяются снежно-белые пятна и полосы. Здесь можно наблюдать следы тех же процессов и явлений, которые принимали участие в формировании сапролитовой зоны, однако они значительно более интенсивны, и это приводит к заметному уменьшению в составе выветрелой толщи малоустойчивых компонентов, особенно в тонких фракциях. Как уже говорилось, речь идет об их полном растворении, поскольку отсутствуют псевдоморфные замещения по зернам полевых шпатов. В других случаях при разрушении биотита иногда остаются лишь скелетные формы, представленные гидроокислами железа и титана. Специфичным процессом, очевидно, обусловленным воздействием органического вещества, является здесь интенсивное перераспределение и миграция гидроокислов железа, что выражается в появлении характерных красных и пестрых окрасок. Общее количество Fe_2O_3 , которое почти целиком относится к пигментирующей составляющей, в этом горизонте достигает 3,48—5,58%. В обеленных пятнах количество полутонких окислов железа снижается до 0,76%.

Выщелачивание малоустойчивых компонентов сопровождается увеличением роли цемента, который во всех случаях становится базальным. Следует предполагать значительное участие в ходе формирования горизонта бокового привноса материала: алюмокремнистых растворов, которые послужили источником синтетического глинистого вещества цемента и пигментирующих его гидроокислов железа. Отражением абсолютного увеличения количества цементирующего материала является резкое уменьшение пористости до 19,4% против 26,0% в подстилающих выветрелых породах. Вследствие перечисленных процессов первичная структура мелкозернистых песков и алевритов в значительной степени теряется. Реликты первичной структуры лучше сохраняются среди более грубых разностей песков благодаря содержащимся в них остаточным зернам кварца.

Глинистое вещество цемента, выделенное из первого иллювиального горизонта почвы, судя по данным термического (фиг. 1, 7, 9) и рентгеновского анализов (фиг. 3, 4), имеет смешанный монтмориллонит-каолинистый состав и принципиально не отличается от вещества более низких горизонтов коры выветривания. Монтмориллонитовая составляющая, таким образом, сохраняется даже в верхней зоне коры выветрива-

ния. На этот факт следует обратить внимание, поскольку он свидетельствует о довольно значительной устойчивости монтмориллонита в элювиальных условиях. Вместе с тем он может служить дополнительным источником для детализации палеогеографической обстановки эпохи выветривания. Те данные, которые были получены при изучении физиономически сходной плейстоцен-голоценовой коры выветривания западного Закавказья (Разумова, 1967; Черняховский, 1969, и др.), свидетельствуют о разрушении монтмориллонита в верхних горизонтах каолинового профиля, формирующегося под смешанным субтропическим лесом Аджарии с 2000—2800 мм годовых осадков. В то же время монтмориллонит сохраняется и в благоприятных условиях синтезируется в каолиновой коре выветривания зоны дубово-грабовых и смешанносубтропических лесов с 1600—1800 мм годовых осадков. Весьма вероятно, что именно таким количеством осадков характеризовалась описываемая эпоха образования коры выветривания, а сам факт присутствия этой коры свидетельствует о развитии в среднем олигоцене Западной Монголии влажных и теплых лесных ландшафтов.

Помимо монтмориллонита, унаследованного от материнской породы, находящегося в основной цементной массе и плохо различного под микроскопом из-за сильной пигментации гидроокислами железа, иногда различается монтмориллонит с $Ng' = 1,534$; $Np' = 1,512$; $Ng' - Np' = 0,022$ (см. также фиг. 1, 8), слагающий секущие прожилки, отчетливо выделяющиеся на красном или белом фоне пород первого иллювиального горизонта своим зеленоватым цветом. Появление этого монтмориллонита обязано относительно более поздним процессам, связанным с формированием второго иллювиального горизонта почвы.

Постепенное образование тяжелой по механическому составу плиты первого иллювиального горизонта почвы над относительно более легкой и крупнопористой толщей сапролитовой зоны коры выветривания коренным образом нарушало гидрогеологические условия. Это неизбежно должно было привести к возникновению близ поверхности легкоподвижной в горизонтальном направлении верховодки, а также мобильного горизонта подвешенно-подпертой влаги в пределах самого иллювиального тела (Роде, 1963). Прямым следствием перечисленных сдвигов явилось ослабление вертикального дренажа и значительное усиление бокового подтока. В конечном результате это послужило причиной ликвидации автоморфного и возникновения гидроморфного режима. Таким образом, изменилось само направление эволюции генетического профиля коры выветривания, и выше пестроцветной, образованной синтетическим каолинитом, обогащенным гидроокислами железа, плиты иллювиального горизонта начинает формироваться второй, тоже пестроцветный иллювиальный горизонт — вследствие синтеза монтмориллонита.

Второй, относительно более поздний, иллювиальный горизонт почвы (B_2) представлен вязкими творожистыми глинами с резко выраженной щебенчатой отдельностью в сухом состоянии. В нижних частях разреза преобладают белые и серые тона окраски с резко выделяющимися на этом фоне субгоризонтально ориентированными красными пятнами и разводами. Вверх по разрезу окраски становятся темно-серыми или почти черными. Одновременно уменьшается количество красных пятен.

В зависимости от механического состава материнской породы в глинах содержится то или иное количество обломочного материала песчаной или галечной размерности. В обломочной составляющей сохраняются, как правило, наиболее крупные зерна кварца и кремнистых пород. Характерной особенностью остаточных кварцевых зерен этой части разреза является сглаженная, похожая на обсосанный леденец, поверхность. Часто такие зерна рассыпаются на мелкие оскольчатые обломки. Очевидно, многие зерна кварца размером < 1 мм, а также большинство обломков других пород растворяются полностью. На их месте образуются

псевдоморфозы серой восковидной глинки, точно наследующие форму и размеры первичных зерен. В результате формируется своеобразное тело, полностью сохранившее песчано-алевритовую структуру, унаследованную от нижележащего железистокаолинитового иллювиального горизонта, хорошо видную даже простым глазом, однако существенно глинистого состава. Количество фракции $<0,001$ мм достигает тут 48%, что в 2 раза больше, чем в аналогичных по структуре песках более глубоких горизонтов коры выветривания. Оптические ($N_g' = 1,539$; $N_p' = 1,519$; $N_g' - N_p' = 0,020$), термические (фиг. 1, 10, 11) и рентгеновские (фиг. 3, 5, 6) анализы свидетельствуют о ее монтмориллонитовом составе без каких-либо существенных примесей.

Красные пятна среди основной серой и белой глинистой массы отличаются несколько большей полимиктовостью состава. В частности, в них удается наблюдать чешуйки мусковита, иногда каолинизированного. Возможно, красные пятна следует рассматривать как унаследованные от нижележащего первого иллювиального горизонта, имевшего некогда большую мощность. Упомянутые выше прожилки серого восковидного монтмориллонита среди железистокаолинитовых глинистых песков как раз и являются корневыми образованиями развивающегося вглубь гидроморфного процесса. Очевидно, процессом монтмориллонитизации были частично переработаны существенно каолинитовые породы. Это может свидетельствовать о слабой устойчивости каолинита в условиях высоких концентраций катионов и кремнезема, необходимых для синтеза монтмориллонита.

Мы сейчас не видим образований, которые можно было бы считать несомненным аналогом подзолистого горизонта A_2 древней почвы, нижним членом которой являются пестроцветные образования первого иллювиального горизонта. В почве подобного облика, развивающейся на обогащенных кварцем песках и галечниках, он должен был быть несомненно. Возможно, ему отвечают белесые рыхлые пески горизонта 4 описываемого профиля, однако это можно принять лишь с оговоркой.

В обломочной составляющей песков горизонта 4 на фоне значительного преобладания кварца встречается все же заметное количество обломков гранитов, сланцев, зерен калиевых полевых шпатов, мусковита и т. п. Обнаружены единичные зерна плагиоклазов и биотита. Возможно, они попали сюда путем делювиального переноса. Многие из зерен несут резко выраженные следы выветривания, которое заключается в появлении оскольчатых форм растрескивания кварца, развитии мучнистой сыпучки по полевым шпатам и т. п. Это в свою очередь служит отличием их от вышележащих красноцветных отложений свиты бэгр, в которых подобные явления не наблюдаются. Во всем облике породы отчетливо проявляются признаки длительного выщелачивания, что и делает ее похожей на отмытые пески подзолистого горизонта лесной почвы. Возможно, тут только физиономическое сходство. Во всяком случае первоначальный облик и состав породы были сильно изменены последующими гидроморфными процессами, связанными с формированием монтмориллонитового иллювия. Это прежде всего отразилось на характере цементной массы породы, в которой, судя по данным термического (фиг. 1, 12) и рентгеновского (фиг. 3, 7) анализов, преобладает монтмориллонит с небольшой примесью каолинита.

Для того чтобы выяснить причины возникновения вертикальной зональности коры выветривания, мы должны оценить роль и значение в этом процессе противоположных по направлению явлений: элювиального разрушения первичного материала и гипергенного синтеза. Те данные, которые были получены при изучении разреза, однозначно свидетельствуют о том, что собственно элювиальное изменение обломочного материала на разных вертикальных уровнях профиля выветривания имеет только количественные различия, а характер продуктов разрушения во

многим определяется составом материнской породы (фиг. 2). В противоположность этому процессы синтетического минералообразования качественно отличны не только в различных горизонтах профиля, но и на разных временных интервалах истории его развития. Характерно, что именно состав цементной массы выветрелых песков и галечников, где в наибольшей степени проявляются синтетические процессы, является выражением и причиной появления вертикальной зональности коры выветривания. Это хорошо видно из сопоставления рядов термограмм и дифрактограмм на фиг. 1 и 3. На это важно обратить внимание, так как вертикальная зональность профиля, которая справедливо считается одним из основных морфологических признаков коры выветривания, в данном случае оказывается обязанным процессам, которые могут в полной мере квалифицироваться как седиментационные.

Роль седиментационной составляющей в формировании окончательного облика тела коры выветривания постепенно увеличивается в верхних горизонтах профиля. Оба иллювиальных горизонта почвы, по сути дела, являются уже в полной мере хемогенно-осадочными отложениями, все своеобразие которых обусловлено латеральным переносом материала. Динамика переноса и отложения материала существенным образом сказываются на форме выделения синтетических продуктов. В условиях резко выраженного промывного режима, под воздействием которого происходило формирование сапролитовой зоны коры выветривания, мы не находим псевдоморфных форм замещения. Исключение составляют только псевдоморфозы каолинита по мусковиту.

Псевдоморфные замещения, напротив, чрезвычайно характерны для второго иллювиального горизонта почвы, формирование которого, по всей вероятности, происходило в условиях замедленного движения вод с повышенной минерализацией. По-видимому, многие из упомянутых явлений и процессов имеют общий характер. Во всяком случае синтетические процессы минералообразования в коре выветривания обычно развиты значительно чаще, чем они упоминаются в соответствующей литературе.

ЛИТЕРАТУРА

- Девяткин Е. В., Лискун И. Г. Новые материалы по стратиграфии и фауне кайнозойских отложений Западной Монголии.— Докл. АН СССР, 1967, т. 171, № 1.
- Девяткин Е. В., Черняховский А. Г., Хосбаяр П. О коре выветривания в Бэгэрнурской впадине (Западная Монголия).— В сб. Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., «Наука», 1970.
- Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1967, вып. 174.
- Роде А. А. Водный режим почв и его регулирование. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Черняховский А. Г. Четвертичный элювий лесных ландшафтов Кавказа.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 1.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
10.III.1971

УДК 553.492(470.5)

ЛАТЕРИТНЫЕ БОКСИТЫ МУГОДЖАР

Л. И. КИСЕЛЕВ

В Мугоджарах широко распространены по площади поздне триасовые, верхнеюрские и нижнемеловые коры выветривания латеритного типа и связанные с ними псевдоморфные (структурные) бокситы. Последние встречаются в различных условиях. На Кредиковском рудопоявлении бокситы с реликтовой структурой диабазового порфирита существенно гиббситового состава образуют желваки и остроугольные блоки в верхней гиббсит-каолинитовой зоне коры выветривания основных эффузивов. Состав бокситов (%) пористых и шлакоподобных: SiO_2 —1,4—3,5, Al_2O_3 —59—61; железистых: SiO_2 —3,5—5,1, Al_2O_3 —31—43, Fe_2O_3 —25—38. На Кемпирсайском гипербазитовом массиве латеритные образования представлены гиббситом, содержащими охрами и железняками. На Актогайском участке псевдоморфные бокситы (марки Б-7) с реликтовой структурой габбро встречаются в виде блоков в переотложенных продуктах коры выветривания. Нередки гальки латеритных пород и псевдоморфных бокситов в бокситах бобового сложения. Предлагается постановка поисков на латеритные бокситы в Мугоджарах и сопредельных территориях Южного Урала и Казахстана.

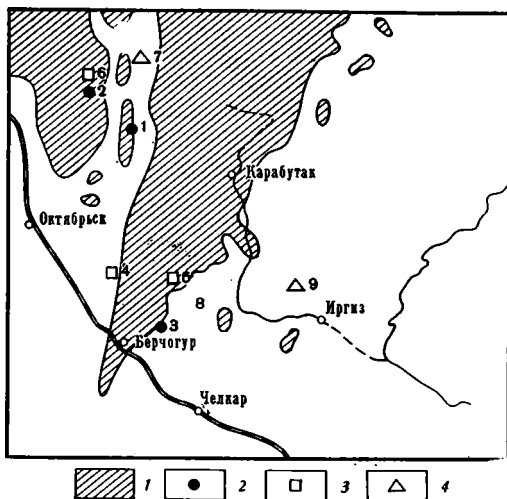
Древние коры выветривания в Мугоджарах и на Южном Урале изучаются уже свыше 40 лет в связи с поисками минеральных красок, железных и никелевых руд, магнезитов, каолинов и других полезных ископаемых. Однако коры выветривания латеритного типа установлены сравнительно недавно.

О первых находках латеритной коры выветривания в Мугоджарах (в бассейне р. Шет-Иргиз) сообщили Б. М. Михайлов и Л. С. Теплова (1961). Они заметили, что в пестроцветных красно-фиолетовых глинах коры выветривания альбитизированного диабазы, отнесенных ими к зоне латеритов, содержание глинозема превышает содержание кремнезема (соответственно 39,25 и 34,70%). В том же году Б. М. Михайлов (1961) описал кору выветривания латеритного типа на серпентинитах Бесобинской интрузии в юго-западном Тургае. В обоих случаях отмечалось появление в породах верхних зон коры выветривания железистых стяжений и бобовин, но минералы глинозема изучены не были.

В Орской депрессии казахстанской части Урала А. Г. Черняховский (1966) установил латеритную кору выветривания по разрезу, вскрытому буровой скважиной. По его данным, эта кора развита на диабазовых порфиритах и покрывается толщей рэт-лейаса. В разрезе коры выветривания выделяются четыре зоны (снизу вверх): дезинтеграции, каолинит-гидрохлоритовая, выщелоченных и окисленных гидрохлоритов и гиббсит-каолинитовая. Гиббсит отмечается только в верхней зоне мощностью 0,5 м. Он встречается в виде хорошо ограненных кристаллов, рассеянных в породе, выполняет трещинки или образует сферолиты. Химический состав гиббсит-каолинитовой зоны (Черняховский, 1966), %: SiO_2 —39,9; Al_2O_3 —37,5; Fe_2O_3 —2,4; FeO —1,6. При пересчете содержания глинозема и кремнезема на каолинит в породе оказывается 5,4% гиббсита.

Фиг. 1. Схема размещения участков развития латеритных бокситов и латеритных кор выветривания в Мугоджарах (составил Л. И. Киселев)

1 — выходы палеозойских и более древних пород на поверхность; 2 — рудопроявления латеритных бокситов (цифры на схеме): 1 — Кредиковское, 2 — Кемпирсайское, 3 — Актогайское; 3 — участки развития галек латеритных бокситов (цифры на схеме): 4 — Сорколь, 5 — Талдык-Ащисай, 6 — Восточно-Кемпирсайский карьер; 4 — участки развития кор выветривания латеритного типа (цифры на схеме): 7 — Романколь (по А. Г. Черняховскому), 8 — Шет-Иргиз (по Б. М. Михайлову и Л. С. Тепловой), 9 — Бесоба (по Б. М. Михайлову)



В Западных Мугоджарах кора выветривания латеритного типа была выявлена автором (Киселев, 1963, 1966, 1970) в районе Соркольского и Актогайского месторождений бокситов. Значительные концентрации свободного глинозема и гидроокислов железа были отмечены в верхних зонах коры выветривания глинистых сланцев верхнего девона и габбро, а на Актогайском месторождении были встречены латеритные бокситы с реликтовой структурой габбро (псевдоморфные, по терминологии Г. И. Бушинского, 1971).

Изучение кор выветривания Мугоджарского района с 1967 г. было продолжено группой КазИМС под руководством автора. В результате этих работ установлено широкое площадное распространение разновозрастных кор выветривания латеритного типа (позднетриасовых, позднелюрских и раннемеловых) и обнаружены латеритные (псевдоморфные или структурные) бокситы на Кредиковском рудопроявлении и в других пунктах.

Под латеритами мы понимаем горные породы, существенно состоящие из окислов алюминия и железа, сохраняющие реликтовую (псевдоморфную) структуру материнской алюмосиликатной породы и образованные при гипергенном метасоматозе в процессе латеритного выветривания. Некоторые латериты по своему составу отвечают кондиционным бокситам. Возможны латеритные железные руды и переходные разности от последних к бокситам. Бокситы с бобовой и бобово-облачной структурами большей частью связаны с осадочными толщами, и поэтому, естественно, их нельзя считать латеритными образованиями.

Для коры выветривания латеритного типа характерны свободные окислы алюминия и железа, обычно сегрегированных в гиббсит, гетит, реже бёмит и гидрогетит.

Размещение участков развития латеритных пород в казахстанской части южной оконечности Урала показано на фиг. 1. Среди этих пород можно выделить бокситы, алюможелезняки и гиббсит-каолининовые породы.

КРЕДИКОВСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТОВ

Кредиковское рудопроявление выявлено нами в 1968 г. Оно располагается на западном борту Орской депрессии, выполненной отложениями позднего триаса, ранней и средней юры общей мощностью до 350 м. Бортом депрессии служит хр. Катынадыр, являющийся южным продолжением Ирендыкского хребта Южного Урала.

В пределах рудопроявления фундамент приподнят и выходит на поверхность, образуя Кредиковский выступ. На нем в виде двух островных сопок обнажены силур-раннедевонские диабазы и диабазовые порфири-ты, иногда миндалекаменные. В эффузивах встречаются прослои крас-ных яшм и белых кремнистых пород. По данным буровых скважин, на-ряду с эффузивами в составе пород фундамента присутствуют иногда габбро и плагиограниты. Восточнее и западнее выступа породы фунда-мента погружаются под отложения юры, палеогена и неогена.

На большей части Кредиковского выступа развиты породы коры вы-ветривания мощностью до 38 м. Верхняя возрастная граница коры вы-ветривания определяется налеганием на нее песчано-глинистых отложе-ний миндыбайской свиты позднего триаса.

Строение коры выветривания зональное (фиг. 2). На невыветрелых диабазах или диабазовых порфиритах развиты зоны (снизу вверх).

I. Дезинтеграции — основные эффузивы сильновыветрелые, трещино-ватые, карбонатизированные. Мощность 2—4 м.

II. Зеленоцветная — глины серо-зеленые, гидroxлорит-монтморилло-нитовые с реликтовой структурой эффузива. Мощность до 17,5 м.

III. Красноцветная — каолиновые псевдоморфные глины красные, оранжево-красные и сиреневые; встречаются псевдоморфозы гематита по сидериту; переход от II к III зоне постепенный, через пятнистую под-зону. Мощность 0—21,8 м.

IV. Каолинистая (вторично обеленная) — глины белые каолини-тые с обильными окисленными сферокристаллами сидерита и гетит-гид-рогетитовыми прожилками (по трещинам) мощностью до 5—7 см; в гли-нах нередко видна реликтовая порфировая структура. Мощность зоны до 13 м.

V. Латерита (вторично обеленная) — гиббсит-каолинистая глина с желваками и блоками до 1,5 м псевдоморфного боксита белого, желтого, розового и бурого цвета. Мощность до 3 м.

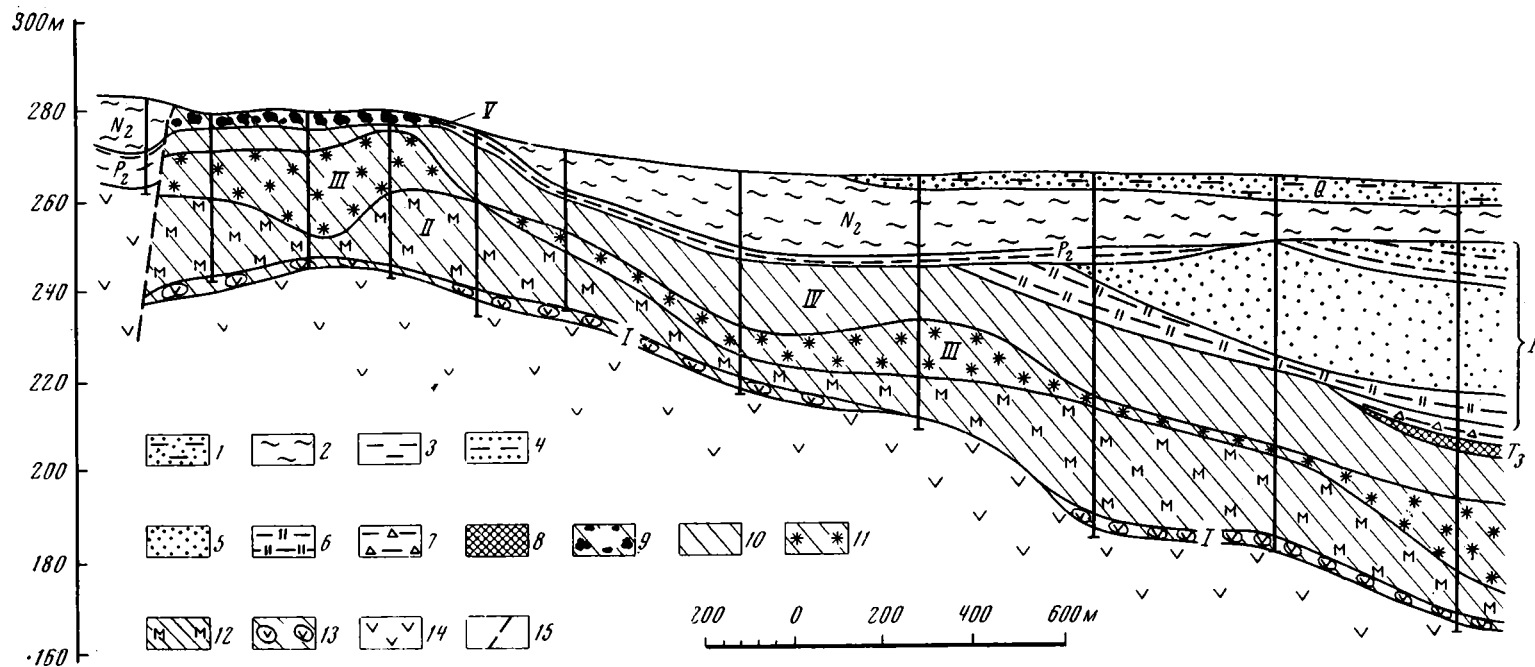
В юго-восточной части участка (в канаве № 1) вскрыты продукты переотложения коры выветривания: глина белая или пестрая пятнистая (розовая, желтая, бурая) гиббсит-каолинистая с желваками и валуна-ми латеритов. Мощность до 2 м.

Состав латеритных образований разнообразен, среди них выделяют-ся псевдоморфные бокситы, железистые бокситы, аллиты и железняки.

Псевдоморфные бокситы различны по внешнему виду (фиг. 3). Наи-более часто встречаются пористые бокситы белые, светло-желтые, пале-вые и розовато-желтые с реликтовой диабазовой структурой. Это — ка-менистая, не размокающая в воде порода. В горных выработках боксит более мягкий, нежели с поверхности, иногда режется ножом. Объемный вес пористых псевдоморфных бокситов 1,56—1,8. Вторая разновидность — желтые ячеистые шлакоподобные псевдоморфные бокситы. Они бывают обычно в виде россыпи на выходах коры выветривания на дневную по-верхность.

Довольно часто встречаются псевдоморфные бокситы ржаво-бурые, бурые и красно-бурые, в которых реликтовая структура материнской по-роды (диабаз) выступает особенно четко. Окислы и гидроокислы желе-за, присутствующие здесь в значительных количествах, занимают место темноцветного минерала исходной породы. На поверхности они образу-ют плитняковый выход пород, звенящих при ударе молотком.

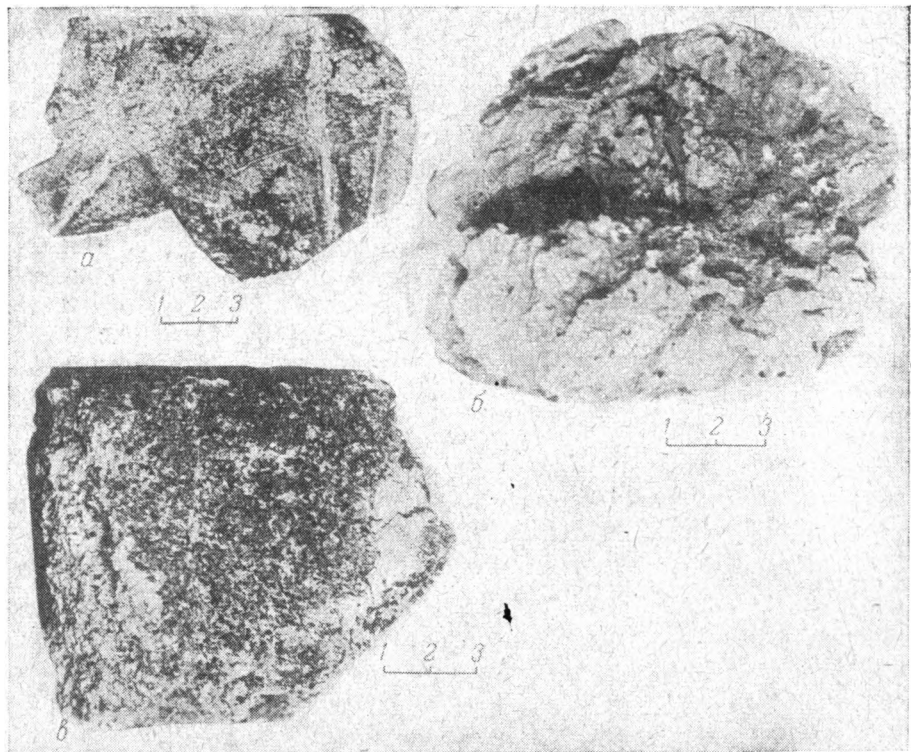
Железистые бокситы сформировались за счет ожелезнения псевдо-морфных. Красные и охристо-желтые окислы и гидроокислы железа об-разуют прожилки в латерите или выполняют поры; на свежем сколе четко видны участки неожелезненного пористого или ячеистого латери-та. Ожелезнение — процесс наложенный и более молодой, по-видимому, неогеновый. Объемный вес железистых латеритов 1,8—2,4.



Фиг. 2. Геологический разрез через Кредиковское рудопроявление латеритных бокситов (составил Л. И. Киселев)

1 — четвертичные суглинки; 2 — зеленые с бурыми пятнами глины неогена; 3 — белые алевроитистые глины эоцена; юрские отложения: 4 — глина с прослоями песков и алевроитов, 5 — пески, алевроиты, 6 — углистые глины; отложения позднего триаса: 7 — пестроцветные глины с глинизированными обломками пород фундамента, 8 — бокситовидные бобовые

алюможелезистые породы; зоны коры выветривания: 9 — обеленных латеритов, 10 — обеленных каолинистых глин, 11 — охристо-каолинистых глин, 12 — гидрохлорит-монтмориллонитовых глин, 13 — дезинтеграции; 14 — основные эффузивы; 15 — линия тектонического нарушения



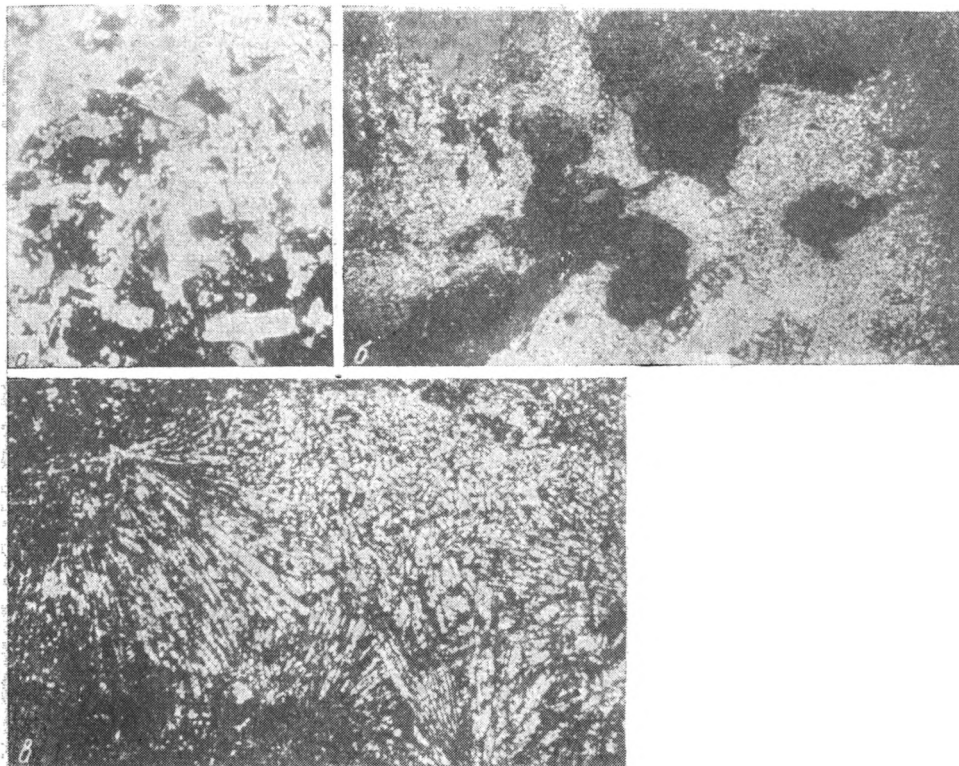
Фиг. 3. Псевдоморфные бокситы (фотографии штуфов)

a — пористый боксит Кредиковского бокситопроявления, видна первичная трещиноватость диабаза; *b* — шлакоподобный боксит Кредиковского бокситопроявления, обр. 606; *в* — боксит с реликтовой габбровой структурой, обр. 1326, Актогайский участок

Псевдоморфные бокситы на 50—95% по объему сложены кристаллическим гиббситом, образующим полные псевдоморфозы по кристаллам плагиоклаза с сохранением их формы, а часто и спайности. Реликтовая структура материнских пород (диабазовых порфиринов) сохраняется вполне отчетливо (фиг. 4). Форма кристаллов гиббсита преимущественно таблитчатая, размеры 0,05—0,1 мм, спайность хорошая, слюдоподобная. По трещинкам спайности иногда проникают гидроокислы железа. У кристаллов погасание косое — около 30°; $Ng' = 1,591$; $Np' = 1,579$; $Ng' - Np' = 0,012$ (желтые и оранжевые цвета интерференции); нередки двойники.

Гиббсит часто перекристаллизован, более крупные кристаллы его в этом случае образованы не только внутри, но и вне контуров кристаллов плагиоклаза. Окислы железа в пористых и ячеистых латеритах полностью или почти полностью выщелочены. Внутренние стенки оставшихся пустоток также обрастают щетками кристаллов гиббсита. В железистых латеритах гидроокислы железа выделяются в виде отдельных участков неправильной формы; изредка сгустки их имеют колломорфную структуру, иногда образуют тонкие прожилки с нечеткими расплывчатыми ограничениями. К центральным частям таких прожилков обычно приурочены кристаллы гиббсита, несколько более крупные, чем в основной массе породы.

Существенно гиббситовый состав латеритных бокситов подтверждают данные термического и рентгеноструктурного анализов. На кривых нагревания, как правило, резко выражена эндотермическая остановка



Фиг. 4. Псевдоморфные бокситы (микрофотографии шлифов)
а — боксит с реликтовой структурой диабазового порфирита, Кредиковское рудопроявление, обр. 883, николи ||, $\times 23$; *б* — боксит с реликтовой структурой габбро, Актогайское месторождение, обр. 1326, николи +, $\times 33$; *в* — боксит с реликтовой структурой вариолита, Соркольское месторождение, обр. 453д, николи ||, $\times 42$. Светлое — агрегаты гиббсита, темное — окислы железа

в интервале 300—400° С, характеризующая гиббсит. По данным рентгеноструктурного анализа, в латеритных бокситах преобладает гиббсит, присутствуют гетит, в очень малых количествах бемит и каолинит.

Для псевдоморфных бокситов характерно весьма низкое содержание кремнезема, обычно 1—5%, высокое — глинозема (табл. 1). Пористые разности латеритов представляют собой почти мономинеральную гиббситовую породу.

Железистые латериты также малокремнистые, но процессы вторичного обеления на них проявлены слабо, в связи с чем качество бокситов ниже. По ряду анализов наблюдается прямая связь содержаний титана и железа. Кальций, магний, фосфор, калий и натрий в сумме составляют менее 1%.

Спектральным анализом в латеритных бокситах обнаружены в тысячных долях процента медь, цинк, ванадий и марганец, а в более низких концентрациях — свинец, никель, кобальт, цирконий, хром и галлий. Все эти элементы местные и составляют геохимический фон пород эффузивной толщи, к которой приурочено медно-цинковое сульфидное оруденение за пределами Кредиковской площади. Обращает на себя внимание весьма низкое содержание галлия: 0,0001—0,0015% (в среднем по 25 анализам 0,0004%). Оно в сотни раз ниже, нежели в бобовых бокситах, что в какой-то мере подчеркивает разницу условий формирования псевдоморфных и бобовых бокситов.

Таблица 1

Химический состав латеритных бокситов и латеритных пород Мугуджар, %

№ образца	Рудопоявление, месторождение, участок	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	H ₂ O	П. п. п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	Марка боксита
884	Крепиковское рудопоявление	Пористый псевдоморфный боксит	2,05	59,58	4,17	0,48	1,01	0,05	0,92	0,04	Н. о.	0,11	Н. о.	0,22	31,20	99,83	29,0	БВ
888	То же	То же	1,38	61,38	4,66	0,40	0,12	0,11	0,23	0,04	Н. о.	0,12	0,14	0,56	30,72	99,86	44,4	БВ
889	»	»	1,55	60,07	5,37	0,40	0,85	0,08	0,17	0,12	Н. о.	0,12	0,01	0,57	30,73	100,04	38,8	БВ
606	»	Ячеистый (шлакоподобный) псевдоморфный боксит	2,24	60,93	3,38	0,29	1,06	0,21	0,30	Н. о.	Н. о.	0,09	0,29	0,24	30,19	99,22	27,7	БВ
883	»	Железистый латеритный боксит	3,50	36,6	33,5	1,67	2,5	0,2	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,12	0,16	1,0	22,4	101,65	10,5	Б-7
886	»	То же	5,1	43,58	25,07	0,97	0,25	0,22	0,11	0,08	0,05	0,21	Н. о.	0,27	24,0	99,91	8,5	Б-4
891	»	»	4,65	31,72	38,22	1,2	2,09	0,3	0,23	0,45	0,11	0,16	Н. о.	0,85	20,0	99,98	6,8	Б-7
0-1	»	Аллит латеритный	20,0	29,5	32,0	0,15	1,9	0,37	Н. о.	Н. о.	Следы	0,21	0,24	0,97	14,68	100,2	1,47	—
	Восточно-Кемпирсайское месторождение никелевых руд	Охра (вся масса руды)	5,53	24,1	62,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,4	—
1326	Актогайский участок	Железистый латеритный боксит	1,45	37,2	37,60	0,40	0,43	0,22	0,05	0,40	Н. о.	0,11	0,01	0,65	21,1	99,62	25,6	Б-7
359	То же	Железистый латеритный боксит	1,8	37,5	34,0	—	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
132г	»	То же	2,5	39,0	31,6	0,07	1,3	0,09	0,67	0,24	Следы	0,13	0,13	0,38	21,2	99,61	20,8	Б-7
453д	Соркольское месторождение	»	5,3	35,4	33,8	0,35	2,0	0,22	0,80	0,02	0,04	0,13	0,12	0,4	20,6	99,18	15,6	Б-7
134ж	Талдык-Ащисайское месторождение	Латеритный боксит	3,18	58,45	5,80	0,32	2,81	0,14	0,05	0,20	0,05	0,05	Н. о.	0,38	28,53	99,96	15,2	БВ
26	Восточно-Кемпирсайское месторождение никелевых руд	Железистый латерит	3,22	45,58	24,11	1,20	1,82	0,05	0,05	0,28	Н. о.	0,09	Н. о.	1,01	22,55	99,96	14,1	Б-4

Минеральный состав (%) некоторых латеритных бокситов
и латеритных пород Мугоджар

№ образца	Гиббсит	Каолинит	Гетит и гидрогетит	Минералы двуокиси титана	Бемит
884	87	4	5	1	1
888	86	3	5	—	4
889	86	3	6	1	3
606	85	5	4	1	4
883	47	7,5	37	2,5	—
886	57	11	28	—	2
891	41	10	42	2	1
0-1	19	43	34	2	—
132б	48	3	42	0,5	5
132г	55	5	35	1	1
453д	47	11	37	2	—
134ж	78	7	6	3	5
26	55	7	24	2	7

Данные о количественном соотношении минералов (табл. 2) получены путем пересчета результатов химических анализов с учетом петрографических, термических и рентгеноструктурных анализов. Основные породообразующие минералы — гиббсит и гетит, в небольшом количестве присутствуют каолинит, бемит, гидрогетит и минералы двуокиси титана.

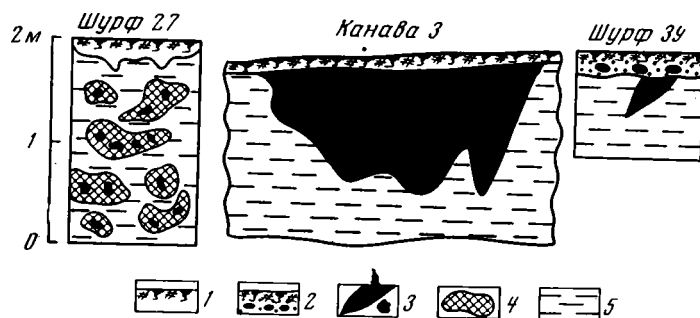
В переотложенных продуктах коры выветривания наряду с латеритами, отвечающими по составу бокситам, изредка встречаются обломки других пород, в частности красных глин и железняков. Красная глина аргиллитоподобная кирпично-красная с обломочной псаммито-алевритовой структурой, состоит из каолинита с примесью гиббсита и гидроокислов железа (табл. 2, обр. 0-1). Расчетное количество гиббсита в породе около 19%. Кривая нагревания также подтверждает гиббсит-каолинитовый состав этой породы. По реликтовой псаммито-алевритовой структуре красной глины можно предполагать, что она образовалась при латеритизации песчаника зилаирской свиты позднего девона.

Красный монолитный железняк из переотложенных продуктов коры выветривания имеет следующий химический состав, %: Fe_2O_3 — 46; SiO_2 — 17,8; Al_2O_3 — 19,7; расчетное количество свободного глинозема в нем 4,5%.

Псевдоморфные бокситы приурочены к самой верхней — латеритной зоне профиля коры выветривания основных эффузивов. В рельефе они также занимают наиболее возвышенные участки.

Характер залегания бокситов, к примеру, показан на фиг. 5. В шурфе 27 в белой каолинитовой глине наблюдаются неправильной формы обособления, более интенсивно окрашенные в желто-бурые тона окислами железа. В центральных частях этих обособлений находятся «ядра» боксита. Чаще же желваки псевдоморфного боксита лежат в каолинитовой глине изолированно, имея с ней резкую границу, иногда как бы находясь в «железистой» рубашке. Глина, вмещающая желваки боксита, почти не содержит гиббсита. Белая каолинитовая глина обычно включает светлые же, почти лишенные минералов железа «желваки» боксита, но иногда светлые желваки присутствуют и в пестроокрашенной глине. В других случаях (фиг. 5, канава 3, шурф 39) латерит залегает в глинистой массе в виде остроугольных блоков, повторяющих отдельность материнской породы. Желваки латерита легко отделяются от глинистой массы промывкой водой на ситах, при этом выход желваков, по предварительным данным, 15—80%.

Характер залегания псевдоморфных бокситов и наличие в них хорошо сохранившихся реликтовых структур основных эффузивов позволяют высказать предположение, что глиноземному метасоматозу подвергались непосредственно материнские породы. На последних образовался латеритный панцирь. Далее, видимо, в связи со сменой палеоландшафтных условий началось формирование каолинитового профиля выветривания, приведшее к образованию глинистой зональной коры выветривания и частичному разрушению сформированного латеритного покрова, от которого сохранились реликты в виде желваков псевдоморфного боксита. Имеющийся фактический материал не позволяет восстановить действительную картину образования псевдоморфного боксита. Для этого требуются дополнительные исследования.



Фиг. 5. Характер залегания латеритных бокситов на Кредиковском бокситопоявлении

1 — четвертичные делювиальные суглинки; 2 — то же с обломками псевдоморфных бокситов; 3 — желваки и блоки псевдоморфных бокситов; 4 — ожеженные каолининовые глины; 5 — белые каолининовые глины коры выветривания диабазового порфирита

На склонах Кредиковского выступа кора выветривания перекрыта белыми и розовыми слюдистыми каолинистыми глинами ранней и средней юры. Среди этих глин встречаются прослойки кирпично-красных бобовых бокситовидных кремнистых алюможелезняков мощностью до 2—3 м. Выше залегают глины палеогена и неогена. В бобовых породах содержится значительное количество гиббсита, но много и кварца, в связи с чем они обычно не отвечают бокситам.

Характер оруденения на Кредиковском участке весьма напоминает гвинейский тип бокситовых месторождений, выделенный Б. М. Михайловым (1969). Латеритные бокситы там приурочены к наиболее возвышенным частям палеорельефа, а на склонах развиты бобово-обломочные бокситы, обычно более низкого качества, названные им делювиальной кирасой.

ЛАТЕРИТЫ КЕМПИРСАЙСКОГО РАЙОНА

Сведений в литературе о наличии в Кемпирсайском никеленосном районе гиббситсодержащих кор выветривания нет. В. Н. Разумова (1967) указывает только на развитие в этом районе красноцветных каолининовых кор выветривания без гиббсита. В последние годы нами встречены гиббситсодержащие охры и железняки, а также гальки псевдоморфных бокситов в бобовых бокситах.

Древняя кора выветривания здесь развита весьма широко на ультраосновных и основных породах. С корой выветривания серпентинитов связаны промышленные месторождения силикатных кобальт-никелевых руд, поэтому этот тип ее наиболее хорошо изучен благодаря работам И. И. Гинзбурга и геологов его школы.

На большей части площади массива породы коры выветривания выходят на поверхность, но местами перекрыты красноцветными железистыми гиббсит-каолинитовыми глинами низов альба с линзами бобовых бокситов и алюможелезняков, песками позднего альба или морскими отложениями кампана. Это позволяет предполагать, что к позднему альбу кора выветривания уже была сформирована.

Не останавливаясь на описании кор выветривания, отметим, что охры, образующие верхнюю зону коры выветривания основных и ультраосновных пород, — латеритные образования. Так, в охрах Бурановского месторождения красок содержится (по пересчету) 4,7% свободного глинозема, а в охрах Караагашского месторождения никеля (по химическому анализу) — 8,1%.

На Восточно-Кемпирсайском никелевом месторождении (ныне отрабатанном) наибольшая мощность зоны охр приходилась на контактовую часть серпентинитов с плагиоклазовыми амфиболитами. Можно предполагать, что значительная часть этих охр образовалась за счет последних. Содержание свободного глинозема в охрах 19,4%, SiO_2 —5,53%, Al_2O_3 —24,1%. Это средние данные по всей массе охр, подсчитанные в процессе разведки месторождения (материалы Л. А. Кима). При обработке Восточно-Кемпирсайского месторождения было добыто и складировано 2,3 млн. т железной руды следующего среднего состава, %: SiO_2 —8,66; Al_2O_3 —21,0; Fe_2O_3 —55,0; MgO —1,21. Расчетное количество свободного глинозема в руде 13,7%. Минеральный состав железных руд этого месторождения, по данным И. И. Гинзбурга, следующий: гидрогетит, гидрогематит, гиббсит, галлузит, бейделлит, примесь кварца, опала, хлорита, хромшпинелидов и рутила.

ЛАТЕРИТЫ АКТОГАЙСКОГО УЧАСТКА

Актогайский участок находится на юге Мугуджар (фиг. 1). В его пределах располагается одноименное месторождение бобовых бокситов раннемелового возраста (Киселев, 1966). На площади месторождения повсеместно развиты отложения неогена, из-под которых на одном небольшом участке выходят габбро. Последние образуют, как выяснилось в результате бурения скважин, погребенный выступ фундамента с относительными превышениями до 120 м и крутизной склона около 3°.

Габбро сложены темноцветным минералом и плагиоклазом в приблизительно равных количествах. Эти минералы обладают одинаковой степенью идиоморфизма, образуя индивиды более или менее изометричной формы в 0,8—1,5 мм. Плагиоклаз основного состава (лабрадор) свежий; моноклинный пироксен (диаллаг) уралитизирован.

На габбро развита доверхнеальбская кора выветривания мощностью около 40 м зонального строения; разрез ее (снизу вверх):

	Мощность, м
габбро выветрелое; в нем моноклинный пироксен замещен амфиболом актинолитового ряда, хлоритом, карбонатом и джефферитом, плагиоклаз-агрегатами эпидот-цоизитовых минералов и карбонатом	25,5
глина каолинит-монтмориллонитовая серо-зеленая с белыми пятнами и реликтовой структурой габбро	2,5
глина пятнистая (розовая, палевая, белая) с темно-бурыми железистыми выделениями по темноцветным минералам габбро; состав породы гидрослюдисто-каолинитовый; наряду с гидроокислами железа присутствуют в различной степени окисленные сферокристаллы сидерита	7

На остаточном элювии залегает горизонт мощностью 8,5 м переотложенных продуктов коры выветривания — обломочной породы с псефопсаммитовой структурой. Обломочный материал представлен в основном

тонкодисперсными породами каолинитового состава и железняками, реже зернами кварца. Обломки железняков иногда включают обломки терригенных бобовин, угловатые зерна кварца размером около 0,1 мм. Форма обломков преимущественно угловатая, размеры 0,1—10 мм и крупнее. Обломки сцементированы тонкодисперсным каолинит-железистым материалом. В цементе нередко присутствуют сидерит и шамозит.

Латериты были встречены в ряде скважин и вскрыты шурфом. Они залегают в виде остроугольных глыб и блоков размером до 0,6 м в горизонте переотложенных продуктов коры выветривания; по керну скважин их пересеченная мощность достигает 0,5 м.

Актогайский псевдоморфный боксит представляет собой сравнительно легкую пористую каменистую зернистую розовато-желтую и красновато-бурую породу. На этом фоне четко выделяется белый зернистый гиббситовый каркас, подчеркивающий реликтовую габбровую структуру. В шлифе под микроскопом (фиг. 4) реликтовая габбровая структура выступает очень четко. Порода в основном состоит из гиббсита и гидроокислов железа. Гиббсит замещает плагиоклаз с сохранением его формы, а часто и спайности, образует пластинчатые и волокнистые агрегаты. Гидроокислы железа развиты по темноцветному минералу исходной породы, нередко выщелочены. Присутствие в породе небольшого количества бемита устанавливается по недостатку связанной воды при пересчете Al_2O_3 на гиббсит.

Дифференциальные кривые нагревания также свидетельствуют о существенно гиббситовом составе породы. Химический состав актогайских латеритов приведен в табл. 1, а минеральный — в табл. 2 (образцы 132б; 359; 132г). Эти латериты являются железистыми бокситами марки Б-7 с кремневым модулем 15—25 и, как обычно для латеритных пород, очень низким содержанием кремнезема, входящего, по-видимому, в состав каолинита. Количество последнего в породе всего лишь 3—7%.

ГАЛЬКИ ЛАТЕРИТНЫХ ПОРОД В БОБОВЫХ БОКСИТАХ

Латеритные псевдоморфные бокситы нередко встречаются в виде галек в раннемеловых бобовых бокситах. В Кемпирсайском районе они обнаружены в бобовых бокситах на Восточно-Кемпирсайском, Батамшинском и Промежуточном карьерах по добыче никелевых руд. Гальки до 5 см слабо или хорошо окатаны, границы их с веществом бобового боксита четкие. Это позволяет считать, что в горизонт бобового боксита латерит поступал уже сформированным.

Цвет латерита на свежем изломе красно-бурый, порода мелкозернистая и бобовых образований в ней нет. В шлифе под микроскопом видно, что порода сложена микро- и мелкокристаллическим гиббситом (75—80% объема породы) и темно-бурыми и бурыми гидроокислами и окислами железа. Реликтовая диабазовая структура породы нечеткая, пористость небольшая. Гиббсит образует агрегаты индивидов пластинчатой или таблитчатой формы размером от 0,001 м до сотых долей миллиметра. Они имеют хорошую слюдоподобную спайность, косое погасание, полисинтетически sdвойникованы.

На кривой нагревания эндотермический эффект, характеризующий гиббсит, выражен весьма четко. По химическому составу (табл. 1, образец 2б) порода является бокситом с кремневым модулем 14,1. Как и в других случаях, характерно весьма низкое содержание в породе кремнезема (3,22%). Минеральный состав ее приведен в табл. 2. Основные породообразующие минералы — гиббсит, гётит и гидрогётит. Обращает на себя внимание несколько повышенное содержание бемита.

Гальки псевдоморфных бокситов встречены и в бобовых бокситах на Соркольском и Талдык-Ащисайском месторождениях. Окатанность их различная, размеры 2—6 см, цвет на свежем изломе темно-бурый, жел-

тый и желтовато-белый, сложение монолитное или пористое. Более железисты латериты на Соркольском месторождении. В шлифе видно, что порода на 70—80% по объему сложена микро- и мелкокристаллическим гиббситом, окислов железа немного. В отдельных участках шлифа четко видна реликтовая структура вариолита (фиг. 4). Агрегаты пластинчатых индивидов гиббсита замещают лейсты плагиоклаза, расположенные радиально-лучисто, и стекловатый мезостазис. Гётит и гидрогётит образуют нитевидные прожилки или сгустки неправильной формы в 1,5 мм. По химическому составу (табл. 1, образец 453д) этот латерит является железистым бокситом марки Б-7.

В бобовых бокситах Талдык-Ащисайского месторождения встречены гальки псевдоморфных бокситов по девонским андезитовым и дацитовым порфирирам и их туфам, развитым восточнее месторождения. В полностью гиббситизированных породах содержание гиббсита достигает 78% (табл. 1, 2, обр. 134ж). Судя по недостатку воды при пересчете химического анализа на минеральный состав, предполагается присутствие бёмита.

ВЫВОДЫ

Латеритные породы Мугоджар состоят существенно из гиббсита и окислов железа и сохраняют реликтовую (псевдоморфную) структуру диабазов, диабазовых порфиритов, вариолитов, андезитовых порфиритов, их туфов, габбро. Наиболее интересны псевдоморфные бокситы, качество которых очень высокое и которые могут явиться новым видом алюминиевого сырья. Они всегда малокремнистые, содержат Al_2O_3 около 60%. Псевдоморфные бокситы встречаются в различных геологических условиях и развиты довольно широко, поэтому в этом и сопредельных районах Южного Урала и Казахстана необходимы поисковые работы на этот новый генетический тип алюминиевого сырья, в первую очередь на площадях, где развита древняя кора выветривания средних и основных магматических и метаморфических пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Киселев Л. И. О возрасте древней коры выветривания в Мугоджарах.— Вестн. АН КазССР, 1963, № 7 (220).
- Киселев Л. И. Условия образования бокситовых месторождений Мугоджарского района.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. М., «Наука», 1966.
- Киселев Л. И. Древняя кора выветривания. Мугоджары.— В кн.: Геология СССР (Западный Казахстан), т. XXI, кн. 1. М., «Недра», 1970.
- Михайлов Б. М., Теплова Л. С. Некоторые вопросы литологии меловых и палеогеновых отложений бассейна р. Шет-Иргиз.— В сб.: Геология Тургайского прогиба, Матер. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1961, вып. 43.
- Михайлов Б. М. Древняя кора выветривания.— В сб.: Геологическое строение Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1961, вып. 53.
- Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1969, т. 167.
- Разумова В. Н. Кора выветривания латеритного и каолинового типа основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1967, вып. 174.
- Черняховский А. Г. Элювий и продукты его переотложения (Казахстан и Средняя Азия).— Тр. ГИН АН СССР, М., 1966, вып. 145.

Казахский научно-исследовательский
институт минерального сырья
Алма-Ата

Дата поступления
20.X.1972

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.311.231

**ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕТРИАСОВОЙ ЛАТЕРИТНОЙ
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОРСКОГО УРАЛА**

В. В. ГУДОШНИКОВ, Ю. В. ВАНЬШИН, Р. Я. БЕРЕЗНИЦКАЯ

На территории Орского Урала латеритная кора выветривания среднего триаса развита только в эрозионно-тектонических депрессиях: Орской, Прирендыкской, Аккермановской и Таналык-Баймакской. Она перекрыта отложениями верхнего триаса и юры и лишь в зонах новейшего поднятия выходит на дневную поверхность. Детальное изучение коры выветривания эффузивных пород основного состава на Ишкининском и Купинском поисковых участках показало, что профиль выветривания имеет сложное строение, обусловленное широким проявлением наложенных процессов, имевших место в мезозойское и кайнозойское время.

Один из таких процессов, очень ярко проявившийся, — наложенная шамозитизация.

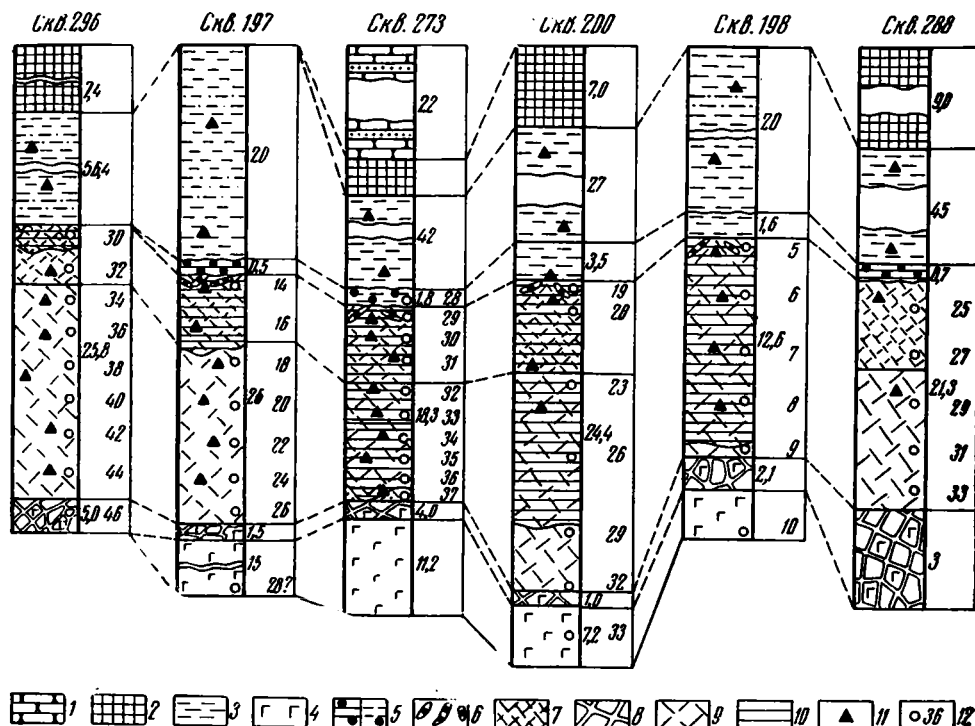
Строение первичного (не затронутого шамозитизацией) профиля выветривания эффузивов основного состава изучено по керну скважин 288, пробуренной на Купинском участке, и 63, пробуренной южнее г. Орска.

По вещественному составу продуктов выветривания выделяются следующие зоны профиля: дезинтеграции, гидрослюдисто-каолинитовая, гиббсит-каолинитовая (фиг. 1).

Не измененные процессами выветривания эффузивы представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, зеленовато-серыми и фиолетово-коричневыми. Структура порфировая, текстура миндалекаменная. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом. Миндалины округлой и эллипсовидной формы, 1—5 мм, выполнены хлоритом и карбонатом. Породы интенсивно, но неравномерно, гематитизированы и хлоритизированы.

Продукты зоны дезинтеграции представлены трещиноватыми, осветленными породами, затронутыми процессами гидратации и окисления. Эти изменения привели к образованию гетита и гидратации хлорита. Происходит увеличение пористости — 17,15% и уменьшение объемного веса — 2,31 г/см³; соответственно неизменные породы имеют пористость 4—5% при объемном весе 2,89 г/см³.

Гидрослюдисто-каолинитовая зона представлена глиной зеленовато-серой с пятнами и разводами бордового и сиреневого цветов. Несмотря на значительную пористость 42,6% при объемном весе 1,68 г/см³, структура и текстура материнских пород выражена четко. Среди остаточных минералов тяжелой фракции (до 98%) присутствуют исключительно устойчивые: ильменит, пикотит, хромит.



Фиг. 1. Схема сопоставления профилей среднетриасовой коры выветривания эффузивов основного состава

1 — песчаники, конгломераты нижнего мела; 2 — кора выветривания юрских пород; 3 — глина, алеуриды нижней юры; 4 — эффузивы основного состава палеозоя; 5 — а — бокситы верхнего триаса, б — глины с каолинизированными обломками палеозойских пород; 6 — остаточные бокситы, аллиты зоны коры выветривания; 7 — гиббсит-каолинитовая, 8 — дезинтеграции; 9 — гидрослюдисто-каолинитовая; 10 — шамозит; 11 — сидерит; 12 — место отбора образца и его номер

Химический состав продуктов зоны (табл. 1) характеризуется повышенным содержанием калия и окисного железа; небольшое содержание закисного железа в образцах скв. 288 обусловлено присутствием сидерита.

Исследование минерального состава продуктов зоны термическим (фиг. 2) и рентгеноструктурным (фиг. 3, обр. 288/31, 33) методами показало, что они представлены каолинитом с несовершенной структурой и диоктаэдрической гидрослюдой, содержащей 10—20% набухающих пакетов ($d_{\text{гид}} = 9,87 \text{ \AA}$). Мощность зоны 16 м.

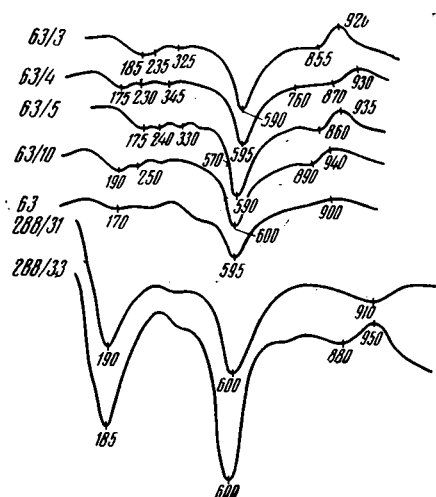
Таблица 1

Химический состав гидрослюдисто-каолинитовой коры выветривания

№ образца	П. п. п.	H ₂ O+	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
288/29	—	8,08	38,94	26,54	14,75	3,51	0,71	1,33	2,45	0,18	2,80	99,29
288/31	—	6,01	39,26	22,20	19,09	2,60	0,71	1,77	2,40	0,19	5,13	99,36
288/33	0,27	10,44	41,46	28,59	11,31	2,53	0,35	1,94	1,37	0,44	1,76	100,15
63/2	10,16	—	48,46	29,22	5,82	0,92	0,97	0,95	0,47	0,23	3,01	100,21
63/3	8,85	—	48,40	23,83	10,57	0,70	0,82	1,88	0,67	0,30	3,73	99,75
63/4	9,10	—	47,74	23,78	10,12	0,84	0,97	3,37	0,75	0,30	3,62	100,59
63/5	9,43	—	46,68	25,60	9,14	1,62	0,97	2,68	0,58	0,22	3,66	100,58
63/10	9,72	—	47,24	26,36	8,98	0,84	0,82	2,88	0,50	0,30	3,02	100,66

Продукты выветривания гиббсит-каолининовой зоны представлены зеленовато-серой глиной с объемным весом $1,60 \text{ г/см}^3$ и пористостью 45,2%. Каолинит, образуя крупные вермикулы, ассоциирует с гидроокислами железа и гиббситом (фиг. 4, 3, обр. 288/25, 27).

По химическому составу гиббсит-каолининовая кора (табл. 2) близка продуктам нижезалегающей зоны. Исключение составляют калий и алюминий: содержание первого резко сократилось, а второго — увеличилось. Мощность зоны не более 10 м.



Фиг. 2. Кривые нагревания гидрослюдисто-каолининовой коры выветривания эффузивов основного состава

Сформированная в среднем триасе латеритная кора выветривания в течение позднего триаса, ранней и средней юры была перекрыта отложениями большой мощности.

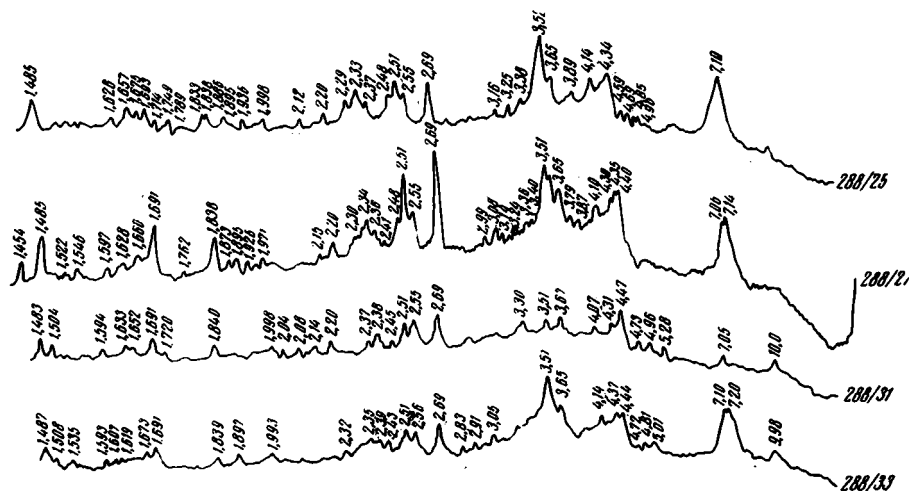
Наличие значительного количества органических остатков в отложениях юры обусловило стабильные восстановительные условия, в результате которых стал возможен процесс шамозитизации.

Минералого-геохимические особенности процесса шамозитизации изучены по многочисленным разрезам скважин (198, 197, 273, 296, 200), пробуренных на Купинском участке.

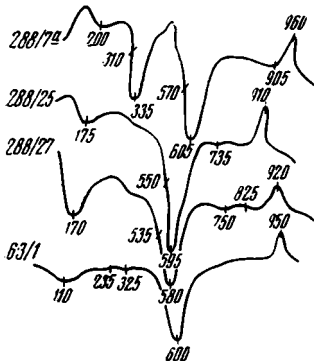
Шамозитизация наложилась на кору выветривания, имеющую латеритный профиль. Об этом убедительно свидетельствует химический состав шамозитизированной коры

выветривания (табл. 3), а также присутствие линз и прослоев осадочных бокситов в перекрывающих кору отложениях верхнего триаса.

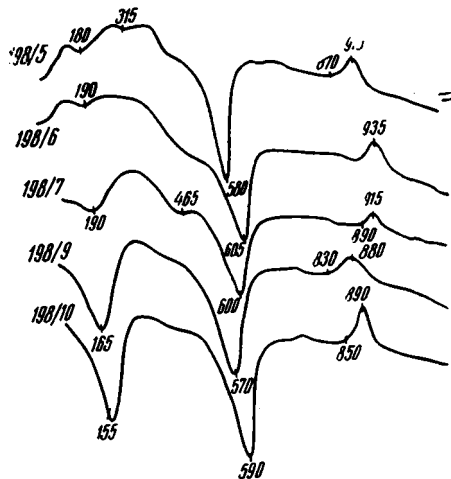
В ходе шамозитизации произошли значительные изменения химического и минерального состава коры. Интенсивность проявления этого процесса по площади и разрезу неодинакова (фиг. 1). В ряде случаев шамозитизации подвергнуты только верхние горизонты профиля, в то время как профиль выветривания по скв. 198 почти нацело шамозитизи-



Фиг. 3. Дифрактометрические кривые кор выветривания гидрослюдисто-каолининовой (обр. 288/31, 288/33), гиббсит-каолининовой (обр. 288/25, 288/27)



Фиг. 4. Кривые нагревания гибсит-каолиновой коры выветривания



Фиг. 5. Кривые нагревания шамозитизированной коры выветривания

рован. Шамозит устанавливается в шлифах, а также рентгеноструктурным и термическим анализами (фиг. 5, 6).

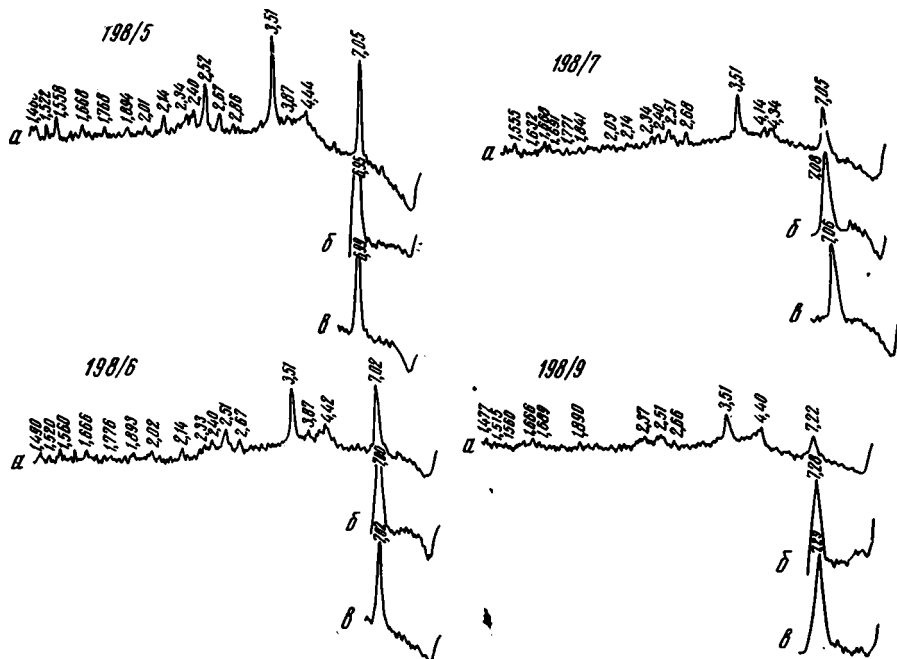
Кроме того, химический состав (табл. 3) кор выветривания, подвергшихся шамозитизации, характеризуется значительным содержанием закисного железа, входящего в структуру слоистых силикатов. При этом происходит незначительный вынос кремнезема при стабильном содержании алюминия.

Таблица 2
Химический состав гибсит- каолиновой коры выветривания

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.	Сумма
288/27	38,06	2,56	32,0	11,09	3,51	0,02	0,55	0,55	0,33	0,18	12,76	100,61

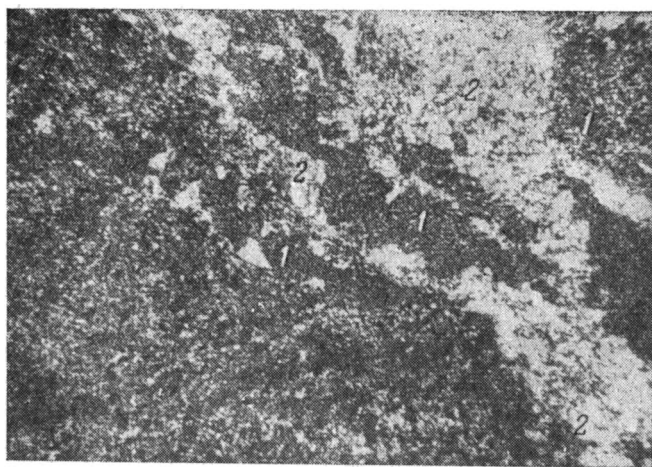
Таблица 3
Химический состав латеритной коры выветривания эффузивов основного состава с наложенной шамозитизацией

№ образца	Глубина, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	П. п. п.
198-И	24,0—25,0	25,31	29,24	3,30	20,88	2,68	17,93
198-5	25,0—26,0	27,96	28,17	6,58	17,28	3,15	16,00
198-Л	26,0—27,0	31,29	28,44	6,45	15,79	2,76	14,91
198-М	27,0—28,0	34,52	27,61	5,62	14,45	2,65	14,00
198-Н	28,0—29,0	35,81	27,81	4,88	13,49	2,1	12,90
198-6	29,0—30,0	36,28	28,31	4,77	12,84	2,15	13,76
198-П	30,0—31,0	35,74	28,04	5,43	13,28	2,21	13,82
198-Р	31,0—32,0	34,75	27,8	5,73	13,98	2,30	13,71
198-С	32,0—33,0	34,78	27,61	5,79	13,50	2,25	13,86
198-7	33,0—34,0	34,54	26,49	6,17	13,70	2,1	13,99
198-За	34,0—35,0	34,55	26,51	6,45	12,73	2,21	14,59
198-76	35,0—36,0	35,03	26,2	8,06	11,21	2,1	16,48
198-8	36,0—37,0	35,75	26,29	7,42	10,66	2,4	14,81
273-3	69,8—71,2	18,39	38,04	5,27	18,15	2,38	21,16
273-4	71,2—72,4	16,19	35,53	4,18	18,64	2,02	22,08
273-5	72,4—73,5	26,42	33,21	5,89	16,05	2,18	16,02



Фиг. 6. Дифрактометрические кривые шамозитизированной коры выветривания. Образец: а — естественный неориентированный; б — обработанный 10%-ной HCl при $t=60-80^\circ$ в течение 10 мин; в — насыщенный глицерином

В шлифах установлено, что шамозит представлен двумя генерациями: метаколлоидной и чешуйчатой. Метаколлоидный образует тончайшие темно-зеленые прожилки, часто в массе чешуйчатого шамозита. Для него характерны ксеноморфные и натечные, в виде сгустков, формы, как правило, изотропные. Чешуйчатый шамозит бледно-зеленый с показателем преломления, близким каолиниту, образует крупные прожилки или нацело замещает всю массу породы (фиг. 7).



Фиг. 7. Генерации шамозита.
1 — метаколлоидный; 2 — чешуйчатый. Шлиф 200/26,
×90, Никола +

Химический состав латеритной коры выветривания с разложившимся шамозитом

№ сква- жины	Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	П. п. п.	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
274	1,3—2,5	12,6	2,4	38,13	24,07	0,22	0,40	0,70	21,80	0,12	0,10	100,84
274	2,5—3,6	25,59	3,08	37,22	13,55	0,15	0,51	0,89	18,02	0,33	0,10	100,78
274	3,6—4,6	25,87	2,82	30,55	21,21	0,15	0,58	1,26	16,50	0,25	0,13	99,98
274	4,6—5,5	31,65	3,00	30,17	17,45	0,50	0,58	0,94	15,02	0,33	0,09	100,04
281	3,0—4,0	21,24	2,69	30,99	25,72	0,15	0,29	0,57	18,21	0,05	0,10	100,20
281	1,7—3,0	13,91	2,60	35,62	28,01	0,22	0,29	0,22	19,73	0,08	0,07	100,79
281	5,3—7,0	36,23	1,98	30,02	17,07	0,25	0,51	0,73	13,69	0,10	0,05	100,74

За новейшее время в результате поднятий отдельные участки освободились от перекрывающего их чехла верхнетриасовых и юрских пород. Вышедший на дневную поверхность шамозитизированный профиль коры вновь подвергся выветриванию, в ходе которого произошло интенсивное окисление и разложение шамозита и сидерита с образованием охристо-каолининовой с гиббситом коры выветривания. Последняя представлена рыхлой, пылеватой, желтовато-бурой, охристо-желтой и зеленовато-серой глиной. Структура материнских пород выражена крайне слабо. Гиббсит в форме хорошо окристаллизованных кристалликов образует скопления и прожилки либо тонко распылен в массе каолинита. Он фиксируется на термограммах эндотермическим эффектом при температуре 310—333° (фиг. 8, обр. 281/2,3), а также по результатам химического анализа (табл. 4). По химическому составу образцы скв. 274, с глубины 1,3—2,5 м, и скв. 281 с глубины 1,7—3,0 м соответствуют бокситу, характерной особенностью которого является отсутствие бобовой структуры. Остаточные бокситы постепенно вниз переходят в аллиты, которые в свою очередь сменяются сиалитной корой с четко выраженной структурой материнских пород.

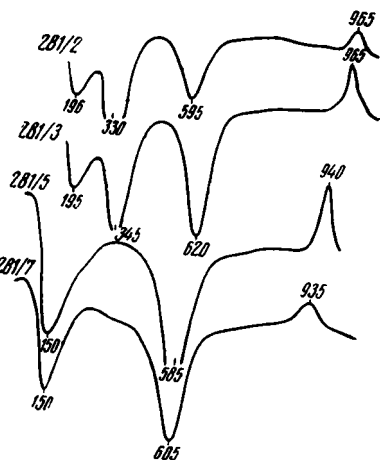
Вновь образованная за счет разложения шамозита охристо-каолининовая кора с глубиной переходит в неизменные шамозиты, на что указывают данные термического (фиг. 8, обр. 281/5,7) и химического анализов (табл. 5).

Увеличение содержания закисного железа с глубиной при отсутствии CO₂ позволяет считать, что оно обусловлено присутствием шамозита.

Подводя итог сказанному, нам представляется необходимым в общих чертах восстановить этапы формирования профиля раннемезозойской коры.

В среднем триасе была образована латеритная кора выветривания, служившая исходным материалом при накоплении осадочных бокситов верхнего триаса.

После перекрытия коры угленосными отложениями нижней и средней юры начался процесс шамозитизации. Последний затронул отложения верхнего триаса (бокситы) и латеритную кору выветривания. Шамозитизация проникла на различную глубину профиля, имела избирательный характер. В ассоциации с шамозитом находятся сидерит, реже пирит.



Фиг. 8. Кривые нагревания охристо-каолининовой с гиббситом (обр. 281/2,3) и шамозитизированной (обр. 281/5,7) коры выветривания

Содержание форм железа и CO_2 по разрезу коры выветривания (скв. 281)

№ образца	Глубина отбора, м	Fe_2O_3	FeO	CO_2	№ образца	Глубина отбора, м	Fe_2O_3	FeO	CO_2
281/2	2,5	12,67	0,75	Нет	281/7	11,0	7,23	7,65	2,06
281/3	5,0	18,63	0,61	»	281/9	14,0	9,23	5,45	Нет
281/5	8,0	14,57	2,27	»	281/10	17,0	7,25	3,94	»

Наложенная шамозитизация затусовывала, но не уничтожила характерные черты латеритного профиля.

В результате активизации положительных движений некоторые участки освободились из-под покрова перекрывающих отложений и вновь подверглись выветриванию. В ходе последнего произошло разложение шамозита, сидерита и пирита. Кора обогатилась окислами железа, менее алюминием на общем фоне выноса кремнезема. Таким образом, были восстановлены основные особенности латеритного профиля.

Образование шамозитизированной коры выветривания ультраосновных пород было ранее установлено Д. П. Сердюченко (1953) на Кавказе на р. Малке. Для Среднего Урала и Приуралья возникновение шамозитизированного профиля описано Б. Ф. Горбачевым (1966) и Е. Н. Куземкиной (1969). Многоэтапность и стадийность процессов шамозитизации и обожиривания также детально разобраны А. П. Никитиной (1968). Наши данные подтверждают один из ее выводов об образовании свободных гидроокислов алюминия при разложении шамозита в окислительных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбачев Б. Ф. Геологическое значение ресилификации бокситов.— В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
- Куземкина Е. Н. Особенности минерального состава коры выветривания Кольского массива ультраосновных пород.— В кн.: Кора выветривания Урала. Изд-во Саратовского ун-та, 1969.
- Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., «Наука», 1968.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. ИГН, 1953, вып. 140.

Институт геологии
Саратов

Дата поступления
14.VI.1971

УДК 551.311:551.72(575.1)

ПРИЗНАКИ СУЩЕСТВОВАНИЯ ПЕРЕРЫВОВ В НАКОПЛЕНИИ ОСАДКОВ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КЫЗЫЛКУМОВ

А. К. ВОРОНКОВ

Для объяснения явления стратификации золотого оруденения в протерозое Центральных Кызылкумов (месторождение Мурунтау и др.) наряду с вариантом «рудоносного пласта» привлекается предположение регионального перерыва, к границе которого якобы и приурочивается основная масса месторождений и рудопроявлений. И такой перерыв в первой стратиграфической схеме (Лихачев, Владимирский, 1961), естественно, намечается в интервале смены кремнисто-сланцевой литологиче-

Литолого -стратиграфическая схема (Pt₃)

Юг гор Тамдытау, по данным геологической съемки масштаба 1 : 50000		Ауминзатау, Бельтау, Аристантау, Сангунтау и юг Тамдытау	
свита	подсвита	свита	подсвита
Бесаяпанская	Верхняя	Нижний палеозой (?)	
	Нижняя		
Мурунтауская	Верхняя	Бесаяпанская	Верхняя
	Средняя		
	Нижняя		
Зимбылтауская		Кызылкумская	
	Верхняя		Нижняя
Тасказганская	Средняя		Верхняя
	Нижняя		Средняя
Джургантауская			Нижняя

ской ассоциации тасказганской свиты на существенно терригенную бесаяпанской; при точном установлении границы перерыва используются гравелиты и гравийные породы (Б. Я. Хорева).

Детальные литологические работы, выполненные с целью установить характер контроля оруденения, показали тяготение минерализованных участков к пачкам и линзам углеродистых сравнительно мелкозернистых пород, относящихся скорее к конечным элементам ритмов, нежели к перерывной серии. Гравелиты же сейчас найдены, начиная с низов тасказганской свиты.

Разработка литолого-стратиграфической схемы для всего региона (на основе схемы, созданной для юга Тамдытау) с учетом фациальных условий образования исходных осадков и снятия метаморфизма (таблица) показала отсутствие повсеместного изохронного перерыва внутри протерозоя. Следует только обратить внимание на условно выделяемые в нижний палеозой (?) отложения, менее метаморфизованные и слабее дислоцированные, в основании которых на площадях Бельтау, Джетымтау и юго-запада Тамдытау встречены линзы базальных конгломератов с галькой подстилающих песчаников и сланцев; эти признаки в случае подтверждения по всей площади — явное свидетельство регионального перерыва. Известное промышленное оруденение повсеместно находится ниже, на различных расстояниях от границы перерыва.

Внутри протерозоя признаки перерывов в осадконакоплении также обнаруживаются, но характер их локальный, о чем говорят литологические, минералого-петрографические, геохимические и другие факторы.

Из первых наиболее пригодными для установления перерывов являются: гравелиты с обломками сланцев и вулканитов основного состава; линзы, переполненные окатышами мелкозернистых терригенных пород внутри пачек с гравелитами; совершенное отсутствие окатанности кремнистых обломков в песчаниках некоторых горизонтов; мелкозернистые латтумные породы с неокатанными гравийными зернами, нередко пластинчатой формы.

Гравелиты со сланцевыми сильно уплощенными обломками присущи целому ряду горизонтов верхнекызылкумской подсвиты Джетымтау и Бельтау, а с обломками «зеленых сланцев» (первоначально туфогенные образования) или амфиболитов — основанию верхнебесаяпанской подсвиты. Объясняется это тем, что лишь к бесаяпанскому времени в область

размыва попадают отложения среднекызылкумской подсвиты, содержащие основную массу вулканитов. Сочетание неокатанных обломков кремнистых пород и исключительно слабо устойчивых к переносу пород (каковыми являлись глины и вулканиты основного состава) — явный признак близости области размыва. Те же выводы, безусловно, следуют и при наличии гравелитов или песчаников с совершенно неокатанными обломками кремнистых пород; на это же указывает появление резко вытянутых пластинчатых по форме с острыми углами обломков кремней, дальний перенос которых при таком облике был просто невозможен. Особенно важно то, что среди них устанавливается набор разнообразностей, известный только в среднекызылкумской подсвите: обычные кварцитовидного облика, четко полосчатые за счет различия в содержании углисто-графитового пигмента, сильноуглеродистые, слабо- и раскристаллизованные, послойно обогащенные рудной пылью, содержащие единичные хорошо ограненные кристаллы доломита, пирита и послойно или пятнами ярозит.

В составе обломков грубозернистых пород нижней половины верхнекызылкумской подсвиты в Джетымтау наряду со сланцами часто присутствуют кремни; примечательна их форма: резко уплощенная, в поперечном сечении линзовидная, т. е. аналогична форме обломков механически слабоустойчивых глинисто-слюдистых сланцев. Выше по разрезу в бесапанской свите обломки подобных кремней в основном изометричны, из чего можно заключить, что размывались и транспортировались уже литифицированные породы. Поэтому интенсивную деформированность можно объяснить только тем, что породы среднекызылкумской подсвиты в начале позднекызылкумского времени размывались еще недостаточно консолидированными и при быстром погружении участка седиментации раздавливались, принимая форму линзочек.

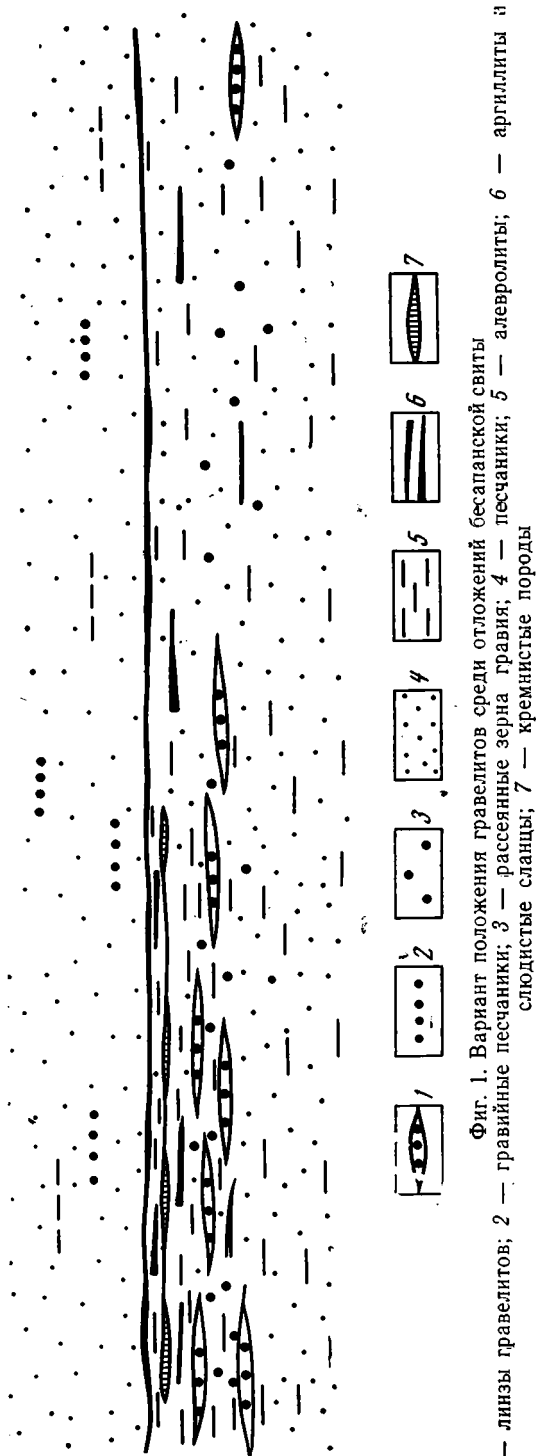
Остальные гравелиты, распространенные гораздо шире, чем это считалось раньше, и по всему вертикальному разрезу протерозоя, не могут вообще служить признаками перерывов. Это породы с преобладанием в обломках однообразных кварцитовидных слабоуглеродистых кремнистых образований или кварца средней и хорошей окатанности. Такие гравелиты непосредственно не связаны с перерывами, тем более, что они часто оказываются не только в подошве, но и в кровле ритма того или иного масштаба (фиг. 1), ассоциируясь с наиболее тонкозернистыми терригенными породами. Из этого следует, что гравелиты полифациальны. Среди них установлены отмельные, волноприбойные (в том числе баровые), подводнодельтовые и в незначительном количестве доннотечениевые. Поэтому тесно связаны с местами размывов только некоторые виды гравелитов. К таким в первую очередь относятся два фациальных типа: волноприбойные и отмельные. Они характеризуются средней окатанностью кремнистых обломков и размером 0,2—0,8 см. В подводнодельтовых отложениях доминирующий размер 0,1—0,3 см, а в доннотечениевых не более 0,2 см. Гравелиты внутри дельтового комплекса на территории Бельтау несут хорошо выраженную косую слойчатость, хотя преобладают в них кремнистые обломки с очень плохой окатанностью. И это легко объясняется перемыванием близко расположенных кремнисто-сланцевых образований среднекызылкумской подсвиты, формированием кос и баров на границе подводной и надводной дельты и в пляжевой полосе. По этой же причине здесь встречается максимальное разнообразие петрографических типов обломков.

Кроме кремней в составе отдельных линз отмельных грубозернистых песчаников и гравелитов устанавливается высокое содержание эффузивных обломков (до 10—15%); обычно совместное нахождение измененных и неизмененных разностей, а это указывает на то, что первые уже привносились в таком состоянии и расстояние переноса было крайне незначительным.

Таким образом, о непосредственной близости области сноса свидетельствует уже целый комплекс признаков: наличие отмельных и волноприбойных гравелитов, резкое возрастание содержания разнообразных кремнистых обломков и особенно доли их неокатанных разновидностей, появление неустойчивых к выветриванию и механическому истиранию обломков сланцев и основных вулканитов. Анализ пространственного расположения пород, обладающих такими признаками, показал линейно-пятнистое сгущение их вокруг определенных участков. Это свидетельство островного характера размывавшихся поднятий (фиг. 2), причем самые крупные острова или архипелаги мелких островов находились на современной территории Ауминза-Бельтауского района и, по-видимому, южнее и юго-восточнее его.

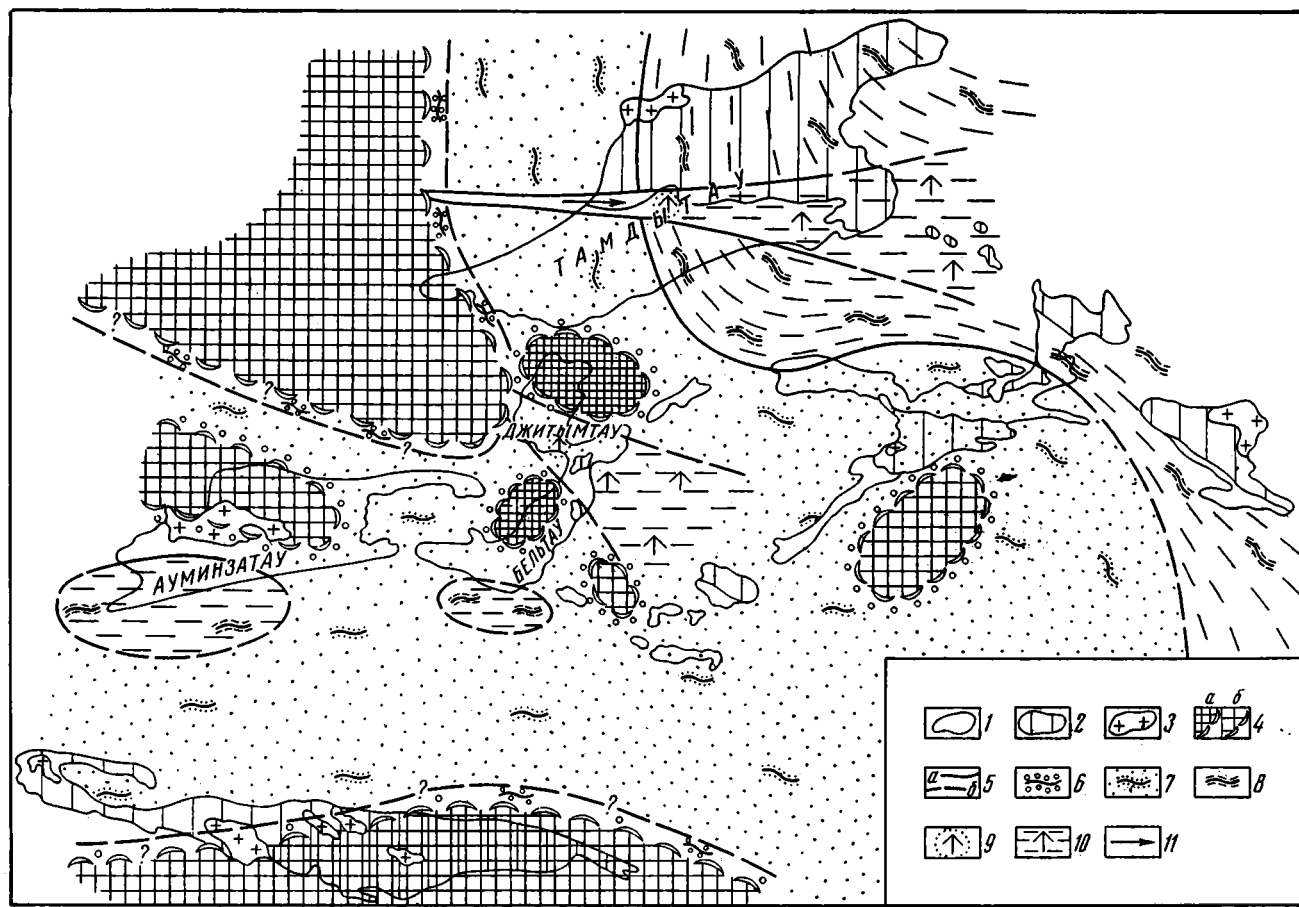
Промежуток, в течение которого поднимающееся дно верхнепротерозойского моря достигало хотя бы уровня, достаточного действию волн, охватывает интервал с середины среднекызылкумского до конца позднебесаяпанского времени.

Не менее чувствительным инструментом определения палеоподнятий, по данным, извлекаемым из существенно терригенных толщ, оказываются минералого-геохимические факторы. Так, на границе нижней и среднекызылкумской подсвет не устанавливается никаких следов близости берега или отмелей, но в слоях, пограничных между этими подсветами, в Ауминзатау в протолочке из керна скважины встречена самородная медь. Объяснить происхождение ее диагенетическими и метаморфическими процессами крайне трудно, так как выше и ниже по разрезу в аналогичных геохимических условиях существуют первичные минералы меди (халькопирит



Фиг. 1. Вариант положения гравелитов среди отложений бесаяпанской свиты

1 — линзы гравелитов; 2 — аргиллиты; 3 — грубые зерна гравия; 4 — песчаники; 5 — алевриты; 6 — аргиллиты и слюистые сланцы; 7 — кремнистые породы



Фиг. 2. Распределение
 фацальных обстановок в
 беспанское время на
 территории Центральных
 Кызылкумов

1 — выходы домезозой-
 ских пород; 2 — участки
 развития палеозоя; 3 —
 интрузивные тела; 4 —
 площади поднятий: а —
 достоверные, б — пред-
 полагаемые; 5 — грани-
 цы фацальных поясов и
 зон: а — достоверные,
 б — предполагаемые; волноприбойный фац-
 альный пояс с зонами:
 6 — обломочной гравий-
 ной, 7 — обломочной пес-
 чаной, 8 — иловой але-
 вритовой; подводнодель-
 товый фацальный пояс
 с зонами: 9 — обломоч-
 ной песчаной, 10 — и-
 ловой алевроитовой; 11 —
 направление переноса
 материала в подводных
 дельтах

и др.), а близ поверхности — и вторичные. Подобная обстановка, встреченная в песчаниках Мичигана (Бейн, 1971), трактуется исследователями как результат поверхностного окисления, т. е. предполагается существование перерыва в осадконакоплении. С этой позиции легко объяснить и факт появления самородной меди в Ауминзатау.

В этом же стратиграфическом интервале, а затем в ряде выходов среднекызылкумской подсвиты (горы Бельтау, Джитымтау), присутствуют кремнистые породы с ярозитом. Обломки их, как указывалось выше, встречаются в бесапанской свите; особенно важно то, что присутствуют они и в породах, извлеченных из скважины с глубины более 100 м, т. е. вне современной зоны окисления. По мнению Л. Б. Рухина (1962), «ярозит возникает при выветривании сульфидов железа, т. е. может служить прямым указанием на возможность перерывов в осадконакоплении с выведением коренных пород в зону окисления, если только образование ярозита не связано с пластово-трещинным окислением».

Ярозит связан также с поверхностями перерывов, развитыми на пиритизированных отложениях бесапанской свиты и верхнекызылкумской подсвиты. Часто такие поверхности маркируются цепочками желваков ярозита размером в диаметре от нескольких миллиметров до 15—20 см. Мощность пачек, обогащенных желваками, не превышает 1 м, а литологически они представлены очень плохо сортированными терригенными породами, нередко с зернами мелкого гравия.

В позднекызылкумское и бесапанское время индикаторами размывов на территории района были минералы титана: тонкоигольчатый рутил и лейкоксен, а также титан, улавливаемый анализами, но в неизвестной форме. Среднекызылкумское время на площади Ауминзатау и Бельтау ознаменовалось мощным взрывом вулканизма, продукты которого заполнили прогиб и образовали острова (вулканические конусы?). Выведенная в зону размыва вулканогенно-осадочная толща и особенно некоторые составные компоненты ее («зеленые сланцы», амфиболиты) отличаются в отношении содержания TiO_2 : до 1—2% в рядовых пробах и 10—12% титаномагнетита в некоторых разновидностях пород. Переносился титан в форме лейкоксена и адсорбированным на органическом веществе. Подавляющая масса его заключена в филлитах и филлитовидных сланцах, а это указывает на условия достаточно глубокого разложения пород в области размыва (Емельянов, 1966). В настоящее время основная часть титана находится в породах в тонкоигольчатом рутиле.

Распределение пород, заметно обогащенных рутилом и лейкоксеном, показывает их пространственную сопряженность с площадями развития вулканических формаций, т. е. с областями островных поднятий. Первые редкие линзы филлитовидных сланцев с рутилом встречены в верхней половине верхнекызылкумской подсвиты на юге Бельтау и Джитымтау. Вверх по разрезу неравномерное распределение линз таких пород отмечается вплоть до кровли бесапанской свиты; в середине последней возрастают насыщенность такими линзами и содержание рутила в породе вплоть до образования на отдельных участках пород, похожих на рутилиты (Даугызтау, Шокеятау). Химический анализ филлитов с рутилом из кровли нижнебесапанской подсвиты показал содержание TiO_2 1,7—2,5% (при рядовых значениях в других частях свиты менее 1%, обычно около 0,5%).

Отсюда можно заключить, что с первой половины позднекызылкумского времени и почти до конца бесапанского Ауминза-Бельтауский район испытывает непрерывно-прерывистое воздымание, выражавшееся в росте числа островов и увеличении их площади, приподнятой над уровнем моря. Прерывистость их расположения фиксируется не только по разобщенным в вертикальном разрезе линзам пород с продуктами размыва отложений среднекызылкумской подсвиты, но и по такому же ха-

рактору расположения линз филлитовидных сланцев или алевролитов, обогащенных рутилом.

В самом конце бесапанского времени, несмотря на увеличение количества продуктов перемыва вулканогенных пород, содержание титановых минералов заметно снижается. Вероятно, это объясняется не только преобладанием в разрезе грубообломочных пород, но и резкой сменой характера выветривания в области поднятий. Для них становится типичной более низкая степень изменения вулканогенных разностей основного состава, при которой не происходит высвобождения титана в той форме, как это было раньше. Поэтому с данного времени титан теряет свое значение как геохимический фактор, могущий свидетельствовать о перерывах в осадконакоплении.

На смену ему приходит факт повышения меди в песчаниках с высоким содержанием кремнистых обломков и некоторых продуктов вулканизма. Выявляются два типа пород, концентрирующие в себе медь. Первый — сравнительно грубообломочные песчаники с плохой окатанностью зерен и повышенным содержанием кремней на общем олигомиктово-кварцевом фоне. Содержание меди растет здесь прямо пропорционально количеству слабоокатанных кремнистых обломков. В тяжелой фракции ряда проб из песчаников и гравелитов отмечены еще и обломки малахита, что в целом для бесапанской свиты совершенно не характерно и, по-видимому, возможно только в перерывных сериях. Второй — некоторые сильноуглеродистые филлиты застойных фаций, обычно завершающие ритмы того или иного масштаба. В данном случае увеличение количества меди — следствие геохимической активности углерода.

Исходя из этого, автор полагает, что по числу максимумов содержания меди в грубозернистых породах можно определять количество положительных тектонических движений. Например, судя по району Аристантау, таких движений в позднебесапанское время было не менее пяти.

Итак, устанавливать наличие перерывов в осадконакоплении во время формирования толщи протерозоя можно, используя следующие признаки: появление в отдельных пластах или пачках большого количества разнообразных кремнистых обломков плохой окатанности и увеличение их размера вплоть до гравийного; появление обломков эффузивов и сланцев; наличие самородной меди и ярозита; наличие титановых минералов, повышенных концентраций меди и ярозита в перемытых бесапанских породах.

По этим признакам, осадки морского бассейна были впервые выведены в зону окисления в конце раннекызылкумского времени и затем на всем известном отрезке протерозоя достигали уровня водной поверхности в быстро возникавших и исчезающих островных поднятиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенн Дж. У. Сингенез и эпигенез руд в слоистых породах. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971.
- Емельянов Е. М. Титан в осадках Средиземного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 6.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С. Особенности развития складчатой структуры в палеозойском фундаменте Кызылкумов. — В сб.: Проблема газонефтеносности Средней Азии, вып. 2: Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.

Специализированная геологоразведочная
экспедиция
Ташкент

Дата поступления
14.XII.1971

К ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ МОНТМОРИЛЛОНИТА В ГИДРОСЛЮДУ

В. А. ДРИЦ, В. И. КОПОРУЛИН

Стадийные преобразования одних глинистых минералов в другие — широко распространенные природные процессы. Возможность подобного рода трансформаций в значительной степени предопределена самой природой слоистых силикатов, у которых силы связи в пределах слоя существенно больше, чем между слоями. Поэтому межслоевые промежутки глинистых минералов (слюды, смектитов, вермикулитов и т. п.) — наиболее слабое и уязвимое звено, с которого, собственно, и начинается всякая трансформация минералов. Будучи наиболее чувствительными к изменениям внешней среды, эти межслоевые промежутки могут сравнительно легко изменяться от одного структурного типа к другому без существенной перестройки всей структуры в целом. Весь процесс превращения одного минерала в другой при таком преобразовании происходит не скачкообразно, когда все межслоевые промежутки одного сорта одновременно замещаются межслоевыми промежутками другого сорта, а через серию так называемых смешаннослойных образований, в которых в пределах одного кристалла сосуществуют межслоевые промежутки разной природы. Анализ подобного рода смешаннослойных образований позволяет проследить динамику стадийных превращений, выявить основные закономерности в чередовании разных межслоевых промежутков и, таким образом, расшифровать механизм, управляющий тем или иным конкретным процессом.

В настоящее время сравнительно хорошо изучены детали стадийного превращения флогопит-биотитов в вермикулит (Дьяконов, 1964), когда в результате выветривания слюдистые межслоевые промежутки последовательно замещаются лабильными вермикулитовыми промежутками, а также постседиментационное преобразование монтмориллонита в гидрослюда, когда, наоборот, разбухающие межслоевые промежутки замещаются слюдистыми (Shutov a. o., 1969).

Оба типа превращений подчиняются в общем одной и той же закономерности, состоящей в том, что на первых этапах трансформации два «новообразованных» межслоевых промежутка, как правило, не находясь в непосредственной близости друг от друга, т. е. через один трехэтажный слой, а разделены одним или несколькими межслоевыми промежутками, не затронутыми изменениями. Связано это, по-видимому, с эффектом поляризации, в результате которого вынос калия из какого-то одного межслоевого промежутка биотита приведет к более жесткому закреплению его катионов в ближайших межслоевых промежутках (Basset, 1959). Аналогично вхождение катионов K^+ в какой-то межслоевой промежуток монтмориллонита препятствует вследствие поляризации вхождению катионов K^+ в соседние межслоевые промежутки минерала (Shutov a. o., 1969; Муравьев, Сахаров, 1971).

Несмотря на то что в настоящее время характер превращения монтмориллонита в гидрослюда в общих чертах известен, имеется еще ряд вопросов, нуждающихся в выяснении и уточнении. В частности, структурные особенности конечных этапов этого процесса неясны, поскольку в имеющихся в настоящее время работах (Shutov a. o., 1969) рассматриваются лишь начальные моменты трансформации монтмориллонита в гидрослюда.

В статье В. Д. Шутова с соавторами и ряде других работ превращение монтмориллонита прослежено только до образования гидрослюды, содержащей около 20—25% монтмориллонитовых слоев. В то же время детали превращения гидрослюды в иллит, т. е. в алюминиевый слюди-

стый минерал, не содержащий разбухающих слоев, оставались невыясненными.

При изучении эпигенетических преобразований нижнемеловых граувакк северо-восточной окраины Зырянского угленосного бассейна (междуречье рек Селенных, Индигирка и Колыма) нами были получены некоторые новые данные, характеризующие именно эти поздние моменты рассматриваемой трансформации.

Нижнемеловые угленосные граувакки северо-восточного борта Зырянского угленосного бассейна представлены чередованием гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов (глин). По условиям накопления это типичные континентальные отложения: в их составе широко представлены аллювиальные (русловые и пойменные), пресноводноозерные (открытых и заболачивающихся озер) и болотные (бурые и каменные угли) осадки.

Вещественный состав песчано-гравийных пород характеризуется широким развитием обломков пород (главным образом кислых эффузивов): 45—75% всех обломочных компонентов; кварца и полевых шпатов соответственно 25—45% и 10—20%. Мало чешуек гидрослюда, хлорита. Акцессорные минералы — в основном апатит, циркон, турмалин, рутил. Суммарная мощность нижнемеловой толщи 3—7 тыс. м. В послемеловую эпоху эти отложения были перекрыты лишь маломощным покровом третичных и четвертичных осадков общей мощностью в несколько сотен — 1000 м.

Глинистая фракция песчано-гравийных и алевроито-глинистых пород была представлена первоначально монтмориллонитом. Последний в эпигенезе подвергался значительным преобразованиям и в конечном счете перешел в гидрослюда. Замещение монтмориллонитовых слоев слюдистыми развивалось постепенно через серию смешаннослойных фаз и прослеживалось в песчано-гравийных и алевроитовых породах. Интенсивность этого замещения последовательно увеличивалась с глубиной.

Условно рассматриваемый трансформационный процесс можно разделить на два этапа: первый заканчивается образованием гидрослюда, содержащей 20—25% разбухающих межслоевых промежутков; второй характеризуется преобразованием этой фазы в иллит, в котором разбухающие межслоевые промежутки практически отсутствуют. Анализ дифрактограмм, полученных от образцов, характеризующих различные стадии первого этапа, показывает, что в общих чертах особенности рассматриваемого превращения монтмориллонита в гидрослюда аналогичны тем, которые наблюдались В. Д. Шутовым и др. (Shutov a. o., 1969) и Дж. Берстом (Burst, 1969). Поэтому мы не будем останавливаться на этом вопросе, а подробнее проанализируем данные, характеризующие последующую трансформацию гидрослюда в иллит.

Известно, что гидрослюда характеризуются следующими дифракционными особенностями: в природном состоянии первое базальное отражение имеет $d=10,2-10,5$ Å, и после насыщения образца глицерином это отражение смещается в область больших углов и имеет, как правило, $d=9,8-9,9$ Å. Таким образом, гидрослюда представляет собой смешаннослойную фазу, в которой неразбухающие слюдистые слои чередуются с разбухающими монтмориллонитовыми. Эффект смещения первого рефлекса в насыщенных глицерином образцах в область больших углов по сравнению с природными определяется «взаимодействием» отражения (001) слюдистых слоев с $d=10$ Å и отражения (002) монтмориллонитовых слоев с $d=8,7-8,8$ Å.

Как видно из фигуры, в ходе трансформации монтмориллонита в иллит, последовательно развивающейся с глубиной, существенно изменяются дифракционные особенности минерала, особенно четко выраженные для обработанных глицерином образцов. С одной стороны, происходит последовательное смещение максимумов первого отражения от $d=9,8$ Å

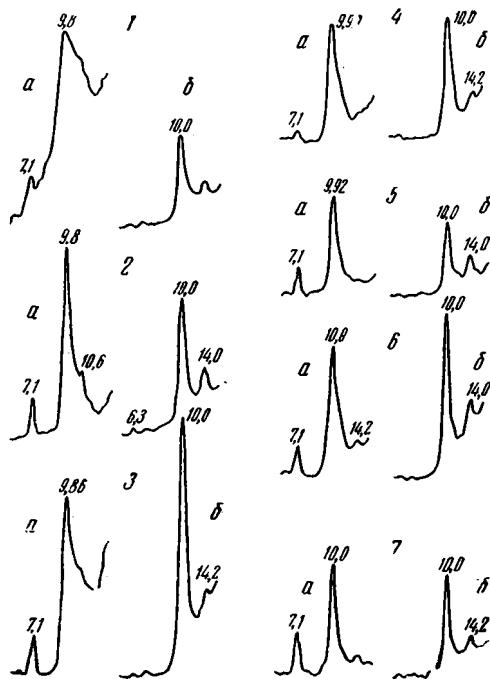
до $d=10$ Å; с другой — изменяется форма этого рефлекса. На начальных этапах процесса пик резко асимметричен: его интенсивность уменьшается резко в сторону больших углов и значительно более плавно — в сторону меньших. На заключительных стадиях процесса рефлекс (001) симметричен. Характерно, что дифрактограммы тех же образцов, прокаленных при $t=550^\circ\text{C}$, во всех случаях имеют симметричную форму.

Эти особенности дифрактограммы насыщенных глицерином образцов показывают, что в рассматриваемом случае мы имеем дело со смешанно-слоистыми фазами, в которых присутствуют не только 10 и 18 Å, но и 14 Å-слои. Смещение максимума первого отражения в сторону малых углов связано с последовательным уменьшением содержания 18 Å-слоев и ростом содержания 10 Å-слоев. Асимметричный характер первого рефлекса обусловлен присутствием 14 Å-слоев. После прокаливания 18 Å- и 14 Å-слои сжимаются до 9,7—9,9 Å, что приводит к существенно более симметричной форме дифракционных максимумов.

Известно, что предельно насыщенный катионами K^+ монтмориллонит поглощает однослойный комплекс молекул глицерина и имеет высоту слоев в 14 Å (Муравьев, Сахаров, 1971). Очевидно, появление 14 Å-слоев в исследованных образцах, насыщенных глицерином, также связано с межслоевыми промежутками монтмориллонитового типа, предельно насыщенными катионами K^+ . Одновременное существование в изученных образцах 14 Å- и 18 Å-слоев связано с неравномерным распределением поглощаемого калия: одни межслоевые промежутки фиксируют больше K^+ по сравнению с другими. Межслоевые промежутки с большим содержанием K^+ обуславливают появление 14 Å-слоев. В дальнейшем они сжимаются до 10 Å, а новые 18 Å-слои трансформируются в 14 Å.

Таким образом, при трансформации гидрослюда монтмориллонитовые межслоевые промежутки до своего необратимого сжатия проходят некоторую промежуточную подготовительную стадию, которой соответствуют 14 Å-слои. И если в начале этого процесса еще присутствуют все три типа слоев (10, 14 и 18 Å), то в конце его чередуются, по-видимому, лишь 10 и 14 Å, а завершением процесса является минерал с содержанием лишь 10 Å-слоев.

Возникновение 14 Å «подготовительной стадии» было установлено В. И. Муравьевым и Б. А. Сахаровым (1971) при экспериментальном моделировании этого процесса и В. Д. Шутовым и др. (Shutov a. o., 1969) на природных образцах в серии преобразования монтмориллонит — гидрослюда. Приводимые в данном сообщении данные показывают, что эта фаза развивается и на более поздних этапах вплоть до образования собственно иллита.



В изученных нами районах преобразование монтмориллонита в гидрослюда (с содержанием монтмориллонитовых разбухающих слоев до 20—25 %) осуществляется в верхней части разреза на глубинах до 1,5—2 тыс. м. Превращение гидрослюда в иллит захватывает значительно большие интервалы разреза мощностью до 4,5—5 тыс. м. Таким образом, собственно иллит возникает на глубине около 7 тыс. м от поверхности. Факторы, определяющие развитие процесса преобразования монтмориллонита в иллит, — возрастающие с глубиной захоронения температура, давление и наличие катионов калия.

Происходящая в ходе трансформации сорбция калия, как и возрастание температуры, способствуют удалению молекул воды из межслоевых промежутков и необратимому сжатию трехэтажных слоев. Замещение кремния алюминием в тетраэдрах приводит к жесткой фиксации катионов K^+ и образованию слюдистых межслоевых промежутков. Однако по мере увеличения количества слюдистых слоев, особенно когда их содержание в минерале достигает 70—80 %, процесс удаления молекул воды и фиксации катиона K^+ в межслоевых промежутках все более затрудняется, и на поздних стадиях растягивается, захватывая большие интервалы глубин.

В этой связи можно указать на ряд факторов, которые в какой-то степени объясняют эффект относительного уменьшения скорости слюдизации с глубиной. Такое замедление процесса связано с трудностью вытеснения молекул воды из межслоевых промежутков в условиях очень высоких давлений, соответствующих большим глубинам захоронения в стратифере. В этих условиях вода в межслоевых промежутках может находиться в особом структурном состоянии, связанном, например, с ее переуплотнением (Burst, 1969). Естественно, что фиксация K^+ в таких межслоевых промежутках сильно затруднена.

Вместе с тем может оказаться, что в действительности молекулы воды практически удалены из межслоевых промежутков природных гидрослюд, однако вследствие отсутствия или небольшого количества калия, а также их неполного закрепления в некоторых межслоевых промежутках, способность последних к разбуханию в подходящих условиях (например, после отмучивания) восстанавливается. Естественно, что сорбция катионов K^+ в случае дегидратированного минерала столь же затруднительна, как и при структурном «переуплотнении» межслоевой воды.

Таким образом, хотя приводимые в настоящей статье данные не позволяют объяснить все особенности стадийного преобразования монтмориллонита в иллит, они, без сомнения, способствуют более правильному пониманию этого процесса и намечают задачи дальнейшего его изучения.

ЛИТЕРАТУРА

- Дьяконов Ю. С. Рентгенографическое определение смешанослойных минералов (гидробиотитов) промежуточных между биотитом и вермикулитом. — Рентгенография минерального сырья, 1964, вып. 4.
- Муравьев В. И., Сахаров Б. А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита. — В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы, М., «Наука», 1971.
- Basset W. A. The origin of the vermiculite deposit at Libby, Montana. — Amer. Mineralogist, 1959, 4, No. 3—4.
- Burst J. F. Diagenesis of Gulf Coast clay sediments and its possible relation to petroleum migration. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, 53/1.
- Shutov V. D., Drits V. A., Sakharov B. A. On the mechanism of a postsedimentary transformation of montmorillonite into Hydromica. — Proceed Inter. Clay Conf., v. 1, 523—533, 1969.

О НАХОДКЕ КУТИКУЛОВЫХ ЛИПТОБИОЛИТОВ СРЕДИ БУРЫХ УГЛЕЙ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

А. С. СТРУГОВ

Липтобиолиты — ископаемые угли, остатки высших растений, состоящие почти целиком из наиболее стойких их частей (спор, кутикулы, смоляных телец, коры). В зависимости от преобладания исходного материала в составе угля липтобиолиты делятся на споровые, кутикуловые, смоляные, коровые, или субериновые (Жемчужников, 1948).

При геологических исследованиях в 1954 г. в западной части Вилюйской синеклизы на левом берегу р. Вилюй в 30 км ниже пос. Нюрба среди верхнемезозойских угленосных отложений Салкаанского месторождения был обнаружен пласт бурого угля, обнаженный из-под воды в осенний период. В этом пласте мощностью около 2 м, залегающем стратиграфически выше известных на месторождении угольных пластов, верхняя пачка (мощностью 0,2 м) сложена своеобразным углем, обладающим способностью легко расслаиваться на отдельные тонкие листы и при высыхании менять свой черный цвет на желтовато- и пепельно-серый. При детальном рассмотрении оказалось, что этот уголь представляет собой спрессованную кутикулу, сохранившуюся почти без изменений, при полном разложении других составных частей растений. Прекрасно сохранившаяся кутикула после высыхания легко разделяется на отдельные составные растительные элементы, слагающие липтобиолит (фигура).

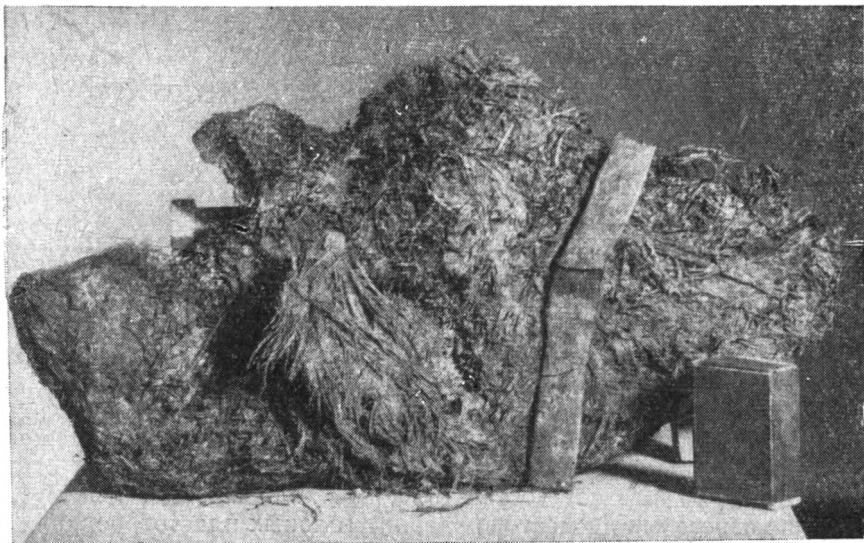
Как известно, при жизни растений кутикула прикрывает с наружной стороны эпидермис с листьев и стеблей. Благодаря высокой стойкости к внешним воздействиям ее кутина, состоящая из смеси воскообразных веществ, хорошо сохраняется в ископаемом виде.

Накопление материнского растительного вещества верхней пачки пласта угля, основная масса которой сложена кутикулой, по-видимому, происходило при постоянном вымывании продуктов окисления легинино-целлюлозных составных частей растительного материала проточной водой. Поэтому вследствие длительного воздействия проточной воды, несущей кислород, произошло сильное обогащение органической массы угля стойкими форменными элементами растений — кутикулой.

Пачка кутикулового липтобиолита отличается также и своим химическим составом от нижележащих пачек бурого угля, как это показывают данные анализов, проведенных в Научно-исследовательском физико-химическом институте Иркутского государственного университета (таблица).

Из таблицы видно, что по мере возрастания количества кутикулы в составе угля наблюдается резкое увеличение выхода летучих — от 48,79 до 57,23%, повышается содержание углерода от 68,05 до 73,7% и выход гуминовых кислот от 2,1 до 18,23%, возрастает количество золы от 19 до 37,5%. Такое повышение зольности, по-видимому, вызвано большой засоренностью кутикулового угля терригенным материалом, принесенным проточными водами в процессе накопления растительного вещества.

При дальнейшем исследовании установлено, что пачка липтобиолита сложена спрессованными, беспорядочно наложенными один на другой пучками кутикулы очень узких длинных листьев растений, относящихся к одному виду или нескольким очень близким видам *Czekanowskia* (Принада, 1951). Среди кутикулы встречаются включения обуглившихся веток и стеблей растений (фигура). По мнению М. Ф. Нейбург (устное сообщение), эти скопления кутикулы представляют собой типичную лесную подстилку долго существовавшего на одном месте леса.



Кутикуловый липтобиолит. Салкаанское месторождение

Макро- и микроскопические исследования бурых углей из района среднего течения Вилюя показали, что эти угли более или менее однообразны и почти все относятся к классу гумитов, а исходным органическим материалом для их образования служили продукты отмирания высших растений (Стругов, 1959, 1961). Встречающиеся в пластах угля Нижне-нюрбинского, Устьмархинского и других смежных верхнемезозойских буроугольного месторождений в среднем течении Вилюя обуглившиеся, хорошо сохранившие структуру и годовичные кольца стволы деревьев до 30—50 см, безусловно, произрастали в лесах в течение длительного времени. В связи с сезонными листопадами эти деревья при своей жизни теряли значительное количество листьев и хвои, которые скапливались в виде лесной подстилки. В этой же подстилке по мере отмирания отлагались стволы и сучья деревьев, ветки кустарников и растительность нижних ярусов леса. Следовательно, длительное время в сырых болотных условиях шло накопление лесной подстилки — торфа, достигавшей большой мощности.

Наблюдения М. Д. Залесского и Е. Ф. Чирковой (1931) показали, что кедр в возрасте 110 лет (диаметром около 0,6 м.) теряя ежегодно только часть хвои, накапливает у своего подножия за 25 лет слой торфа толщиной около 11 мм. По данным Е. В. Раковского (1947), на современных болотах ежегодный прирост торфа составляет в среднем около 1 мм. Исходя из этих наблюдений, необходимое время для накопления материнского растительного вещества рассматриваемого 2-метрового пласта угля, с учетом уплотнения растительного субстрата в 3—4 раза при переходе его в уголь (Жемчужников, 1948; Тимофеев, Боголюбова, 1965), составляло 6—18 тыс. лет. Для изученных на Кировском, Салкаанском и других месторождениях пластов угля, достигающих мощности 30 м, время, необходимое для накопления торфа, до покрытия его минеральной кровлей выражалось, следовательно, в 90—270 тыс. лет.

Приведенные расчеты показывают, что накопление в болотных условиях растительного вещества, послужившего исходным материалом для образования пластов угля, протекало весьма медленно и исчислялось десятками и сотнями тысяч лет. Это позволяет говорить о том, что мощности пластов угля обусловлены не отмиранием генерации леса, а продолжительностью жизни этих генераций в зависимости от палеогеографических условий.

Химический состав (%) угля отдельных пачек пласта

Макроскопический вид угля	Опробованная часть пласта	W _a	A ^c	S _{общ} ^c	V ^r	C ^r	H ^r	Выход	
								гуминовых кислот	смолы
Бурый	Нижняя пачка	12,65	19,00	0,51	48,79	68,05	4,46	2,10	2,60
Сильно обогащенный кутикулой	Средняя »	10,64	32,19	0,57	51,81	62,53	3,46	22,97	7,21
Кутикуловый, сложенный исключительно кутикулой	Верхняя »	11,11	37,50	0,47	57,23	73,70	4,50	18,23	1,41

Следовательно, в позднеюрское и раннемеловое время исходный растительный материал бурых углей накапливается весьма долго на обширных периодически заболачиваемых площадях в прибрежно-бассейновой обстановке. Местами, по-видимому, растительный материал даже подвергался частично переносу на небольшие расстояния в пределах лесных болот. На такое перемещение указывают встречающиеся среди пластов угля куски различной величины обуглившихся веток и стволов деревьев, напоминающие валежник, переломанный при переносе временными потоками или паводковыми водами. Не исключена также возможность измельчения крупного валежника и без переноса водой, поскольку он мог разрушаться, находясь долго на воздухе.

На наш взгляд, обнаружение кутикулового липтобиолита представляет значительный интерес для суждения о природе накопления растительного материала и образования пластов бурого угля в Ленском угленосном бассейне Якутии.

ЛИТЕРАТУРА

- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. М.—Л., Углетехиздат, 1948.
- Залесский М. Д., Чиркова Е. Ф. О составе материнского вещества углей Кузнецкого бассейна.— Изв. АН СССР. Отд. математ. и естеств. наук, 1931, № 2.
- Принада В. Д. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья.— Тр. Иркутск. гос. ун-та, 1951, т. VI, вып. I, сер. геол.
- Раковский Е. В. Образование угольных месторождений.— Природа, 1947, № 1.
- Стругов А. С. Петрографические исследования бурых углей западной части Вилюйского бассейна.— Изв. СО АН СССР. Сер. геол. и геофиз., 1959, вып. 2.
- Стругов А. С. К петрографии углей Кемпедяйского месторождения Вилюйского бассейна.— Изв. физ.-хим. н.-и. ин-та Иркутск. гос. ун-та, 1961, т. V, вып. 1.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР.— В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М., «Наука», 1965.

Институт земной коры
Иркутск

Дата поступления
10.III.1971

УДК 549.623.6:553.982

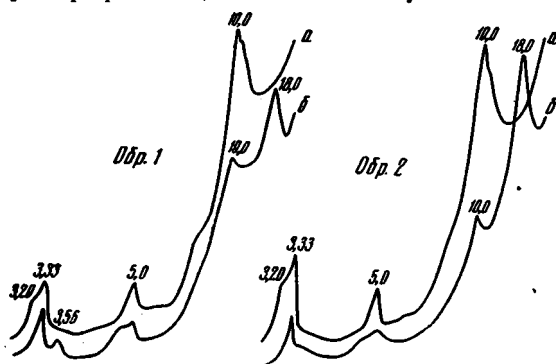
ОТКРЫТЫЙ ИЛЛИТ ИЗ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

С. И. ОВЧИННИКОВ

Редкий, мало описанный в литературе глинистый минерал — открытый иллит — обнаружен в отложениях тулона севера Западно-Сибирской низменности. На фигуре приведена дифрактограмма воздушно-сухих и насыщенных глицерином препаратов двух образцов: образец 1 — Таркосалинская площадь, глубина 1235 м; образец 2 — Уренгойская площадь, глубина 915 м.

В воздушно-сухом состоянии открытый иллит имеет дифрактограмму, аналогичную дифрактограмме обычного иллита: интенсивный рефлекс 001 (10 Å), средние по интенсивности рефлексы 002 (5 Å) и 003 (3,33 Å).

Нечетные рефлексы несимметричны относительно максимума. Рефлекс 001 имеет шлейф в сторону малых углов, 003 — больших. Асимметрия рефлексов, т. е. наличие у них шлейфов, указывает на присутствие



Дифрактограммы образцов открытого иллита
Препарат: а — воздушно-сухой; б — насыщенный глицерином

в образце смешаннослойных образований, состоящих из слоев высотой 10 Å и небольшого количества слоев с большим межплоскостным расстоянием — вероятно, 12,5 Å. Это значение высоты элементарного слоя характерно для широко распространенного в данных отложениях монтмориллонита.

Дифрактограмма насыщенного глицерином открытого иллита аналогична таковой насыщенного глицерином монтмориллонита: интенсивный рефлекс 001

(18 Å), рефлексы более высоких порядков слабоинтенсивны, практически незаметны. На дифрактограммах препаратов, насыщенных глицерином, наблюдается серия слабоинтенсивных рефлексов, характерная для обычного иллита, свидетельствующая, что этот минерал присутствует в образцах.

Из дифрактометрических данных следует, что открытый иллит в воздушно-сухом состоянии имеет параметры элементарной ячейки, аналогичные параметрам обычного иллита, но в отличие от последнего увеличивает высоту элементарного слоя при насыщении глицерином до 18 Å подобно монтмориллониту. Химический состав образца 1, %: SiO₂ — 55,83; CaO — 0,83; Fe₂O₃ — 5,56; MgO — 2,5; Al₂O₃ — 19; TiO₂ — 0,69; MnO — 0,03; Na₂O — 3,47; K₂O — 2,47; H₂O — 7,12.

Химическая формула открытого иллита не рассчитана, так как в образцах содержится обычный иллит, а относительное содержание этих двух минералов определить невозможно.

Отложения турона, в которых встречен открытый иллит, представляют собой монтмориллонитовые глины морского происхождения (Ежова, Овчинников, 1970), залегающие на глубине 900—1250 м. Эти отложения находятся на самой ранней стадии эпигенеза и практически не подвергнуты каким-либо эпигенетическим изменениям, что выражается, в частности, в отсутствии в них иллита и смешаннослойных иллит-монтмориллонитовых образований (Прозорович, 1971; Лебедева, Черников, 1969, и др.). В стадии эпигенеза монтмориллонит, как известно, трансформируется в иллит, причем в процессе трансформации образуются промежуточные смешаннослойные иллит-монтмориллонитовые фазы. Трансформационный ряд, характерный для эпигенеза: монтмориллонит — смешаннослойный иллит-монтмориллонит — иллит — в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения. Детально он описан В. Д. Шутовым и др. (1971). Находка открытого иллита в монтмориллонитовых глинах, находящихся на самой ранней стадии эпигенеза, позволяет сделать предположение, что помимо указанного выше ряда существует другой тип превращений, когда промежуточной фазой являются не смешаннослойные иллит-монтмориллонитовые образования, а открытый иллит.

В случае первого ряда средняя высота элементарного слоя в отдельных частицах постепенно уменьшается от 12,5 до 10 Å, т. е. постепенно уменьшается содержание монтмориллонитовых слоев и увеличивается содержание иллитовых. В случае перехода монтмориллонита в иллит через промежуточную фазу «открытого иллита» высота элементарного слоя уменьшается дискретно от 12,5 до 10 Å.

Существованием второго типа трансформации монтмориллонита в иллит может быть объяснено отсутствие в нижнемеловых и юрских отложениях Западно-Сибирской низменности классических смешаннослойных иллит-монтмориллонитовых образований, характеризующихся на дифрактограммах интенсивным первым рефлексом в области 10—12,5 Å, который изменяет свое положение при насыщении глицерином и прокаливании. Для широко распространенных в этих отложениях гидрослюд характерен профиль первого рефлекса, аналогичный профилю первого базального рефлекса описанного выше открытого иллита (фигура). Максимум рефлекса имеет значение 10 Å, а в сторону меньших углов распространяется шлейф, быстро убывающий по интенсивности. При насыщении образца глицерином шлейф исчезает и рефлекс становится узким, локальным. Такой профиль свидетельствует о том, что в образцах преобладает иллитовая 10 Å-фаза. Смешаннослойных иллит-монтмориллонитовых образований мало, и количество их резко падает с увеличением содержания в них монтмориллонитовых слоев.

В ряду монтмориллонит — смешаннослойный иллит-монтмориллонит — иллит подобные гидрослюды занимают положение, близкое к конечному.

Таким образом, при переходе от верхнемеловых отложений к нижнемеловым и юрским наблюдается смена монтмориллонита иллитом. Эти минералы — крайние члены ряда монтмориллонит — смешаннослойные образования — иллит. Отложения с преобладанием средних членов этого ряда как бы «выпадают» из разреза. Это обстоятельство приводит к предположению, что трансформация монтмориллонита в иллит в отложениях севера Западно-Сибирской низменности происходила не постепенно с образованием промежуточных смешаннослойных фаз, а скачком, дискретно от 12,5 Å — монтмориллонитовой фазы к 10 Å иллитовой. Промежуточным продуктом в такого рода трансформации, возможно, был открытый иллит, обнаруженный в монтмориллонитовых глинах, находящихся на самой ранней стадии эпигенеза. Он, должно быть, — крайне неустойчивое образование и в условиях раннего эпигенеза быстро трансформируется в обычный иллит. Этим объясняется его малое распространение в осадочных отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Ежова А. В., Овчинников С. И. Минералогия верхнемеловых продуктивных и покрывающих отложений газовых месторождений севера Западно-Сибирской низменности. — Тр. СНИИГГИМС, Сер. Литология и палеогеография, 1970, вып. 106.
- Лебедева Г. В., Черников К. А. О катагенетических изменениях глинистых пород неокома Центрального Приобья и рассеянного в них органического вещества. — Геол. нефти и газа, 1969, № 9.
- Прозорович Г. Э. Минералогия и комплекс поглощенных катионов мезозойских глин на различных глубинах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. — В сб.: Изучение и использование глин. Минск, «Наука и техника», 1971.
- Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе. — В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.

Центральная лаборатория
Главтюменьгеологии
Тюмень

Дата поступления
8.IX.1972

МЕТОДИКА

УДК 552.5:551.242

О СПОСОБЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ МОЩНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Л. Л. ХАЙЦЕР, И. В. РЯЗАНОВ

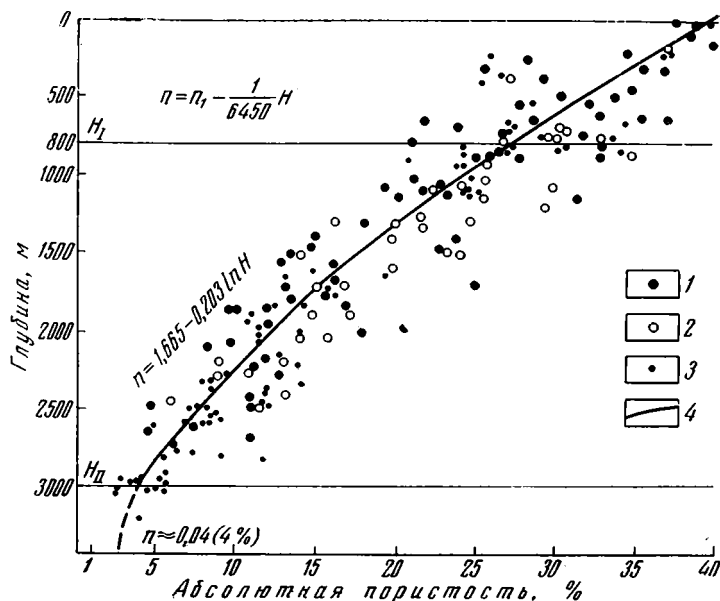
Напомним, что под первичной мощностью (Хайцер, 1971) авторы понимают мощность осадочной толщи в момент завершения ее накопления, когда верхняя граница толщи совпадала с поверхностью седиментации. В этот момент осадочная толща находилась в состоянии первичного уплотнения, как это можно наблюдать на примере современных и молодых отложений, в разрезе которых пористость закономерно уменьшается с глубиной. С погружением верхней границы толщи под новыми слоями осадков она испытывала дальнейшее уплотнение и сокращалась по мощности.

В работах исследователей, сознающих различие между первичной и современной мощностью осадочной толщи, оно оценивается как мало-значущее в количественном отношении (Нейман, 1962, и др.) или как явление крупного масштаба (Нестеров, 1965; Бурштар и др., 1969). Существует необходимость уточнения методического подхода к проблеме и разработки способа вычисления первичной мощности.

Результатом вычисления первичной мощности должна явиться реконструкция разреза, отвечающего закономерностям первичного уплотнения. Принципиальный путь решения задачи состоит в отождествлении закономерностей уплотнения данной толщи, которая может находиться в разнообразных условиях залегания, с закономерностями уплотнения сходного по составу и условиям накопления разреза современных и молодых отложений, принятого за эталон уплотнения.

Как указывалось ранее (Хайцер, 1971), расчет первичной мощности можно с одинаковым основанием производить в отношении минеральной массы и минерального объема, если минералогическая плотность осадка в ходе его погружения сохраняется неизменной. Рассмотрим задачу вычисления первичной мощности данной толщи при условии, что нам известна зависимость плотности ρ от глубины H , т. е. функция $\rho(H)$, и зависимость пористости от глубины, т. е. функция $n(H)$ для данной толщи и эталонного разреза. Иллюстрацией к излагаемому ниже решению могут служить фиг. 1—4.

Пусть минеральная масса в столбе осадков данной толщи мощностью H_k (конечная, или современная мощность) равна M_k ; положим далее, что минеральная масса, подсчитанная для той же толщи на момент завершения ее накопления, равна M_n , а мощность ее в этом со-



Фиг. 1. Зависимость абсолютной пористости алевролитов и глин от глубины для центральной части Западно-Сибирской низменности (по И. Н. Нестерову, 1965).

Среднеарифметические значения абсолютной пористости пород для отдельных свит по разным скважинам: 1 — глинистые; 2 — алевролиты; 3 — одиночные измерения абсолютной пористости глинистых пород по Сургутской опорной скважине; 4 — кривая изменения пористости глинистых пород и алевролитов с глубиной; n_1 — пористость у дневной поверхности (40%, по И. И. Нестерову); H_1 , H_0 — глубины нижней границы промежуток, характеризующихся приведенным на фигуре видом функции $n(H)$

стоянии первичного уплотнения (первичная мощность) равна H_0 . Согласно разработанному в предыдущей статье (Хайцер, 1971) постулату о неизменности минеральной массы осадка при его погружении, имеем:

$$M_0 = M_k. \quad (1)$$

Полагая известными объемные плотности абсолютно сухого осадка в конечной (ρ_k) и первичной (ρ_0) толщах, перепишем приведенное условие в равносильной ему формулировке:

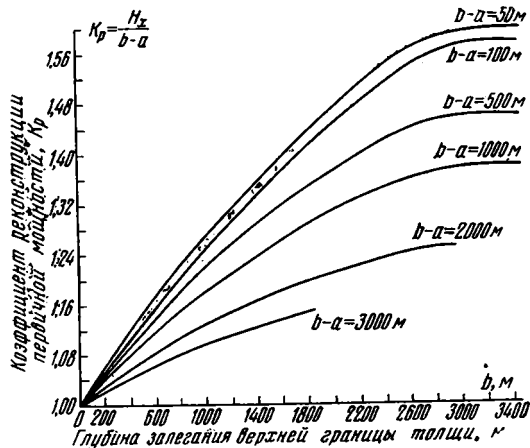
$$H_0 \rho_0 = H_k \rho_k. \quad (2)$$

Если плотность не остается постоянной, а закономерно изменяется по разрезу, минеральная масса находится интегрированием функций $\rho_0(H)$ и $\rho_k(H)$ в границах толщ первичной и конечной мощности. Тогда предыдущее равенство приобретает следующий вид:

$$\int_0^{H_0} \rho_0(H) dH = \int_a^b \rho_k(H) dH, \quad (3)$$

где пределами интегрирования являются глубины залегания верхней и нижней границ первичной толщи, соответственно 0 и H_0 , и данной толщи, соответственно a и b .

При соблюдении ряда условий, рассмотренных в предыдущей статье (Хайцер, 1971), неизвестный закон изменения плотности в первичном



Фиг. 2. Графики коэффициента реконструкции первичной мощности (K_p) глинистых отложений в зависимости от глубины залегания (для некоторых значений конечной мощности толщи) в Сургутском разрезе
Условные обозначения в тексте

жений данной толщи, а вместо плотности — доля твердой фазы в единице объема осадка, т. е. $1-n$. Отсюда соотношение (3) изменяется следующим очевидным образом:

$$\int_0^{H_p} [1 - n_p(H)] dH = \int_a^b [1 - n_k(H)] dH. \quad (4)$$

Пример. Вычисленный для древней толщи глинистых пород мощность 220 м объем минерального вещества в столбе сечения 1 м^2 равен 210 м^3 . Найти первичную мощность при условии, что в интервале 0—800 м эталонного разреза изменение пористости с глубиной выражается уравнением $n_p(H) = 0,4 - \frac{H}{6450}$. За эталонный в данном примере принят разрез мезозойско-кайнозойских отложений Западной Сибири, изученный И. Н. Нестеровым (1965).

По условию равенства минеральных объемов первичной и конечной толщ (4) после интегрирования получаем уравнение:

$$0,6H_p - \frac{H_p^2}{26450} = 210,$$

положительный корень которого $H_p = 334,5$. Следовательно, искомая первичная мощность 334,5 м.

Если функции $\rho(H)$ и $n(H)$ являются кусочно-непрерывными, т. е. график зависимости плотности и пористости от глубины в разрезе толщи разбивается на ряд промежутков, каждый из которых характеризуется индивидуальным видом функций (фиг. 1 и 3), то ход решения остается прежним, однако интегрирование функции плотности (или пористости) в границах толщи заменяется интегрированием в пределах промежутков, и появляется необходимость определения границ промежутка, в который попадает искомая мощность. Поясним этот момент дополнительным рассуждением.

Пусть суммированием минеральной массы по данной толще определена величина M_k . Ясно, что для эталонного разреза в случае кусочно-непрерывного характера закон изменения плотности с глубиной выражается совокупностью r уравнений вида $\rho_{i,i+1}(H)$, где i — номера гра-

разреze может быть отождествлен с известным законом изменения плотности в эталонном разрезе. Таким образом, нам известен вид функций $\rho_n(H)$ и $\rho_k(H)$. Это позволяет определить искомую величину H_p , которая является в формуле (3) верхним пределом интегрирования. Способ определения H_p зависит от конкретного вида функции $\rho_n(H)$.

Расчет по объему минерального вещества совершенно аналогичен приведенному, отличаясь лишь тем, что вместо массы твердой фазы в формулах присутствует ее объем V_n в столбе осадков эталонного разреза и ее объем V_k в столбе отло-

Фиг. 3. Графики изменения абсолютной пористости с глубиной в разрезе четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага
 а — по В. В. Копериной и О. А. Дворецкой (Постседиментационные..., 1965); б, в — составили Л. Л. Хайцер и И. В. Рязанов по материалам В. В. Копериной, И. Г. Коробановой и др. (Постседиментационные..., 1965)

ниц промежутков, пронумерованных сверху вниз: $i=0, 1, 2, \dots, r$, а $\rho_{i, i+1}(H)$ — закон изменения плотности, действующий в интервале глубин (H_i, H_{i+1}) . Применяя условие (3), получаем

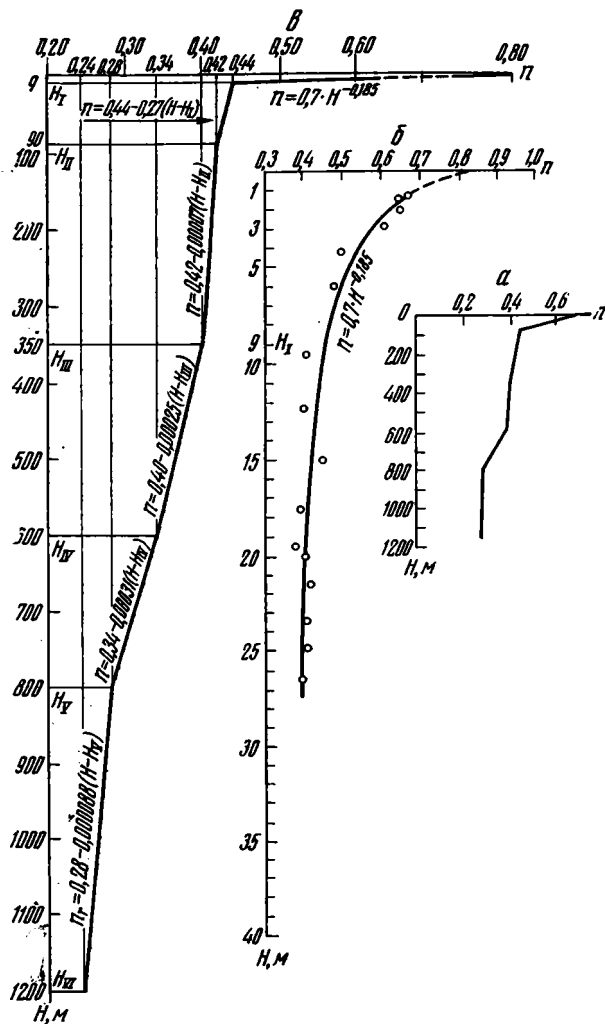
$$\sum_{i=0}^{i=m} \int_{H_i}^{H_{i+1}} \rho_{i, i+1}(H) dH + \int_{H_m}^{H_n} \rho_{m, m+1}(H) dH = M_k, \quad (5)$$

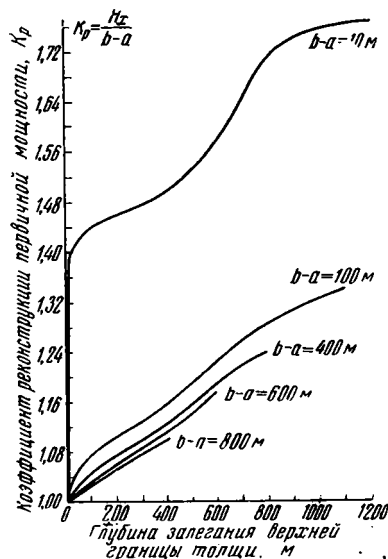
где все слагаемые левой части легко вычисляются, за исключением последнего, равного минеральной массе в столбе осадков, заключенном между глубинами H_m и H_n . Глубина H_m , т. е. верхняя граница промежутка, в пределах которого находится искомая величина H_n , в данном случае неизвестна. Можно показать, что она определяется, если путем последовательного сложения подобрать такое значение массы минерального вещества, которое удовлетворяет неравенству:

$$\sum_{i=0}^{i=m} M_i \leq M_k \leq \sum_{i=0}^{i=m+1} M_i \quad (6)$$

Получив это неравенство, мы одновременно получаем и конкретное значение глубины H_m , что позволяет при заданных интервальных законах изменения плотности определить искомую мощность H_n из уравнения (5).

Описанным способом выполнены расчеты (фиг. 1—4) гравитационной осадки и первичной мощности толщ в зависимости от глубины погружения по эталонным разрезам: 1) четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага (Постседиментационные..., 1965) и 2) мезозойско-кайнозойских отложений Западной Сибири (Нестеров, 1965). Первый разрез в дальнейшем изложении именуется Бакинским, второй — Сургутским (по местоположению опорной скважины). При этом мы использовали график изменения пористости с глубиной и аналитические выражения функции $n(H)$ из статьи И. Н. Нестерова (1965).





Фиг. 4. Графики коэффициента реконструкции первичной мощности (K_p) глинистых отложений в зависимости от глубины залегания (для некоторых значений конечной мощности толщ) в разрезе четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага

Условные обозначения в тексте

При построении графика $n(H)$ для Бакинского разреза использованы материалы В. В. Копериной и О. Л. Дворецкой, И. Г. Коробановой и др. (Постседиментационные..., 1965), а также А. М. Монюшко (1963).

Возможности использования рассмотренного И. Н. Нестеровым Сургутского разреза для изучения проблем осадки отложений в некоторой мере ограничиваются из-за того, что этот разрез начинается не современными (хотя и кайнозойскими)

отложениями. Разрез может считаться опорным для изучения проблем осадки, в частности для вычисления первичной мощности, лишь в том случае, если он непрерывный и включает современные отложения (Хайцер, 1971). Условие непрерывности стратиграфического разреза необходимо потому, что в противном случае из колонки выпадают толщи неизвестной мощности и неизвестного состава; построенный по такому разрезу график изменений плотности не может служить основой для вычисления первичной мощности толщи.

Ошибка вследствие отсутствия в разрезе наиболее молодых и современных отложений может быть достаточно ощутимой. Так, Нестеров И. Н. (1965) считает, что, принимая первоначальную пористость равной 0,4 и приравнивая (фактически) современную дневную поверхность к уровню поверхности седиментации мезозойско-кайнозойских отложений, он допускает ошибку всего лишь в 2—5 м.

Это аргументируется тем, что в разрезах современных отложений наиболее резкие изменения пористости происходят именно в интервале первых 2—5 м. Однако такая аргументация недостаточна. Для решения вопроса о возможной величине мощности верхних слоев, «недостающих» в Сургутском разрезе, необходимо знать, какова может быть в современных отложениях (точнее, в непрерывных разрезах, включающих современные осадки) мощность толщи с пористостью более 40%. Один из известных авторам разрезов, пригодных для получения ответа на этот вопрос, — непрерывный разрез четвертичных (в том числе современных) и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага (Постседиментационные..., 1965).

При составлении графика изменения пористости с глубиной взят за основу график (фиг. 3, а) В. В. Копериной и О. А. Дворецкой (Постседиментационные..., 1965), в который нами внесены следующие небольшие изменения по фактическим данным этих авторов, а также по данным И. Г. Коробановой и др. из той же работы. Интервал 0—90 м, представленный на графике В. В. Копериной и О. А. Дворецкой единой прямой линией, мы разбили на два интервала: 1) 0—9 м, в котором фактический материал укладывается в логарифмическую кривую, характеризующуюся эмпирической формулой, $n = 0,7 H^{-0,1848}$, и 2) 9—90 м, где допустимо линейное приближение функции $n(H)$. Прямолинейный (т. е. огрубленный) характер большей части отрезков на графике оправдан, так как график построен по единственному конкретному разрезу и «цена» каждой точки на нем равна 1.

Этот разрез сходен с Сургутским по основным чертам литологического состава, но отличается большей мощностью кайнозойских отложений. Если отождествить Бакинский и Сургутский разрезы в отношении глубин залегания и мощностей зон, выделяемых в разрезе по пористости осадков, мы получим вывод, что в Сургутском разрезе, возможно, отсутствует верхняя зона мощностью 300—350 м, в пределах которой пористость изменяется от 75—80% (у поверхности) до 40% (на глубине 350 м).

На фиг. 2 и 4 приведены результаты расчета первичной мощности отложений в зависимости от глубины их погружения в Сургутском и Бакинском разрезах для нескольких значений конечной мощности. Каждый из графиков на фиг. 2 и 4 дает возможность оценить «коэффициент реконструкции первичной мощности» (отношение первичной мощности к конечной).

Пример. Пусть нужно определить первичную мощность толщи, залегающей в интервале глубин 2500—4500 м (мощность 2000 м). На графике фиг. 2 (кривая для $b - a = 2000$ м) находим точку, отвечающую глубине 2500 м, а затем для этой точки определяем на оси ординат величину («коэффициент реконструкции первичной мощности»), равную в данном случае 1,24. Умножая конечную мощность 2000 м на коэффициент 1,24, находим значение первичной мощности, равное 2480 м. Осадка в данном случае составляет 480 м.

Как видно из фиг. 2 и 4, характер графиков уплотнения в Сургутском и Бакинском разрезах в главных чертах сходен, причем для толщ мощностью более 100 м коэффициенты реконструкции обоих разрезов практически совпадают. Это позволяет рекомендовать приведенные графики в качестве вычислительных номограмм при решении задач палеотектонического анализа, когда необходимо знание мощностей толщ в первичном залегании и в различных стадиях уплотнения.

Изучение уплотнения и осадки по эталонным разрезам имеет большое значение, так как обычная неполнота стратиграфического разреза не позволяет построить необходимые графики изменения физических параметров с глубиной непосредственно по данному разрезу.

В заключение подчеркнем, что в настоящей статье описаны приемы количественного учета лишь одного (хоть и главного) фактора гравитационного уплотнения — механического. Роль других, второстепенных факторов (баланс минеральной массы, температура, скорость седиментации и т. д.) требует специального исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурштар М. С., Назаров Д. А., Чернобров В. С., Швембергер Ю. Н. О методике палеотектонического анализа (на примере Скифской плиты).— Сов. геология, 1969, № 9.
- Монюшко А. М. Изменение физико-механических свойств морских глинистых отложений района Бакинского архипелага в процессе литогенеза.— В кн.: Формирование инженерно-геологических свойств пород в процессе литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Нейман В. Б. Вопросы методики палеотектонического анализа в платформенных областях. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Нестеров И. Н. Уплотнение глинистых пород.— Сов. геология, 1965, № 12.
- Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1965, вып. 115.
- Хайцер Л. Л. К вопросу о вычислении первичной мощности осадочных толщ.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.

Воркутинская комплексная
геологоразведочная экспедиция,
Печорская геофизическая экспедиция,
Воркута

Дата поступления
13.III.1972

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.48

О КНИГЕ «ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГИДРОХИМИЯ, ГЕОТЕРМИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР»

(авторы Г. В. Богомолов, А. И. Силін-Бекчурин, В. И. Духанина,
В. В. Панов, Ю. Г. Богомолов, Издательство «Наука и техника», Минск,
1971 г.).

А. А. КАРЦЕВ, А. В. ЩЕРБАКОВ, Г. П. ЯКОБСОН

Книга объемом 27 печатных листов весьма своеобразна по своему построению и содержит много ценных сведений.

В первой главе дается сжатый обзор современных представлений о движении подземных вод в глубоких горизонтах, а затем идет изложение авторских материалов и взглядов по вопросу формирования пресных подземных вод на Русской платформе. Впервые излагаются принципы гидрогеологического районирования по условиям формирования зоны пресных подземных вод. В соответствии с этими принципами на площади Русской платформы (вместе со Скифской плитой) выделяются семь крупных районов. Надо, однако, заметить, что некоторые сведения по району Скифской плиты не совсем точны (например, о соленых грунтовых водах на Кубани). В конце главы излагаются оригинальные теоретические представления о гидрогеологической цикличности, о циклах, которые следовало бы назвать мегациклами. По-видимому, нельзя согласиться с мыслью, выраженной (но по существу ничем не обоснованной) на стр. 42, о том, что выделение меньших циклов не оправдано.

Основную часть следующей главы занимает детальная характеристика гидрогеологических условий платформенных структур на примере водонапорных бассейнов Белоруссии. Такое исчерпывающее описание этих бассейнов в литературе дается впервые. На следующих страницах характеризуются гидрогеологические условия многочисленных впадин ряда горных систем, а в конце главы — и бассейнов Индостана. Информация, сосредоточенная в этой главе, чрезвычайно богата и разнообразна. В качестве критического замечания по главе можно указать на переоценку роли вулканических процессов в формировании рассолов, на неправомерную универсализацию такой роли.

В третьей главе представлена геотермическая часть работы. Подобно предыдущей, она чрезвычайно насыщена фактическим материалом по ряду районов, содержит оригинальные теоретические положения и выводы и, по-видимому, представляет большой интерес для достаточно широкого круга читателей. Здесь описываются примеры геолого-геотермического районирования.

Последняя глава посвящена методическим вопросам. Основное место в ней занимает моделирование ресурсов подземных вод. В качестве конкретного материала дается прогноз предельного водоотбора по некоторым водозаборам. Содержание этого раздела имеет большое методи-

ческое значение, как и последующие разделы данной главы: статистические критерии при решении гидрохимических задач (особенно необходимые для гидрохимических поисков руд) и расчеты приведенных давлений. В последнем разделе излагается новейший вариант расчета приведенных давлений по А. И. Силину-Бекчурину с различными поправками и примерами.

Выход в свет рецензируемой монографии — крупный вклад в изучение подземной гидросферы. Книга весьма актуальна и полезна для геологов, литологов, геохимиков, гидрогеологов и специалистов смежных областей.

Московский институт нефтехимической
и газовой промышленности

Дата поступления
22.VI.1972

УДК 550.4

НЕУДАЧНАЯ ОБРАБОТКА ЦЕННЫХ ДАННЫХ

Я. Э. ЮДОВИЧ

(По поводу статьи И. И. Волкова, Л. С. Фоминой «Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом». — Литология и полезные ископаемые, 1971 г., № 6)

Опытный референт обычно мысленно разбивает статью на следующие части: 1) некоторые общие сведения, важные для читателя; 2) объем и характер изученного материала, число анализов; 3) методы исследования, их точность, достоверность средних цифр; 4) цифровой фактический материал; 5) графический материал (дублирующий и недублирующий цифровые данные); 6) авторские интерпретации полученных данных.

Разбирая указанную статью с этих позиций, можно отметить следующее.

1. Работа довольно явственно перегружена общими сведениями, не несущими полезной информации. Таковы высказывания о пользе изучения геохимии органического вещества в осадках, о необходимости изучать распределение малых элементов по компонентам органического вещества, исторические экскурсы и др. За счет экономии на этих излишествах статью можно было бы без ущерба сократить на 2—3 страницы. Но ведь 2—3 страницы — это очень много для журнала с переполненным портфелем и периодичностью 6 номеров в год.

2. Объем материала представляется достаточным, а характер его не рядовым (глубоководные осадки Черного моря), поэтому каждая крупница сведений о таких образованиях приобретает особую весомость.

3. Методы исследования в общем стандартные. К сожалению, не приведена важная характеристика аналитических методов: их точность. У читателя может возникнуть вопрос: какова ошибка определения молибдена при его кларковых содержаниях, как в новозёвксинских слоях?

4, 5. Цифровой материал в табл. 1 и 2 обязательно вызовет недовольство читателя. Почему авторы приводят содержания малых элементов в окисном выражении? Ведь в геохимической литературе общепринято выражать концентрации в вес. % или г/т для элементов, а не для окислов. Исключение по традиции касается только порообразующих компонентов. Значит, для того чтобы сравнить приведенные данные с кларками, читателю придется пересчитывать их с окислов на элементы. Не лучше ли эту работу было выполнить самим авторам?

Из табл. 1 не видно, для скольких проб выведены средние. В тексте сообщается, что исследовано пять колонок. А сколько же образцов про-

анализировано по каждому типу отложений? Только для сапропелевых илов из табл. 2 мы узнаем, что число анализов равно 32.

Затем остается неясным, как понимать слово «общее» в графе «осадки». Что означает «общее осадки»? Очевидно, «общее» означает, что содержание рассчитано на всю колонку. Но при этом читателю было бы важно сообщить, какое это среднее: взвешенное по мощности осадков разных типов, среднее арифметическое по типам или, наконец, анализ средней пробы всей колонки в целом, не разделенной на литотипы. Не приведя нужных пояснений, авторы обесценили свои расчеты, относящиеся к графам «общее».

В табл. 2 приведены 32 анализа сапропелевых илов на семь компонентов. Эта таблица — главнейшая в данной работе. По приведенным в ней данным авторы построили графики в координатах «содержание $C_{орг}$, % — содержания окислов малых элементов, %». На графиках (фиг. 3—7) нанесены точки, по точкам проведены осредняющие прямые, около прямых пунктиром начерчены линии; назначение последних не пояснено. Как проведены осредняющие прямые: методом наименьших квадратов или на глаз? Если верно последнее, то стоит ли такие графики помещать в современной геохимической работе? Что означают пунктирные линии? Если они очерчивают зону ошибки уравнивания регрессии, почему эта зона несимметрична относительно прямой регрессии?

В табл. 3 и 4 помещены данные о содержаниях элементов в осадке, органическом веществе и его фракциях. Авторы сами подчеркивают приблизительность средних данных в табл. 4. Но тогда зачем было выражать их с точностью до сотых долей процента? В обеих таблицах отсутствуют данные по молибдену, но в тексте авторы отмечают, что во фракции свободных гуминовых кислот найдено 2,4—13,7%, и во фракции фульвокислот — 67,4—92,4% валового молибдена осадков. Почему же этих данных нет в таблицах? Потому что авторы убеждены в их фиктивности. Они считают, что на самом деле молибден находится в пирите, а не в органическом веществе. Какое же обоснование приведено для этого важного вывода? Цитируем (стр. 12): «Однако исследования сульфидов Fe современных глубоководных отложений Черного моря (по данным И. И. Волкова и Л. С. Фоминой) показали, что, во-первых, в глубоководном пирите обнаруживается почти весь Mo осадков, и, во-вторых, он находится в пирите в форме, извлекаемой в раствор 0,1 N NaOH (условия извлечения гуминовых веществ)». а) Прежде всего предстоит уяснить, что означает ссылка на исследования И. И. Волкова, Л. С. Фоминой. В списке литературы такой работы не значится. Если же это — данная работа, то зачем нужна ссылка? б) Читателю приходится верить авторам на слово. Ведь в данном случае пирит ими не изучался, вывод сделан по аналогии с какой-то иной работой, выполненной ими же. Есть ли гарантия, что и здесь молибден сосредоточен в пирите? в) Что означает переход молибдена из пирита в щелочную вытяжку? Растворяется ли при этом сам пирит? Читатель привык считать, что пирит растворяется только в азотной кислоте. Если пирит не растворяется, а молибден все же выщелачивается, то сразу встает вопрос, в какой форме он содержится в пирите.

Авторы не дают объяснений этим важным тонкостям. Поэтому читатель может усомниться в справедливости их вывода о том, что молибден не связан в осадке с органическим веществом. И это особенно огорчительно, потому что скорее всего авторы правы...

6. Авторские интерпретации своих материалов выглядят очень интересными и в целом правдоподобными, но, к сожалению, и здесь уязвимы позиции авторов. а) Если органика вносит в валовое содержание кобальта, никеля и меди не более 16%, то каков смысл их положительной корреляции с $C_{орг}$? Авторы прекрасно понимают вопрос (стр. 5):

«...корреляция содержания элементов и $C_{орг}$ может быть следствием не химической или хотя бы сорбционной связи, а лишь результатом подчинения общим для органического вещества и элемента закономерностям распределения, тогда как геохимическая связь между органическим веществом и микроэлементами может отсутствовать». Именно поэтому очень жаль, что авторы остановились на полпути и не провели дальнейшего сопоставления хотя бы в координатах: «содержание глинистой фракции в осадке — содержание элементов». б) Если для молибдена связь с пиритом доказывается путем довольно туманных ссылок, то не проще ли было бы попытаться найти эту связь на графике в координатах «пиритная сера — содержание молибдена в осадке». И снова приходится сожалеть, что авторы этого не сделали. в) Если, как считают авторы, формы связей элементов в осадке существенно различны, то было бы полезно исследовать (хотя бы по данным табл. 2) корреляцию элементов между собой. Это могло бы дать важную дополнительную информацию. г) Авторы сравнивают содержание элементов в сапропелевом илу и живом планктоне и приходят к важному выводу: прижизненное накопление микроэлементов в органическом веществе планктона в относительных процентах от наблюдаемого содержания в осадке было очень незначительным и составляет для меди 13,2, для никеля 6,5, для кобальта менее 0,7, для ванадия 17,7, для молибдена 7,7%. На этом основании авторы заключают: «...накопление микроэлементов в организмах планктона при жизни играет явно подчиненную роль по сравнению с извлечением их из морской воды отмершим органическим веществом в ходе седиментации». Но как проводилось сравнение? Оказывается, содержание элементов в планктоне сравнивалось с содержанием элементов не в органическом веществе сапропеля, а в осадке в целом. Это доказывается нашим пересчетом данных авторов (таблица).

Элемент	В золе планктона, г/т	В сухом планктоне, г/т (зольность 10%)	В сапропелевых илах, г/т, по данным на стр. 13	В органическом веществе илов, по данным табл. 4 и на стр. 12, г/т	В сухом планктоне, % от содержания в органическом веществе
Cu	700	70	106	$15,8\% \times 106 = 16,7$	419
Ni	300	30	92	$6,7\% \times 92 = 6,2$	484
Co	<10	<1	30	$1,8\% \times 30 = 0,5$	≈100
V	20	2	177	$21,5\% \times 177 = 38,1$	5
Mo	30	3	77	$92\% \times 77 = 70,8$	4

Таким образом, для меди, никеля и кобальта ни о каком «извлечении из морской воды отмершим органическим веществом» говорить не приходится, ибо в этом веществе этих элементов по расчету получается меньше (во всяком случае не больше), чем в исходном планктоне. Для ванадия и молибдена выводы авторов остаются в силе.

Итак, референт нередко, как в данном случае, стоит перед дилеммой: привести в реферате заведомо неверные интерпретации авторов и стать как бы «соучастником» распространения ошибочной информации¹, или же не упоминать о некоторых интерпретациях, проявив субъективность, что тоже недопустимо при реферировании. Думаю, что проблеме «этики реферирования» было бы полезно обсудить на страницах нашего журнала.

Институт геологии Коми филиала
АН СССР
Сыктывкар

Дата поступления
14.III.1972

¹ Это равносильно цитированию с сохранением орфографических ошибок подлинника!

ХРОНИКА

УДК 553.625(47+57)

**СЕССИЯ «СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО ОСВОЕНИЯ
СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД СССР
(ДИАТОМИТОВ, ОПОК, ТРЕПЕЛОВ)»**

У. Г. ДИСТАНОВ, И. В. ХВОРОВА

17—19 октября 1972 г. в Казани состоялась выездная сессия секции неметаллов Научно-технического совета Министерства геологии СССР и Научного совета по рудообразованию АН СССР по вопросу «Состояние и перспективы дальнейшего освоения сырьевой базы кремнистых пород СССР (диатомитов, опок, трепелов)».

В работе сессии приняло участие 150 человек из 30 городов СССР, представляющие 70 научно-исследовательских и отраслевых институтов и учреждений Министерства геологии СССР, Академии наук СССР, Министерств высшего образования СССР, промышленности СССР, химической промышленности СССР, нефтяной промышленности СССР и др.

При открытии сессии директор ВНИИгеолнеруд А. И. Кринар изложил основные ее задачи: обсуждение результатов изучения опаловых кремнистых пород СССР, рассмотрение вопросов их генезиса и дальнейшего использования в различных отраслях народного хозяйства.

На сессии было заслушано 68 докладов.

М. Б. Григорович отметил, что кремнистые породы используются 14 крупными отраслями промышленности. Добыча их в СССР достигла 6,3 млн. т.

В докладе У. Г. Дистанова, В. А. Копейкина, Т. А. Кузнецовой и В. Н. Силантьева отмечено, что СССР располагает необходимыми ресурсами для полного обеспечения народного хозяйства кремнистым сырьем. К настоящему времени зарегистрировано более 850 месторождений, из них более 200 разведано и имеют запасы около 1,7 млрд. т; потенциальные запасы исчисляются десятками миллиардов тонн. Основные месторождения кремнистого сырья связаны с отложениями морских платформенных бассейнов. Крупные качественные месторождения диатомитов выявлены также среди древних озер вулканического ландшафта и современных озер ледникового ландшафта. В стратиграфическом отношении в платформенных областях наиболее перспективны палеоцен-эоценовые и верхнемеловые отложения, в складчатых — миоцен-плиоценовые и антропогеновые.

Большая группа докладов была посвящена геологии и состоянию сырьевых баз кремнистых пород конкретных регионов: Украины, Кольского полуострова, Молдавии, Белоруссии, Сахалина, Армении, Казахстана и других республик и областей СССР.

В ряде докладов основное внимание было уделено экономическим аспектам использования кремнистого сырья. С. П. Никоноров, А. П. Пленкин и С. А. Хакимов проанализировали современное и перспективное использование кремнистых пород в СССР и за рубежом. Показано, что в СССР при сравнительно большом объеме добычи кремнистых пород (6,3 млн. т в 1971 г.) имеется отставание в структуре их потребления: в новых важных направлениях они используются недостаточно интенсивно (в качестве различных фильтров, наполнителей, носителей и т. п.). Потребности различных областей народного хозяйства в кремнистом сырье будут быстро расти, что уже сейчас требует большого внимания к поискам и разведке новых месторождений.

С большим интересом на сессии были прослушаны доклады, посвященные вопросам генезиса кремнистых пород.

В докладе И. В. Хворовой были рассмотрены главные структурно-фациальные обстановки кремненакпления в фанерозое. Кремнистые осадки формировались в разнообразных условиях: от мелководных озер и морей до глубоких океанических впадин. В пределах платформенных областей выделены два типа накоплений: карбонатно-кремнистые, обычно приуроченные к краевым частям платформ, и опоковые комплексы ме-

мезозоя — кайнозоя, наиболее характерные для Западно-Сибирского и Южно-Русского бассейнов. В геосинклиналях развиты эффузивно-кремнистые и туфо-кремнистые ассоциации, которые обычно располагаются близ вулканических очагов. Показаны роль течений в формировании кремнистых осадков и хронологическая закономерность кремненакопления.

У. Г. Дистанов посвятил свое выступление рассмотрению особенностей кремненакопления в морских платформенных бассейнах. Анализ фаций убедительно свидетельствует об исключительной роли биогенного кремненакопления в платформенных бассейнах мезозоя — кайнозоя.

В. Н. Силантьев обратил внимание на то, что опаловые кремнистые породы в вулканических областях известны только с позднего мела, что совпадает с началом формирования опаловых пород на платформах. Указанное обстоятельство — одно из свидетельств преимущественно биогенной их природы.

Н. И. Стрельникова рассмотрела условия формирования кремнистых пород мела и палеогена Западной Сибири. Накопление их происходило аналогично образованию современных диатомовых илов.

Д. Г. Челидзе при рассмотрении вопросов номенклатуры некоторых кремнистых пород Грузии делает вывод о хемогенной природе кремневого вещества опок и трепелов, в связи с чем она считает неправильным называть их измененными аналогами диатомитов.

В проблеме генезиса на сессии основное внимание было уделено двум кардинальным вопросам: источнику кремнезема и способам его осаждения. Обсуждение показало разногласия по этому вопросу. Для платформенных областей все более популярной становится идея об исключительной роли в мезозое — кайнозое биогенной садки кремнезема. В качестве главного поставщика растворенного кремния большинство авторов склонно рассматривать сушу. Основное кремненакопление в платформенных бассейнах происходило в этапы интенсивного выветривания пород прилегающей суши, чему благоприятствовал теплый влажный климат, сглаженный рельеф питающих провинций. В вулканических областях этапы кремненакопления отвечали усилению вулканической активности, источником кремнезема были в основном продукты вулканической деятельности, осаждение его могло происходить и химическим путем.

Вторая половина сессии была посвящена рассмотрению физико-химических свойств кремнистых пород и путей их использования в различных отраслях народного хозяйства.

Н. Н. Грязев с соавторами установили, что основной критерий для оценки адсорбционной активности кремнистых пород — величины удельной поверхности и характер пористости. О. М. Мдивнишвили показал возможность повышения активности диатомитов с помощью щелочной и кислотно-солевой обработок.

П. Н. Залезняк с соавторами выяснили, что при обработке нефтей даже небольшими добавками порошков диатомита и опок достигается полное их обезвреживание и резкое снижение в них солей.

Ф. Г. Гайнуллин и И. Н. Дияров с соавторами доложили о возможности использования опок как осушителей нефтяных и природных газов. В некоторых процессах опок не уступают дорогостоящему силикагелю.

В ряде докладов рассмотрены перспективы использования кремнистых пород для производства легких заполнителей бетонов.

В. В. Казначеева, М. Б. Зеликин и Л. Д. Лобейко разработали технологическую схему получения из диатомитов Джрадорского и Воротанского месторождений Армении вспомогательных фильтрующих средств, по качеству не уступающих импортным. Н. М. Чуркина и Х. Г. Шамгунова доложили о проблеме использования диатомовых порошков в фильтрующих картонках.

Б. М. Масленникова и И. В. Спиридонова изучали диатомиты как носители катализаторов окисления. Высококачественными носителями в этом отношении являются диатомиты Кисатибского месторождения с содержанием окиси алюминия не более 3,5%. О возможности использования поволжских опок как носителей фосфорнокислотных катализаторов сообщили С. М. Раховская, И. К. Кучкуева и др. По данным Т. Б. Гавриловой, диатомиты Джрадорского месторождения как носители для газовой хроматографии превосходят лучшие зарубежные образцы.

Следует отметить, что данная сессия явилась по существу первым крупным форумом специалистов по изучению диатомитов, опок и трепелов.

В области геологии главное внимание должно быть направлено на комплексное изучение кремнистого сырья и выявление новых месторождений в перспективных районах: фильтровальных диатомитов в Закавказье, Приморье и на Камчатке, гидравлических опок в Средней Азии и Казахстане, опок как осушителей в Зуралье и Поволжье и т. д., а также дальнейшую разработку теоретических основ их поисков.

ВНИИГЕОЛНЕРУД
Казань
ТИН АН СССР
Москва

Дата поступления
18.XII.1972



К ПРИСВОЕНИЮ ГОСУДАРСТВЕННОЙ ПРЕМИИ П. П. ТИМОФЕЕВУ

В 1972 г. за 2-томную монографию «Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири» (1969 г.) и «Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования» (1970 г.) Государственной премии СССР удостоен крупный ученый и замечательный человек — Петр Петрович Тимофеев.

В области угольной геологии П. П. Тимофеев работает 26 лет. С 1947 по 1950 г. под руководством известного литолога-угольщика, члена-кор. АН СССР (ныне покойного) Юрия Аполлоновича Жемчужникова он учился в аспирантуре Института геологических наук АН СССР. Именно в этот период Петр Петрович вместе с другими сотрудниками кабинета геологии и петрографии угля, руководимого В. С. Яблоковым, разработал метод литолого-фациального анализа, явившегося позднее ключом к теоретическим построениям и прогнозированию в различных областях литологии и основой учения об осадочных полезных ископаемых.

Работая с большим энтузиазмом, проявляя творческую инициативу и самостоятельность исследователя, Петр Петрович по-новому представил условия осадконакопления и генезис углей верхней части среднего карбона на юго-западе Донбасса. Им впервые была раскрыта связь генетических типов углей с палеогеографическими и палеотектоническими обстановками осадко- и торфонакопления в карбоновое время и заложены основы генетической классификации углей.

В 1951 г. П. П. Тимофеев успешно защитил кандидатскую диссертацию, и его исследования с тех пор протекали в разных краях страны. Он изучил угленосные формации Донбасса, Урала, Тувы, Крыма, Кавказа, Украины, Средней Азии и Южной Сибири. Результаты этих работ изложены им в 130 публикациях.

Наиболее важные творческие достижения последних 20 лет жизни Петра Петровича суммированы в книгах, удостоенных высокой правительственной награды. Они касаются главным образом юрских угленосных толщ Сибири, включающих два крупнейших угольных бассейна СССР: Иркутский и Канско-Ачинский.

В монографии четко сформулирована сущность метода формационного анализа угленосных отложений как метода их историко-геологического познания. Эти представления по существу развивают идеи основоположников метода формационного анализа Н. С. Шатского и Н. М. Страхова, а в угольной геологии — Ю. А. Жемчужникова. Применяя литолого-фациальный и формационный методы анализа в изучении угленосных отложений, П. П. Тимофеев раскрыл детали внутренних связей многих геологических явлений, характерных для юрской угленосной формации Южной Сибири. Им предложена новая корреляционная стратиграфическая схема юрских отложений Южной Сибири, отражающая этапность развития и особенности строения угленосной формации в отдельных регионах. Принципиально важный момент — установление трех типов торфонакопления (долинно-речной, дельтовый, озерный), имеющих практическое значение при планировании поисковых работ на уголь и прогноза угленосности. В работе охарактеризована классификация гумусных углей, являющаяся надежной основой определе-

ния их качества и путей рационального использования в промышленности. По широте и кругу проработанных вопросов это исследование уникальное. Оно известно широкому кругу геологов в СССР и за рубежом.

Обладая большой эрудицией, чертами настоящего коммуниста и патриота, П. П. Тимофеев является ученым, достойно представляющим советскую геологическую науку на международных конгрессах, заседаниях комиссий и симпозиумах. Он вице-президент Международного комитета по петрологии углей, член двух международных комиссий по изучению угля, член постоянного Международного комитета карбоновых конгрессов. В настоящее время он избран президентом Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона, который состоится в 1975 г. в Москве.

Деятельность Петра Петровича не ограничивается его специальностью. Он заместитель директора Геологического института, заведующий сектором литологии, заведующий Лабораторией литологии и геохимии терригенных формаций, первый заместитель председателя комиссии по осадочным породам.

В связи с высокой правительственной наградой хочется от души поздравить дорогого Петра Петровича Тимофеева с большими научными достижениями и пожелать ему дальнейших успехов!

*Литологи
Геологического института АН СССР*

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. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Исправление в № 4

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
30	3-ая снизу, левой столбец	4	(вертикальная равномерная штриховка)
30	2-ая снизу, левый столбец	7	4

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2/VIII-1973 г. Т-14283. Подписано к печати 15/X-1973 г. Тираж 1380 экз.
Зак. 5577. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5¹/₄. Усл. печ. л. 14,7+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,9.

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

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»
В магазинах «Академкнига» имеются
в продаже книги:

- МАКСИМОВА С. В.** Литология и условия образования битуминозной известняковой толщи нижнего карбона Кузнецкого бассейна. 1961. 117 стр., 24 вкл. 1 р. 09 к.
- ПИЧУГИН М. С.** и др. Литолого-промышленные типы и закономерности размещения цементного сырья в центральном районе Русской платформы. 1967. 152 стр. 1 р. 02 к.
- ПЛОТНИКОВ М. А.** Стратиграфия и литология верхнепермских (татарских отложений нижнего течения рек Мезени и Вашки). 1964. 71 стр. 45 к.
- ХАЛИФА-ЗАДЕ Ч. М., АББАСОВА С. М.** Сидеритовые залежи Дагестана. 1963. 133 стр. 61 к.
- ХВОРОВА И. В.** Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. 1958. 170 стр., 34 вкл. 80 к.
- ХОДАК Ю. А.** Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. 1966. 103 стр. 58 к.
- ЧАЛЫШЕВ В. И.** Стратиграфия и литология лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры. 1961. 103 стр. 49 к.
- ЧЕРНИКОВ О. А.** Литология нижнекаменноугольных отложений юго-западного обрамления Западно-Сибирской низменности. 1961. 110 стр. 58 к.
- ШАПОВАЛОВА Г. А.** Литология и условия образования балахонской свиты Крапивинского района Кузбасса. 1961. 106 стр., 8 вкл. 78 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117463 МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»