Литология и полезные ископаемые

1964

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

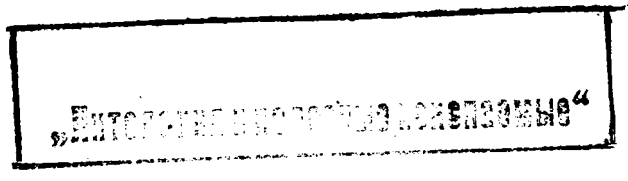
РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

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



ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

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

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 4, 1964 г.
ИЮЛЬ — АВГУСТ

СОДЕРЖАНИЕ

М. В. Муратов. Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморско-Каспийского бассейна 3
А. У. Литвиненко. К геохимии Керченского железорудного бассейна . . . 21
Н. М. Страхов. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие 43
Г. Ю. Бутузова. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений Юга СССР 66
Ф. А. Щербаков, Ю. А. Павлидис. Характер слоистости пляжевых отложений 80
В. В. Хахлов. Геохимические особенности визейских пород севера Колывань — Томской складчатой зоны 88
Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова, Г. И. Кулеско. К минералогии третичных огнеупорных глин Украины 96

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Ф. Малаховский, Н. И. Лысенко. О находке боксита в Горном Крыму 105
Н. Е. Митин. О пестроцветной формации миоплиоцена Западного Предкавказья 108
Е. А. Соколова. Карбонатные марганцевые руды месторождения Тахта — Карача (Зеравшанский хребет) 110
М. Д. Эльянов, Ю. Н. Даниленко. К истории осадконакопления в миоценовую эпоху на территории Среднего Приднепровья 113
С. С. Эллерн, Б. Ф. Горбачев. Каолинит в основании заволжских слоев на северо-востоке Татарии 116
В. З. Хурсик. О каменных солях северной части Юрезано-Сылвинской депрессии 118
С. М. Кореневский, А. В. Урусов, В. В. Кольцова. Новые данные о калиеносности кунгура в западной части Прикаспийской синеклизы и Приволжской моноклинали 121
В. И. Чалышев. Фосфоритоносные отложения нижнего триаса в Печорском Приуралье 124

ХРОНИКА

Г. И. Бушинский. Симпозиум по бокситам в Югославии . 127

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Л. Н. Ботвинкина. Об «Атласе текстур и структур осадочных горных пород». Часть 1. «Обломочные породы» 130
А. П. Феофилова. О книге В. И. Попова, С. Д. Макарова, Ю. В. Станкевича и А. А. Филиппова «Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования» . . 137
А. В. Павлов, Н. Д. Василевская, Е. С. Корженевская, Т. М. Пчелина, В. П. Ли, Г. П. Арсеньева. О геохимии угленосных отложений Южной Якутии (по поводу статьи А. А. Кордикова) 140
А. А. Кордиков. Ответ на критику статьи «Геохимия угленосных отложений Южной Якутии» 143

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
STATE GEOLOGICAL COMMITTEE OF THE USSR

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 4, 1964 г.
JULY—AUGUST

CONTENTS

M. V. Mouratov. Paleogeography of the Cimmerian (Middle Pliocene) in the Black Sea-Caspian basin 3
A. U. Litvinenko To the geochemistry of Kerchensk iron — ore basin . . . 21
N. M. Strakhov. Parageneses of authigenous minerals in sedimentary ores and the factors determining them 43
G. Yu. Butuzova. To the study of zeolites of the heulandite group (zeolite from Paleogene deposits in the south of the USSR) 66
F. A. Shcherbakov, Yu. A. Pavlidis. Bedding character of beach deposits 80
V. V. Khakhlov. Geochemical peculiarities of Visean rocks in the north of the Kolyvan — Tomsk folded zone 88
N. V. Logvinenko, G. V. Karpova, G. I. Kulesko. To the mineralogy of Tertiary refractory clays in the Ukraine 96

SHORT NOTES

V. F. Malakhovsky, N. I. Lyssenko. On bauxite finds in moutainous Crimea 105
N. E. Mitin. On a Miopliocene variegated formation in Western Predkavkazie 108
E. A. Sokolova. Carbonate manganese ores of Takhta — Karacha deposits (Zeravshan mountain range) 110
M. D. Elianov, Yu. N. Danilenko. To the sedimentation history during the Miocene on the territory of Middle Dnieper area 113
S. S. Ellern, B. F. Gorbachev. Caolinite at the base of Zavolzhsk beds in the north-east of Tataria 116
V. Z. Khursik. On rock salt in the northern part of Yurezan-Sylvinsk depression 118
S. M. Korenevsky, A. V. Urussov, V. V. Koltzova. New data on the potassium content of kungur in the western part of the Caspian syneclise and Privolzhsk monocline 121
V. I. Chalyshev. Lower Triassic phosphorite-bearing deposits in Petchora Priuralie 124

CHRONICLE

G. I. Bushinsky. Symposium on bauxites in Yugoslavia 127

CRITIGUE AND DISCUSSIONS

L. N. Botvinkina. On the «Atlas of sedimentary rock structure and texture». Pt. 1. «Clastic rocks» 130
A. P. Feofilova. On a book by V. I. Popov, S. D. Makarov, Yu. V. Stankevich and A. A. Filippov «Handbook for the determination of sedimentary facies complexes and the methods of facies-paleogeographical mapping» 137
A. V. Pavlov, N. D. Vasilevskaia, E. S. Korzhenevskaia, T. M. Pchelina, V. P. Li, G. P. Arsenieva. On the geochemistry of coal measures in Southern Yakutia (on Kordikov's article) 140
A. A. Kordikov. Reply to a criticism of an article «Geochemistry of coal measures in Southern Yakutia» 143

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-09575 Подписано к печати 18/VIII — 1964 г. Тираж 980 экз. Зак. 5236.
Формат бумаги 70×108 1/16. Печ. л. 12,6+1 вкл. Бум. л. 4 1/2 Уч.-изд. листов 14,3

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

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

УДК 551.8:551.782.22.(471.6+471.46)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КИММЕРИЙСКОГО ВЕКА СРЕДНЕГО ПЛИОЦЕНА В ОБЛАСТИ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА[1]

М. В. МУРАТОВ

В статье рассматривается палеогеографическая обстановка киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморско-Каспийского бассейна. Автор считает, что климат этой эпохи здесь был очень теплым и различия в условиях осадконакопления и другие особенности палеогеографии зависели от разной влажности климата, которые, в свою очередь, были связаны с особенностями, обусловленными рельефом.

I. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ В ОБЛАСТИ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА

Палеогеографическая обстановка киммерийского века среднего плиоцена как времени формирования железорудных месторождений Керченского бассейна и балахонской продуктивной серии Юго-Восточного Кавказа представляет большой интерес во многих отношениях; она привлекала внимание уже многих исследователей — Н. И. Андрусова (1918, 1923, 1929), В. П. Батурина (1931), А. Г. Эберзина (1940), В. П. Колесникова (1940), Н. И. Страхова (1947, 1962), И. И. Потапова (1954), В. Е. Хаина (1950), Е. Е. Милановского (1957, 1963), Е. Ф. Малаховского (1956), Г. И. Молявко и А. Г. Пидопличко (1955), Н. П. Луппова (1963) и др. К проблеме условий образования керченских железных руд неоднократно возвращался и А. Е. Ферсман.

Тектонические движения с начала миоцена в области Альпийского пояса Европы начали развиваться по новому плану с формированием крупных горных поднятий и разделяющих их межгорных впадин. Возникли знакомые нам по современной географической карте депрессии земной поверхности и горные возвышенности. К началу среднего плиоцена уже существовали, хотя, конечно, далеко не в таком виде, как сейчас, достаточно возвышенные горные хребты — дуги Карпат, Балканского хребта, Крымских гор, Большого и Малого Кавказа и депрессии межгорных и краевых впадин — Предкарпатской, Валахской (Гетской), Индоло-Кубанской, Терской и средней части Каспия, а также глубокие депрессии Черного моря и южной части Каспийского. Существовала также и обширная суша Малоазиатского, или Анатолийского, п-ова со значительными горными цепями на его поверхности, горы Балканского п-ова и Эльбурса.

Контуры водных бассейнов нашего Юга в среднем плиоцене достаточно хорошо известны по работам В. П. Батурина (1937), А. Г. Эберзина (1940), В. П. Колесникова (1940), Г. И. Молявко (1960) и др. Киммерийский бассейн представлял замкнутый озерный солоновато-

[1] Содержание доклада, прочитанного на Ферсмановских чтениях 27 декабря 1962 г.

водный водоем, занимавший место современного Черного и Азовского морей. В области Керченского и Таманского п-овов располагался целый ряд узких проливов, заливов, полуостровов и островов, образование которых было обусловлено ростом систем Керченско-Таманских складок. Западнее находился Дакийский бассейн, представлявший пресное озеро, соединенное протоком с Киммерийским. На месте Каспийского бассейна озерный водоем сохранился только на крайнем юге, в пределах современной южной глубоководной впадины. Это было Балаханское озеро, которое имело ограниченные размеры. Уровень его был, видимо, много ниже уровня Киммерийского (Черноморского) бассейна, о чем свидетельствует предакчагыльское переуглубление всех впадавших в него рек — Волги, Урала, Узбоя, Самура, Куры, Аракса. Величина предакчагыльского размыва достигала 100—350 *м* и более (Милановский, 1963). В долинах рек, впадавших в Киммерийский бассейн, такого переуглубления нет.

Выросший к плиоцену Главный Кавказский хребет оказывал, как и сейчас, очень большое влияние на распределение осадков и, следовательно, на климатическую обстановку окружающих его областей. Известное влияние, вероятно, оказывала и невысокая плиоценовая гряда Крымских гор; более значительную роль играли горы Малого Кавказа, Южных Карпат и Балкан (фиг. 1).

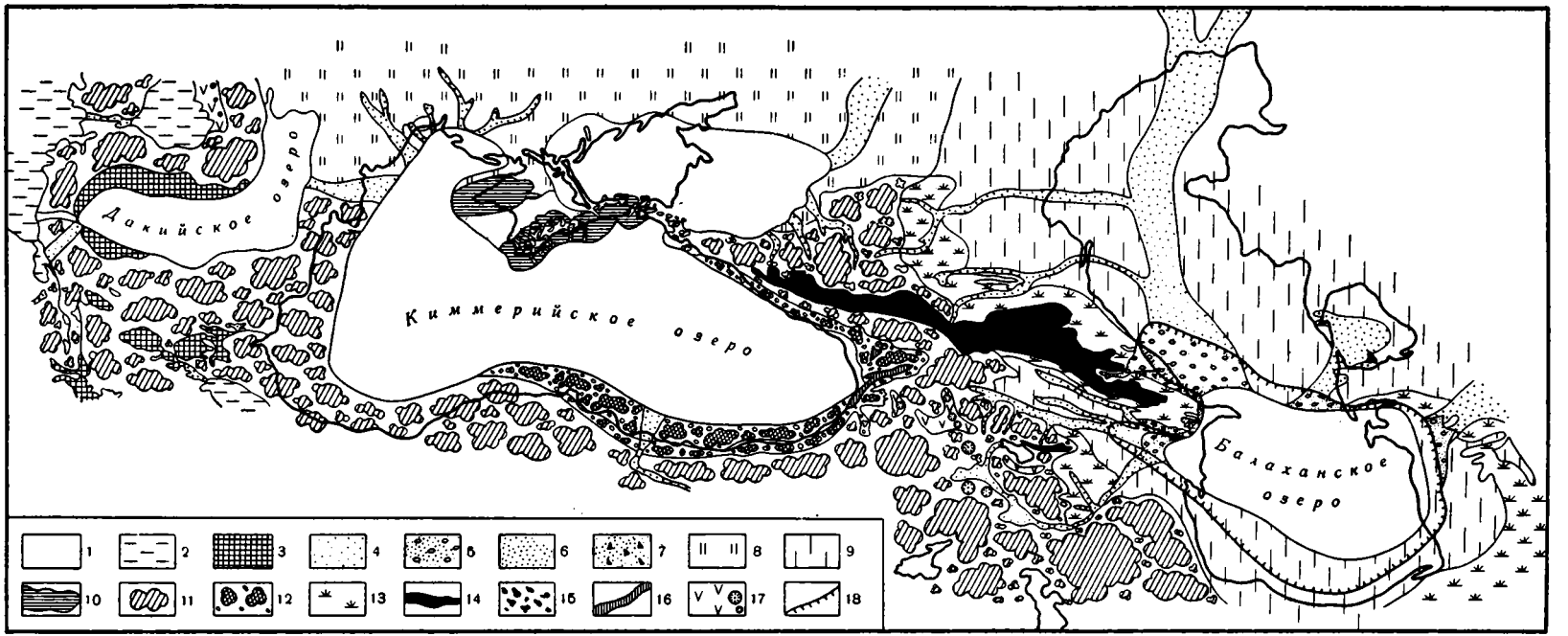
II. КЛИМАТ КАВКАЗА

Существует много убедительных доказательств того, что Главный Кавказский хребет в эпоху плиоцена был достаточно развит и поднят в осевой части выше снеговой линии. В этом особенно убеждает анализ современной высокогорной флоры Кавказа; он привел А. А. Федорова (1952) к выводам о ее древности и автохтонности. В современной высокогорной флоре Кавказа много эндемичных видов и родов (Carex pontica Woronovia и др.). Эти эндемики, по данным А. А. Федорова, возникли еще в третичном периоде. Они не являются арктическими по происхождению и не могут быть связаны с миграцией из Арктики в четвертичном периоде, как думали многие ботаники, а образовались за счет длительного автохтонного развития, в пользу чего А. А. Федоров приводит много убедительных доказательств.

Высокогорная флора Кавказа, по А. А. Федорову, была богато представлена и хорошо развита до четвертичного периода, причем в ее третичной основе можно наметить два различных генетических корня: на Западном Кавказе — колхидский, на Восточном — переднеазиатский, связанный с растительностью сухих высокогорий Ирана (Эльбурса). На Эльбурсе сейчас нет формации альпийских лугов, его высокогорные области сухи, и там развиты ксерофиты. Восточный Кавказ в неогене был, видимо, таким же и являлся областью ксерофильной горной растительности.

Генетический анализ состава высокогорной флоры Кавказа приводит А. А. Федорова к выводу о том, что Главный Кавказский хребет был поднят в неогене не менее чем на 3000 *м* выше уровня моря. Вместе с тем имеющиеся данные о характере распределения растительности среднего плиоцена на Кавказе могут быть поняты только при учете, что Главный хребет был важнейшим фактором распределения климатов в окружающих районах, так как являлся барьером для осадков.

Спорово-пыльцевые комплексы слоев Дуаба в Очемчирском районе, относящиеся к киммерийскому ярусу, показывают, по данным



Фиг. 1. Палеогеографическая схема киммерийского века среднего плиоцена.

1 — соленые озера-моря; *2* — пресные озера; *3* — заболоченные равнины с накопле нием торфа; *4* — речные долины; *5* — дельты рек; *6* — степные равнины подножий возвышенностей с накоплением пролювиальных выносов; *7* — подножия гор и долины, покрытые брекчиями и другими накоплениями временных потоков; *8* — равнины в области субтропических степей с образованием красноземов; *9* — равнины в области полупустыни (без красноземов); *10* — возвышенности и склоны, покрытые местами красноземами; *11* — нагорья, возвышенности и склоны, покрытые широколиственными лесами; *12* — склоны и возвышенности, покрытые субтропическими лесами с редкими элементами флоры тропиков; *13* — возвышенности и склоны гор с ксерофитной растительностью в области климата полупустыни; *14* — области высокогорья с местными ледниками; *15* — карстовые явления; *16* — районы субтропических лесов с мощной латеритной корой выветривания; *17* — вулканические конусы и накопления продуктов вулканической деятельности; *18* — граница киммерийского бассейна в Каспии

Н. Д. Мчедлишвили (1945), что здесь преобладающую роль играли растения субтропического и тропического корня, было много теплолюбивых споровых растений. Меньшее значение при худшей сохранности, указывающей на значительный перенос их водой, имеет пыльца широколиственных пород и сосен.

В соответствии с выводами Н. Д. Мчедлишвили можно считать, что у подножья южного склона Кавказского хребта господствовал субтропический влажный климат, а пыльца широколиственных и хвойных растений принесена, видимо, издалека текучими водами и указывает на вертикальную зональность Кавказского хребта того времени. Интересно наличие пыльцевых зерен фисташки, свидетельствующей о проникновении в эту эпоху далеко на запад Кавказа ксерофитных растений, ареал распространения которых, скорее всего, связан в основном с сухой областью Юго-Восточного Кавказа. Субтропические леса в среднем плиоцене покрывали нижние части склонов расположенной восточнее части Абхазии. Здесь в районе с. Меоре-Атара А. А. Колаковским описаны остатки вечнозеленых и листопадных растений, возраст которых, по данным А. Г. Эберзина, киммерийский[2].

Субтропические леса покрывали также значительную часть Гурии; об этом свидетельствует богатая влажно-субтропическая флора с пальмами Sabal из Кобулетского района (Мчедлишвили, 1949). Субтропическая растительность, очевидно, занимала нижний пояс склонов всей западной части Аджаро-Имеретинских гор. На это указывает ископаемая флора Годерзского перевала, до которого, по-видимому, распространялась зона субтропических лесов (Мчедлишвили, 1954). Как известно, эта флора, состоящая в основном из вечнозеленых растений с элементами листопадных растений широколиственных лесов, изучалась многими исследователями, и о ее возрасте существуют различные представления.

Этот вопрос серьезно полемизировался. Однако плиоценовый возраст годерзской флоры был обоснован еще И. В. Палибиным, а П. А. Мчедлишвили (1954) привел много доводов в пользу ее киммерийского возраста. Возможно, что только часть слоев района Годерзского перевала содержит флору среднего плиоцена и наряду с этим есть и более ранняя флора, однако весьма правдоподобна и аргументация в пользу киммерийского возраста тех главных видов, которые описаны И. В. Палибиным.

Восточнее с. Касатиби близ Ахалциха описана флора из аналогичного по стратиграфическому положению горизонта туфов, отнесенная к плиоцену и указывающая на наличие широколиственного леса. Эта широколиственная флора связана, вероятно, с более высокогорным поясом этого района.

Следует отметить, что нижние части склонов Аджаро-Имеретинских гор в районе Чакви, Батуми, Махарадзе покрыты мощной красноцветной корой выветривания. Большинство исследователей, как указывает Н. А. Лисицына (1961), считает эту кору, состоящую в основном из глины, окрашенной гидроокислами железа и содержащей свободный глинозем (гиббсит), по возрасту четвертичной. К этому же выводу приходит и Н. А. Лисицына, а также изучавший красноцветную кору Ю. К. Горецкий (1960). Однако красноземная кора выветривания на р. Нотанеби залегает на киммерийских отложениях, вернее на их нижних горизонтах. Местами она достигает мощности более 50 *м*. Эти данные и ее соотношения с четвертичными образованиями позволяют пред-

[2] См. примечание к статье П. А. Мчедлишвили (1949).

положить, что батумская кора выветривания в какой-то части значительно древнее неогеновой коры выветривания; она, возможно, синхронична киммерийскому веку. Это не исключает возможности ее формирования в отдельные эпохи четвертичного периода (карангатское время Q_3^1 и др.).

Субтропический влажный климат в среднем плиоцене, как видно из всех этих данных, охватывал все Западное Закавказье и распространялся, вероятно, на прилегающую часть Черноморского побережья Малой Азии.

В это же время климат Восточного Кавказа и Закавказья характеризовался, очевидно, совершенно другими чертами. Там нет никаких признаков влажных субтропиков, а, наоборот, сохранились многочисленные свидетельства климата полупустыни или пустыни. Об образовании продуктивной (балаханской) свиты Апшеронского п-ова в условиях жаркого сухого климата писали еще Н. И. Андрусов (1918), М. Ф. Мирчинк (1933), В. П. Батурин (1937), В. П. Колесников (1940), а вслед за ними В. Е. Хаин (1950), И. И. Потапов (1954) и др.

Об этом свидетельствуют многие признаки, в частности присутствие в глинах продуктивной свиты глинистых катунов, образуемых только временными потоками в пустынях, а также донгуздыкская и отчасти ленгебизская фации продуктивной свиты. Первая была установлена еще Н. И. Андрусовым и подробно описана В. В. Вебером. Она состоит из суглинков, бурых и красно-бурых глин, щебнистых брекчий, галечников и других грубых накоплений с гипсом, распространенных в Джейранкечмесской депрессии. Ленгебизская фация, развитая западнее, между р. Ахсу и Пирсагатом, представлена красноватыми глинами, конгломератами, сходными с донгуздыкскими песчаниками (Потапов, 1954). Это отложения русел и конусов выноса временных водных и частично селевых потоков, стекавших со склонов Кавказа к их подножию в условиях сухого климата.

Такие же фации распространены и западнее, на р. Гердыманчай, где развиты бурые и красно-бурые глины с прослоями грубых песчаников и гравеллитов донгуздыкского типа.

К северу от Апшеронского п-ова также развиты красно-бурые глины, пески и галечниковые толщи, еще севернее, в бассейне р. Самура, они сменяются сплошными галечниками с линзами глин и песков, представляющими речные отложения большой реки, стекавшей со склонов Кавказа, питавшейся водами, скорее всего, в области высокогорья Главного хребта. Эта река сливалась, вероятно, с палео-Волгой, текшей с Русской равнины, существование которой именно в это время впервые было обосновано В. П. Батуриным (1937). Обе они, а также и система более мелких потоков впадали в Балаханский озерный водоем, в котором накапливались осадки продуктивной (балаханской) свиты среднего плиоцена.

В киммерийском веке Балаханское озеро, по периферии которого отлагались осадки продуктивной свиты, было, несомненно, очень мелким и пересыхало во многих местах, образуя системы луж и мелких разливов. В центральной части бассейн был, вероятно, достаточно глубоким. Фауна, известная из окраинных частей этого озера, является исключительно пресноводной и представлена моллюсками и остракодами. Она, вероятно, населяла периферические, сильно опресненные части бассейна. Центральная часть водоема, поскольку он не имел стока и находился в условиях аридного климата, представляла, очевидно, соленое озеро, может быть даже с очень концентрированным раствором солей.

К северу от этого озера на месте современной средней части Каспийского моря располагалась аллювиальная равнина. Западнее, в пределах Восточного Предкавказья, аналоги продуктивной свиты представлены подакчагыльскими песками и галечниками, которые имеют ограниченное распространение. Можно предположить, что в этой области преобладал размыв, формировалась глубокая эрозионная сеть речных долин (палео-Терека, палео-Кумы и их притоков), а на обширных водоразделах не было значительных площадей аккумуляции.

С востока в Балаханское озеро впадала река или система рек, текших из Средней Азии, которые сформировали челекенскую свиту (красноцветную толщу) огромной мощности, аналогичную продуктивной. На территории Закаспия эрозия формировала переуглубленные долины, бессточные впадины, и там, согласно Н. П. Луппову (1963), господствовали условия пустынного климата с процессами дефляции.

О климате Северо-Восточного Предкавказья в киммерийском веке данных пока нет. По аналогии с современной обстановкой здесь можно предположить наличие сухих степей. По-видимому, здесь отсутствуют красноземы, что косвенно может указывать на условия сухого климата. В то же время для климата северных склонов Западного и Центрального Кавказа есть основание считать вероятными условия широколиственных лесов с преобладанием листопадных растений и примесью субтропических вечнозеленых растений. Это были условия умеренного влажного климата, несколько более теплого, чем сейчас (Гроссгейм и Мчедлишвили, 1957).

Таким образом, климатическая обстановка вокруг Кавказа и в Туркмении была сходна с современной, но в условиях общего более теплого климата. Кавказский хребет оказывал такое же большое влияние, как и сейчас, на распределение вокруг него осадков, а следовательно, и растительности. В его пределах в среднем плиоцене, видимо, уже существовала вертикальная климатическая зональность.

III. КЛИМАТ ПРИАЗОВЬЯ И КРЫМА

К северо-западу от Кавказа, в пределах Кубанской равнины, Приазовья и Крыма, в это время располагалась область своеобразного климата субтропических степей. Это была область формирования почв красноземов; она простиралась от окраины Ставропольского плато (Колесников, 1940) до междуречья Днестра и Прута в Молдавии (Эберзин, 1947). На юге эта область охватывала склоны Крымского хребта и равнинный Крым, о чем свидетельствуют красноземы в Предгорной гряде и на Тарханкутской возвышенности (Дзенс-Литовская, 1952), а на севере — Приазовье и Причерноморье, простираясь вплоть до склонов Украинского кристаллического массива. На склонах Ставропольского плато и в бассейне р. Кубани, по данным И. П. Софронова (1962), в киммерийском веке образовались красные и пестрые глины и желто-серые пески средней части армавирской свиты. На пологой равнине Южной Украины, а также на возвышенности Тарханкута в течение киммерийского века шло непрерывное образование мощной толщи красноземов. В пониженной равнине между Предгорными Крымскими грядами и Тарханкутской возвышенностью процесс образования почв-красноземов происходил одновременно с отлагавшимися здесь в это время пролювиальными выносами таврской свиты.

В периоды значительного выноса материала с Крымских гор водные потоки разносили его в виде шлейфа по равнине и отлагался алев-

рито-глинистый и песчаный пролювий. Во время затухания этого процесса на поверхности пролювия образовалась железистая почва-краснозем, которая затем снова покрывалась пролювием, поверх него образовывалась новая почва. Так шло формирование отдельных слоев таврской толщи, в которой желтые алевриты разделены горизонтами красных ископаемых почв (Муратов, 1954) небольшой мощности, богатых полуторными окислами и бедных гумусом. Этот своеобразный процесс привел в конечном итоге к образованию довольно мощной (до 50 *м*) слоистой таврской свиты. В геоморфологическом отношении она формировалась в предгорной равнине, населенной фауной гиппарионов, мастодонтов и других обитателей степей. Остатки Mastodon arvernensis Cr. et Job. и Hipparion mediterraneum Hens. были найдены в этих отложениях у с. Берегового и описаны еще Н. А. Соколовым (1883).

В 1961 г. в морском обрыве в этом же районе были найдены два коренных зуба и остатки двухметрового бивня мастодонта, скорее всего также Mastodon arvernensis Cr. et Job. Вероятно, таврская свита по возрасту соответствует верхнему понту и киммерию (Муратов, 1954). Таким образом, процесс формирования красноземов начался здесь еще в нижнем плиоцене.

На южных склонах Крымских гор в это время образовались мощные выносы известнякового щебня с глыбами юрских известняков и даже скалами — отторженцами. Эти отложения, сохранившиеся на древних водоразделах, представляют собой накопления ложбин стока, спускавшихся с гор к морю, и получили название массандровских (Муратов, 1954). Они сохранились у подножья Чатырдага, в Гурзуфе, на Никитском мысе, Массандровской горке у Ялты, на горе Могаби, у Симеиза и в других местах. Всюду эти отложения сцементированы крепким карбонатным цементом, являющимся более поздним образованием, и всюду окрашены в буро-красный или красный цвет. Поразительно, что даже многие глыбы и отторженцы известняков внутри этой толщи пропитаны полуторными окислами железа (скала мыса Ай-Тодор и др.). Таким образом, красная окраска очень характерна для массандровских отложений. Это и геоморфологические условия залегания позволяют считать их значительно более древними отложениями, чем четвертичные накопления подножий Крымских гор, и относить их к среднему плиоцену, а не к четвертичным отложениям, как это делает Г. А. Лычагин и др.

Формирование массандровских щебнистых и глыбовых накоплений, как и образование донгуздыкской фации продуктивной свиты, связано, вероятно, с временными потоками с гор в условиях сухого климата. Огромные скалы известняков, залегающие в основании этих брекчий, являются оползневыми отторженцами. Смещение их, очевидно, было подготовлено длительным выветриванием известняков в условиях сухого климата и происходило в самом конце понта или начале киммерийского века, при резком усилении эрозии, когда сильно упал уровень моря.

О климатических условиях в области развития красноземов Южной Украины и равнинного Крыма свидетельствуют остатки флоры (Литвиненко, Немкова, 1956) и животных (Молявко и Пидопличко, 1955). А. У. Литвиненко и В. К. Немкова описали многочисленные остатки древесины, пыльцы и спор из киммерийских отложений Керченского и Таманского п-овов, Приазовья и Прикубанской низменности. Во всех случаях преобладает пыльца покрытосеменных, причем чаще всего травянистых растений.

Из анализа материала по распространению пыльцы и спор авторы делают вывод, что в районах суши, прилегавших к Киммерийскому бассейну в Приазовье, равнинной части Крыма, на Керченском и Таманском п-овах, были развиты степи, травянистый покров которых был представлен злаками сложноцветных, зонтичных, бобовых и других растений. Наряду со степью, существовали и лесные массивы, состоявшие из дубов, берез и других листопадных растений, к которым у южных и восточных берегов Киммерийского бассейна — на Кубанской равнине, Таманском п-ове и в Крыму — примешивались субтропические растения. Несомненно здесь были пресные водоемы и реки с зарослями кустарников по берегам.

Находки в киммерийских отложениях Керченского п-ова костей бобра (Долявко и Пидопличко, 1955) указывают на наличие также лесной растительности по берегам рек, впадавших в Киммерийский бассейн. Присутствие во многих случаях пыльцы хвойных (различные виды сосны и секвойи) свидетельствуют, по мнению А. У. Литвиненко и В. К. Немковой (1956), о ее приносе из хвойных лесов, произраставших на склонах гор Кавказа и Крыма, что подтверждается плохой сохранностью этой пыльцы и характером ее распространения.

Эти данные вполне согласуются с выводами, полученными из анализа фауны. Остатки степных животных — гиппариона и мастодонта — были найдены в равнинном Крыму и на Керченском п-ове. В районе Одессы красно-бурые глины заполняют карстовые пещеры на поверхности понтических известняков. В них собраны многочисленные остатки позвоночных (около 50 тысяч), изученные И. Г. Пидопличко. Большинство остатков принадлежит одногорбым верблюдам и лисицам. Встречены также остатки степной лисицы (корсака), медведя, саблезубого тигра, гиены, барсука, бобра, дикобраза, хомяка и других степных грызунов, зайца, оленя, орла, страуса, каменной куропатки, кур, марабу, лягушки и пресноводных рыб. Из Молдавии также указываются остатки обезьяны (Борисяк, 1943).

На Северном Кавказе богатая фауна позвоночных встречена на западной окраине Ставропольской возвышенности (Косяковский карьер) и описана Н. К. Верещагиным (1959). Она происходит из плиоценовых речных отложений, врезанных в сарматские известняки. Здесь присутствуют гиппарионы, мастодонты, тапиры, носороги, свиньи, грызуны и многие другие млекопитающие, а также ящерицы, черепахи, птицы и мелкие амфибии. Н. К. Верещагин считает, что описываемый комплекс связан с условиями субтропического ландшафта, с мезофитной растительностью и приречными зарослями, в которых обитали носороги, свиньи; тапиры, водные черепахи и бобры населяли протоки и заболоченные старицы. По возрасту эту фауну Н. К. Верещагин относит к первой половине плиоцена. По-видимому, она может считаться киммерийской.

Судя по всем этим остаткам, равнины, прилегающие к Киммерийскому бассейну, представляли собой сухие степи, населенные обильной степной фауной. По берегам речек росла древесная растительность, с которой были связаны поселения бобров и многие другие животные приречных зарослей.

Верблюды и страусы не могли бы жить в условиях зимы с длительным и толстым снеговым покровом. Как полагают Г. И. Молявко и И. Г. Пидопличко (1955), в степных просторах юга Украины в киммерийском веке зимы были бесснежные или малоснежные, а лето жаркое и сухое. Это были условия, в которых могли жить страусы. С этими же условиями климата связываются описанные многими исследовате-

лями следы пустынного выветривания на поверхности понтических известняков, пустынный загар, трехгранники и другие признаки аридного жаркого климата, встреченные в низовьях р. Ингульца (Карлов, 1951) и в других местах.

Известные с давних пор и описанные в литературе крупные валуны криворожских кварцитов, гнейсов, гранитов и других пород, встреченные в понтических отложениях Южной Украины, были принесены не льдами, как предполагали, а временными потоками, всегда очень мощными в областях аридного климата. Поэтому Г. И. Молявко (1963) вполне прав, считая, что валуны не дают основания для представлений о ледниковых явлениях в понтическом веке, климат которого был, вероятно, сходен с климатом киммерия, хотя, возможно, мог быть и несколько холоднее (во всяком случае в начале понта).

Все признаки свидетельствуют об условиях весьма теплого климата субтропических степей с жарким летом на северо-западном берегу Киммерийского (Черноморского) бассейна и субтропических лесов на его восточном побережье. Вполне возможно, что субтропическая растительность покрывала склоны гор и на его южном — Малоазиатском берегу, хотя данных для этого пока нет. Теплому климату его побережий хорошо соответствует и фауна самого бассейна. У северных берегов Киммерийского бассейна пресноводные моллюски преобладали над солоноватоводными. Здесь, вероятно, в него впадали многочисленные речки. Заливы этого бассейна были, вероятно, совершенно пресными. Южнее, в области Керченского и Таманского п-овов, была распространена типичная фауна киммерийских моллюсков, которая характеризуется присутствием многочисленных раковин очень крупных размеров (кардиды до 83 *мм* длиной, конгерии до 86 *мм*). Увеличение размеров раковин почти всех пелеципод и многих гастропод, как это отмечал А. Г. Эберзин (1940), свидетельствует об особо благоприятных условиях их существования, скорее всего об очень теплом климате. Вероятно, эту особенность киммерийской фауны моллюсков, резко отличающую ее от фауны понта и куяльника, следует объяснять наличием в киммерийском веке мягких зим с непродолжительным и сравнительно небольшим охлаждением воды.

Обстановка теплого переменно-влажного климата на северном побережье Киммерийского бассейна очень благоприятствовала развитию процессов выветривания с образованием красноземов, вполне сходных с латеритными почвами тропиков в их начальной стадии образования (Фагелер, 1935). Они возникли здесь на поверхности самых разнообразных пород. На Тарханкутской возвышенности красноземы покрывают сарматские известняки, в предгорном Крыму — известняки юры верхнего мела и эоцена, на Керченском и Таманском п-овах они могли развиваться на глинах с сидеритами майкопской серии и на других породах неогена, а в таврской свите образуют прослои среди алевролитов.

Формирование красноземов на обширной площади дало исходный материал для дальнейшего образования железных руд Керченского бассейна.

IV. КЛИМАТ БАЛКАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Климат западного побережья бассейна на Балканском п-ове характеризовался в это время большой влажностью. Здесь располагалась горная страна, в которой горные гряды были разделены озерными впадинами и заболоченными котловинами. Самое крупное озеро — Дакий-

ский бассейн — занимало Нижнедунайскую (Валахскую) низменность. Это озеро имело сток в Киммерийский (Черноморский) бассейн в виде короткой реки, располагавшейся в пределах современного устья Дуная или немного севернее.

Тот факт, что Дакийское озеро соединялось с Киммерийским подтверждается тем, что в Южной Молдавии и в районе Одессы среди пресноводных отложений, относимых к верхнему плиоцену (поратским слоям), были найдены киммерийские лимнокардиумы (Молявко, 1960). Их считают переотложенными, что еще не доказано, но даже если это и так, то они свидетельствуют о наличии здесь киммерийского водоема, унаследованного затем верхнеплиоценовой рекой. С другой стороны, Дакийское озеро было населено фауной моллюсков сильно опресненного бассейна с преобладанием унионид, вивипарусов и дрейссендий (Андрусов, 1923; Онческу, 1960). Это указывает на проточный характер Дакийского озера, что подтверждается и палеогеографическими данными. В Дакийское озеро с запада через долину р. Тимока, как и в понте (Стеванович, 1951), видимо, впадала мощная река, по которой шел сток из системы Паннонского и Трансильванского озер в Дакийское. Последнее в свою очередь стекало в Киммерийское озеро, которое в отличие от перечисленной системы озер было бессточным и потому соленым и населенным совершенно другой фауной.

На берегах Дакийского озера на севере и юге располагались заболоченные равнины, в которых шло накопление торфа, превратившегося позднее в лигнит и бурый уголь (Ломский буроугольный бассейн Болгарии, лигнитовые месторождения Питешти, долины р. Жиу и др. в Румынии).

К югу от существовавшего уже в это время Балканского хребта располагалась целая система межгорных котловин, в которых происходило торфонакопление и временами образовывались озера. Здесь формировались мощные толщи континентальных отложений с пластами бурого угля — Софийский буроугольный бассейн, Кюстендильский бассейн, район Пловдива, бассейн Марицы и др. Находки позвоночных в этих слоях Mastodon arvernensis Cr. et Job., Mastodon borsoni Hays., Rhynoceras и др., а также фауны пресноводных моллюсков позволяют сопоставлять их с дакийским ярусом Румынии.

В этих слоях встречены многочисленные отпечатки растений, среди которых указываются тисс, ель, сосна, пихта, ливанский кедр, цуга, бук, клен, дуб, береза, магнолия, рододендрон, жимолость и многие другие растения. Это флора широколиственных лесов с преобладанием листопадных растений и примесью вечнозеленых.

Почти такие же условия господствовали и в более западной части Балканского п-ова — на территории Югославии. Здесь тоже располагалась целая система грабенов, превратившихся в озерные котловины, ныне заполненные рыхлыми неогеновыми, частично угленосными отложениями, в которых иногда встречались среднеплиоценовые растения и позвоночные. Так, теплолюбивая флора лиственных и хвойных, включающая остатки секвойи, тисса, буков и др., описана Н. Пантичем и В. Николичем (1959) из буроугольного месторождения Осломей и из района Живойно.

Н. А. Измайлов (1958) подробно описывает строение некоторых древних озерных котловин в Македонии — Тиквешский бассейн, Скопскую котловину, Велешскую и др. В Тиквешском бассейне среди неогеновых отложений он выделяет четыре свиты (общей мощностью около 800 *м*). Из них две нижние — глинистую и глинисто-мергелистую угленосную — он относит к верхнему миоцену, а вышележащие песча-

нистые к плиоцену. Нижняя свита состоит из красных или зеленых глин, и автор считает ее образовавшейся в условиях субтропического влажного климата. Данных для отнесения ее к миоцену, собственно, нет никаких, и правильнее было бы относить ее по аналогии с угленосной серией Софийского, Кюстендильского и других бассейнов Болгарии к среднему плиоцену.

Все эти данные позволяют считать, что на Балканском п-ове в среднем плиоцене господствовал теплый влажный средиземноморский климат, и были широко распространены леса, покрывавшие склоны гор и впадин. Такие формы, как береза, ель, пихта, возможно, указывают на вертикальную климатическую зональность. Горные леса вполне соответствуют физико-географической обстановке области многочисленных проточных больших озер и болот в условиях теплого влажного умеренного климата.

Южнее, в области Эгеиды, в плиоцене снова господствовал, видимо, более сухой климат пустыни или полупустыни (Mistardis, 1953). Те же условия были и в центре Малой Азии.

V. УСЛОВИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Из всего изложенного можно сделать вывод, что при всем разнообразии климатических обстановок вокруг Дакийского, Киммерийского и Балаханского озер киммерийского века здесь были две главнейшие климатические области. Находясь в одной субтропической зоне, они сильно отличались степенью влажности, т. е. количеством выпавших в них осадков. Разделом между ними являлась линия, идущая примерно поперек Кавказа с севера на юг. К западу от этой линии господствовали влажные или умеренно-влажные климатические условия, к востоку — сухие.

Развитие водных бассейнов киммерийского века, следовательно, происходило в резко различных условиях, которые были обусловлены рельефом поверхности земной коры, созданным в результате тектонических процессов. Новейший этап последних начался в миоцене и привел в середине плиоцена к образованию в Крымско-Кавказской области всех основных структурных элементов земной коры и главнейших форм рельефа поверхности. В течение среднего плиоцена продолжалось их дальнейшее развитие. Горные гряды росли, образуя все более высокие хребты; глубокие впадины Черного моря и южного Каспия, вероятно, расширялись; краевые прогибы испытывали погружение и интенсивно заполнялись осадками. Длительность всего плиоцена составляет 10 млн. лет (как это принимается всеми геохронологическими шкалами, в частности шкалой, составленной по данным лабораторий СССР на 1960 г.). Очевидно, длительность среднего плиоцена достигает самое большее 4 млн. лет (ранний плиоцен 3 млн. лет + средний 4 млн. лет + поздний 3 млн. лет = 10 млн. лет). На киммерийский век, вероятно, более длинный, чем куяльницкий, приходится самое большее 2,5—3 млн. лет. Следовательно, отрезок времени, палеогеографию которого для нашего Юга мы пытались представить, относительно очень краток. Длительно развивавшиеся тектонические процессы за этот отрезок времени не успели дать существенных изменений.

Тектонические явления, создавшие рельеф поверхности земной коры в такое короткое время и на ограниченном пространстве, играли, следовательно, роль только слабо изменявшегося фона. Значительные перемены в палеогеографии были связаны не с ними, а с изменениями климатических условий, которые происходили на этом существовавшем

уже фоне. Климат как функция физических процессов, происходящих в атмосфере, подвержен, видимо, очень сильным изменениям во времени, зависящим от суммы физико-географических явлений и процессов их развития, на которые климат, видимо, очень чутко реагирует.

Мы не знаем конкретных причин этих изменений климатических условий; они были вызваны, вероятно, общими явлениями, охватывавшими более крупные части земной поверхности. Но их роль и направленность выступают совершенно отчетливо.

По-видимому, в конце миоцена и начале плиоцена вплоть до киммерийского века в Юго-Восточной Европе произошло потепление с увеличением сухости климата. Обширное понтическое озеро-море (Андрусов, 1918; Эберзин, 1940; Стеванович, 1951) питалось главным образом за счет стока по системе озер из Паннонского бассейна. Из-за недостатка притока пресных вод вследствие увеличения сухости климата оно сначала значительно сократилось, а затем, в позднем понте, распалось на ряд обособленных водоемов (Дакийский, Киммерийский, Балаханский).

Находясь в одной климатической зоне теплого Средиземноморья, эти три водоема оказались в разных условиях влажности, которые были обусловлены, по-видимому, конфигурацией и расположением крупных горных хребтов, прежде всего Кавказского. Поэтому, имея неодинаковое питание пресными водами, эти три бассейна развивались в течение киммерийского века различно, и в них по-разному шли процессы седиментации.

VI. РАЗВИТИЕ КИММЕРИЙСКОГО И ДАКИЙСКОГО БАССЕЙНОВ

Дакийский бассейн представлял относительно небольшое проточное озеро. Уровень его вряд ли сильно менялся, а если и менялся, то в зависимости от режима системы стока из Паннонского, Трансильванского и других озер Центральной Европы. По его окраинам формировались угленосные отложения заболоченных равнин.

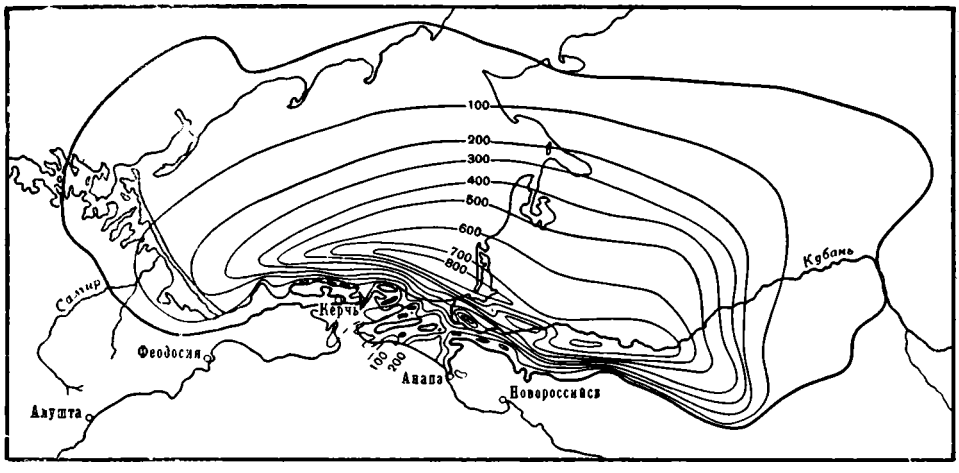
В Киммерийском бассейне регрессия конца понта была, видимо, относительно небольшой, т. е. уровень бассейна упал, но не слишком сильно, и в начале киммерийского века регрессия сменилась трансгрессией раннего киммерия (соответствующего азовскому горизонту), которая развивалась затем в среднем киммерии (соответствующем рудному горизонту) и продолжалась в позднем киммерии (верхний или пантикапейский горизонт) и далее в куяльницком веке. Такое развитие трансгрессии рисуют условия залегания отдельных горизонтов киммерийского яруса и куяльника на подстилающих породах. Киммерийский бассейн питался в основном за счет стока из системы Паннонского — Дакийского озер. Этот мощный источник не только восполнял убыль бассейна от испарения, но был причиной медленной трансгрессии его вод на берега.

Во время регрессии в конце понта, когда уровень озер и базис эрозии водных потоков значительно снизился, нарушилось равновесие склонов Крымских гор, где длительное время (в конце миоцена и начале плиоцена) господствовали процессы выветривания известняковых массивов. Редкие, но сильные ливни приводили в движение отколовшиеся части массивов и смещали их к подножию склонов.

На Керченском и Таманском п-овах процесс интенсивного размыва начался тоже во время регрессии в конце понта. В этот момент образовались эрозионные ложбины и углубления, которые были заполнены киммерийскими отложениями. Еще В. В. Меннером установлено ин-

грессивное залегание киммерийских слоев в Новошепетеевской (Сартской) эрозионной котловине, образованной на месте ядра одноименной антиклинали Керченского п-ова. Следы предкиммерийского размыва обнаружены близ Анапы и в других местах.

Осадконакопление в киммерийском веке протекало на фоне медленной трансгрессии и постепенного захвата морем все большей площади. Вместе с тем в условиях жаркого переменно-влажного климата степей с периодами дождей и ливней происходил усиленный размыв склонов



Фиг. 2. Схема изолиний мощности отложений киммерийского яруса.
Составил М. В. Муратов по данным А. Г. Эберзина, Е. А. Щерик, Г. И. Молявко, Н. П. Пустильникова, А. Е. Каменецкого, А. Н. Шарданова, И. П. Жабрева и др.

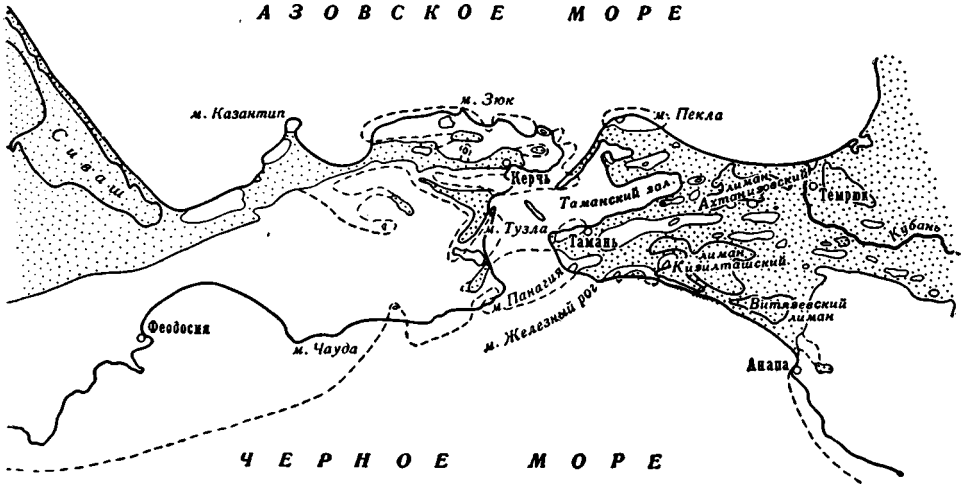
возвышенностей и обильный снос с них обломочного материала. В результате у подножия Крымских гор в предгорной равнине образовались вынесенные потоками пролювиальные накопления таврской свиты. На южном склоне накопились снесенные такими же потоками щебнистые массандровские отложения, заполнявшие пологие ложбины.

Обломочный материал, выносимый потоками, обильно поступал с суши в Киммерийский бассейн. Характер и мощность отложений на дне его черноморской части нам неизвестны. Единственная находка киммерийского галечника с раковинами моллюсков, поднятая со дна моря к югу от Судака (Архангельский и Страхов, 1938), связана с прибрежной зоной этого бассейна. По периферии бассейна в Колхидской впадине, по данным А. Г. Лалиева (1957), киммерийские отложения достигают 500 *м* мощности и представлены глинами и песчанистыми глинами серого цвета с прослоями песков.

Особенно значительной мощности достигают киммерийские отложения в Индоло-Кубанском краевом прогибе. Здесь накопление осадков, несомненно, сопровождалось сильным погружением земной коры, что и привело к накоплению более 700 *м* отложений в его осевой части. Представлены они, по данным скважин, в нижней части серыми, иногда песчанистыми и слюдистыми глинами, а в верхней — мелкозернистыми слюдистыми песками (Щерик, 1957). К северу мощность их постепенно убывает и в районе ст. Каневской падает до 200 *м*, а к Ейску — до 100 *м* (фиг. 2). Вдоль северного побережья азовской части Киммерийского бассейна и в Присивашье мощность их составляет несколько десятков метров (Молявко, 1960). Здесь распространены темно-серые,

серо-зеленые и табачно-бурые глины с прослоями железистого песчаника с примесью оолитов бурого железняка.

Своеобразная обстановка накопления осадков сложилась в районе Керченского и Таманского п-овов. Появление здесь многочисленных антиклинальных складок, развивавшихся в конце миоцена — начале плиоцена, привело к образованию целого архипелага островов (фиг. 3) с многочисленными проливами и заливами. В условиях изрезанного побережья каждая мульда или синклиналь между антиклинальными островами представляла самостоятельный бассейн, в котором в зависи-



Фиг. 3. Схема современного распространения отложений киммерийского яруса (точки) в Керченско-Таманской области.

Пунктир — контур предполагаемого распространения киммерийских отложений до размыва и под уровнем моря

мости от местных условий осадконакопление протекало по-разному. Однако повсюду нижний горизонт киммерия (азовский) представлен синими и серыми глинами, рудный горизонт — бурыми оолитовыми железными рудами по периферии синклиналей, а ближе к осевым частям — рудами с прослоями и линзами табачных глин или чередованием серых глин с рудными прослоями. Верхний горизонт, пантикапейский, представлен серыми и зеленоватыми глинами и песчанистыми глинами и алевритами.

Небольшие заливы оказались особенно благоприятными для накопления железных руд, достигающих в них значительной мощности.

Процессы размыва в начале среднего киммерия привели в течение относительно короткого срока к сильному выносу в море и заливы железистых соединений. Исходным материалом для них, по-видимому, была кора выветривания и красноземы, которые уже образовали к этому времени достаточно мощный покров на склонах возвышенностей. Любопытно, что вынос и накопление слоев, обогащенных соединениями железа, в сущности был процессом очень кратковременным, соответствующим времени формирования одного железорудного слоя, мощность которого достигает чаще всего 2—4, максимум 10—15 *м*.

Накопление железных руд происходило в условиях мелких и тихих полузамкнутых бухт или узких проливов, в их прибрежной части, реже по всей площади дна. Образование пласта железных руд было кратким эпизодом, который сменился сносом песчаных и глинистых частиц.

Возможно, что причиной этого было быстрое углубление эрозионной сети, которая сначала не достигала коры выветривания, на определенной стадии развития размывала ее, а потом прорезала и углубилась в подстилающие породы.

Таким образом, климатические условия способствовали здесь образованию красноземов. Развитие речной сети предопределяло, хотя и очень кратковременный, но важный момент усиленного размыва красноземов, а изрезанное побережье Киммерийского бассейна в Керченско-Таманской области особенно благоприятствовало накоплению здесь осадков железорудного горизонта.

VII. РАЗВИТИЕ БАЛАХАНСКОГО БАССЕЙНА

В совершенно других климатических условиях происходило развитие Балаханского бассейна. Регрессия конца понта привела к очень сильному падению его уровня, по-видимому, на несколько сот метров. Находясь в условиях аридного климата, этот замкнутый бассейн не мог восстановить свой уровень в течение всего среднего плиоцена.

Очень большое падение уровня бассейна в конце понта привело к сильному углублению долин всех рек, впадавших в этот бассейн. Даже многие притоки Волги, Урала, Кумы, Терека, Самура, Куры, Аракса, Аму-Дарьи текут по резко переуглубленным в среднем плиоцене речным долинам, заполненным позднее мощной (200—400 *м*) толщей аллювия; к ним относятся Дебеда, Раздан, Мошавери, Воротан (Милановский, 1963), а некоторые из них, кроме того, заполнены лавовыми потоками (Дебеда, Раздан).

По данным Г. В. Обединтовой (1956), речные долины плиоценовой Волги и ее притоков приобрели в результате эрозии каньонообразный поперечный профиль с глубиной вреза до 200—350 *м*. Эти ложбины в течение среднего плиоцена были заполнены кинельской пресноводной толщей (соответствующей балаханской), перекрытой акчагыльскими слоями. Величина этого переуглубления и определяет масштаб падения уровня бассейна, занимавшего впадину Каспия в среднем плиоцене.

Справедливо подчеркивая огромную роль низкого уровня Балаханского озера для формирования древнего рельефа в пределах всего огромного бассейна древнего Каспия, Е. Е. Милановский (1963) оценивает падение этого уровня до отметки минус 500—600 *м* ниже тогдашнего уровня океана. При этом он отмечает, что центральная часть Балаханского озера обладала еще более значительной глубиной. С этим выводом Е. Е. Милановского (1963), как и с большей частью выводов его интересной статьи, можно вполне согласиться. Нельзя принять только даваемого им объяснения причины такого падения уровня Балаханского озера. Е. Е. Милановский считает, что оно было вызвано тектоническим углублением Южно-Каспийской впадины, протекавшим настолько быстро, что впадина не успевала заполняться водами.

Однако бассейн Балаханского озера имел очень обширные размеры, охватывая Восточный Кавказ, Среднюю Азию, Приуралье и Поволжье. Только в условиях крайне сухого климата сток из такого бассейна мог бы удержать уровень замкнутого озера на такой низкой отметке. Что касается скорости прогибания, то вряд ли она вообще могла являться причиной стягивания вод в ограниченный водоем как в воронку. Допустим, что за киммерийский век впадина Южного Каспия прогнулась на 500 *м* ниже уровня моря плюс еще на мощность заполнивших ее осадков продуктивной свиты. Последние достигают на востоке Апшеронского п-ова 3000 *м*. Допустим, что в середине впадины эта

мощность достигает 3500 *м* (что, вероятно, преувеличено). Тогда общая величина прогибания за киммерийский век будет 4000 *м*. Это составит, если считать киммерийский век равным 2 млн. лет, в среднем (4 000 000 : 2 000 000 = 2) величину прогибания в 2 *см* в год. Если даже принять в 100 раз большую величину (что, конечно, заведомо неправильно), т. е. считать прогибание равным 2 *м* в год, то и тогда, конечно, такое прогибание не могло обусловить падение уровня бассейна.

Итак, очевидной причиной падения уровня Балаханского бассейна может быть только климатическая обстановка, при которой равновесие между суммарным притоком воды в бассейн и испарением с его поверхности установилось на данной отметке.

Последовательное трансгрессивное залегание все более молодых горизонтов продуктивной свиты на Апшеронском п-ове (Хаин, 1950; Потапов, 1954) свидетельствует о постепенном повышении уровня Балаханского бассейна и его трансгрессии на берега. К концу киммерия бассейн сильно увеличился по площади, а в куяльнике, который соответствует концу времени отложения продуктивной свиты, расширился еще больше, хотя не выходил за пределы южной половины Каспия. Из-за низкого уровня озера в киммерии реки, впадавшие в него, сильно размывали свои долины и транспортировали огромную массу обломочного материала, который накопился по краям бассейна в виде мощной продуктивной (балаханской) свиты и красноцветной (челекенской) свиты Туркмении, заполнив значительную часть его впадины.

VIII. ОБЩИЙ ХОД ИЗМЕНЕНИЙ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВОГО БАССЕЙНОВ

Различия особенностей осадконакопления и истории Киммерийского и Балаханского бассейнов среднего плиоцена, как видно, хорошо объясняются различиями климатических обстановок к востоку и западу от Кавказа. В целом же климат киммерия надо считать очень теплым, вероятно, наиболее теплым за весь неогеновый период. Возможно, что в течение киммерия происходило постепенное увеличение влажности климата, на что указывают трансгрессии Киммерийского и Балаханского бассейнов. Однако только сильными переменами климатических условий можно объяснить те существенные изменения в палеогеографии, в фауне и в ходе осадконакопления, которые произошли далее, с начала куяльницкого века.

Более значительная влажность и похолодание привели к некоторому увеличению площади Куяльницкого (Черноморского) бассейна (Эберзин, 1940) и Балаханского озера. В начале позднего плиоцена климат изменился, видимо, в сторону еще большего похолодания и большей влажности.

В этих условиях Акчагыльский водоем, занимавший Каспийскую впадину, очень расширился и, видимо, соединился с Мировым океаном. На западе Акчагыльский бассейн заполнил низменность Маныча и впадину Азовского моря. В это же время Черноморскую впадину занимал опреснившийся водоем — Гурийское озеро. Увеличение влажности климата и как следствие величины стока пресных вод через Левантинское озеро (на месте Дакийского) в Куяльницкое привело, очевидно, к его опреснению и превращению в пресное Гурийское озеро. Последнее приобрело черты проточного и имело, по-видимому, сток через Таманский п-ов в Акчагыльский бассейн (Муратов, 1951).

Таким образом, похолодание и увлажнение климата в начале позднего плиоцена привело в конечном итоге не только к увеличению

площади водоемов, но и к появлению, наряду с Паннонским, Трансильванским, Дакийским, нового звена — Гурийского озера — в системе проточных бассейнов Юго-Восточной Европы.

Как видно, граница между киммерийским и куяльницким ярусами выражена не только различиями морской и наземной фауны, но и отражает резко и широко проявившееся изменение климатических условий. Поэтому, вероятно, границу между киммерийским и куяльницким ярусами следовало бы считать одновременно границей среднего и верхнего плиоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н. И. Взаимоотношения Евксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Изв. АН, № 8, 1918.

Андрусов Н. И. Апшеронский ярус. Тр. Геол. ком-та, вып. 110, 1923.

Андрусов Н. И. Верхний плиоцен Черноморского бассейна. Изд. Геолкома, 1929.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, 1938.

Батурин В. М. Физико-географические условия века продуктивной толщи. Тр. Азерб. нефт. иссл. ин-та, вып. 1, 1931.

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. ОНТИ, 1937.

Борисяк А. А. Обзор местонахождений третичных млекопитающих в СССР. Изд. АН СССР, 1943.

Верещагин Н. К. Млекопитающие Кавказа. Изд. АН СССР, 1959.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. Тр. Всес. н.-и. ин-та минеральн. сырья, вып. 5, 1960.

Гроссгейм В. А., Мчедлишвили П. А. Первая находка плиоценовой флоры на Сев. Кавказе. Докл. АН СССР, т. 116, № 5, 1957.

Дзенс-Литовская Н. Н. Основные черты палеогеографии степного Крыма. Вестн. Ленингр. ун-та, № 18, 1957.

Жабрев И. П. Развитие складчатой структуры Западно-Кубанского передового прогиба. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 1, 1959.

Измаилов Н. А. Тиквешки угльносни бсен. Тр. Геол. завод. на Народна Республика Македонја, вып. 6, 1958.

Карлов Н. Н. Ископаемая пустыня близ Херсона. Природа, № 8, 1951.

Колесников В. П. Средний и верхний плиоцен Каспийского бассейна. Стратиграфия СССР, т. XII. Изд. АН СССР, 1940.

Лалиев А. Г. К вопросу о геотектонической природе и истории развития Колхидской низменности. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, т. X, 1957.

Лисицына Н. А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа. В Сб. «Кора выветривания», Изд. АН СССР, вып. 4, 1962.

Литвиненко А. У. Геология и генезис руд Приазовского железорудного бассейна. Совещ. по керченской металлургии. Крымиздат, 1958.

Литвиненко А. У., Немкова В. К. К изучению остатков растительности в отложениях киммерийского яруса. Докл. АН СССР, т. 107, № 2, 1956.

Луппов Н. П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. ин-та, т. 109, 1963.

Маков К. И., Молявко Г. И. Палеогеографические схемы Причерноморья. Материалы по геол. и гидрогеол., сб. 1. Киев, 1939.

Малаховский В. Ф. Геология и геохимия Керченских железных руд и их важнейших компонентов. Изд. АН УССР, 1956.

Малаховский В. Ф. Керченские железные руды. Сб. статей. Ин-т минеральн. ресурсов АН УССР, Симферополь, 1957.

Милановский Е. Е. Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. Тр. Ком-та по изуч. четвертичного периода, т. XIII, 1957.

Милановский Е. Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, т. 38, 1963.

Мирчинк М. Ф. К вопросу о генезисе продуктивной свиты. Азерб. нефт. х-во, № 2, 1933.

Молявко Г. И. Неоген півдня України. Изд. АН УССР, 1960.

Молявко Г. И., Пидопличко И. Г. До палеогеографії Причерноморьских степив півдня УРСР у неогенії антропогені. Геологічний ж., № 1, 1955.

Молявко Г. И. К вопросу о природной обстановке на юге Украины в плиоценовую эпоху. В сб. «Природная обстановка и фауны прошлого». Изд. АН УССР, 1963.

Муратов М. В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих областей. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1951.

Муратов М. В. К миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1954.
Мчедлишвили Н. Д. Спорово-пыльцевые комплексы Дуабских слоев. Докл. АН СССР, т. 100, № 4, 1945.
Мчедлишвили П. А. О возрасте годерзской флоры в связи с нахождением пальм в киммерийских отложениях Западной Грузии. Докл. АН СССР, т. 68, № 5, 1949.
Мчедлишвили П. А. Еще раз о возрасте годерзской флоры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1954.
Обедиентова Г. В. Доакчагыльское русло Волги. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1956.
Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики, ИЛ, М., 1960.
Пантич Н. и Николич В. Прилози за запознаванье на плиоценската флор на Македонја. Тр. на Геол. завод на Народна Республика Македонја, 1959.
Потапов И. И. Апшеронская нефтеносная область (геологическая характеристика). Азнефтеиздат, 1954.
Пустильников М. Р. О тектонике Западного Предкавказья. Сов. геология, сб. 57, 1957.
Сафронов П. Н. Новые данные по геологии армавирской свиты. Тр. по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа. Ставрополь, 1962.
Соколов Н. А. Mastodon arvernensis Hipparion glacile из третичных образований Крыма. Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., т. XIV, № 1, 1883.
Стеванович П. М. Доньи плиоцен Србије и суседнних области. Српска АН, Геолошки ин-т, кн. 2, 1951.
Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, № 73, 1947.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1962.
Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. Перев. с немецк. М., 1935.
Федоров А. А. История высокогорной флоры Кавказа в четвертичное время. Материалы по четвертичному периоду. Изд. АН СССР, 1952.
Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.
Шарданов А. Н., Пекло В. П. Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 1, 1959.
Шерик Е. А. Стратиграфия и фауна третичных отложений Северо-Западного Кавказа и Предкавказья. ВНИГРИ, 1957.
Эберзин А. Г. Средний и верхний плиоцен Черноморской области, Стратиграфия СССР, т. XII. Неоген. Изд. АН СССР, 1940.
Эберзин А. Г. Род лимнокардиум в плиоцене Понто-Каспийского бассейна. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Изд. АН СССР, т. XIII, № 4, 1947.
Mistardis G. Sur le caractère desertique d'une partie de l'Egeide méridional durant quelques périodes du Pliocene et du quaternaire. Congr. Geol. Internat., XIX ses., Alger, 1952, fasc. VII, 1953.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
13.IV.1954

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

УДК 550.40:553.31(477.91)

К ГЕОХИМИИ КЕРЧЕНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО БАССЕЙНА

А. У. ЛИТВИНЕНКО

В статье рассматривается минеральный и химический состав руд Керченского железорудного бассейна, распределение и форма нахождения в рудах Fe, Mn, P, Si, Al, Ca, Mg, S, $C_{орг}$, V, As, Ti и механизмы их накопления.

Керченский железорудный бассейн располагается в пределах Индоло-Кубанского краевого прогиба, Керченско-Таманской складчатой области, Скифской плиты, окаймляющей с севера, северо-запада и северо-востока Индоло-Кубанский прогиб, и южного склона Украинского кристаллического щита.

Площадь распространения рудных фаций киммерийского возраста составляет в бассейне свыше 10 тыс. *км*^{2}. Однако основные запасы руд промышленных категорий сосредоточены на небольшой площади в мульдах северной и восточной частей Керченского п-ова: Кыз-Аульской, Эльтиген-Ортельской, Камыш-Бурунской, Керченской (Катерлезской) и Чегене-Акташской (северной).

Формирование киммерийской железорудной формации происходило после интенсивного нижнеплиоценового размыва более древних пород. Вследствие этого рудный горизонт трансгрессивно перекрывает разновозрастные осадочные образования: понтические или мэотические известняки, сарматские глины, песчаники или известняки, майкопские глины, меловые (?) отложения Западного Кавказа, а на северном побережье Азовского моря местами и кристаллические породы южного склона Приазовского массива.

Приуроченность различных участков бассейна к разным тектоническим структурам обусловила распределение мощностей и фаций киммерия. Максимальные мощности отложений установлены в Прикубанском прогибе, где в осевой части они достигают 600—700 *м* против 30—80 *м* в других районах. Киммерийские отложения состоят здесь преимущественно либо из глин, либо из переслаивающихся глин и песков, практически лишенных рудных образований; среди них встречаются лишь маломощные конкреционные прослойки сидеритов. Состав отложений периферических зон киммерийского бассейна более пестрый. Они представлены здесь песками и железистыми песчаниками, иногда с включениями обломков кристаллических пород (Приазовье), оолитовыми, обломочно-оолитовыми и конкреционными рудами, железистыми глинистыми ракушечниками, глауконитовыми породами и глинами. Состав рудовмещающих пород, характер слоистости, видовой состав и морфологические особенности раковин моллюсков свидетельствуют о мелководных условиях образования руд: верхняя половина шельфа, сублиторальная и литоральная зоны.

Миграция береговой линии киммерийского моря, вызванная слабыми колебательными движениями морского дна, обусловила фациаль-

ную изменчивость осадков, чередование в разрезе рудных и нерудных осадков, особенно в Приазовье, а в самих рудных залежах — чередование густовкрапленных, редковкрапленных, мелкоолитовых, пизолит-солитовых и других разновидностей руд.

1. МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

Руды бассейна представлены пятью основными типами и многими их разновидностями, отличающимися друг от друга внешним видом, текстурно-структурными особенностями, химико-минеральным составом и технологическими свойствами (табл. 1). Кроме наиболее распространенных оолитовых и обломочно-оолитовых руд, относящихся по классификации Н. М. Страхова к типу седиментационных, в бассейне известны конкреционные марганцовистые железные и железо-марганцевые олигонитовые и гидрогетит-псиломелановые руды, которые относятся к седиментационно-диагенетическому подтипу седиментационных руд. Весьма ограниченное распространение имеют руды, относящиеся к подтипу метасоматическо-диагенетических (по составу карбонатных или гидрогетитовых) и типу диагенетических (некоторые карбонатные) руд.

В сложении руд, межрудных и рудовмещающих киммерийских пород принимает участие обширная группа минералов, относящихся к сульфидам, окислам и гидроокислам, силикатам, карбонатам, сульфатам и фосфатам. В рудных пластах бассейна установлено свыше 80 минералов. В количественном отношении их можно разделить приблизительно на три группы.

Главные: железистые хлориты, гетит-гидрогетит, коллоидальные гидроокислы марганца псиломеланового состава, скрытокристаллический псиломелан, сидерит и (мангансидерит), олигонит, ферримонтмориллонит, кварц и глауконит.

Второстепенные: арагонит, кальцит, вивианит, анапаит, керченит, оксикерченит, босфорит, митридатит, родохрозит, барит, гипс, ярозит, слюды, пирит, пирротин, курскит.

Присутствующие в малом и очень малом количестве: опал, халцедон, анкерит, мельниковит, азовскит, пицит, фушерит, боржицкит, мелантерит, сидеротиллит, реальгар; сюда же относится и подавляющее бсльшинство обломочных минералов: полевые шпаты, силлиманит, андалузит, дистен, ставролит, эпидот, цоизит (и клиноцоизит), гранат, циркон, турмалин, зеленая и базальтическая роговая обманка, актинолит, антофиллит, глаукофан, диопсид, авгит, гиперстен, рутил, брукит, анатаз, гематит, ильменит, магнетит, кальцит, биотит, мусковит, титанит, шпинель, флюорит, барит, апатит, топаз, корунд.

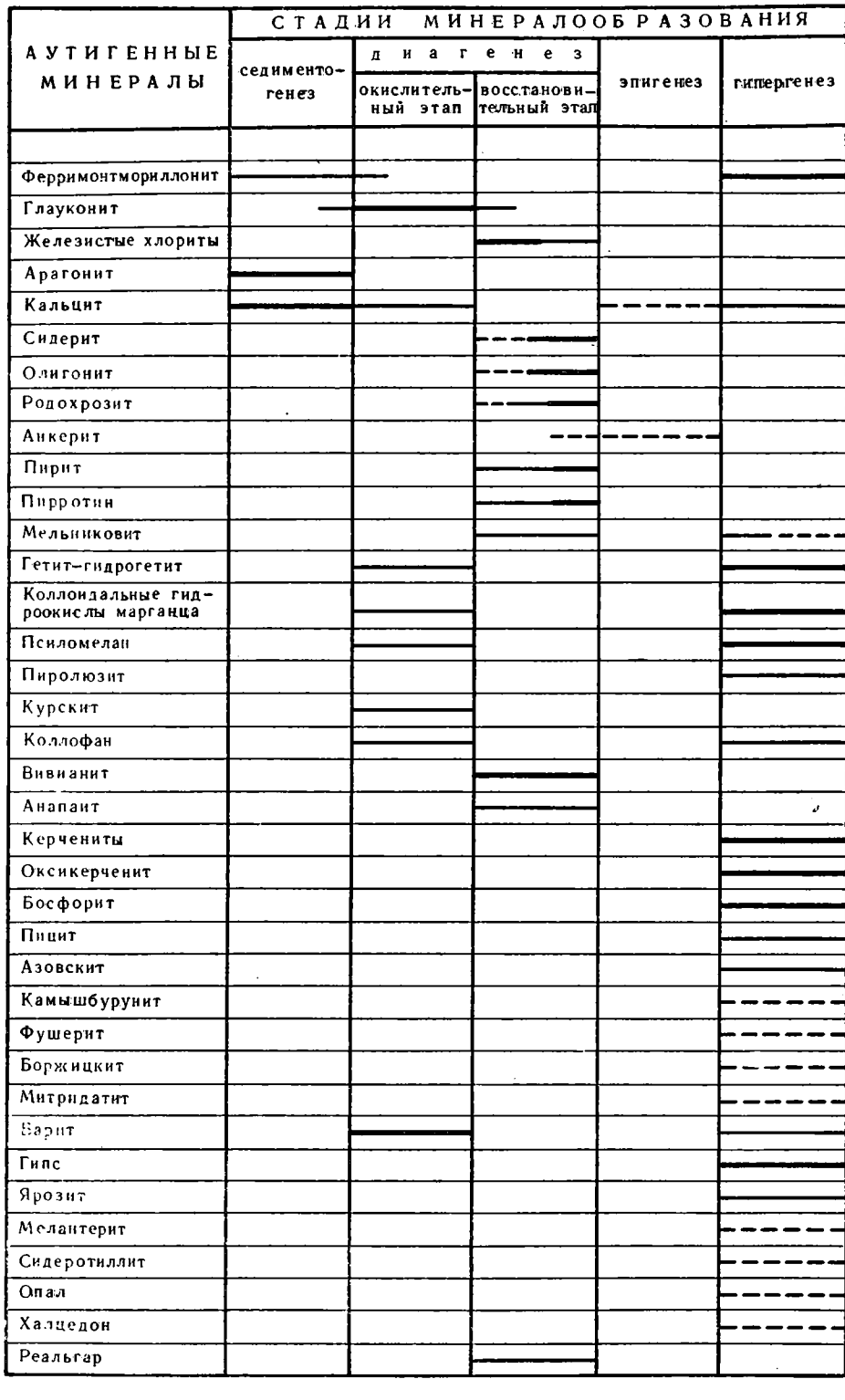
Свыше 40 минералов рудных пластов относятся к аутигенным, возникшим при осадконакоплении в киммерийском бассейне при диагенетическом (частично эпигенетическом) минералообразовании и последующих процессах гипергенеза, главным образом окисления и дегидратации ранее образованных минералов (фиг. 1). Некоторые аутигенные минералы возникли в два-три этапа — при диагенезе и гипергенезе (коллоидальные гидроокислы марганца, псиломелан, барит, пирит), при осадконакоплении, эпигенезе и гипергенезе (кальцит), при диагенезе и гипергенезе (ферримонтмориллонит и др.) [1].

[1] Глинистые минералы (ферримонтмориллонит, гидрослюды) — это преимущественно фазы, либо занесенные в бассейн в готовом виде за счет размыва суши, либо возникшие из хлоритов в гипергенезе.

Таблица 1

Классификация руд Керченского бассейна

Тип руд		Основные текстурно-структурные разновидности руд	Главные минеральные разновидности руд	Основные разновидности руд по химическому составу		Крепость руд	Обогащаемость руд
Неокисленные и слабоокисленные руды	Табачные	Густовкрапленные оолитовые (и обломочно-оолитовые)	Гидрогетит-карбонатно-хлоритовые Гидрогетит-хлоритовые	Железные руды	Кондиционные (содержание Fe > 30%)	Плотные крепкие руды	Обогащается термическими методами
		Редковкрапленные (цементационные)	Гидрогетит-хлоритовые Гидрогетит-глауконит-хлоритовые Гидрогетит-хлорит-кварцевые	Железные руды	Кондиционные Некондиционные (содержание Fe < 30%)	Относительно крепкие руды	
	Серо-зеленые карбонатные	Конкреционные и массивные	Сидеритовые (и мангансидеритовые) Олигонитовые	Железные руды Марганцовистые железные руды	Кондиционные	Очень крепкие руды	
Окисленные руды	Коричневые	Густовкрапленные оолитовые (и обломочно-оолитовые)	Гидрогетит-глинистые Гидрогетит-хлоритовые	Железные руды	Кондиционные	Рыхлые или сыпучие руды	Обогащается промывочно-гравитационными и термическими методами
	Бурые конкреционные и массивные		Гидрогетитовые Гидрогетит-псиломелановые	Железные руды Марганцовистые железные руды Железо-марганцевые руды	Кондиционные	Относительно крепкие руды	
Окисленные и переотложенные руды	Черные и темно-коричневые (икряные)	Обломочные и обломочно-оолитовые	Гидрогетит-псиломелан-глинистые Гидрогетит-псиломелан-хлоритовые	Железные руды Марганцовистые железные руды	Кондиционные	Рыхлые или сыпучие руды	



Фиг. 1. Схема минералообразования при формировании руд Керченского железорудного бассейна

В составе руд бассейна установлено свыше 40 элементов: Fe, Mn, P, V, As, Ni, Co, Cr, Si, Al, Ca, Mg, K, Na, Ti, Ba, C, H, O, N, J, F, Cl, Zr, Zn, Pb, Cu, Sr, Mo, Sn, Ga, Sb, Nb, La, Sc, Ag. Почти все они обнаружены и во вмещающих песчано-глинистых породах. Различные сочетания элементов дают те довольно многочисленные минералы рудных пластов, которые были перечислены выше. Большинство элементов не образует в рудных пластах самостоятельных минералов. Атомные веса и ионные радиусы многих из них, в особенности элементов группы железа (Fe, Mn, Ti, V, Cr, Ni), сравнительно близки, что позволяет им в кристаллических решетках минералов легко замещать друг друга.

Процессы изоморфизма играли очень большую роль в эволюции минералов, в возникновении и развитии как основного парагенетического ряда минералов рудных залежей: глауконит→железистые хлориты→сидерит (олигонит)→пирит (пирротин), так и других рядов. Изоморфизму благоприятствовало образование диагенетических минералов из сравнительно «густых» иловых растворов. Совместное нахождение многих элементов в рудах обусловлено также высокой дисперсностью минералов рудных пластов (глинистых минералов, гетит-гидрогетита, гидроокислов марганца), в составе которых соединения этих элементов находятся в адсорбированном виде. Хотя химический состав некоторых разновидностей руд сильно колеблется, средние содержания элементов в рудных залежах основных мульд Керченского месторождения в большинстве случаев близки между собой (табл. 2).

Таблица 2

Среднее содержание важнейших химических компонентов рудных залежей основных мульд Керченского месторождения, вес. %

Компоненты	Мульды					
	Камыш-Бурунская	Эльтиген-Ортельская	Кыз-Ауль-ская	Керченская (Катер-лезская)	Чегене-Акташская (Северная)	Акманай-ская
Fe	39,22	39,8	34,6	37,1	37,89	35,1
Mn	1,99	1,36	1,6	1,77	1,29	1,0
P	0,99	1,06	0,86	0,93	1,01	?
V	0,06	0,068	0,057	0,059	0,052	»
S	0,15	0,15	0,15	0,133	0,34	»
As	0,11	0,11	0,096	0,101	0,095	»
SiO_2	18,78	19,29	21,9	20,0	20,01	»
Al_2O_3	5,03	4,67	6,10	6,36	5,22	»
CaO	1,89	1,67	1,57	1,48	1,89	»
MgO	1,07	0,89	1,51	1,08	1,02	»

Из табл. 2 видно, что руды бассейна характеризуются сложным составом и содержат, кроме железа, повышенные количества As, Mn, P, V и др. Многие не приведенные в таблице элементы присутствуют в рудах в количествах, исчисляемых десятыми (титан, калий, $C_{орг}$ и др.), сотыми и тысячными долями процента (Ni, S, Co, Cr, Cu, Pb, Zn и др.), но нередко заметно выше кларковых.

Геохимия Керченского бассейна изучена еще слабо. Более или менее подробно в литературе по Керченскому бассейну освещены только некоторые вопросы геохимии Fe, Mn, S, As и $C_{орг}$ (Малаховский, 1956; Литвиненко, 1959; Литвиненко, Додатко, 1960, 1961; Юрк, Шнюков, 1959; Шнюков, 1963).

2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ В РУДАХ Fe, Mn и P

Железо — главный компонент руд — встречается в залежах преимущественно в окисной форме. Оно входит в состав не только основных рудообразующих минералов (окислов, силикатов), но и многих других минералов (сульфидов, фосфатов, сульфатов, глинистых минералов и др.). Содержание FeO в табачных рудах изменяется от 0,5—5 до 24,5% (среднее по некоторым Керченским залежам 2,86—8,36%), в коричневых оолитовых рудах оно составляет 0,0—0,2%. Fe_2O_3 в табачных рудах содержится 22,94—62,77, в коричневых — 30—64,96, в икряных — 30—64,14%; среднее содержание Fe_2O_3 в рудах некоторых залежей достигает 44,45—58,16%. Содержание железа в рудах бассейна колеблется от 20 до 51%.

Кларк концентрации Fe в отдельных залежах Керченского месторождения составляет 8,2—9,4. Лишь в небольших и ничтожных по размерам залежах, приуроченных к так называемым «вдавленным синклиналям», находятся более бедные руды с кларками концентрации Fe 7—6 и ниже. Пониженными кларками концентрации Fe (6—7) характеризуются залежи Приазовского месторождения и восточной части Таманско-Прикубанского месторождения.

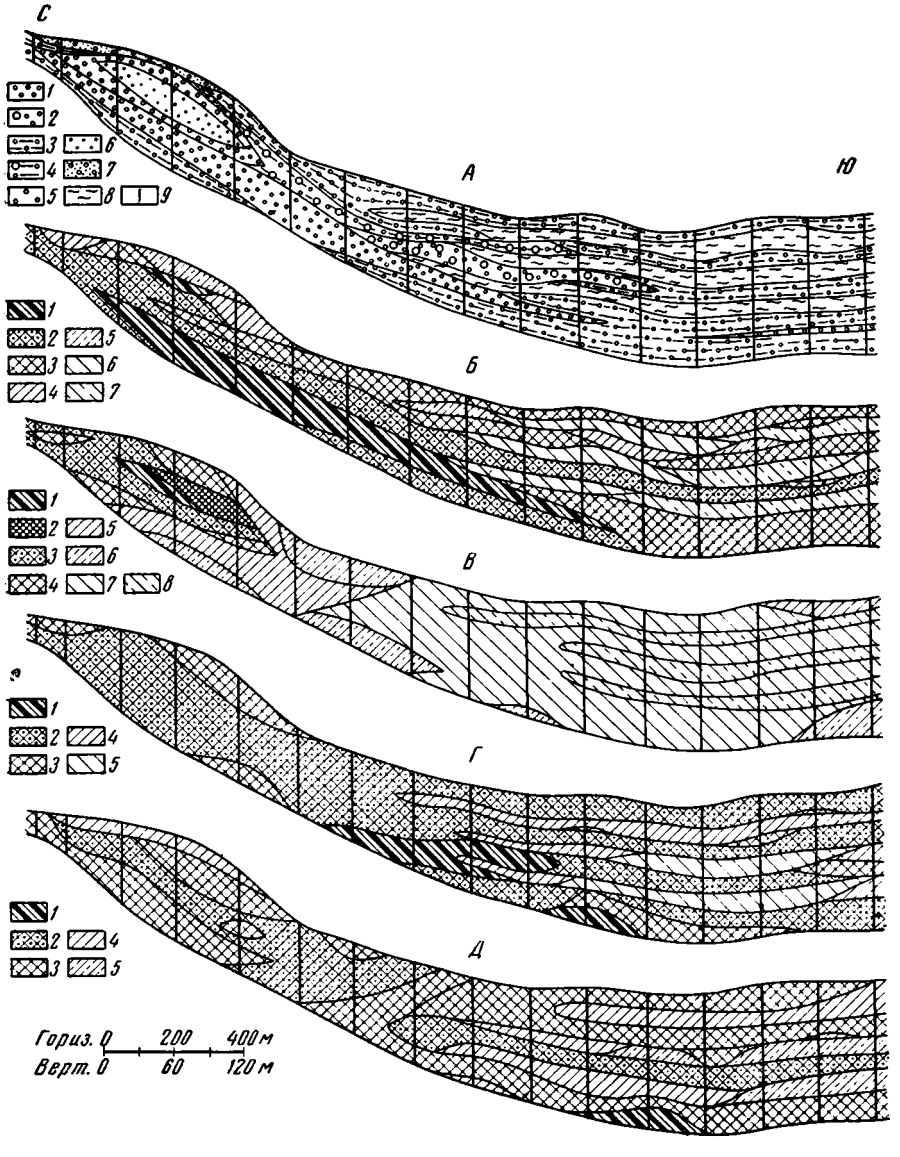
Конкреционные образования — оолиты, пизолиты, крупные конкреции, сложенные гетит-гидрогетитом, железистым хлоритом и сидеритом, богаче железом, чем цемент, в особенности когда он песчано-глинистый. Если в оолитах (в пробах, высушенных при 105°) содержание железа колеблется от 30 до 54%, то в хлоритовом и карбонатно-хлоритовом цементе оно составляет 25—40, в песчано-глинистом — 18—15%, а иногда снижается до 12,4%. Поэтому распределение железа в руде обусловливается в основном распределением оолитов и других конкреционных образований и цемента.

Рудные залежи бассейна имеют неоднородное строение. Для большинства крупных рудоносных мульд Керченского и Таманского п-овов характерно последовательное изменение строения залежей в направлении от их краевой зоны к центральной по схеме:

густовкрапленные обломочные, обломочно-оолитовые и оолитовые руды → густовкрапленные оолитовые руды, переслаивающиеся с редковкрапленными с прослоями глин и хлорит-глауконитовых пород → редковкрапленные, переслаивающиеся с глинами и хлорит-глауконитовыми породами.

Сопоставление профилей распределения железа в залежах и разновидностей руд показало, что наиболее высокое содержание железа (40—47%) характерно для прослойков и пачек густовкрапленных оолитовых и обломочно-оолитовых руд, состоящих из гидрогетитовых или гидрогетит-хлоритовых оолитов с гидрогетит-хлоритовым или хлорит-сидеритовым цементом. Наиболее низкое содержание железа (20—28%) относится к прослойкам, сложенным редковкрапленными рудами, которые состоят из хлоритовых или хлорит-глауконитовых оолитов и песчано-глинистого цемента (фиг. 2).

Одним из важнейших факторов, контролировавших распределение железа в осадках, был рельеф дна киммерийского моря. Он оказывал влияние не только при осаждении химически и механически принесенного в водоем железа, но и при перемывании уже диагенетически переработанных железистых осадков. Оолиты и крупные конкреции железистых минералов, образовавшиеся при диагенезе, концентрировались в бортах депрессий, а цементировавшее их вещество глинистого или глинисто-хлоритового состава выносилось в центральные участки. Та-



Фиг. 2. Распределение разновидностей руд (профиль *А*) и некоторых химических компонентов (профили *Б*, *В*, *Г*, *Д*) в рудной залежи Катерлезской мульды.

Профиль *А*, руды: *1* — мелкоолитовые густовкрапленные, *2* — разноолитовые, *3* — мелкоолитовые редковкрапленные, *4* — редковкрапленные разноолитовые, *5* — обломочно-оолитовые, *6* — обломочные, *7* — песчаные, *8* — глины и глауконитовые породы; *9* — скважина. Профиль *Б* (Fe, %): *1* — >40, *2* — 40—36; *3* — 36—32; *4* — 32—28; *5* — 28—24; *6* — 24—20; *7* — <20. Профиль *В* (Mn, %): *1* — >7; *2* — 7—5; *3* — 5—3; *4* — 3—2; *5* — 2—1; *6* — 1—0,5; *7* — 0,5—0,1; *8* — <0,1. Профиль *Г* (P, %): *1* — 1,3—1,0; *2* — 1,—0,75; *3* — 0,75—0,5; *4* — 0,5—0,25; *5* — <0,25. Профиль *Д* (As, %): *1* — >0,16; *2* — 0,16—0,12; *3* — 0,12—0,08; *4* — 0,08—0,04; *5* — <0,04

кая закономерность распределения железа характерна лишь для крупных (Чегене-Акташской) и очень глубоких (Кыз-Аульской, Катерлезской, Таманских) мульд. В небольших мульдах (Кезенская, Узунларская), а также в мульдах с очень пологими бортами (Камыш-Бурунская) указанной закономерности не наблюдается, и железо одинаково концентрируется как в краевой, так и в центральной их частях. На

приподнятых участках дна, прилегавших к возвышенностям, поставлявшим в бассейн терригенный материал, формировались песчанистые относительно бедные руды (западная часть Керченской мульды) и железистые песчаники (Приазовье, Херсонщина, восточная часть Таманско-Прикубанского месторождения). Таким образом, неодинаковые физико-географические условия в различных участках бассейна обусловили формирование более или менее отличающихся друг от друга по составу и строению рудоносных пластов в этих участках и неодинаковую концентрацию железа и других компонентов.

В киммерийском рудоносном горизонте содержание железа закономерно возрастает от Главного Кавказского хребта на запад и от Приазовского массива и Крымского мегантиклинория к юго-востоку, к Керченскому проливу. В этих же направлениях в рудных пластах убывает и количество терригенного материала, основными поставщиками которого в киммерийский бассейн были указанные возвышенности. Следовательно, наиболее значительная концентрация железа в рудных пластах отмечается не вблизи основных источников сноса, поставлявших в бассейн и терригенный материал, а на некотором расстоянии от них. Все это хорошо иллюстрируют средневзвешенные по пласту содержания Fe (%):

Восточная часть Таманско-Прикубанского месторождения (участок ст. Крымской)	20—30
Участок ст. Таманской	30—39
Восточные мульды Керченского п-ова	34,6—39,8
Акманайская мульда (западная часть Керченского п-ова)	35,1
Приазовское месторождение	23—30,6

Содержание железа в киммерийских глинах, переслаивающихся с рудами в залежах Керченского и Таманского п-овов, составляет 6—16%, в покрывающих пласт надрудных киммерийских глинах — 4,5—9,0%. В подстилающих рудоносный горизонт понтических, мэотических, сарматских и среднемиоценовых отложениях содержание Fe ниже кларкового.

Источником железа для накопления рудных пластов в киммерийском бассейне была в основном кора выветривания кристаллических и осадочных пород суши. При замедленном привносе терригенного материала в осадках бассейна легко могла быть создана рудная концентрация Fe в 20—25% и более на сухой осадок. В ходе диагенетического минералообразования и возникновения оолитов и стяжений общая концентрация Fe в рудоносных слоях почти не изменялась или повышалась незначительно. Интенсивно возрастала концентрация Fe в рудных осадках при их перемывании и окислении хлоритовых и карбонатных образований.

Марганец — почти постоянная примесь в морских железных рудах. В гипергенных условиях он является спутником железа и часто изоморфно замещает его в гипергенных минералах. В отличие от многих месторождений оолитовых гидрогетит-хлорит-сидеритовых руд в Керченском бассейне установлены участки с заметно повышенным содержанием марганца в рудах. В некоторых мульдах Керченского месторождения концентрация его настолько высокая, что руды, слагающие иногда довольно значительные по площади участки залежей, должны именоваться не железными, а марганцовистыми железными, или железо-марганцевыми, рудами.

Марганец присутствует в рудных пластах в двух- и четырехвалентной форме. Он входит в состав таких широко распространенных ми-

нералов, как кальциевый олигонит (до 29,18% MnO), мангансидерит (до 3—7% MnO), псиломелан, коллоидальные гидроокислы марганца, а также в состав сравнительно редких на месторождении минералов— кальциевого родохрозита (40—46,78% MnO) и пиролюзита. В ничтожных количествах марганец обнаружен в карбонатах кальция (тысячные доли процента), в сульфатах (тысячные, иногда сотые доли процента), в которых он присутствует либо в виде изоморфных примесей, либо входит в состав хлоритов, железо-марганцевых карбонатов и других минералов, находящихся в карбонатах кальция и сульфатах в виде включений.

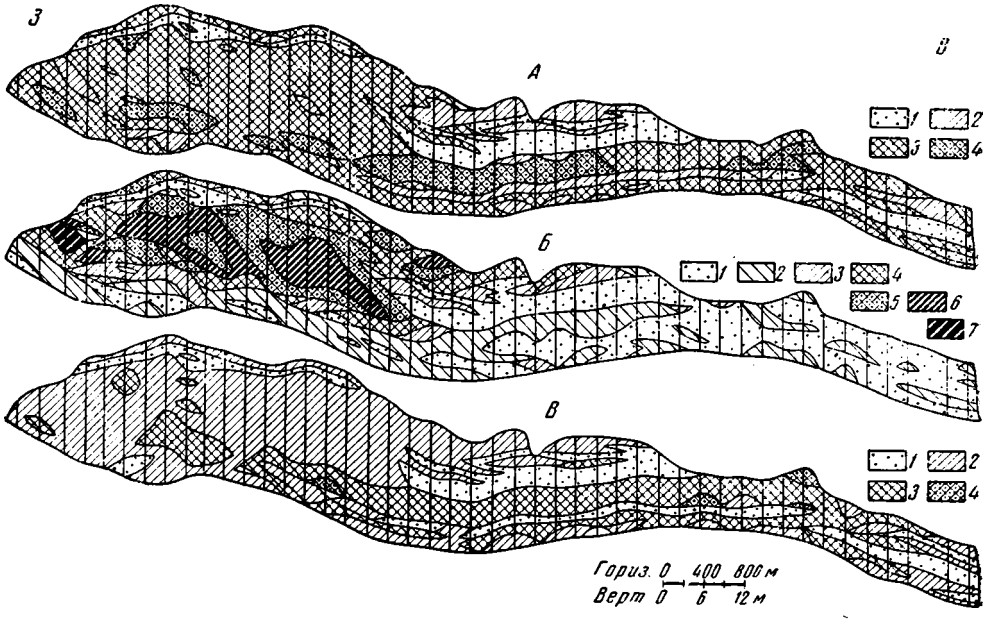
Марганец является также постоянной изоморфной примесью в силикатных минералах цемента руд: в железистом хлорите (0,04—2,65% MnO), глауконите (следы — 0,92% MnO), ферримонтмориллоните, в фосфатах закисного железа — вивианите (0,01—1,0% MnO), анапаите (0,1—0,8% MnO) и продуктах их окисления — керченитах, митридатите, босфорите, пиците и др.

Среднее содержание марганца в рудах Керченских мульд составляет 1,0—2,0, в мульдах Таманского п-ова — 0,87—1,67, в рудоносных участках восточной части Таманско-Прикубанского месторождения — 0,57—1,90, в равнинной части Крыма — 0,84, в Приазовье — 1,14%. Если принять его кларк в земной коре за 0,1, то кларки концентрации этого металла в рудах керченских мульд колеблются от 10,0 до 19,9[2], т. е. относительная концентрация марганца в рудном теле в 1,5—2,5 раза выше, чем концентрация железа. Примерно такие же (или несколько ниже) кларки концентрации Mn в залежах Таманско-Прикубанского месторождения. На других месторождениях и участках бассейна кларки концентрации Mn ниже: в рудном пласте равнинного Крыма они составляют 6—8,4; в Приазовье — 5—11,4. Таким образом, распределение Mn в бассейне неравномерно и кларки его концентрации колеблются от 5 до 15—20.

Более значительные колебания в содержании марганца наблюдаются в некоторых разновидностях руд. В отдельных пробах содержание Mn колеблется от 0,08—0,1 до 10—11, а иногда до 40% и более. Резко повышенные содержания этого элемента характерны для крупноконкреционных гидрогетит-псиломелановых руд (200—500 кларков), конкреции которых в обломочных и обломочно-оолитовых (икряных) рудах зоны окисления слагают несколько горизонтов. Довольно высокие содержания марганца часто характерны для цемента обломочно-оолитовых руд, содержащих гидроокислы марганца, а также иногда для оолитовых окисленных и неизмененных руд. В последних это обусловлено присутствием конкреций и сферолитов олигонитового и родохрозитового состава, а в коричневых рудах — присутствием прожилков, небольших линзовидных эпигенетических тел неправильной формы преимущественно псиломеланового и гидрогетит-псиломеланового состава, а также иногда повышенных содержаний Mn в цементе руд.

Любопытно, что в табачных рудах, залегающих под икряными, содержание марганца часто более высокое, чем на участках, где последние отсутствуют. Это свидетельствует о генетической связи марганцовистых, табачных и икряных руд. Хотя такой выдержанной, как у железа, зависимости между структурными разновидностями руд и содержанием марганца в них и не наблюдается, но все же и в густовкрапленных оолитовых и особенно в обломочных и обломочно-оолитовых рудах содержание Mn всегда выше, чем в редковкрапленных. Послед-

[2] Если при расчетах не учитывать некондиционные руды залежей, как делают некоторые авторы, то кларки концентрации будут на 1—5 единиц выше наших.



Фиг. 3. Распределение железа, марганца и фосфора в рудной залежи Кыз-Аульской мульды (по профилю вдоль северо-западного крыла мульды).

Содержание (%). *А* — железа: *1* — < 20; *2* — 20—30; *3* — 30—40; *4* — > 40. *Б* — марганца: *1* — < 0,5; *2* — 0,5—1; *3* — 1—2; *4* — 2—5; *5* — 5—7; *6* — 7—10; *7* — > 10. *В* — фосфора: *1* — < 0,5; *2* — 0,5—1; *3* — 1—1,25; *4* — > 1,25

ние обеднены марганцем, содержание которого здесь не превышает 1,67% (чаще 0,60%). В густовкрапленных оолитовых рудах содержание Mn несколько выше, а в обломочных и обломочно-оолитовых, к которым приурочены и конкреционные железо-марганцевые руды, за редким исключением оно не ниже 2%, обычно же составляет 3—7% и более (фиг. 3).

Величина $\frac{Mn}{Fe}$ в некоторых типах руд Керченских месторождений колеблется: наиболее низкая характерна для табачных руд, наиболее высокая — для икряных. Изменение $\frac{Mn}{Fe}$ видно из следующего:

Месторождения	Пределы отношения $\frac{Mn}{Fe}$	Среднее $\frac{Mn}{Fe}$
Карбонатные руды		
Таманский п-ов	0,004—0,9098	0,0265
Керченский п-ов	0,002—0,930	0,19
Крым равнинный	0,046—0,113	0,075
Приазовье	0,052—0,284	0,161
Мульды	Среднее $\frac{Mn}{Fe}$	
Камыш-Бурунская, Эльтиген-Ортельская, Чегене-Акташская	0,0340—0,0354	
Керченская, Кыз-Аульская	0,0462—0,0480	
Акманайская	0,0280	

Эти данные, по нашему мнению, свидетельствуют о том, что с Кавказа марганца поступало в киммерийский бассейн значительно больше, чем с северного побережья Азовского моря.

Хотя в распределении марганца в каждой из залежей имеются спе-

цифические особенности, но у них есть и общие черты, которые сводятся к следующему. Распределение марганца на рудных площадях в отличие от распределения железа весьма неравномерно (см. фиг. 2, 3). Это выражается в первую очередь в повышенном содержании марганца в зонах окисленных обломочных и обломочно-оолитовых руд. Здесь, а также на площади распространения табачных руд наблюдаются колебания в содержаний марганца как по разрезу рудного пласта, так и по площади. Это обусловлено неравномерным распределением диагенетических карбонатных и окисных образований, в которых концентрируется данный элемент. Руды с повышенным содержанием марганца приурочены к бортам мульд, чаще к краевым зонам, и находятся в средней и верхней частях рудного пласта.

Площади с повышенным содержанием марганца характеризуются обычно максимальными мощностями залежей. Так, на участках распространения обломочных и обломочно-оолитовых руд Қыз-Аульской, Эльтиген-Ортельской и частично Керченской и Қамыш-Бурунской мульд средневзвешенные содержания марганца по пласту составляют 2—9% и более, на остальной же территории, где развиты эти породы, они обычно менее 0,5—2%.

В связи с приуроченностью марганцовистых руд к краевым зонам сложенные ими пачки и пласты на многих участках размыты. Поэтому распределение марганца на геохимических картах нередко не отвечает его первоначальному распределению в залежах.

Повышенные концентрации марганца характерны для восточной части Керченского месторождения. В западной части, в Чегене-Акташской и Акманайской мульдах, где окисленные руды распространены весьма ограниченно, а икряные руды не встречаются, марганец распределен довольно равномерно. Содержание его в рудах здесь 1% и меньше. В рудах северной группы залежей устанавливается закономерное возрастание содержания марганца с запада на восток; и максимума оно достигает в восточных мульдах Керченского п-ова, т. е. в пределах Еникальского пролива, где были наиболее благоприятные физико-географические и физико-химические условия для его концентрации (архипелаговый ландшафт, извилистая береговая линия и многочисленные лагуны, периодический приток в лагуны и заливы более соленых вод из Черноморского бассейна и др.).

При высоких содержаниях в руде марганца (5—10% и более) между Fe и Mn наблюдается отчетливо выраженная обратная зависимость; при низких содержаниях Mn (до 1—1,5%) (Приазовье, Таманско-Прикубанское месторождение, северные мульды Керченского месторождения) — прямая зависимость.

Основным источником марганца, как и железа, в рудных пластах бассейна являлись кристаллические и осадочные породы суши, при выветривании которых марганец освобождался и мигрировал. Часть его поступала в бассейн при размыве марганцевых месторождений Украинско-Кавказской олигоценовой провинции.

Отношение $\frac{Mn}{Fe}$ в различных комплексах кристаллических пород Украинского кристаллического массива колеблется от 0,014 до 0,020 и только в сиенитах Приазовья оно достигает в среднем 0,058. В осадочных породах такой постоянной зависимости чаще не наблюдается, хотя в ряде мест отношение $\frac{Mn}{Fe}$ примерно такое же, как и в изверженных. В киммерийских рудах это отношение в 2—3 раза, а в некоторых разновидностях руд в 5—7 раз выше.

Фосфор содержится в керченских рудах в концентрациях, позволяющих считать его полезным компонентом. Фиксируется он в рудах и минералах группы фосфатов, в костях позвоночных животных и рыб, частично в раковинах моллюсков. Основная масса фосфора, ионы которого адсорбированы соединениями железа, находится в тонкодисперсном состоянии, это так называемый «невидимый фосфор», характерный также и для других месторождений оолитовых руд. Содержание его в керченских рудах колеблется от 0,2 до 1,6%.

Содержание P в рудах (%)

Оолитовые руды	1,0—1,35
Цемент	0,5—0,85
Карбонатные конкреции	0,06—0,82
Гидрогетитовые конкреции	1—1,25
Гидрогетит-псиломелановые конкреции	0,70
Густовкрапленные неокисленные руды	0,95 (среднее)
Окисленные руды	1,06
Редковкрапленные неокисленные руды	0,63
Редковкрапленные окисленные	0,75
Межрудные глины Керченской мульды	
нижний прослой	0,18—0,44 (среднее 0,29)
средний »	0,20—0,48 (среднее 0,30)
верхний »	0,37—0,61 (среднее 0,45)
Табачные и коричневые руды	0,93—1,10 (среднее)
Икряные руды	0,73—1,0 »

Широкое распространение минералов фосфора и присутствие его в тонкодисперсном состоянии почти во всех минералах, слагающих керченские руды, определяют повсеместное и относительно равномерное распределение фосфора в рудных залежах Керченского месторождения.

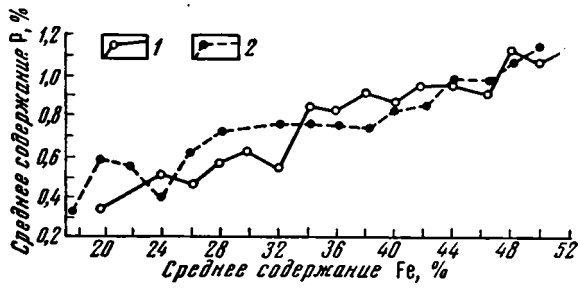
Приведенные данные характеризуют повышенное содержание фосфора во всех типах руд (в среднем 1%). Пониженное содержание фосфора в залежах характерно для прослоев глин и бедных железом редковкрапленных оолитовых и конкреционных железо-марганцевых руд. В рудах с высоким содержанием марганца (7—20% и более) содержание фосфора низкое (0,11—0,70%). Среднее содержание фосфора в кондиционных рудах по основным мульдам колеблется от 0,86% до 1,15%. В рудах других месторождений бассейна, более бедных железом, содержания фосфора заметно ниже, чем в залежах Керченского месторождения.

В рудах восточной части равнинного Крыма P содержится 0,71%, в рудах Таманско-Прикубанского месторождения — 0,35—0,66, Приазовья — 0,65, в железистых песчаниках — 0,26% (от 0,05 до 0,53%). Эти цифры несколько выше или весьма близки к содержанию фосфора в силикатных оолитовых рудах некоторых других месторождений. Например, в рудах Вабана (Ньюфаундленд) содержание фосфора составляет 0,85—0,9, минеттовых рудах Лотарингского района — 0,6—0,85, минеттовых рудах Люксембурга — 0,6—0,7%.

Между содержанием P и Fe в рудах бассейна существует отчетливо выраженная прямая зависимость. Это видно из графика (фиг. 4), построенного по данным 800 проб, а также из отношения $\frac{P}{Fe}$, которые в рудах некоторых разновидностей, межрудных глинах и железных песчаниках Керченского п-ова и Приазовья весьма близки между собой (0,0219—0,0280). Только в карбонатных рудах отношение $\frac{P}{Fe}$ значительно ниже и составляет 0,009—0,015. Ниже оно и в песчанистых оолитовых рудах. Это свидетельствует о неблагоприятных условиях для кон-

центрации фосфора при образовании сидеритовых и олигонитовых руд в стадию диагенеза. Сидеритовые руды других месторождений также характеризуются обычно резко пониженным содержанием фосфора по сравнению с рудами кислородной зоны (Архангельский, Копченова, 1935).

Кларк фосфора в земной коре — 0,093%. Во всех рудах и породах рудоносного горизонта Керченского бассейна кларки концентрации



Фиг. 4. Графики корреляционной зависимости железа и фосфора в рудах Камыш-Бурунской мульды.
1 — железо, *2* — фосфор

фосфора высокие: в керченских рудах — 7—11, в хлоритах — 5,37, в глауконите — 1,72, в глинах — 1,08 —4,50, в рудах Приазовья и Таманского п-ова — 5,37—8.

Источником фосфора, поступавшего в киммерийский бассейн, была кора выветривания, из которой он выносился вместе с железом, будучи адсорбирован соединениями последнего, а также в виде обломков фосфорсодержащих минералов. Фосфор поступал также при разрушении осадочного комплекса пород суши. Некоторые из них являются фосфоритоносными. Вторым источником фосфора было органическое вещество отмиравших организмов, их ткани и скелеты. В рудоносных отложениях некоторых мульд отмечаются большие скопления раковин моллюсков и костей тюленей и китовых, в которых содержится до 31—32% P_2O_5. Часть костей принадлежала киммерийским животным и рыбам, часть была вымыта из более древних (сарматских, понтических) отложений и захоронена в киммерийских отложениях. При диагенезе кости местами подверглись интенсивному растворению, происходило перераспределение содержащегося в осадках фосфора. Таким образом, в большинстве случаев фосфор в рудах имеет органическое происхождение и накоплялся в осадках благодаря богатой фауне беспозвоночных и млекопитающих, обитавших в водоемах киммерийского бассейна.

Грунтовые растворы обогащались фосфором при распаде органического вещества. Содержание фосфора в грунтовых растворах современного Азовского моря достигает в отдельные месяцы 100—450 *мг/м*^{3}, в то время как в придонных водах оно составляет всего 1—27 *мг/м*^{3} (Горшкова, 1961). Еще выше содержание фосфора было, по-видимому, в иловых водах киммерийского бассейна; из них выпадали фосфаты железа.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Si, Al, Ca, Mg, S и $C_{орг}$ В РУДАХ

Наряду с рассмотренными выше основными рудными компонентами, большой интерес представляет распределение в рудах таких обычных породообразующих компонентов, как Si, Ca, Mg, Al и $C_{орг}$, так как

от их количеств и форм нахождения зависят технологические свойства руд.

Кремний входит в состав кварца, глинистых минералов, железистых хлоритов, глауконитов, опала, халцедона и многих терригенных минералов. Аморфный кремнезем установлен в рудах в количестве 0,3—0,8%, редко его содержание доходит до 1,2%. Основная масса кремнезема в рудных залежах Керченско-Таманского района фиксируется в железистых хлоритах, в ферримонтмориллоните и глауконите. На долю обломочного кварца в керченских рудах приходится не более 2—5% SiO_2, хотя в верхней части залежей встречаются пачки руд, в которых кремнезем находится главным образом в виде кварца.

В рудах Приазовья и восточной части Таманско-Прикубанского месторождения кремний находится преимущественно в кварце и феррисиликатах. Содержание SiO_2 в отдельных прослойках и в разновидностях руд бассейна колеблется от 11,8% в густовкрапленных табачных оолитовых рудах, до 46,52% в табачных редковкрапленных рудах. Еще выше оно в песчанистых рудах, переходящих местами в пески с включениями рудных оолитов. Среднее содержание SiO_2 в рудных залежах Керченского месторождения составляет 18,78—21,9%, в рудах Таманско-Прикубанского и Приазовского месторождений 23—32%.

Алюминий входит в состав глинистых минералов, хлорита и глауконита. В небольшом количестве глинозем присутствует в оолитах в виде свободной (?) окиси алюминия в смеси с гидроокислами железа. Распределением перечисленных силикатных минералов определяется в основном распределение глинозема в рудоносном горизонте. Частично, может быть, Al входит в кристаллическую решетку гетита, а также присутствует в составе других силикатных (терригенных) минералов-примесей.

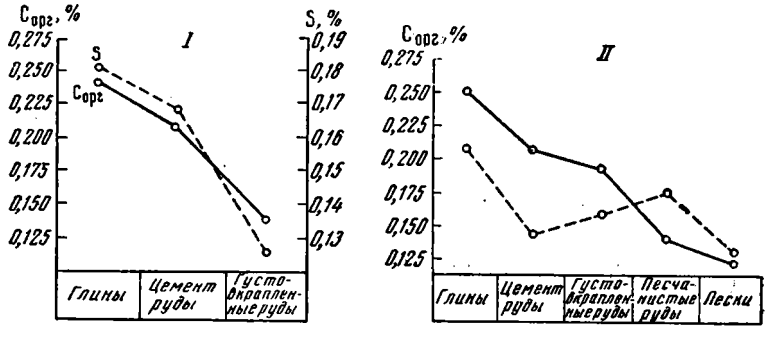
Содержание Al_2O_3 в керченских хлоритах низкое и составляет 4,00—13,08% (среднее из 21 анализа — 8,37%), в глауконитах — 6,76—20,80 (среднее из 8 анализов — 12,9%). В некоторых разновидностях руд содержание Al_2O_3 изменяется от 2,18% (в табачных густовкрапленных рудах) до 10,18% (в икряных рудах). Гидрогетитовые оолиты содержат в среднем 1,57% Al_2O_3, хлорит-гидрогетитовые — 5,01—7,42%. Средневзвешенное содержание глинозема по некоторым залежам Керченского месторождения составляет 4,67—6,36, в рудах Таманско-Прикубанского месторождения—4—10, в рудах Приазовья— 3—6%, т. е. рудные кларки алюминия здесь в 2—5 раза ниже кларков земной коры. Поля с наиболее высокими средневзвешенными содержаниями Al_2O_3 в Кыз-Аульской и Керченской мульдах приурочены преимущественно к центральной наиболее глубокопогруженной части бассейна, в Эльтиген-Ортельской — к ее юго-восточному крылу.

Между содержаниями Fe и Al существует обратная зависимость.

Кальций входит в состав присутствующих в рудах арагонита, кальцита, сидерита, олигонита, родохрозита, анкерита, гипса, фосфатов кальция, митридатита, анапаита, частично вивианита и других минералов. Содержание CaO в рудах колеблется от 0,35 до 6,91%. В керченских табачных рудах оно составляет 1,34, в коричневых — 1,45, в икряных — 1,94, межрудных глинах — 0,80—2,07, глауконитах — 1,01— 2,17%. Среднее содержание CaO в керченских рудах по залежам 1,48— 1.89%, т. е. в 2,5—3 раза ниже кларкового. Наиболее высокое его содержание приурочено в основном к краевым частям мульд: 3—6% против 1% и менее в центральной их зоне; по разрезу оно наиболее высокое либо в самой верхней, либо в нижней частях залежей, на участках распространения обломочных руд. Такая локализация CaO обуслов-

лена распределением в залежах обломков и целых раковин моллюсков, а также гипса, олигонита и других минералов. В рудах Таманско-Прикубанского месторождения в краевых частях залежей содержание CaO более высокое, чем в керченских (2—10%), в приазовских рудах оно ниже (0,3—4,5%).

Магний в рудных пластах фиксируется главным образом в силикатных минералах, частично в фосфатах, карбонатах и других минералах. Содержание MgO в рудах Керченского месторождения колеб-



Фиг. 5. Содержание серы и $C_{орг}$ в некоторых разновидностях руд и пород Кыз-Аульской (*I*) и Эльтиген-Ортельской (*II*) мульд

лется от 0,32 до 3, изредка до 5,08%. Среднее содержание его следующее (%): в табачных рудах — 0,80—1,02, в коричневых — 0,95—1,30, в икряных — 0,95—2,31, в карбонатных — 1,12, в хлоритах — 1,28, в глауконитах — 1,67, в глинистых минералах межрудных прослойков — 2,02. В рудах Приазовского месторождения MgO содержится 0,23—0,96, Таманско-Прикубанского — 0,5—1,75%. Таким образом, содержание магния в рудах бассейна значительно ниже кларкового, ниже среднего содержания в осадочных породах и составляет 1,38%.

Сера концентрируется в рудоносном горизонте в сульфидах (пирите, пирротине, мельниковите) и сульфатах (барите, гипсе, натроярозите и др.). Содержание ее в керченских рудах колеблется от 0,01 до 0,5—0,8% и в редких пробах повышается до 1,5—1,8%. В большинстве залежей Керченского месторождения средневзвешенное содержание серы варьирует от 0,133 до 0,17% и только в рудах Чегене-Акташской мульды, где руды более глинистые, оно составляет 0,35%.

Окисленные руды, залегающие в краевой зоне Керченских мульд, содержат почти в два раза меньше серы, чем неокисленные (табачные). В песчанистых рудах и железистых песчаниках Приазовья содержание серы ниже, чем в керченских, и составляет 0,062%; еще ниже оно, за редким исключением, в песках (0,04—0,05%). В глинах же оно более высокое — 0,18—0,45% (фиг. 5). В соответствии с этим в центральной части некоторых рудоносных мульд, где распространены редковкрапленные оолитовые руды, переслаиваемые глинами, средневзвешенное по пласту содержание серы так же, как и $C_{орг}$, возрастает по сравнению с краевой зоной в 1,5—3 раза. Такая закономерность, однако, выражена не во всех залежах, так как в зоне окисления некоторых из них произошло перераспределение серы и она была привнесена в рудный пласт из надрудных загипсованных горизонтов.

Таблица 3

Среднее содержание $C_{орг}$ в рудных залежах Керченского бассейна, %

Типы руд и породы	Керченское месторождение				Таманское месторождение	Приазовское месторождение
	Эльтиген-Эртельская мульда	Кыз-Ауль-ская мульда	Камыш-Бурунская мульда	Керченская мульда		
Табачные руды	0,25	0,26	0,29	0,19	0,35	—
Песчанистые табачные руды	—	—	—	—	—	0,08
Коричневые руды	0,14	0,13	0,17	0,15	—	—
Песчанистые коричневые руды	0,125	—	—	0,11	—	—
Икряные руды	0,17	0,14	0,18	0,12	—	—
Глины	0,25	0,28	0,32	0,38	1,35	0,28
Пески	0,08	—	—	—	—	—
Среднее по залежи	0,18	0,20	0,22	0,22	—	—

Органический углерод в рудоносном горизонте распределен неравномерно (табл. 3).

Содержание его в рудах и железистых породах колеблется от 0,005 до 0,85%; в киммерийских глинах Таманского п-ова достигает 1,5—2,08%. Установлено увеличение средних содержаний $C_{орг}$ в ряду: песок→густовкрапленные обломочные и оолитовые руды→редковкрапленные руды→глины. Приведенные цифры показывают содержание остаточного $C_{орг}$, а не первичного, которое было в осадках бассейна несомненно значительно выше.

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ V, As и Ti В РУДАХ

В керченских рудах установлено большое количество микроэлементов, причем некоторые из них содержатся в повышенных количествах.

Ванадий — постоянный элемент в рудах бассейна, содержание его колеблется от 0,02 до 0,10 и изредка доходит до 0,14% и более. В Керченском месторождении содержание ванадия распределяется следующим образом (%):

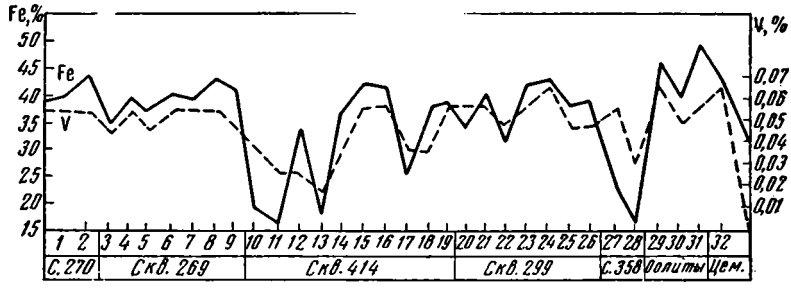
Сильно песчанистые руды	0,032 (среднее)
Густовкрапленные оолитовые »	0,003—0,072 »
Редковкрапленные » »	0,045—0,055 »
Гидрогетитовые оолиты	0,06 —0,073
Силикатный цемент	0,035—0,05
Сидерит	0,05 —0,07
Межрудная глина	0,009—0,056 (среднее 0,028—0,035)
Минералы группы фосфатов	до 0,02
Надрудные глины (киммерийские)	0,005—0,03

В основных типах руд средние содержания ванадия близки между собой; средние содержания в Керченских залежах — 0,052—0,068%. Следовательно, содержание V в рудоносном горизонте всегда выше кларкового.

В основных залежах керченских руд кларк концентрации составляет 5,7—7,5; в залежах, приуроченных к «вдавленным синклиналям»,— 5,30. В рудах равнинного Крыма содержание ванадия близко его среднему содержанию в осадочных породах и составляет в среднем 0,02, в Таманско-Прикубанском месторождении — 0,01—0,05 (среднее 0,024), в Приазовском месторождении оно колеблется от следов до 0,09 и в

единичных случаях до 0,13 (среднее 0,08), в железистых песчаниках— от следов до 0,045% (среднее 0,025%).

В керченских рудах с повышением содержания железа чаще (но не всегда) увеличивается и содержание ванадия. Для некоторых участков Эльтиген-Ортельской мульды характерна отчетливо выраженная прямая корреляционная зависимость между содержаниями V и Fe (фиг. 6). В залежах, как показывают данные геохимического картирования, выдержанной прямой корреляционной зависимости между содержаниями Fe и V не наблюдается. Отношение средних содержаний V к средним содержаниям Fe в рудных залежах Керченского



Фиг. 6. Содержание железа и ванадия в рудах, оолитах и цементе руд по некоторым скважинам Эльтиген-Ортельской мульды

месторождения изменяется от 0,0014 до 0,0016, редко до 0,0018 (Баксинская мульда). Более значительны (0,0010—0,0018), но также не очень велики колебания этих отношений в некоторых типах и разновидностях руд Керченского месторождения. Все это подчеркивает связь V с Fe. Лишь в рудах равнинной части Крыма величина отношения $\frac{V}{Fe}$ резко уменьшается (0,00063), а в рудах Приазовского месторождения она повышенная.

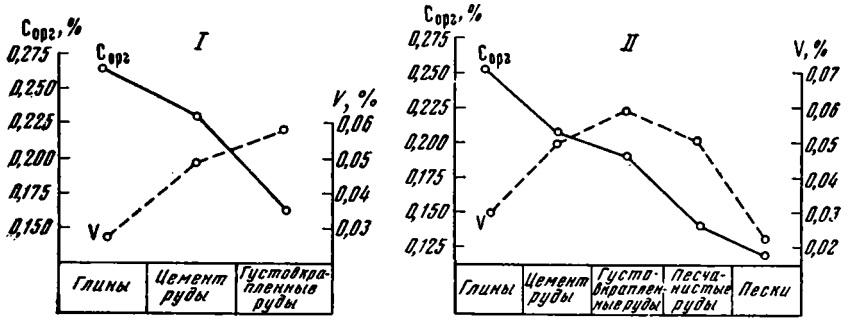
Более высокое отношение $\frac{V}{Fe}$ наблюдается в межрудных глинах (0,0023).

Повышенные концентрации V в керченских рудах не являются исключением, они установлены также в морских лотарингских рудах, в юрских оолитовых рудах Северного Кавказа (до 0,27%), в колпашевских рудах Западной Сибири (0,18—0,32%), в железистых конкрециях современных морей (0,05—0,09%).

В природе железистые осадки (лимониты, бокситы и др.) весьма часто являются носителями ванадия. Ион V^{3+} с радиусом 0,65 Å близок по величине и своим поляризационным свойствам к ионам Fe^{3+} (0,67 Å), Ti^{4+} (0,64 Å), Al^{3+} (0,57 Å), в минералах которых он присутствует в виде изоморфной примеси. Его ионный радиус близок также радиусам ионов Cr^{3+} (0,64 Å), Ti^{3+} (0,69 Å), Mg^{2+} (0,78 Å) и Fe^{2+} (0,83 Å). Кроме изоморфной примеси в силикатах и гидроокислах железа, возможной формой его нахождения в рудах может быть ванадат железа.

Связь Fe с V удерживалась и при миграции железа в илистых осадках киммерийского моря после сформирования рудного пласта. Как было установлено еще А. Д. Архангельским и Е. В. Копченовой (1935), подстилающие рудный пласт известняки ванадия почти не содержат. В участках же, где они частично подвергались метасоматическому за-

мещению сидеритом или гидрогетитом, V постоянно присутствует в них в количестве 0,013—0,039%. В песках и алевритах киммерийского яруса содержание ванадия почти всегда кларковое (0,01% и менее), в глинах же в большинстве случаев выше кларкового (от 2 до 6 кларков). Такое же распределение V характерно и для других районов. На ассоциацию ванадия с пелитовой частью в современных осадках указывает Н. М. Страхов (1960). Благодаря сорбционным свойствам глинистых частиц V часто концентрируется в глинистых породах. Заметно повышенные его содержания установлены в некоторых киммерийских глинах Таманского п-ова, характеризующихся повышенным содержанием $C_{орг}$. Но строгой зависимости между содержаниями V и $C_{орг}$ в рудах не наблюдается (фиг. 7).



Фиг. 7. Содержание ванадия и $C_{орг}$ в некоторых разновидностях руд и пород Кыз-Аульской (*I*) и Эльтиген-Ортельской (*II*) мульд

Источником ванадия была кора выветривания. В породах коры выветривания Украинского кристаллического массива V является постоянным и характерным компонентом. В гипергенных условиях он может находиться в трех- и пятивалентной формах. В анионной форме он может мигрировать (Виноградов, 1957).

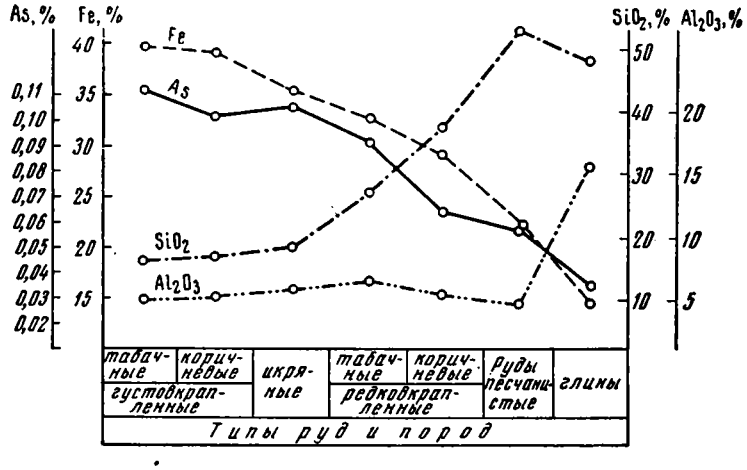
Накопление ванадия в рудоносном горизонте происходило, вероятно, в результате следующих процессов: 1) выпадения в виде отрицательно заряженных коллоидных частиц, адсорбируемых положительно заряженными коллоидами водной окиси железа; 2) привноса V с суши, адсорбированного водными окислами железа и глинистым веществом; 3) вместе с адсорбирующим его органическим веществом, привнесенным с суши (возможно, происходило также отложение ванадия в процессе накопления отмерших организмов); 4) вместе с ванадийсодержащими минералами (слюдами, пироксенами, амфиболами, титаномагнетитами и др.). Последний способ поступления ванадия в осадки киммерийского моря, вероятно, наиболее характерен для железистых песчаников Приазовья и Прикубанской низменности, прилегающих к основным источникам сноса терригенного материала.

Мышьяк присутствует во всех разновидностях железных руд и киммерийских пород бассейна. Этот элемент содержится в различных рудах в следующих количествах (%): в керченских рудах — 0,005—0,26 (среднее 0,09—0,13), в приазовских — следы — 0,22 (среднее 0,073), в железистых песчаниках — 0,006—0,03, в межрудных глинах — 0,006—0,03, изредка до 0,104, в рудах Таманско-Прикубанского месторождения — следы — 0,09, чаще 0,02—0,06.

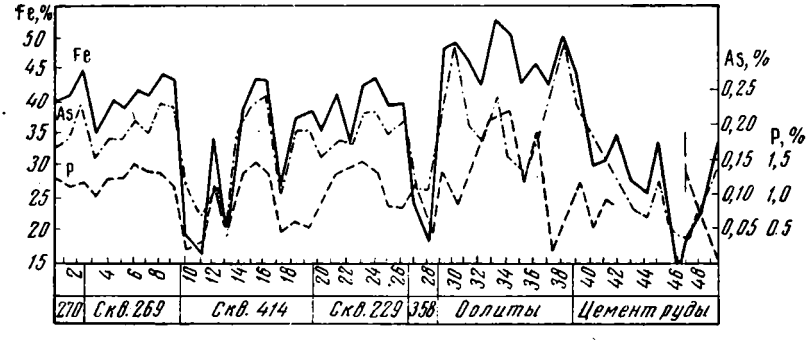
Кларки концентрации As составляют в среднем в рудах Керченского месторождения 530—765, а в ряде проб и выше, в рудах При-

азовья — 430. По сравнению со средним содержанием этого элемента в осадочных породах литосферы, содержание As в рудах бассейна выше в 111—197 раз.

Из минералов As в рудоносном горизонте встречаются редкие незначительные выделения реальгара и продукты его изменения. Основная масса этого элемента находится в рудах, очевидно, в виде изо-



Фиг. 8. Среднее содержание железа, мышьяка, кремнезема и глинозема в некоторых разновидностях руд и пород Керченского месторождения



Фиг. 9. График корреляционной зависимости железа, фосфора и мышьяка в рудах Эльтиген-Ортельской мульды

морфной примеси, а также в виде соединений, адсорбированных гидроокислами железа. На прямую связь мышьяка с железом (фиг. 8, 9) указывает и отношение $\frac{As}{Fe}$, которое в различных рудах и в отдельных залежах весьма близко и составляет 0,0022—0,0029, а в межрудных глинах — 0,0028—0,0038.

В морской воде As немного (0,02 *мг/л*), что объясняется извлечением его из воды водорослями. Это, а также наличие прямой связи As с органическим веществом некоторых типов почв позволяет предположить, что часть мышьяка, присутствующего в рудных пластах бассейна, имеет органическое происхождение. Другая же его часть, по-види-

мому главная, поступала в рудный бассейн и в осадок вместе с коллоидами железа, адсорбировавшими соединения мышьяка частично еще на суше в коре выветривания и частично из морской воды.

Титан в различных рудах присутствует в разных количествах (%): в керченских рудах — от 0,05 до 0,36 (среднее 0,25), в приазовских более песчанистых рудах — 0,14—0,20, в межрудных и надрудных киммерийских глинах — 1,08, в железистых хлоритах — 0,39, в песчаниках — 0,14—0,18, изредка больше. Часть титана находится в рутиле, титаномагнетите, сфене, лейкоксене, анатазе, бруките и особенно ильмените, встречающихся в виде обломков (52,7% TiO_2). Очень незначительное количество содержится в базальтической роговой обманке и в других минералах тяжелой фракции. Основная часть Ti входит как изоморфная примесь в состав глинистых, хлоритовых минералов и глауконита.

5. К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ НАКОПЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В КЕРЧЕНСКИХ РУДАХ

Остановимся на причинах, обусловивших концентрацию некоторых элементов в рудах.

Формирование руд происходило в условиях теплого и относительно влажного климата. При интенсивном химическом выветривании пород суши в киммерийское время элементы, входящие в состав минералов, переходили в раствор и частично мигрировали в виде коллоидных и истинных растворов, а частично сорбировались мицеллами глинистых минералов и возникавшими в коре выветривания коллоидами Fe и Mn. При размывании коры выветривания они мигрировали в этом случае в виде взвесей. Сорбция коллоидами железа и марганца, мицеллами глинистых минералов и органическим веществом P, V, As, Ni, Co, Ba и других элементов осуществлялась еще в коре выветривания, затем при миграции и наконец в морском бассейне. То, что накопление некоторых элементов происходит сорбционным путем, подтверждено экспериментальными работами (Каширцева, 1959; Рожкова, Щербак, 1956). Эти исследования показали, что, например, свинец и медь аккумулируются из растворов на буром угле, глиноземе, гидратах окиси железа. Можно предположить, что такие элементы, как Zn, Cr, Ni, Ag и др., способны аккумулироваться на различных компонентах осадочных пород, особенно на органическом веществе. Это было экспериментально проверено М. Ф. Каширцевой (1962) на примере медистых песчаников западного Приуралья.

Механизм накопления рудных осадков в морских бассейнах был рассмотрен Н. М. Страховым (1957, 1960). «При поступлении рудных растворов в соленый и щелочной морской водоем, в новую резко отличную физико-химическую среду,— пишет Н. М. Страхов в 1957 г.,— равновесие между коллоидами разного состава нарушается. Главный рудный элемент коагулирует, причем одновременно с ним происходит осаждение другого, противоположно заряженного. Возникающие гели адсорбируют на своей поверхности малые элементы (Cu, Co, Cr, Ni и др.) и практически нацело извлекают их из растворов». Так, по Н. М. Страхову, взаимное осаждение коллоидов макроэлементов и адсорбция ими микроэлементов приводили к тому, что одновременно с основными компонентами происходила садка подавляющей массы других компонентов и возникали руды, богатые примесями этих компонентов с кларками концентрации часто гораздо бо́льшими, чем у основного компонента. На примере керченских руд можно заметить,

что при этом между основным рудным компонентом (Fe) и элементами примесями нередко выражена прямая, а в ряде случаев и пропорциональная зависимость (Fe и P, As, иногда Fe и Mn, V).

Можно полагать, что сорбция малых элементов коллоидами макроэлементов продолжалась также на дне киммерийского бассейна из придонных и из иловых вод, представляющих собою более «густые» растворы этих элементов. Наиболее высокий коэффициент концентрации (кларк концентрации 530—765) в рудах различных керченских месторождений установлен для мышьяка. За ним следует марганец, кларк концентрации которого 12,9—23,7; железо — 7,83—9,41; фосфор — 7,17—8,33; никель — 3,4—8,6; ванадий — 5,7—7,5; кобальт — 1,5—3; сера — 1,15—3,4.

Максимальное содержание малых элементов отмечается главным образом в различных аутигенных минералах рудных пластов и в рудах в целом по сравнению с глинами и другими породами. Из этого следует, что привнос химически растворенных малых элементов в киммерийский бассейн при рудообразовании заметно возрос. Некоторые элементы (например, стронций) концентрировались в раковинах при жизнедеятельности организмов в море. Привнос в бассейн элементов осуществлялся главным образом в виде содержащих их обломочных минералов (циркона, ильменита, глинистых минералов и др.), и поэтому содержание этих элементов в киммерийских песках и часто в алевритах выше, чем в глинах и рудах. Содержание Fe, Mn, P, As и V, наоборот, в глинах более высокое, чем в песках рудовмещающих пластов.

Накоплению среднекиммерийских рудных отложений, представляющих наибольший промышленный интерес, способствовал не только повышенный привнос в бассейн рудных растворов, поступавших с различных областей питания, но и перемыв и переотложение значительной части нижнекиммерийских железистых отложений, а также сложный рельеф дна моря, изобиловавший многочисленными депрессиями тектонического, эрозионно-тектонического и эрозионного происхождения и депрессиями, связанными с древним грязевым вулканизмом. Депрессии служили ловушками для накопления и сохранения от размыва рудных осадков.

В этих условиях формировался рудный пласт, в котором сочетаются структуры, свойственные хемогенным осадкам, со структурами чисто обломочных пород.

Неодинаковые физико-химические условия в отдельных участках донных илов, в частности неодинаковые величины pH, обусловленные неравномерным распределением в них $C_{орг}$ и карбонатных раковин и обломков, местами частое переслаивание осадков разного механического и химического состава вызывали перераспределение элементов в диагенезе, причем геохимическая подвижность различных элементов была неодинакова. Так, например, при образовании карбонатных конкреций концентрация Fe не изменялась, а иногда даже понижалась по сравнению с средним содержанием его в рудном пласте. Концентрация Mn в конкрециях повышалась по сравнению со средним содержанием в пласте в 10—40 раз и более, P и As снижалась в 4—13 раз, Ba, V, Sr повышалась и т. п.

Ограниченное распространение в рудах бассейна карбонатов и сульфидов, низкое содержание закисного железа в хлоритах позволяет предполагать, что хотя продуктивность Азовского бассейна в киммерийское время (как и в настоящее время) была высокой, в осадок все же поступало небольшое количество органического вещества. Небольшая глубина бассейна, высокий прогрев всей толщи в летний период

и сильные волнения, захватывавшие верхние слои осадка, способствовали быстрому распаду органического вещества. Это явление наблюдается в Азовском море и в настоящее время (Горшкова, 1961).

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Копченова Е. В. К познанию химического состава железных руд СССР. Тр. Н.-и. ин-та геол. и минералогии, вып. 2. ОНТИ, 1935.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1957.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.

Горшкова Т. И. Донные осадки и грунтовые растворы Азовского моря. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.

Івантишин М. М. Акцессорні рідкісні мінерали та елементи гранітів та пегматитів Українського кристалічного щита. Изд. АН УССР, 1960.

Каширцева М. Ф. Экспериментальные данные по сорбции меди различными минеральными и органическими сорбентами. Сов. геология, № 5, 1959.

Каширцева М. Ф. Распространение малых элементов в медистых песчаниках Западного Приуралья. Сов. геология, № 7, 1962.

Литвиненко А. У. Особенности строения рудных залежей Керченского месторождения и закономерности распределения в них железа и марганца. Геология рудн. месторожд., № 4, 1959.

Литвиненко А. У., Додатко А. Д. Распределение органического углерода в рудоносных отложениях Приазовского бассейна. Докл. АН СССР, т. 135, № 2, 1960.

Литвиненко А. У., Додатко А. Д. О распределении серы в киммерийских рудоносных отложениях Приазовского бассейна. Докл. АН СССР, т. 139, № 6, 1961.

Малаховский В. Ф. Геология и геохимия керченских железных руд и их важнейших компонентов. Изд. АН УССР, 1956.

Рожкова Е. В., Щербак О. В. Сорбция свинца в различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.

Страхов Н. М. О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон. Зап. Всес. минералог. о-ва, сер. II, № 86, вып. 2, 1957.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1960.

Шнюков Е. Ф. Мышьяк в киммерийских железных рудах Азово-Черноморской рудной провинции. Геохимия, № 1, 1963.

Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. До геохімії та мінералогії марганцю в керченських залізних рудах. Вісник АН УРСР, № 2, 1959.

Днепропетровская
экспедиция УкрНИГРИ

Дата поступления
10.II.1964

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

УДК 550.43

ПАРАГЕНЕЗЫ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНЫХ РУДАХ И ФАКТОРЫ, ИХ ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

Н. М. СТРАХОВ

Сопоставляются парагенезы аутигенных минералов в оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых рудах, в рудах марганцевых и в осадочных накоплениях Cu—Pb—Zn; выясняются причины их различия.

Вопрос о парагенезах аутигенных минералов в осадочных рудах, о механизме их возникновения и о факторах, контролирующих их состав, принадлежит к числу основных в теории осадочного рудообразования.

В этой области накоплен уже большой фактический материал, однако ряд существенных вопросов остается все же не выясненным. Мы до сих пор не представляем себе отчетливо, в чем специфика аутигенного минералообразования в разных классах осадочных руд? В чем сходство и различие их парагенезов? Каковы соотношения парагенезов аутигенных минералов в рудах с аутигенными минералами во вмещающих и замещающих породах? Неясность этих вопросов тормозит развитие учения о минеральных парагенезах осадочных руд. Объясняются же все эти пробелы, мне кажется, тем, что изучение парагенезов минералов до сих пор ведется для каждого класса руд отдельно, без сравнительно-литологического подхода к ним.

В статье сделана попытка отойти от привычной традиции и взглянуть на проблему сравнительно-литологически, т. е. произвести сопоставительный анализ накопившегося фактического материала.

Не имея возможности обозреть парагенезы всех классов осадочных руд, мы остановимся на сравнительно-литологическом исследовании только трех объектов: оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд, марганцевых руд и осадочных накоплений меди — свинца — цинка. Но принципы анализа имеют, понятно, более широкое применение.

I. ТИПЫ ПАРАГЕНЕЗОВ В РЯДУ РУД Fe — Mn — Cu — Pb — Zn

Анализ минеральных парагенезов в перечисленных рудах целесообразно начать с выяснения тех типов их, какие в этих рудах встречаются. При этом мы будем оперировать только рудами, лишенными уловимых признаков метаморфизма, а также находящимися вне зоны выветривания, т. е. такими, в которых парагенетические соотношения минералов, возникшие в диагенезе, вторично не нарушены.

1. Оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды

Фациально эти руды охватывают широкий спектр физико-географических условий: верхние, средние и нижние отрезки речных русел, дельтовую зону, прибрежные участки озер и морей, их заливы, опресненные

лагуны. Но подавляющая масса оолитовых железных руд возникла все же в прибрежной части моря на верхней половине шельфа.

В табл. 1 изображены минералы, фактически наблюденные в разных частях пластов оолитовых руд.

Таблица 1

Парагенезы аутигенных минералов в оолитовых железных рудах

		Окислительная зона	Восстановительная зона
Руды	Fe	Гидрогетит разных степеней обводнения Гидрогематит Гематит Глауконит	Магнетит Лептохлориты с разными отношениями Fe^{3+} и Fe^{2+} → сидерит с разными количествами, $MnCO_3$ $MgCO_3$ $CaCO_3$ → пирит, пирротин
	Mn	Мало + Пиролюзит Много Псиломелан	+ + Родохрозит кальциевый
	P	Мало + Много	+ + Апатитовые конкреции Вивианит и его производные, анапаит
	Малые элементы	Мало + Много +	+ Сульфиды As, Cu, Pb, Zn
	Вмещающие и замещающие породы	Гидрогетит, гидрогематит, гематит, глауконит	Лептохлориты с разными соотношениями Fe^{3+} и Fe^{2+} → сидерит (сидероплезит и др.) → пирит (мельниковит)

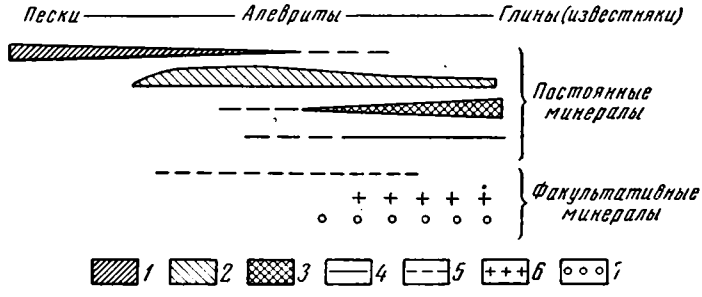
Примечание. +элемент не образует самостоятельного минерала, скрываясь в виде изоморфной примеси.

Как видно из таблицы, парагенез железистых минералов в оолитовых рудах отличается разнообразием входящих в него минеральных групп. Это окислы и гидроокислы — гематит, гидрогематит, гидрогетит, гетит, магнетит; силикаты — глауконит и лептохлориты варьирующего состава; карбонаты — сидерит, сидероплезит и др.; сульфиды — пирит, марказит, иногда пирротин; наконец, фосфаты — вивианит, анапаит. Характерно, что входящие в эти группы минералы представляют собой обычно не индивидуальные соединения того или иного химического типа, а сложные изоморфные смеси: у гидроокислов — гидрогетитов разной обводненности; у лептохлоритов — минералов с разными содержаниями Fe^{3+} и Fe^{2+}; у карбонатов — $FeCO_3$, $CaCO_3$, $MgCO_3$ и $MnCO_3$.

На поперечном профиле через рудное месторождение имеет место обычно закономерное изменение минерального состава (фиг. 1). В песчаной зоне в оолитах и в цементе широко развит гидрогетит (или гематит), с которым ассоциирует шамозит, преимущественно или исключительно в цементе; иногда шамозита не бывает совсем. Сидерита очень мало, чаще он отсутствует.

В алевритовой зоне количество гидрогетита резко снижается за счет замещения его хлоритами и сидеритом; в некоторых рудах встречается

магнетит (минетты). В самой же пелагической части рудного пласта, среди наиболее тонкозернистых вмещающих пород, особенно развит сидерит; он образует здесь обычно цементную массу, в которой располагаются шамозитовые оолиты, и в некоторой степени замещает оолиты. Кроме того, сидерит слагает здесь более или менее значительные конкреции, не имеющие оолитового строения, и довольно крупные пластообразные тела мощностью до 30 *см*, протягивающиеся иногда на десятки метров. В качестве примеси к сидериту в этих пластах встречается



Фиг. 1. Размещение рудных минералов на поперечном сечении через рудное тело.

1 — гидроокислы железа; *2* — лептохлориты; *3* — сидерит; *4* — пирит; *5* — магнетит; *6* — пирротин; *7* — вивианит

шамозит. Вместе с тем на всей средней и пелагической части рудной зоны присутствует пирит или марказит. К этим минералам иногда примешиваются пирротин и вивианит (керченские руды), галенит и сфалерит (лотарингские руды). В целом же получается весьма характерная аутигенно-минералогическая зональность рудного тела: в области ближнего выклинивания оно наиболее окислено, при приближении к области дальнего выклинивания — все более редуцировано.

Полнота развития зональности в разных месторождениях неодинакова. Так, в рудах лейаса и доггера Западной Германии, у которых максимум рудоотложения сдвинут в более грубозернистую часть фациального профиля, интенсивно развиты гидрогетит-шамозитовые руды с весьма подчиненным значением сидерита; это, следовательно, наименее редуцированные среди оолитовых руд. В лейасовых рудах Англии, сильнее смещенных в зону более глинистых осадков, гидрогетита в первичных рудах либо нет совсем (Марльстон), либо его очень мало (Фродингем, Нортгемптон); везде резко развит шамозит; сидерит широко представлен в виде цемента, в конкрециях и в виде крупных самостоятельных пластов; он является часто главным рудообразующим минералом. Это — наиболее редуцированные руды. Таким образом, располагаясь среди разных петрографических типов осадков, оолитовые руды заметно меняют свой парагенез и в частности степень редуцированности железа.

Как выглядят количественные соотношения породообразующих минералов в разных частях парагенетического ряда, можно видеть из нижеследующих расчетов (табл. 2), выполненных разными авторами для разных месторождений (Страхов, 1947; Кантор, 1937).

Несмотря на приближенный характер расчетов, изменение общего парагенеза железных рудных минералов оолитовых руд выступает очень ярко.

Подчеркнем, что количество пирита обычно мизерно и не превышает

десятых долей процента; иногда он не констатируется совсем. Так, например, из 24 месторождений английских оолитовых руд мезозоя Халлимонд отметил пирит только в трех.

Характерной особенностью оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд является то обстоятельство, что в них концентрируется не только железо, но также марганец и фосфор, причем кларки концентраций последних обычно не только равны кларку железа, но даже значительно превышают его. Иными словами, оолитовые руды являются

Таблица 2

Минеральный состав оолитовых руд некоторых месторождений (%)

Минералы	Вабана	Керченские руды	Английские руды			
			пласт Pecten	Истон	Кливленд	Доггерстон
Гематит	70	(Лимонит) 50	Нет	Нет	Нет	Нет
Шамозит	25	5	50,37	34,24	29,67	13,92
Сидерит + прочие карбонаты	Нет	10	33,93	50,38	46,19	68,60
Фосфаты (Ca, Fe)	5	9	1,13	2,83	2,18	7,14

сложной рудой Fe—Mn—P, и поэтому, занимаясь парагенезом аутигенных минералов этих руд, мы должны выяснить также, в каких формах проявляются в них марганец и фосфор. Эти формы и их соотношения с железистыми минералами показаны в табл. 1.

Так как кларки марганца и фосфора в земной коре невелики, то, даже концентрируясь в оолитовых рудах, эти элементы дают в них обычно невысокие содержания (от нескольких десятых долей до 1%). Но изредка в некоторых месторождениях или их частях встречаются и более высокие содержания этих элементов: марганца до 10—12%, фосфора до 1,5%. При обычных содержаниях в рудах ни тот ни другой элемент не дает самостоятельных минералов, а прячется в виде изоморфных примесей в гидроокислах, хлорите, глауконите и особенно в сидерите. Но при повышенных концентрациях марганец и фосфор присутствуют в виде самостоятельных минералов. Так, например, в керченских рудах, где количество марганца варьирует от 1 до 10—12%, в зоне окисных руд зафиксированы пиролюзит, псиломелан, особенно в так называемых «икряных рудах»; здесь они образуют не только порошкообразную сажистую разность, играющую роль цемента для оолитов, но и самостоятельные конкреции.

В зоне табачных руд марганец присутствует в виде изоморфной примеси в сидеритовых стяжениях, составляющей заметную, а иногда и основную их часть; в некоторых же случаях (опять-таки в керченских рудах) соли марганца слагают самостоятельные кальцит-родохрозитовые стяжения. О количественном значении $MnCO_3$ в составе карбонатных стяжений разных руд могут дать представление цифры табл. 3.

Обогащенные марганцем руды в Керченском бассейне приурочиваются к собственно Керченским месторождениям, убывая к периферийным участкам — Степному Крыму, Приазовью, Тамани.

Самостоятельные минералы фосфора встречаются в оолитовых рудах чаще, причем представлены они зернами и стяжениями фосфатов кальция, и только в Керченском месторождении имеется еще и вивианит — фосфат закисного железа, присутствующий в табачных рудах, а также анапаит, или кальциево-железистый фосфат.

Все оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды содержат примеси малых элементов: V, Cr, Ni, Co, Cu, As, Ge, Ga, Pb, Zn и др. Эти элементы, как правило, не образуют самостоятельных минералов, но «прячутся» в разных аутигенных минералах Fe—Mn—P, а также в терригенных частицах. В исключительных случаях, когда содержание какого-либо малого элемента резко повышено, все же возникают и самостоятельные их минералы, например, у мышьяка — реальгар, у свинца — галенит, у цинка — сфалерит, у меди — халькопирит. Всегда и неизменно эти самостоятельные минералы принадлежат классу сульфидов, ассоциируя с шамозитом, сидеритом, пиритом, а иногда и с гематитом.

Таблица 3

Содержание $MnCO_3$ в составе карбонатов оолитовых руд
(% от суммы карбонатов)

Карбонатные соли	Истон	Кливленд	Доггерстон	Пласт Pecten	Примечание
$FeCO_3$	70	80	76	70	по Халлимонду (пересчитано автором)
$MnCO_3$	2	3	2	1	
$MgCO_3$	15	9	17	23	
$CaCO_3$	13	8	5	6	

Керченские руды (по Юрку и др.)

	Обр. 625	Обр. 630	Обр. 633	Обр. 631	Обр. 628	Кальциевый родохрозит
$FeCO_3$	78	70,9	40,0	35,7	17,0	—
$MnCO_3$	17	21,4	42,8	48,7	58,4	84
$MgCO_3$	5	2,4	—	9,7	15,6	—
$CaCO_3$	—	5,3	17,2	5,9	9,0	16

Итак, аутигенное минералообразование в оолитовых железных рудах характеризуется сочетанием большого разнообразия групп собственно железистых минералов с гораздо более бедным набором минеральных групп у марганца и фосфора и с единственной группой сульфидных минералов у малых элементов. Иначе говоря, диагенетическое минералообразование в оолитовых рудах в ряду Fe→Mn→P→малые элементы резко убывает от начала ряда к его концу.

В нижней части табл. 1 показаны аутигенные минералы в породах, вмещающих и замещающих оолитовые руды. Из сопоставления их списка со списком аутигенных минералов в оолитовых рудах видно, что в породах вмещающих и замещающих встречаются все те же группы аутигенных минералов железа (и, по-видимому, все те же разновидности их в каждой группе), что и в оолитовых рудах, только относительная роль сульфидов в парагенезе обычно гораздо больше, чем в рудах. Отличие аутигенного минералообразования при формировании оолитовых железных руд от обычного аутигенного диагенетического минералообразования, следовательно, не качественное, а чисто количественное; оно вызвано обилием железа (и сопутствующих ему элементов) в рудных осадках.

Уже давно исследователей интересовал вопрос, в какую стадию породообразования возникли минералы, слагающие оолитовые руды, и сама их оолитовая текстура? Не касаясь здесь длинной и очень интересной истории вопроса, отмечу лишь, что за последние 20 лет и у нас, и в зарубежной литературе сложилось прочное убеждение, что пирит (пирротин), сидерит, вивианит, анапаит, сульфиды малых элементов и карбонаты марганца, встречающиеся в рудах, имеют, несомненно, вторичное, т. е. диагенетическое происхождение.

Что же касается шамозита, то до сих пор еще у некоторых исследователей сохранилась тенденция рассматривать его (а также магнетит) в качестве минерала седиментационного; к этапу седиментогенеза относят иногда и оолитовую структуру руд. Эти вопросы были подробно рассмотрены мною в 1953 г. и было показано, что шамозит, а также оолитовая структура руд по ряду существенных признаков никак не могли возникать в седиментогенезе, но только на раннедиагенетическом этапе жизни осадка. Не повторяя этих аргументов, ограничимся отнесением шамозита и оолитовой структуры к тому же кругу диагенетических новообразований в руде, что и карбонаты, фосфаты и сульфиды железа. Это значит, что единственной минеральной группой в рудах, не связанной с диагенезом, являются окислы — гидрогетит и гематит (гидрогематит); все остальные минеральные группы возникли в диагенезе. Но и гидрогетит, не являясь, собственно диагенетическим минералом, все же подвергся в диагенезе значительному перемещению и стал членом диагенетически образованной оолитовой структуры руд. Таким образом, и общий минеральный облик оолитовых руд, и их структура были созданы в ходе диагенеза.

2. Марганцевые руды

В табл. 4 показаны аутигенные минералы марганца, установленные в марганцевых рудах, а также формы нахождения в этих рудах железа и фосфора; для сравнения указаны аутигенные минералы во вмещающих руду породах.

Таблица 4

Парагенез минералов в марганцевых рудах

Окислительная зона		Восстановительная зона		
компоненты	окислы	силикаты	карбонаты	сульфиды
Mn	Пиролюзит, псиломеланы, манганит	Нет	Родохрозит, родохрозит кальциевый, олигонит и др.	Нет (или в единичных случаях — гауэрит)
P	+	—	+	—
Fe	Гидрогетит, гетит	Глауконит марганцовистый, лептохлориты (редко)	Как примесь в карбонатах Mn	Пирит
Вмещающие породы	Окислы Fe и Mn	Лептохлориты, глауконит	Сидерит	Пирит

Примечание. + указывает присутствие элемента в виде изоморфной примеси.

Из таблицы явствует, что в неметаморфизованных рудах марганца встречаются лишь две группы марганцовистых минералов: окислы (+гидроокислы) и карбонаты. Силикаты и сульфиды марганца отсутствуют; только в Чиатурском месторождении А. Г. Бетехтиным (1937) был обнаружен гауэрит. Алабандит в неметаморфизованных марганцевых рудах не был встречен вообще. Таким образом, парагенез собственно марганцевых минералов в марганцевых рудах резко обеднен сравнительно с парагенезом железистых минералов в оолитовых железных рудах. В этом характернейшее отличие обеих сравниваемых осадочных руд, имеющее, как увидим ниже, огромное значение для пони-

мания механизма формирования парагенезов диагенетических минералов.

Бросается в глаза и еще одна особенность. Парагенез марганцовистых минералов в марганцевых рудах совершенно тот же, что в оолитовых железных рудах, когда они содержат повышенные количества марганца. В то же время железо в марганцевых рудах находится в совершенно тех же минералогических формах, что и в оолитовых железных рудах. Те же формы — окислы, силикаты, карбонаты, сульфиды железа — повторяются и в породах, вмещающих марганцевые руды.

Все это позволяет сделать заключение, что между парагенезами аутигенных минералов в оолитовых железных рудах и в рудах марганцевых нет качественного, т. е. принципиального, отличия; парагенез железных руд переходит в парагенез марганцевых руд путем чисто количественных изменений — увеличения содержания марганца и вытеснения им железа и наоборот.

В рудной зоне (при рассмотрении поперечного профиля) окисные соединения марганца всегда локализованы в прибрежной части зоны (сначала пиролюзит, затем псиломелан и манганит), карбонатные — в более удаленной от берега полосе. Переход окисных руд в карбонатные постепенен: пиролюзит сменяется псиломеланами, манганитом, вернадитом. При этом ширина окисной зоны обычно тораздо меньше ширины зоны карбонатной; последняя иногда почти целиком «съедает» зону окисную. Таков минеральный состав марганцеворудных накоплений чисто фактически. Что в нем создано седиментацией и что диагенезом?

Поскольку во всех карбонатах марганец представлен двухвалентной формой, неустойчивой в присутствии кислорода, а в манганите, псиломелане и вернадите на Mn^{2+} приходится примерно половина общего количества марганца, мы должны, очевидно, рассматривать все эти минералы как типично диагенетические. Это подтверждается еще и тем, что в стяжениях и оолитах карбоната марганца обычно присутствует пирит — характерное диагенетическое новообразование. Следовательно, из общего списка марганцевых минералов марганцевых руд к числу седиментационных может относиться лишь пиролюзит. Но этот минерал обычно локализован в поверхностных выходах руд и потому в подавляющем большинстве случаев является образованием гипергенным и в расчет приниматься не может. Стало быть, неметаморфизованные марганцевые руды слагаются практически целиком минералами диагенетическими. Их оолитовая, пизолитовая, пятнистая, конкреционная структуры, очевидно, также целиком диагенетические.

3. Осадочные руды Cu — Pb — Zn

Гумидная рудная триада Al—Fe—Mn в аридной зоне замещается, как мне приходилось указывать (Страхов, 1962), триадой Cu—Pb—Zn. При анализе парагенеза диагенетических минералов этих руд мы будем исходить из тех стратифицированных месторождений Cu—Pb—Zn, какие рассматривались в качестве осадочных в III томе «Основ теории литогенеза» (Страхов, 1962).

Первичными рудными минералами медистых песчаников являются, как правило, сульфиды меди: халькозин — Cu_2S, борнит — Cu_5FeS_4, халькопирит — $CuFeS_2$, блеклая руда — $Cu_{12}As_4S_{13}$ (теннантит) или $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ (тетраэдрит), ковеллин — CuS; они сопровождаются сульфидами Fe, Pb, Ag, Mo, а также иногда самородной медью, серебром, платиной, золотом и др. Ни окислов, ни карбонатов, ни силикатов меди в этих первичных парагенезах нет. Таким образом, в сравнении с оолито-

выми железными и марганцевыми рудами парагенез медистых песчаников представлен наиболее бедным набором минеральных групп — только сульфидами.

В распределении различных медных минералов в медистых породах большей частью не устанавливается какой-либо определенной закономерности, особенно когда включающие медь сероцветные породы залегают небольшими линзами. Но в циклически построенных медистых толщах с протяженными и выдержанными сероцветными горизонтами все чаще наблюдается ясно выраженная минералогическая зональность. Раньше всего она была обнаружена в месторождениях медного пояса Африки (Катанга — Северная Родезия). Так, в месторождении Чамбоши в лежачем боку рудных пластов преобладают борнит и халькозин, которые вверх по разрезу сменяются борнитом + халькопиритом + пиритом и, наконец, пиритом. Иначе говоря, комплекс минералов с резким преобладанием меди над железом постепенно вытесняется комплексами со все возрастающим содержанием железа, пока последнее не становится единственным сульфидообразующим элементом. Аналогичная смена минералов прослеживается и внутри рудной залежи: от одного конца ее к противоположному сульфиды меди также вытесняются сульфидами железа. При этом происходит прогрессирующее утонение зерна породы, сопровождающееся, по-видимому, некоторым обогащением ее органическим веществом (Garlick, 1953).

Противоположная картина зонального распределения сульфидов описана Г. Р. Дэвисом (Davis, 1954) в медистых пластах месторождения Роан-Антелоп. Здесь в лежачем боку медистого горизонта развит пирит, к которому вверх по разрезу прибавляется халькопирит; выше пирит исчезает, а наряду с халькопиритом появляется борнит; еще ближе к висячему боку халькопирито-борнитовая зона сменяется борнито-халькозиновой и, наконец, халькозиновой. Границы между зонами разного состава расположены под некоторым углом к плоскостям напластования, и поэтому смена сульфидов наблюдается не только по разрезу пласта, но и по его простиранию. Эти изменения сопровождаются некоторым укрупнением зерен породы и, следовательно, изменением содержания рассеянного органического вещества.

Смысл описанной минералогической зональности совершенно ясен: в более прибрежных и грубозернистых частях пласта с меньшим количеством органического вещества в осадках преобладают сульфиды меди; при утонении зерна и обогащении осадка органическим веществом сульфиды меди постепенно вытесняются сульфидами железа. Поэтому, как отметил В. С. Домарев, если медистые пласты отлагались при трансгрессии водного бассейна, то возникала зональность, наблюдаемая в Чамбоши, регрессия же бассейна обусловливала обратную зональность, как, например, в Роан-Антелоп.

Такого же типа минералогическая зональность медных минералов была описана в пермотриасовых месторождениях Мангышлака (Домарев, 1956), Удоканского месторождения (Кренделев и др., 1958), Джезказгана (Иванков и др., 1957).

Состав осадочных свинцово-цинковых руд обычно простой. Главными минералами на участках, удаленных от зоны выветривания, являются, как правило, галенит и сфалерит, сопутствующими — халькопирит, пирит, редко — блеклая руда.

При возникновении в одном и том же бассейне полного набора руд аридной триады порою наблюдается явственно выраженное отделение друг от друга накоплений Cu, Pb, Zn. Так, в известном Мансфельдском полиметаллическом месторождении руды меди локализованы ближе к

берегу, хотя и не непосредственно у береговой линии; руды свинца — дальше от берега, а руды цинка на еще большем удалении. Но в Джезказгане В. Д. Шутовым и И. П. Дружининым (1963) недавно были констатированы обратные соотношения: Cu — в большем удалении от устья реки, Pb — ближе к ней.

Из изложенного явствует, что парагенез рудных минералов в осадочных рудах аридной триады Cu—Pb—Zn, взятых вне зоны вторичного окисления, характеризуется наиболее бедным набором минеральных групп сравнительно с рудами железа и марганца. В нем нет ни окисных, ни карбонатных, ни силикатных минералов, а только сульфиды Cu—Pb—Zn и сопутствующие им элементы, а также иногда самородные элементы.

Разнообразие минеральных групп возникает только тогда, когда первичные сульфидные руды выходят на поверхность и начинают окисляться; тогда именно и формируются окислы и гидроокислы, основные соли карбонатов, силикаты, сульфаты, фосфаты и пр. Добавим, что когда в обычных осадочных породах — известняках, глинах — единичными зернами встречаются минералы Cu, Pb, Zn, эти минералы неизменно оказываются сульфидами, обычно халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Таким образом, и в данном случае минеральные группы, присутствующие в рудных накоплениях Cu—Pb—Zn, те же, что и при рассеянных содержаниях этих элементов, таких, впрочем, которые «разрешают» самостоятельное формирование минералов; а не существование Cu, Pb, Zn в «скрытом», сорбированном состоянии на мицеллах глинистых частиц.

4. Об особенностях диагенетического минералообразования в ряду Fe — Mn — Cu — Pb — Zn

Все вышеизложенное позволяет наметить ряд весьма характерных особенностей диагенетического минералообразования в ряду Fe—Mn—Cu—Pb—Zn.

1. Наибольшее разнообразие диагенетических новообразований дает железо: окислы (частично), силикаты, карбонаты, фосфаты, сульфиды; вдвое меньшее марганец — гидроокислы, карбонаты минимальное малые элементы — только сульфиды.

2. Парагенез марганцевых минералов в марганцевых рудах совершенно тот же, что и в железных рудах, когда в них достаточно марганца, чтобы образовывать самостоятельные минералы. Поэтому переход железных руд в марганцевые осуществляется путем чисто количественных изменений содержаний Fe—Mn.

3. Минеральная форма Cu—Pb—Zn в их рудах (сульфиды) совершенно та же, что в железных рудах, когда в них много малых элементов.

4. Парагенез железистых минералов в оолитовых железных рудах и во вмещающих и замещающих их осадочных породах одинаков.

5. Тот же паратенез является фоном во вмещающих породах марганцевых месторождений и, по-видимому, во вмещающих породах рудных накоплений Cu—Pb—Zn.

II. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПАРАГЕНЕЗОВ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНЫХ РУДАХ

Обратимся теперь к механизму образования парагенезов осадочных руд Fe—Mn—Cu—Pb—Zn.

1. Оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды

Поскольку в этих рудах представлены соединения двух- и трехвалентного железа, четырех- и двухвалентного марганца и редуцированные формы серы (S^{2-}), естественно, что образование минералов в разных частях рудного пласта должно было зависеть прежде всего от величин Eh и pH в осадке и от их соотношений. Важность режима Eh и pH в данном случае общепризнана и сомнений не вызывает, особенно после работ Гаррелса (1960), Крамбайна и Гаррелса (1963), Хьюбера и Гаррелса (1963), опубликовавших ряд термодинамически рассчитанных диаграмм равновесий разных форм железа. Но все же апелляция только к режиму Eh—pH еще не решает всей проблемы в целом; остается много крупных и второстепенных особенностей парагенеза, которые применением термодинамических диаграмм отнюдь не объясняются, а требуют дополнительного учета других факторов и процессов. Назову главнейшие из относящихся сюда неясных вопросов.

Так как главная масса аутигенных железистых минералов представлена солями закиси железа, то естественно выяснить, какое вещество было редуцентом Fe^{3+} и почему редуцированность руд возрастает от прибрежного края рудного тела к пелагическому? Каков источник Al и SiO_2, участвующих в сложении лептохлоритов? Почему количество сульфидов железа так незначительно (доли процента) сравнительно с количеством шамозита и сидерита даже в наиболее пелагической и редуцированной полосе рудного тела? Когда в руде появляются пирротин, вивианит? Ни на один из этих вопросов термодинамические диаграммы ответа не дают. А между тем они весьма важны для понимания механизма диагенетических преобразований веществ в железорудном осадке.

В свете общих представлений о диагенезе (Страхов, 1953, 1954) единственным компонентом осадка, способным фигурировать в качестве редуцента окисного железа, было, конечно, органическое вещество. Зная среднее содержание Fe^{2+} в разных точках рудного пласта, можно подсчитать сколько было израсходовано $C_{орг}$ на превращение в диагенезе Fe^{3+} в Fe^{2+}. Получаются изменчивые, но в общем значительные цифры: от 0,5—1,0% $C_{орг}$ в прибрежной кайме рудного пласта, где Fe^{2+} мало, до 5—6% в наиболее пелагической зоне руд, где практически все железо (28—35%) находится в закисной форме. Современные же, т. е. остаточные, содержания $C_{орг}$ в рудах невелики, колеблясь около $0{,}5 \pm 0{,}2\%$. Это означает, что подавляющая масса органического вещества, первично находившегося в рудном осадке, исчезла, израсходовавшись на процессы редукции.

Учитывая, что в рудном осадке было очень много окислителя (Fe^{3+}), легко отдававшего кислород редуценту, такое интенсивное «сгорание» органического вещества в диагенезе само по себе естественно и удивлять не может. Поразительная ситуация возникает, однако, как только мы сопоставим первичные количества $C_{орг}$ в рудах и во вмещающих и замещающих породах. В межрудных песках с обычным содержанием железа современное, т. е. остаточное, $C_{орг}$ исчисляется немногими десятыми долями процента, в алевритах — несколько выше, в глинах — около 1%. Все это обычные кларковые количества; такие же концентрации $C_{орг}$ свойственны и отложениям, замещающим руду (по простиранию).

Учитывая расход $C_{орг}$ на редукцию Fe^{3+} в межрудных и замещающих руду отложениях, количество $C_{орг}$, первично присутствовавшего в этих осадках, приходится оценивать величинами не свыше 0,7—1,5—2%. Таким образом, получается, что железорудный осадок первично был

резко обогащен органическим веществом относительно переслаивавшихся с ним межрудных и замещавших руду отложений; но это избыточное в руде органическое вещество в подавляющей части было затем израсходовано в процессе редуцирования Fe^{3+} в Fe^{2+}.

Естественно встает вопрос: каким путем было возможно накопление больших избыточных масс органического вещества только в самом рудном пласте при отсутствии их в синхроничных замещающих отложениях? Мне думается, что механизм был следующий. Формирование рудного осадка происходило в мелководных условиях, в зоне, характеризующейся во всех бассейнах обильным планктоном. При отмирании клеток и их быстром гидролизе в воду поступало много весьма активных растворимых органических соединений типа кислот, кетонов и т. п. Приносимые с берега реками растворы железа окислялись в соленой морской воде, коагулировали и при этом сорбировали на себе много растворенных органических веществ, которые потом в осадке переводили Fe^{3+} в Fe^{2+}. Иными словами, железо в ходе седиментации как бы само запасало агента для своих преобразований в диагенезе.

Что касается ослабленности процессов редуцирования Fe^{3+} в прибрежной зоне, где железо накапливалось на фоне песков, и усиления редукции в более далеких от берега частях, где рудный осадок возникал на фоне алевритовых и пелитовых отложений, то причина этих изменений кроется в неодинаковости последующей судьбы органического вещества в песках и в более тонкозернистых осадках. В песках благодаря их крупной пористости кислород наддонной воды легко проникал в осадок и окислял органическое вещество, в нем находившееся; на редукцию Fe^{3+}, следовательно, приходилась лишь часть первичной органики. В алевритах и особенно в пелитах проникновение кислорода в осадок затруднено; кислородом органики разрушалось меньше и соответственно больше шло на процессы редукции. Отсюда рост редуцированности железа от прибрежной части рудного осадка к пелагической.

Источники SiO_2 и Al_2O_3 для формирования лептохлоритов в диагенезе были неодинаковы. Кремнезема в морской воде достаточно много (до 2—3 *мг/л*). Когда железо, внесенное в бассейн, коагулировалось в виде Fe_2O_3, заряженного положительно, оно сорбировало, кроме органического вещества, еще и часть кремнезема. Кроме того, кремнезем поступал на дно обычно в составе раковин кремневых организмов — диатомей, кремнежгутиковых водорослей, радиолярий, спикул губок, которые, частично растворяясь в иловой воде, обогащали ее SiO_2; этот биогенно внесенный в осадок кремнезем так же потом участвовал в генерации диагенетических лептохлоритов.

Источником Al_2O_3 были, вероятно, кислые почвы водосборных областей. В тонкой фракции этих почв в составе поглощенных оснований, как правило, имеется не только H^+, но и Al^{3+}. При смыве таких почв дождевыми водами, происходящем параллельно с выносом растворов железа из более глубоких горизонтов элювия, и при попадании речной мути в морскую воду наступал катионный обмен: H^+ и Al^{3+} вышибались из поглощенного состояния ионами Ca^{2+}, Mg^{2+} и Na^+ и переходили в раствор, причем амфотерный алюминий в щелочной среде одновременно перезаряжался. Отрицательно же заряженный Al^{3-} сорбировался положительно заряженными Fe_2O_3 и затем в диагенезе участвовал в сложении новообразованных лептохлоритов. Реальность такого процесса доказывается наблюдениями В. М. Фридлянда (1963) в Северном Вьетнаме. В реках этого региона содержание растворенного алюминия колеблется в пределах 0,5—2,0 *мг/л*. В то же время в полосе контакта

речных и морских вод содержание алюминия возрастает до 6—10 *мг/л*. Специальными опытами было доказано, что обогащение воды алюминием происходит именно за счет обмена основаниями.

В бассейнах тропиков и влажных субтропиков имелся еще и другой источник алюминия — свободные гидроокислы его в коре выветривания. При смыве ее поверхностных горизонтов гидраргиллит в некотором количестве (обычно, вероятно, небольшом) поступал в осадок, где и участвовал в диагенетической генерации лептохлоритов. Относительное значение обменного Al и механически внесенного в осадок гидраргиллита, конечно, варьировало от одного случая к другому; под тропиками Al_2O_3 поступал обоими способами, в умеренно-влажной зоне только в обменном состоянии.

Весьма интересен вопрос о причинах малого содержания сульфидов железа в оолитовых рудах. Единственным источником S^{2-} в илах была морская вода, пропитывавшая осадок и содержавшая некоторое количество сульфатного иона SO_4^{2-}, редуцируемого в диагенезе до S^{2-}. Полное восстановление всех сульфатов захороненной в илах морской воды может дать лишь 0,2% S^{2-} и соответственно около 0,4% пирита в илах. Образование повышенных количеств пирита — до 2—4% — требует диффузионного подтока SO_4^{2-} из наддонной воды в осадок с последующей редукцией этих новых количеств сульфатного иона. Но диффузия ионов в осадках, особенно тонкозернистых, происходит очень медленно и на весьма небольшую глубину — в 2,5—3,0 *м* (по данным об Охотском и Черном морях); глубже диффузионный поток SO_4^{2-} не проникает. В этих обстоятельствах и кроется причина малой сульфидности оолитовых железных руд.

Но если источником сульфидных минералов всегда был диффузионный подток SO_4^{2-} из наддонной воды, то почему в подавляющем большинстве случаев формировался только пирит, а иногда наряду с ним и пирротин? Когда появлялся в рудах вивианит? Когда магнетит?

Ответить на эти вопросы с полной достоверностью пока нельзя. Но некоторые сопоставления уже сейчас напрашиваются сами собой. Весьма интересно с этой точки зрения Керченское месторождение. Оно возникло в водоеме резко опресненном, типа современного Азовского моря, т. е. с соленостью ниже 1% и, несомненно, с малым содержанием в воде сульфатов. И как раз для керченских руд характерно весьма малое содержание сульфидов (доли процента) и наличие наряду с пиритом также малосернистого пирротина. Мы вправе поэтому приписать обе эти своеобразные черты именно опресненности киммерийского моря, т. е. бедности его воды сульфатами.

Еще более интересно наличие в керченских рудах вивианита. Этот минерал, как известно, типичен для отложений болотных и пресноводно-озерных (Пуннус-ярви, Байкал и др.). Поэтому наличие вивианита (и анапаита) именно в керченских рудах нужно приписать также большой опресненности киммерийского моря, приближающей его к пресноводным водоемам. Вполне вероятно, что сравнительное изучение состава лептохлоритовой группы минералов в керченских и нормально-морских рудах сможет в дальнейшем открыть здесь тонкие черты отличий, обязанных разному характеру бассейновых вод. Напомню, что глауконит из киммерийских отложений резко обеднен калием сравнительно с нормально-морским.

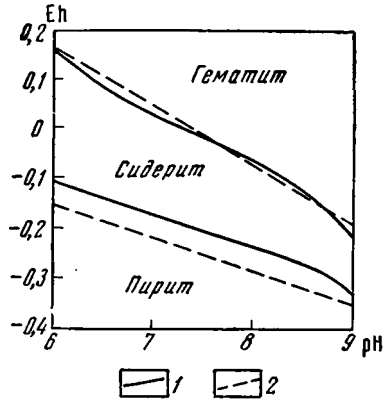
Непонятной остается пока редкость аутигенного магнетита в неметаморфизованных оолитовых рудах (например, лотарингских). Его

кристаллы ассоциируют здесь с лептохлоритами. Невольно рождается мысль, что магнетит возникал тогда, когда в осадке недоставало Al_2O_3 и SiO_2, чтобы связать наличное количество Fe^{2+} и Fe^{3+} в лептохлорите. Но эта идея требует проверки.

2. Марганцевые руды

Как было показано выше, парагенез аутигенных минералов в этих рудах отличается значительной обедненностью сравнительно с парагенезом оолитовых железных руд и, в частности, отсутствием силикатов и сульфидов марганца. Спрашивается, чем обусловлена эта обедненность? Почему в марганцевых рудах нет ни силикатов марганца (родонита и др.), ни сульфидов? И почему карбонатная фация руд так разрастается за счет окисной?

При рассмотрении этих вопросов необходимо прежде всего сопоставить поля устойчивости окислов, карбонатов и сульфидов железа и марганца на диаграммах Крамбайна и Гаррелса. Для удобства они сведены в один рисунок (фиг. 2).



Фиг. 2. Поля устойчивости окислов, карбонатов и сульфидов железа и марганца (по Крамбайну и Гаррелсу).

Границы между минералами: *1* — железистыми, *2* — марганцовистыми

При первом же взгляде на комбинированную диаграмму становится очевидным очень большое сходство полей у Fe и Mn; однако оно не разъясняет вопроса, почему в оолитовых железных рудах так много силикатов Fe, а в марганцевых силикатов Mn нет совсем. Причину приходится искать не в режиме Eh — pH, а в реальных соотношениях минералообразующих ионов в растворе. По К. Краускопфу, «в полях устойчивости $MnCO_3$, $MnSiO_3$ и Mn_3O_4 будет образовываться соединение (или соединения) в зависимости от того, какие присутствуют анионы: $MnCO_3$, если концентрация карбоната превышает концентрацию кремнекислоты, $MnSiO_3$, если в избытке находится кремнекислота, и Mn_3O_4, если оба эти аниона содержатся в небольшом количестве» (Краускопф, 1963, стр. 362). В современных морях, как известно, содержание растворенной SiO_2 в наддонной воде всего 0,5—2 *мг/л*, а ΣCO_2 около 80 *мг/л*; в иловой воде кремнезема до 40—60 *мг/л*, ΣCO_2 — до 150—180 *мг/л*; таким образом, всегда количество SiO_2 уступает содержанию ΣCO_2. Те же соотношения по всем данным существовали (и были даже более резко выражены) в древних бассейнах по крайней мере с альгонка. Вот почему первичных силикатных руд марганца за весь исторический период не возникало, а формировались лишь руды карбонатные. Обилие CO_2 (в разных формах) в морской воде подавляло генерацию в диагенезе силикатов марганца. Иначе говоря, силикаты марганца в поверхностных условиях неустойчивы и потому диагенетических руд не образовывали.

Силикаты же железа в тех же условиях более устойчивы, почему и формировались оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые рудные накопления. Так, в одних и тех же практически полях Eh — pH в парагенезе железных руд представлена большая группа железистых си-

ликатов, а в парагенезе марганцевых руд марганцовистая силикатная группа отсутствует[1].

Все силикаты марганца (родонит, бустамит и пр.), по существующим данным, возникли исключительно в породах, подвергшихся более или менее значительному региональному или контактовому метаморфизму, а также в гидротермальных жилах. Силикаты марганца в этих условиях, очевидно, становятся устойчивее его карбонатов.

Отсутствие силикатов марганца в марганцевых рудах влечет за собою в качестве неизбежного следствия наличие в составе этих руд свободного кремнезема, который констатируется то в виде опала, то в виде несколько перекристаллизованных его разностей. Этот опал был внесен в осадок, как и при формировании железных руд, еще в стадию седиментогенеза в виде скелетных остатков кремнистых животных. Но в диагенезе железорудного осадка он был израсходован потом на формирование лептохлоритов. В диагенезе же марганцеворудного осадка опал не расходовался на формирование марганцевых рудных минералов и стал микроскопически улавливаемой составной частью руды.

Отсутствие в рудном парагенезе сульфидов марганца при наличии пирита имеет другую причину. Можно было бы искать ее в разных условиях Eh, необходимых для формирования сульфидов марганца и железа. Как видно из фиг. 2, MnS формируется при несколько более низких Eh, чем FeS_2. Но различие в пролегании границ карбонатов и сульфидов на этой диаграмме невелико, и потому едва ли именно ему следует приписывать решающее значение в качестве причины отсутствия сульфидов марганца в марганцевых рудах[2].

Иначе выглядит дело, если обратиться к растворимостям сульфидов железа и марганца. По данным Брунера и Завадского (Чухров, 1955), растворимость MnS составляет $3{,}8\times10^{-8}$ *мол/л*, а растворимость $FeS - 3{,}9\times10^{-10}$ *мол/л*; те же соотношения указываются и К. Краускопфом. Таким образом, растворимость сульфида марганца в 100 раз выше растворимости сульфида железа. Поскольку же содержание SO_4^{2-} в иловой воде невелико и значит иона S^{2-} также немного, естественно, что он успевает целиком или почти целиком связаться

[1] Хотя силикаты Fe устойчивее силикатов Mn и могут возникать и существовать при преобладании в иловой воде ΣCO_2 над ΣSiO_2, все же содержание CO_2 и pH раствора, несомненно, влияют на их образование. Имея в виду чисто геологические наведения, можно полагать, что понижение pH (и значит повышение CO_2 в иловой воде) подавляет, тормозит генерацию лептохлоритов, сводя ее к минимуму и, наоборот, способствует генерации $FeCO_3$. Повышение pH в иловой воде и убывание в ней CO_2 действуют противоположно. Это сейчас же сказывается на составе конкреций, крайне чутких к изменениям гидрохимии иловых вод. Так, в озерах с кислыми и очень кислыми илами генерация лептохлоритов подавляется за счет усиленного формирования рассеянного $FeCO_3$. Поэтому для озерных отложений типично широкое развитие сидеритовых, притом обычно очень чистых, конкреций. В морских отложениях, как правило, более или менее первично известковистых, pH в иловой воде выше, ΣCO_2 меньше. Это благоприятствует формированию повышенных количеств лептохлоритов за счет подавления $FeCO_3$; отсюда слабое развитие среди морских отложений сидеритовых (точнее сидероплезитовых) конкреций, вытесняемых здесь кальцитовыми или в лучшем случае анкеритовыми. Но в специфической обстановке придельтовых пространств, в которых вода опреснена, садка $CaCO_3$ из нее резко подавлена, органического же вещества в илах много, может создаваться в илах обстановка с пониженным pH и обилием ΣCO_2. В этих случаях лептохлоритовая реакция подавлена, рассеянного $FeCO_3$ в илах много и, как это убедительно показала З. В. Тимофеева (1963), возникает масса стяжений $FeCO_3$ (сидероплезита), делающих отдельные отрезки разреза рудоносными.

[2] К тому же FeS, аналог алабандита, более растворим, чем Fe_2S, и потому граница $FeS/FeCO_3$ на диаграмме должна лежать ниже границы $FeS_2/FeCO_3$; возможно, что границы $FeS/FeCO_3$ и $MnS/MnCO_3$ вообще тождественны или очень близки.

с железом, образуя очень мало растворимый гидротроилит, в составе которого необратимо уводится из иловой воды. А так как железа в осадке все же достаточно много, то этот процесс создает перманентный дефицит S^{2-} в иловой воде, не позволяющий сульфиду марганца достигнуть насыщения илового раствора и перейти в твердую фазу. Стало быть, реальной причиной отсутствия в марганцевых рудах сульфидов марганца при наличии сульфидов железа является стократно бо́льшая растворимость первых по сравнению со вторыми.

В редчайших случаях, однако, гауэрит (MnS_2) все же наблюдается и в осадочных рудах марганца (алабандит никогда не констатировался). MnS_2 был, например, установлен А. Г. Бетехтиным в рудах Чиатурского месторождения. К сожалению, указание на наличие гауэрита имеет очень общий характер. Особенно досадно, что нет ни валового анализа руды, где он был встречен, ни количеств содержащегося в ней железа и MnS_2. Можно думать все же, что гауэрит развивался лишь на тех участках рудного пласта, где содержание железа было резко понижено, а редукция SO_4^{2-} достаточно сильно выражена. В такой ситуации, конечно, было возможно возникновение избыточного количества S^{2-} против потребного для переведения всего железа в пирит; этот избыточный сульфидный ион и шел на формирование сульфида марганца; масса последнего, конечно, значительной быть не может. Но более растворимый алабандит (MnS) в осадочных неметаморфизованных марганцевых рудах формироваться не мог.

Что касается более интенсивного развития карбонатной фации у марганцевых руд, чем у железных, то причиной является, вероятно, то, что в марганцевых рудах вся площадь, отвечающая лептохлоритовой фации руд железа, занята карбонатами (или карбонатно-манганитовыми накоплениями), что автоматически расширяет именно карбонатную фацию. Дополнительной причиной является, вероятно, несколько большая пелагическая сдвинутость марганцевых руд сравнительно с железными, т. е. несколько большее тяготение их к тонкозернистым и более богатым $C_{орг}$ отложениям, по природе своей, так сказать, приспособленным к существованию закисных форм марганца.

Итак, признавая диагенетическую природу минералов, слагающих неметаморфизованные марганцевые руды, мы в состоянии в настоящее время понять обедненность парагенеза их рудных минералов сравнительно с парагенезом оолитовых железных руд и, в частности, отсутствие у марганцевых руд силикатов и сульфидов. Оказывается при этом, что причины коренятся совсем не в режиме Eh — pH рудного осадка (поля этих параметров весьма близки у руд Fe и Mn), а в материальном балансе, свойственном рудному осадку. Силикаты Mn не возникали потому, что в иловой воде было значительно больше CO_2 (в разных формах), чем SiO_2; сульфиды же не формировались в силу их стократно большей растворимости сравнительно с сульфидами железа при общем малом содержании («запасах») S^{2-} в иловой воде.

Еще резче роль разной растворимости потенциально возможных диагенетических минералов выступает в формировании минеральных парагенезов у осадочных руд Cu — Pb — Zn.

3. Осадочные руды Cu — Pb — Zn

Две особенности осадочных руд Cu — Pb — Zn требуют специального разъяснения: 1) чем объясняется бедность этого парагенеза и ограничение аутигенных минералов только сульфидами? 2) что определяет своеобразную минералогическую зональность, наблюдаемую в

медных рудах, а также пространственное разобщение Cu, Pb и Zn в осадочных полиметаллических рудах?

Бедность минерального парагенеза и его ограничение только сульфидами Cu, Pb, Zn вызывается крайне низкой растворимостью этих сульфидов и их способностью возникать и устойчиво сохраняться при высоких значениях Eh в интервале pH от 6 до 9.

Низкая растворимость сульфидов Cu, Pb, Zn видна из нижеследующих цифр (табл. 5).

Таблица 5

Растворимость сульфидов

Сульфиды	По Брунеру и Завадскому (1931), по Чухрову (1955), *мол/л*	По Краускопфу (1955), *мол/л*	*мг/л*
Cu_2S	—	8×10^{-20}	12×10^{-15}
CuS	—	3×10^{-27}	$2{,}7\times10^{-22}$
PbS	$2{,}0\times10^{-14}$	7×10^{-19}	16×10^{-14}
ZnS	$3{,}5\times10^{-12}$	$4{,}5\times10^{-14}$	34×10^{-9}
FeS	$3{,}8\times10^{-10}$	—	$3{,}34\times10^{-5}$
MnS	$3{,}9\times10^{-8}$	—	$3{,}39\times10^{-3}$

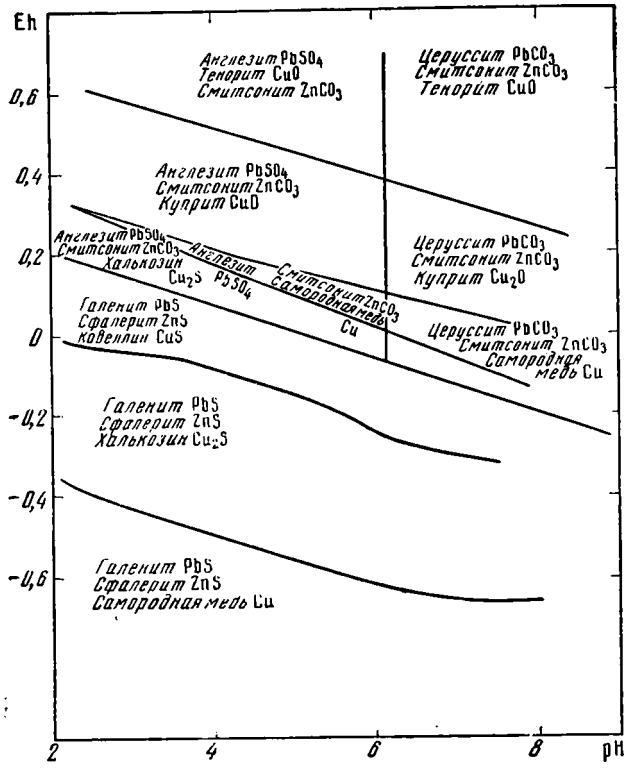
Для сравнения приведены также цифры растворимости для сульфидов железа и марганца, которые уже упоминались выше.

Напомню, что растворимость основного карбоната меди в речных водах составляет, считая на металл, около 0,1—0,2 (Яковлева, 1952), карбоната свинца — около 1,1, карбоната цинка — 40 *мг/л*.

Имеется много оснований считать, что в осадок названные элементы поступали именно в виде своих основных карбонатов (Страхов, 1962). Поэтому, когда в осадке появлялись даже ничтожные следы S^{2-}, карбонаты Cu, Pb, Zn немедленно переходили в форму сульфидов как наименее растворимую из всех других. В этом решающая причина того, что парагенез минералов Cu — Pb — Zn в их рудных накоплениях и при рассеянном нахождении в породах ограничивается только сульфидными минералами при исключении всех других минеральных групп — карбонатов, силикатов, сульфатов.

Весьма любопытно еще следующее обстоятельство, выясняющееся из сравнения диаграмм Fe—Mn (см. фиг. 2) и для Cu, Pb, Zn, рассчитанных Гаррелсом (фиг. 3). В то время как сульфид железа (а тем более марганца) в интервале pH от 6 до 9 устойчив, начиная с Eh ниже —0,1 *v* у кислого конца диаграммы до Eh, равного —0,3 *v* у щелочного ее конца, Cu_2S становится устойчивым с Eh+0,2 *v* у кислого конца до Eh немного ниже нуля у конца щелочного. Иначе говоря, сульфид меди смещен далеко в область положительных Eh сравнительно с сульфидами железа и марганца. То же наблюдается у сфалерита и галенита, хотя зона их устойчивости и несколько не достигает верхней границы поля халькозина. Таким образом, помимо весьма малой растворимости Cu_2S, CuS, PbS, ZnS, все эти сульфиды способны возникать и затем устойчиво сохраняться при относительно высоких значениях Eh, что, конечно, весьма облегчает их генерацию. Напомню, что «измеренные значения Eh насыщенных воздухом вод, как пресных, так и морских, находятся в пределах 0,35—0,45 *v* против теоретических значений 0,75—0,85 *v*. Как предполагает Купер, эффективное значение Eh для медленных геологических процессов, вероятно, лежит где-то между этими пределами, однако дать какое-либо определенное значение для этой реакции невозможно» (Краускопф, 1963, стр. 263). Из

сказанного явствует, что достаточно было уже незначительного понижения Eh в иловых водах сравнительно с Eh наддонной нормальной морской воды, а также самого начала редукции SO_4^{2-} порождавшей ничтожные величины H_2S в иловой воде, чтобы в илах стали формироваться сульфиды Cu, Pb, Zn. Они ассоциируют в это время с окисными минералами Mn и Fe.

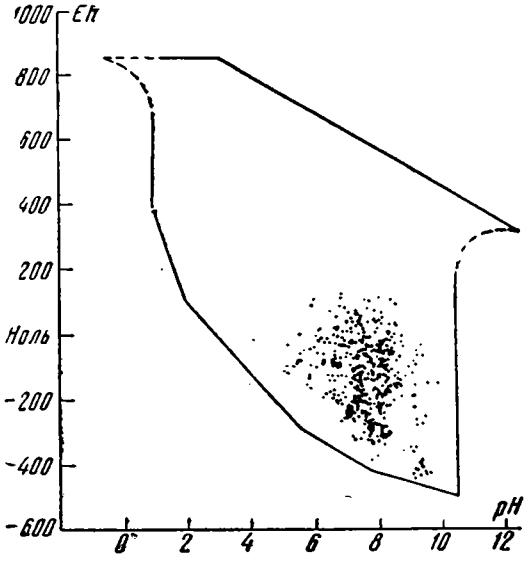


Фиг. 3. Диаграмма устойчивости сульфидов и продуктов их окисления при 25°, 1 *ат* общего давления и при наличии суммы растворенного карбоната, равной $10^{-1,5}$, и суммы растворенной серы, равной 10^{-1} (по Гаррелсу)

Но возможна ли редукция SO_4^{2-} при значениях Eh, равных +0,2—0*v* в обычных пределах pH, свойственных морской воде? Так как природная редукция сульфатов, как известно, есть процесс полностью биогенный, связанный с жизнедеятельностью бактерий-десульфатизаторов, то для ответа на этот вопрос необходимо, очевидно, выяснить те предельные значения Eh, при которых протекает жизнедеятельность этих бактерий. На фиг. 4 воспроизведена диаграмма значений Eh — pH, замеренных Басс-Бекингом (1963) в культурах десульфатизаторов. Как видим, при pH, равном 6—9, десульфатизаторы работают в поле Eh и выше нуля, почти до 0,2*v*, хотя главное поле их работы лежит ниже нуля (0,0—0 04 *v*). Таким образом, генерация биогенного H_2S в зоне Eh от 0 до 0,2 *v* в природе действительно происходит, и эта необходимая предпосылка для очень раннего возникновения сульфидов Cu, Pb, Zn в диагенезе осуществляется.

Весьма интересен вопрос о происхождении зональности сульфидных минералов в медных месторождениях, когда накопления халькозина, возникшие еще на переходе красноцветных отложений к сероцветным, сменяются в пределах последних борнитом и затем халькопиритом, с которым ассоциирует пирит, и чистым пиритом.

В. С. Домарев (1958) видит в этой зональности выражение химической дифференциации элементов, происходившей еще в седиментогенезе. Я же трактовал (Страхов, 1962) эту зональность как результат процессов, протекавших в диагенезе; при этом главным фактором, обусловившим возникновение зональности, была разница в Eh, при которой происходила садка разных сульфидов меди. Моя работа была написана в 1960 г., когда у нас еще не была известна монография Гаррелса («Минеральные равновесия»), вышедшая в 1960 г. Сейчас, когда мы располагаем диаграммами равновесий Cu_2S—FeS_2, рассчитанными Гаррелсом для разных условий, идея диагенетического происхождения зональности получает необходимую поддержку данными физико-химии и вместе с тем приобретает бо́льшую ясность и определенность.

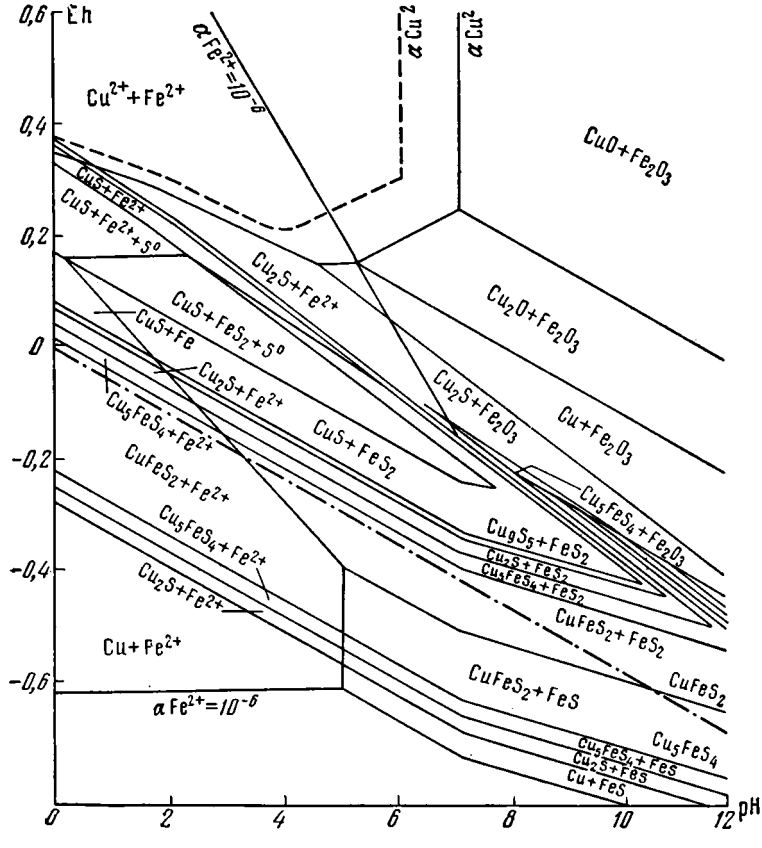


Фиг. 4. Eh—pH-параметры условий существования сульфатвосстанавливающих бактерий (по Баас-Бекингу и др.)

На фиг. 5 воспроизведена одна из диаграмм Гаррелса. Из нее видно, что в интервале pH, равном 6—9 при самых высоких Eh (>0), осаждается халькозин, причем он находится в равновесии с окисью железа. При более низких Eh формируется борнит также еще в равновесии с Fe_2O_3. При дальнейшем понижении Eh образуется ковеллин в равновесии уже с FeS_2, а затем и халькопирит, также в равновесии с FeS_2. При этом нужно иметь в виду, что переход от полей с более высоким Eh к полям с более низким Eh в данном случае отвечает возрастающей растворимости твердых фаз, что отчасти можно видеть и из табл. 5 и что вообще является правилом для диаграмм сульфидов, построенных Гаррелсом. Вот это-то обстоятельство и является для нас чрезвычайно важным.

Возьмем два участка внутри меденосного пласта с первично более или менее равномерно распределенными Cu и Fe; один участок пусть отвечает области с повышенным первичным содержанием $C_{орг}$ другой с очень малым. Первый в диагенезе очень скоро приобретает низкий Eh и обилие H_2S в иловых водах и станет сероцветным; на втором Eh сохранится на высоком уровне и количество H_2S будет ничтожным. На сероцветном участке условия будут отвечать садке более растворимого сульфида меди — халькопирита, на красноцветном — садке наименее растворимого — халькозина. На халькопиритовом участке в иловой воде, следовательно, будут сохраняться многократно более высокие концентрации Cu^+ и Cu^{2+}, а также S^{2-} (H_2S), чем на

участке халькозиновом. В таком случае с неизбежностью начнется диффузионное перетекание Cu^+ и S^{2-} из сероцветного участка в красноцветный. На пограничных отрезках, где Eh войдет в поле положительных значений, неизбежно будет происходить садка халькозина, пополняемая подтоком Cu^+ и S^{2-} из сероцветного участка. Централь-



Фиг. 5. Система Cu—Fe—S—O—H (неполностью) при 25° и 1 *ат* общего давления. Сумма растворенной серы равна 10^{-1} (по Гаррелсу и Натарайану)

ная часть сероцветной зоны, таким образом, будет терять медь, пограничные с красноцветной зоной области — приобретать ее. В конце концов, некоторые участки сероцветной зоны могут вовсе потерять медь, а периферические ею резко обогатятся. Медь пространственно сместится относительно железа в сторону красноцветной фации и возникнет та минералогическая зональность, когда на одном (центральном) конце ряда с наиболее низкими Eh будет FeS_2, на другом — с наиболее высоким Eh — Cu_2S, а в промежутке сложные сульфиды Cu и Fe, отвечающие промежуточным значениям Eh. Такая чисто диагенетическая зональность сульфидов может прослеживаться как по простиранию пласта, так и вкрест его и под различными углами к залеганию пород.

Совершенно иной механизм вызывал сдвинутость накоплений PbS и ZnS в одних случаях (Мансфельд) в более пелагические области бассейна сравнительно с рудами меди, в других, напротив, в более

прибрежные области (Джезказган). В первом случае (Мансфельд) мы имеем дело, несомненно, с явлением, возникшим еще на стадии седиментогенеза и обусловленным тем, что геохимическая подвижность Pb больше подвижности меди, а геохимическая подвижность цинка больше, чем свинца (Страхов, 1962).

Противоположный случай смещения свинца на участки более прибрежные сравнительно с медным оруденением, что имеет место в Джезказгане, В. Д. Шутов и И. П. Дружинин (1963) объяснили диагенетическими миграциями более подвижного свинца в сторону красноцветных отложений. Однако как раз для диагенетической стадии эту идею о большой подвижности свинца сравнительно с медью использовать, по-видимому, нельзя, во всяком случае для соотношений, наблюдающихся в Джезказгане, ибо, по диаграмме Гаррелса, PbS и ZnS осаждаются при более низких значениях Eh, чем халькозин; стало быть, уходить в сторону красноцветных фаций дальше, чем Cu, свинец и цинк не могут.

Объяснение соотношениям, наблюдаемым в Джезказгане, нужно искать, видимо, в специфическом течении химической садки в седиментогенезе. Следует иметь в виду, что если в норме основная карбонатная соль свинца, несомненно, садится при несколько более высоких pH, чем основная соль меди, то порою могут возникать и обратные соотношения. Они могут вызываться, например, резко повышенными (против нормы) содержаниями свинца в речной воде, что обусловит нарушение равновесия и садку углекислого свинца раньше, чем обычно, т. е. одновременно с медью и даже несколько раньше, чем углекислой меди. Это тем более возможно, что pH садки свинца весьма близок к pH садки меди: в первом случае меньше 7,2; во втором — меньше 7,0. Таким образом, в зависимости от концентраций Cu и Pb в исходных речных водах, питавших морской водоем, пространственные соотношения накоплений этих элементов на дне бассейна могли варьировать, и свинцовые руды оказывались то более пелагическими рудами, чем медные, то более приближенными к источнику питания.

III. ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРОВАВШИЕ ПАРАГЕНЕЗ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В РУДНЫХ НАКОПЛЕНИЯХ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОДАХ

Мы можем теперь сформулировать ответ на вопрос: какие же основные факторы контролировали парагенез аутигенных минералов в осадочных рудных накоплениях и во вмещающих породах?

1. Первый и основной фактор это — режим Eh и pH, господствовавший в диагенезе на данном участке рудного осадка. Огромное значение этого фактора видно на всех типах разобранных руд: оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых, марганцевых, полиметаллических медно-свинцово-цинковых. Оно, несомненно, проявляется и во многих других рудах и во вмещающих их породах.

2. Как ни важны, однако, оба указанные показателя физико-химической среды, все же надо ясно представлять себе, что действие их отнюдь не универсально, но ограниченно и притом по самым разнообразным направлениям.

Нужно иметь в виду, прежде всего, что разные ионы весьма поразному относятся к Eh и pH. Интересны с этой точки зрения следующие сопоставления Крамбайна и Гаррелса (табл. 6).

Комбинируя ионы в соли, получаем, что садка NaCl, KCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$, NaBr, KBr, NaJ и т. п. не зависит от режима Eh — pH рас-

твора и контролируется только концентрациями этих солей в растворе.

Садка карбонатов K, Na, Ca, Mg зависит от концентраций их в растворе, а также от pH среды, но не зависит от ее Eh. И только садка гидроокислов, карбонатов, фосфатов, сульфатов и сульфидов, а также силикатов Fe, Mn, а равно и всех других тяжелых минералов зависит от их концентраций в растворе и от режима Eh и pH среды.

3. Ближайшее рассмотрение показывает, однако, что и в этой третьей группе только влиянием Eh и pH существующие в природе парагенезы аутигенных рудных минералов еще не объясняются. Это видно уже на оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых рудах. Изменчивое, но обычно мизерное содержание сульфидов железа в этих рудах определяется не режимом Eh — pH осадка, а незначительностью масс SO_4^{2-} в исходной воде, а также весьма ограниченными возможностями дополнительного натягивания этого иона илом из наддонной воды в процессе диагенеза.

Таблица 6

Поведение различных ионов как функция Eh и pH
(по Крамбайну и Гаррелсу)

Ион	Зависимость от Eh	Зависимость от pH
Na^+	0	0
K^+	0	0
Ca^{++}	0	0
Mg^{++}	0	0
Cl^-	0	0
Br^-	0	0
J^-	0	0
CO_3^{2-}	0	×
PO_4^{2-}	0	×
OH^-	0	×
Fe^{2+}	×	×
Fe^{3+}	×	×
Mn^{2+}	×	×
Mn^{3+}	×	×
Mn^{4+}	×	×
S^{2-}	×	×
SO_4^{2-}	×	×

Примечания: × указывает на зависимость от Eh и pH; 0—указывает на отсутствие зависимости от Eh и pH.

Еще отчетливее сказывается ограниченность влияния режима Eh — pH в составе парагенезов марганцевых руд. Исходные марганцеворудные осадки по всем признакам проходят в диагенезе через те же поля диаграмм Eh — pH, что и руды железные, однако парагенез рудных минералов у марганцевых руд гораздо беднее парагенеза у руд железных (оолитовых): в нем нет ни силикатов, ни сульфидов марганца. Первые не развиты потому, что в условиях поверхности Земли неустойчивы из-за преобладания ΣCO_2 над SiO_2. Вторые потому, что исходного количества SO_4^{2-}, а также тех масс этого иона, которые насасываются в ил в ходе диагенеза, недостаточно для приведения MnS к состоянию насыщения. Так вырисовывается крупное значение новых двух ограничивающих моментов: устойчивости возникающего соединения и его растворимости в реально существующих условиях морских отложений.

Рудные осадки, обогащенные Cu — Pb — Zn, в диагенезе проходят, несомненно, через те же области Eh — pH, что и руды Fe — Mn, но парагенез аутигенных рудных минералов в них еще беднее и ограничивается только сульфидами; нет ни окислов, ни карбонатов, ни силикатов. Причин две: а) ничтожная растворимость сульфидов Cu — Pb — Zn и сопутствующих им тяжелых металлов, а также то, что они начинают возникать в поле положительных значений Eh (до $+0{,}2v$); б) малая концентрация Cu — Pb — Zn в исходных осадках, что позволяет всей без остатка массе их исходных карбонатных соединений перейти в сульфидную форму. Высокие концентрации Cu — Pb — Zn локально возникают уже в результате перераспределения сульфидов.

Таким образом, даже в третьей из выделенных в п. 2 групп веществ эффективность действия Eh — pH ограничивается по крайней мере пятью дополнительными факторами: а) устойчивостью возникающих комбинаций ионов и способностью этой комбинации перейти в твердую фазу; б) растворимостью возникающей комбинации; в) массой SO_4^{2-} в исходной иловой воде и величиной возможного диффузионного натягивания его из наддонной воды; г) концентрациями рудных металлов в исходных осадках; д) интенсивностью перераспределения возникших аутигенных рудных минералов, уходом из одних мест в другие, что приводит иногда к образованию специфической минералогической зональности руд (например, у руд меди).

Из изложенного видно, насколько сложен и многообразен реальный механизм формирования парагенезов аутигенных минералов в осадочных рудах и как много факторов активно действуют в этом механизме. Величины Eh — pH являются лишь одним из этих факторов, хотя и достаточно важным. Знание системы Eh — pH позволяет понять механизм аутигенного минералообразования лишь в первом и притом чисто качественном приближении. Действительное же познание, и не только качественное, но и количественное, дает учет других перечисленных выше факторов.

Подчеркнуть это обстоятельство важно потому, что до сих пор еще существует сильно преувеличенная оценка роли режима Eh — pH в аутигенном минералообразовании и стремление видеть в нем тот талисман, который открывает все тайны. Действительное проникновение в механизм рождения парагенезов рудных минералов возможно только путем сочетания диаграмм Eh — pH с данными по растворимости и устойчивости разных соединений в условиях поверхности Земли, а также с возможностями диффузионного перетекания некоторых компонентов из наддонной воды в ил и аутигенных минералов из одной точки осадка в другие. Отсюда видна вся односторонность, ошибочность и, я бы сказал, даже схоластичность классификаций так называемых «геохимических фаций», построенных на базе Eh — pH, когда в классификационные рубрики искусственно загоняются не только минералы, действительно зависящие от режима Eh — pH, но и минералы, к нему совсем нечувствительные, и когда в анализе реальных парагенезов аутигенных минералов полностью игнорируются растворимость и устойчивость разных соединений, а также их диффузионное перераспределение в осадке.

ЛИТЕРАТУРА

Бакун Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев П. Ф. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 5, 1958.

Баас-Бекинг Л. Г. М. и др. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. В сб. «Геохимия литогенеза». Изд. иностр. лит., 1963.

Бетехтин А. Г. О генезисе Чиатурского месторождения. Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, 1937.

Гаррелс Р. Минеральные воды как функция pH и окислительно-восстановительных потенциалов, особенно в зоне окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений. В сб. «Термодин. геохимич. процессов». Изд. иностр. лит., 1960.

Гаррелс Р. Минеральные месторождения. Изд. иностр. лит., 1962.

Домарев В. С. О генезисе месторождений типа медистых песчаников. Материалы ВСЕГЕИ, сер. полезн. ископ., сб. 4, 1948.

Домарев В. С. Медистые породы. Справ. руков. по осад. пор., т. II, Гостоптехиздат, 1958.

Иванков Л. И. и др. О некоторых особенностях геологии Джезказганского месторождения и новых фактах, полученных рудничной геологической службой. Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, вып. 9, 1957.
Кантор М. И. Генезис Керченских железорудных месторождений. Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, 1937.
Крамбайн В. С. и Гаррелс Р. М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. В сб. «Геохимия литогенеза». Изд. иностр. лит., 1963.
Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд. иностр. лит., 1955.
Краускопф К. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. В сб. «Геохимия марганца». Изд. иностр. лит., 1963.
Страхов Н. М. Железорудные месторождения и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, 1947.
Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд. АН СССР, 1962.
Тимофеева З. В. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
Фридлянд В. М. Типы кор выветривания Северного Вьетнама. В сб. «Кора выветривания», вып. 6, 1963.
Хьюбер Н. К. и Гаррелс Р. М. Связь осадочных минералов железа с pH и окислительно-восстановительным потенциалом. В сб. «Термодин. геохимич. процессов». Изд. иностр. лит., 1963.
Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джезказгане. Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.
Юрк Г. С. и др. Минералогия керченских железных руд. Изд. АН УССР, 1959.
Яковлева М. Н. Экспериментальные исследования по вопросу накопления меди в осадочных породах. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 27, вып. 6, 1952.
Davis O. R. The origin of the Roan Antelope copper deposits of Nothern Rodesia. Econ. Geol., No. 6, 1954.
Garlick W. G. Reflections on prospeding and ore Nothern Rhodesia. Bull. Ind. Min. and Metallurgy, No. 564, 1953.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
15.IV.1964

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

УДК 549.674.1:551.781(477.7)

К ПОЗНАНИЮ ЦЕОЛИТОВ ГЕЙЛАНДИТОВОЙ ГРУППЫ. ЦЕОЛИТ ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СССР

Г. Ю. БУТУЗОВА

В статье описывается аутигенный цеолит из отложений палеогеновой марганценосной провинции Юга СССР. В результате детального химико-минералогического исследования этого минерала, а также анализа литературных данных цеолит был диагностирован как клиноптилолит. Отмечена широкая распространенность клиноптилолита в молодых мезозойско-кайнозойских осадках платформенных областей.

Занимаясь изучением вещественного состава рудовмещающих пород на территории палеогеновой марганценосной провинции Юга СССР мы установили широкую распространенность аутигенного цеолита среди различных по составу пород этого региона.

По общим химико-минералогическим признакам этот цеолит, несомненно, принадлежит кристаллохимической группе гейландита, т. е. группе, к которой относятся цеолиты, имеющие структуры, близкие слоистым; поэтому они существенно отличаются от других цеолитов.

В то же время этот цеолит обладает некоторыми характерными чертами, которые заставляют отнести его к особому минеральному виду — клиноптилолиту, входящему в гейландитовую группу.

Чтобы убедиться в этом, рассмотрим вначале диагностические признаки этого минерала, имеющиеся в литературе, а затем сравним с ними особенности изученного нами цеолита.

1. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ КЛИНОПТИЛОЛИТА

Вопрос о существовании среди цеолитов гейландитовой группы клиноптилолита как самостоятельного минерала до недавнего времени оставался дискуссионным. Так, например, Хей и Баннистер, изучавшие цеолит, впервые описанный Пирсоном как морденит (Pirsson, 1890), показали, что этот цеолит имеет гейландитовую структуру, но отличается от гейландита повышенным содержанием кремнезема. Они не признали его за самостоятельный минерал, а определили как высококремнистую разность гейландита (Hey and Bannister, 1934). Шеллер, изучавший этот же минерал, придерживается иной точки зрения: он рассматривает его как особый минерал, входящий в структурную группу гейландита. Он назвал этот минерал клиноптилолитом (Shaller, 1923).

Брамлетт и Позняк описали цеолит из бентонитов Доме (Аризона) и из измененных вулканических туфов формации Монтери (Калифорния) и определили его как клиноптилолит (Bramlette and Posnjak, 1933), а Джильберт и Макандрюс изученный ими цеолит из песчани-

ков Санта Краз (Калифорния) рассматривают не как самостоятельный минерал, а как высококремнистую разновидность гейландита (Gilbert and McAndrews, 1948).

Накопленный за последнее время большой фактический материал по природным и синтетическим цеолитам позволяет более определенно говорить о природе этого минерала.

В опубликованных недавно работах Мэсона, Сэнда и Мамптона (Mason and Sand, 1960; Mumpton, 1960) приводятся весьма убедительные доказательства в пользу того, что клиноптилолит является особым, самостоятельным минералом, отличающимся от гейландита целым рядом параметров и свойств.

В основу работ этих авторов положены детальные исследования клиноптилолита из эоцен-олигоценовых глин Патагонии и третичных осадков района Гектор в Калифорнии, для сравнения привлечен обширный материал по другим природным и синтетическим цеолитам. Самым убедительным и наглядным признаком, подтверждающим различие между гейландитом и клиноптилолитом, является поведение минералов при термических исследованиях.

Дифференциальный термический анализ показал, что клиноптилолит по сравнению с гейландитом обладает большей термической устойчивостью. На термических кривых гейландитов имеется четкий, резкий эндотермический пик при 300—350°, вызванный, как показали рентгеноструктурные исследования, переходом гейландита в другую структурную модификацию — «гейландит В». В клиноптилолите же не наблюдается никаких структурных изменений вплоть до 1000°, и на термических кривых имеется лишь один характерный растянутый низкотемпературный эндотермический эффект дегидратации. Дополнительные пики на кривых вызваны обычно посторонними примесями.

Помимо термических, имеются еще и четкие химические различия между гейландитом и клиноптилолитом; они прежде всего заключаются в существенной разнице в содержании SiO_2 и Al_2O_3 в элементарной ячейке минералов.

Мамптон, суммируя приведенные в литературе данные по химическому составу цеолитов, отмечает, что у клиноптилолита молекулярное отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ составляет, как правило, 8,5—10,5; у гейландита же оно меняется от 5,5 до 6,5 (Mumpton, 1960).

Мэсон и Сэнд приводят несколько иные цифры для отношения $SiO_2 : Al_2O_3$: для клиноптилолита 6,5—11, для гейландита 5,5—8,5 (Mason and Sand, 1960). Несмотря на некоторые расхождения, эти данные свидетельствуют о более высоком содержании кремнезема в клиноптилолите по сравнению с гейландитом.

Менее важным, но довольно характерным отличительным признаком является преобладание в клиноптилолитах одновалентных обменных катионов над двухвалентными. Гейландит, как правило, является существенно Ca цеолитом, клиноптилолит Na — K. Однако состав и содержание катионов в цеолитах ни в коей мере не являются определяющими для их диагностики, так как связаны прежде всего с составом исходного материала и характером иловых вод.

Это положение подтверждается экспериментальными работами, проведенными Мамптоном на примере клиноптилолита из района Гектор (Калифорния). После замещения 90% обменных катионов в этом образце кальцием рентгеноструктурный и термический анализы не показали никаких изменений в структуре и термической устойчивости, т. е. кальциевый клиноптилолит сохранил все особенности клиноптилолита, существенно отличающиеся от особенностей гейландита.

Различные свойства этих минералов обусловлены не природой обменных катионов, а различным соотношением основных ионов, участвующих в строении тетраэдрических и октаэдрических слоев, различным соотношением $SiO_2 : Al_2O_3$, чем и определяется неодинаковый характер термических реакций минералов.

Этим же объясняется различная величина показателей преломления гейландита (выше 1,488) и клиноптилолита (ниже 1,485). В остальном оптические свойства этих минералов идентичны. Сходство оптических и кристаллографических констант предполагает сходство структур гейландита и клиноптилолита, что в действительности и наблюдается.

Отсутствие переходных разностей между гейландитом и клиноптилолитом, несмотря на их структурную общность, четкие различия в химическом составе и особенно термической устойчивости дают основание классифицировать клиноптилолит как самостоятельно существующий минерал. Он принадлежит группе гейландита, имеет близкие с ним структурные характеристики и отличается от него повышенным содержанием кремнезема, существенно отличным поведением при термической обработке, более низкой величиной показателей преломления и обычным, но не обязательным, преобладанием одновалентных катионов (Na+K) над двухвалентными (Ca+Mg).

Разница в составе этих минералов отражает различную физико-химическую обстановку их образования. В условиях, характеризующихся избытком SiO_2, будет, по-видимому, образовываться клиноптилолит — минерал с высоким содержанием кремнекислоты.

Принимая во внимание близость структурных, кристаллооптических и кристаллографических параметров различных цеолитов группы гейландита, следует помнить, что надежным основанием для точного их определения могут служить лишь комплексные исследования, включая рентгеноструктурный и термический анализы, оптический, химический и другие методы минералогического анализа; одностороннее их исследование вносит, как правило, ошибку в диагностику.

2. ЦЕОЛИТ ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СССР

Нами детально был изучен цеолит из отложений харьковского и киевского ярусов Никопольского района Украины и из хадумских отложений Чиатурского района Грузии. Несмотря на довольно значительную географическую разобщенность и существенные различия в тектонической, палеогеографической и фациальной локализации цеолитсодержащих осадков, формы выделения, состав, структура, оптические и термические константы минералов совершенно идентичны.

Прежде чем перейти к характеристике изученного минерала, необходимо коротко остановиться на методике его выделения из породы.

При изучении шлифов было установлено, что размеры кристалликов, как правило, укладываются в пределах 0,01—0,001 *мм*. Выделенная из породы фракция 0,01—0,001 *мм* подвергалась дальнейшей обработке в центрифуге; здесь в жидкости с удельным весом 2,3 минералы разделяли по удельному весу. Легкая фракция с удельным весом $<2{,}3$, куда попадали все кристаллики цеолитов, промывалась, высушивалась, и дальнейшее ее очищение от глинистых комочков, кварца и других минералов проводилось под бинокулярной лупой. Несмотря на проведенную таким образом довольно тщательную очистку мате-

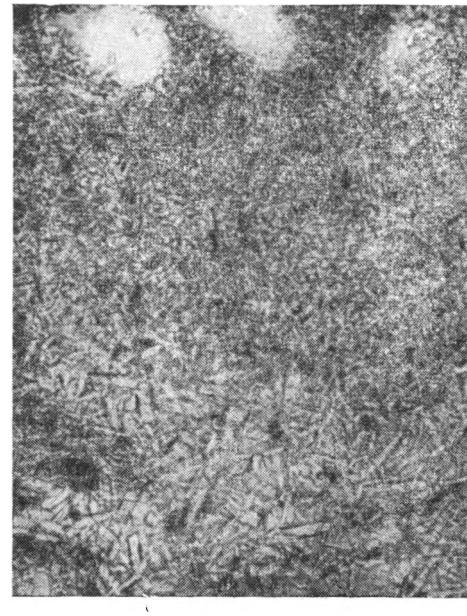
риала, чистой, мономинеральной фракции получить не удалось, и все исследованные образцы, как следует из данных термических, рентгеноструктурных и оптических исследований, содержат незначительную постороннюю примесь, главным образом монтмориллонита и кварца. Количество примеси составляет не более 5—10%.

Содержание цеолитов в различных породах широко варьирует, составляя в некоторых образцах 70—80% фракции 0,01—0,001 *мм*, или до 15—20% всей породы (фиг. 1).

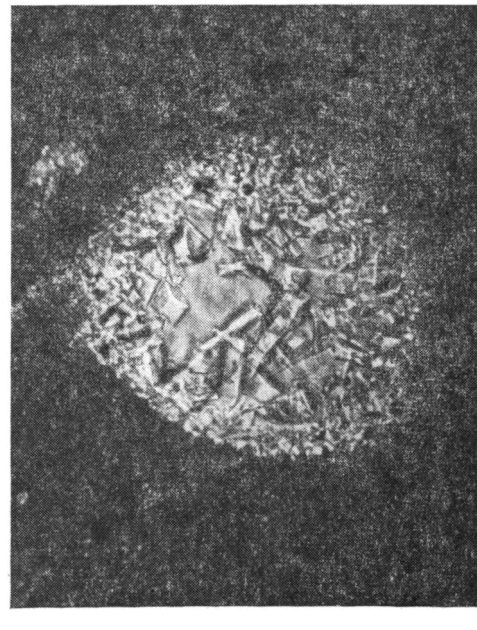
Кристаллы цеолитов бесцветны, обычно тонко рассеяны в основной массе породы, иногда выполняют полости радиолярий, спикул губок (фиг. 2), кальцитовых раковин, имеют, как правило, размеры 0,005—0,001 *мм*, иногда достигают в длину 0,01—0,03 *мм*, в незначительном количестве фиксируются во фракции <0,001 *мм*.

Цеолиты во фракции <0,001 *мм* были обнаружены при просмотре глинистой фракции под электронным микроскопом, где среди бесформенных глинистых частиц наблюдались четко ограненные обычно удлиненные кристаллики псевдогексагональной и псевдоромбической формы.

Детальным рентгеноструктурным анализом этих фракций было доказано наличие примеси цеолитов типа гейландита. При просмотре шлифов и иммерсионных препаратов цеолитсодержащих фракций видно, что кристаллы цеолитов имеют четкие кристаллографические очертания, обычно призматическую более или менее удлиненную форму (фиг. 3). С наибольшей отчетливостью морфология кристаллов выявляется на электронномикроскопических снимках (фиг. 4), на которых ясно видно, что частицы цеолита присутствуют в виде хо-



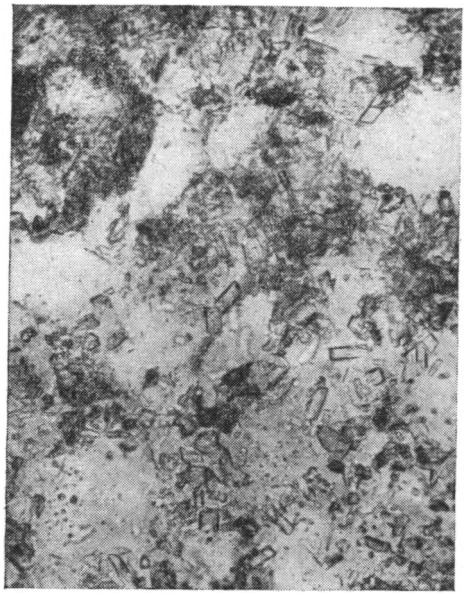
Фиг. 1. Глинисто-цеолитовая масса с реликтами зерен кварца. Обр. 1139. Украина, Никопольское месторождение марганца ($Pg_3^{ol_1-ch_1}$)
Ник. ||, увел. 400



Фиг. 2. Полость спикулы губки, выполненная кристалликами клиноптилолита. Обр. 2555. Украина, Белозерский район ($Pg_2^{e_3-kv}$)
Ник. ||, увел. 400

рошо образованных пластинок, представляющих собой наиболее развитую грань (010), параллельно которой у цеолитов группы гейландита и наблюдается спайность.

Определив индексы остальных граней, нетрудно было определить внутренние углы между ними. Они были замерены на большом количестве кристаллов по электронномикроскопическим снимкам и оказались более или менее постоянными с незначительными колебаниями их величин. Так, угол между гранями 100 и 101 составляет 125—130°, между гранями 101 и $\bar{1}01$—95—105°, между $\bar{1}01$ и $\bar{1}00$—120—135° (фиг. 5).



Фиг. 3. Кристаллы клиноптилолита в кварцевом песчанике. Обр. 2507. Украина, Никопольское месторождение марганца ($Pg_2^{e_3-kv}$)
Ник. ||, увел. 400

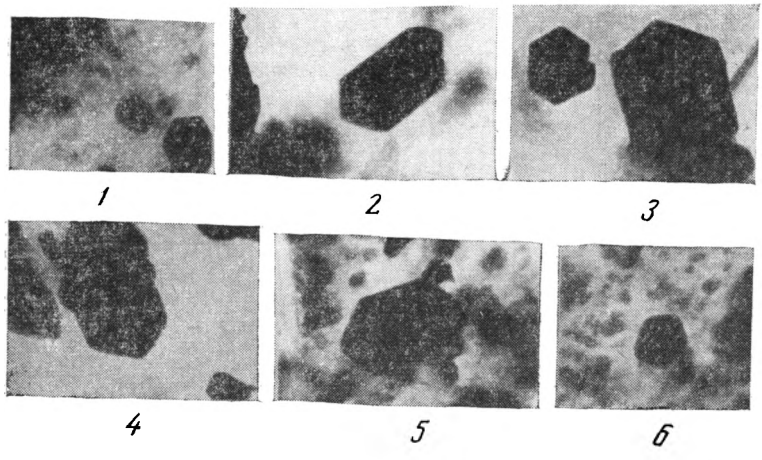
В литературе не удалось обнаружить электронномикроскопических фотографий природных цеолитов. В работе С. П. Жданова и Н. Н. Бунтарь по синтетическим цеолитам приведены электронномикроскопические снимки кристаллов искусственных цеолитов разной степени дисперсности; они по морфологии близки к нашим цеолитам и отличаются от них в основном большей изометричностью и сглаженностью углов между гранями (Жданов и Бунтарь, 1962).

Средний показатель преломления минерала, замеренный на большом количестве кристаллов, колеблется от 1,470 до 1,477, т. е. целиком укладывается в рамки показателей, характерных для клиноптилолита. Двупреломление очень низкое и благодаря незначительным размерам кристаллов они кажутся почти изотропными, удлинение минерала отрицательное, вдоль длинной оси кристалла (третьей кристаллографической оси) располагается ось Np.

К сожалению, из-за высокой дисперсности частиц, полного отсутствия крупных кристаллических индивидов, которые можно было бы исследовать как монокристаллы, и из-за низкого двупреломления не удалось определить всех кристаллооптических параметров минерала.

При получении дифференциальных термических кривых экспериментально был выбран оптимальный режим с повышенной в несколько раз чувствительностью гальванометра, при котором на кривых были получены четко выраженные пики. При обычном режиме термограммы получались пологими, мало выразительными, термические эффекты очень плохо выраженными. Все термограммы цеолитов характеризуются широким эндотермическим эффектом с двумя максимумами при 170 и при 200°; он вызван потерей кристаллизационной воды. Следующий за ним широкий, пологий, иногда нечеткий экзоэффект в интервале от 300 до 500° обусловлен сгоранием примеси органического вещества. Интенсивность пика зависит от количества этой примеси. Очень слабый едва заметный экзоэффект при 950° связан, по-видимому, с незначи-

тельной примесью глинистых минералов. Термические кривые наших образцов точно соответствуют характерным для клиноптилолита термограммам, приведенным в работах Мамптона, Мэсона и Сэнда (фиг. 6).

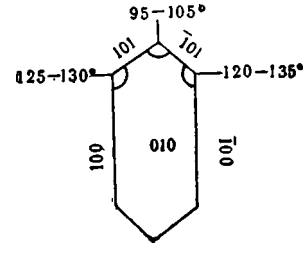


Фиг. 4. Электронномикроскопические снимки кристаллов клиноптилолита (фр. <0,001 *мм*). Увел. 10 000.

1—глина майкопской свиты (Pg_3—Ng_1^1), обр. 360, Грузия, притбилисский район; *2*—глина хадумского горизонта ($Pg_3^{ol_1}$), обр. 23, Грузия, Чиатурское месторождение марганца; *3*—глина харьковского яруса ($Pg_3^{ol_1—ch_1}$), обр. 1139, Украина, Никопольское месторождение марганца; *4*—глинистый алевролит киевского яруса ($Pg_2^{e_3—kv}$), обр 2506, Украина, Никопольское месторождение марганца; *5*—глинистый алевролит киевского яруса ($Pg_2^{e_3—kv}$), обр. 2551, Украина, Белозерский район; *6*—глинистый алевролит харьковского яруса ($Pg_3^{ol_1—ch}$), обр. 2568, Украина, Белозерский район

Рассматривая химический состав интересующей нас группы цеолитов, необходимо всегда иметь в виду, что высокая дисперсность этого минерала, а также тесная ассоциация его с монтмориллонитом, кварцем, опалом и иногда с обломками вулканического стекла, т. е. с компонентами, имеющими близкий удельный вес, не позволяют, как правило, получить совершенно чистую, мономинеральную фракцию цеолитов, и поэтому нет абсолютной уверенности, что приведенные в литературе химические анализы и формулы действительно соответствуют мономинеральным образцам, лишенным каких бы то ни было посторонних примесей.

Исследованные нами образцы цеолита также не являются мономинеральными цеолитовыми фракциями, и поэтому цифры не совсем точно отражают химический состав минерала.

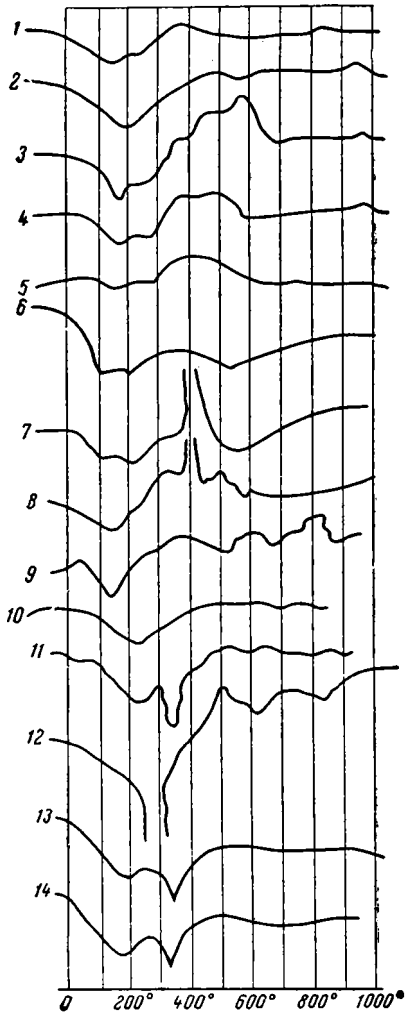


Фиг. 5. Кристалл клиноптилолита

Присутствие незначительной примеси кварца сказывается на рентгенограммах в появлении «кварцевых» линий d=4,29—4,31 и 3,34—3,36. Повышение интенсивности этих линий, близких к линиям, характерным для цеолита (d=4,37 и 3,32 у синте-

тического гейландита), свидетельствует о частичном наложении линий, вызванном присутствием кварца.

Примесь кварца устанавливается также по термограммам образцов; на них можно наблюдать очень слабый, едва заметный эндотермический эффект, характерный для кварца, при температуре 575—590°. Незначительная величина этого пика на термограммах, снятых при повышенной чувствительности гальванометра, а также малая интенсивность «кварцевых» линий на рентгенограммах позволяют судить о незначительной примеси кварца; небольшая примесь монтмориллонита устанавливается по наличию на термограммах очень слабого, экзотермического эффекта при 950° и линии 13,1 на рентгенограммах. Просмотр препаратов под электронным микроскопом не обнаружил сколько-нибудь заметной примеси глинистого вещества.



Фиг. 6. Кривые нагревания цеолитов (по данным разных авторов).

Цеолиты. Палеогеновые отложения Никопольского района Украины. Образцы: *1*—2506; *2*—2113; *3*—1132. Хадумские отложения Чиатурского района Грузии. Образцы: *4*—22; *5*—29. Верхнемеловые отложения Украины (Логвиненко и др., 1962). Образцы: *6*—К—П; *7*—П—96; *8*—227.

Клиноптилолит. *9* — из эоцен-олигоценовых отложений Патагонии (Mason and Sand, 1960). *10* — из третичных отложений района Гектор, Калифорния (Mumpton, 1960). Гейландит. *11* — из района Проспект Парк, Нью-Джерси (Mumpton, 1960); *12* — из района Патерсон, Нью-Джерси (Mason and Sand, 1960); *13* — с Фаррерских островов (Логвиненко и др., 1962); *14* — из Исландии (Логвиненко и др., 1962)

Точное количество примеси посторонних компонентов определено быть не может, но учитывая все вышеизложенные признаки (слабую интенсивность линий, очень малую величину термических пиков, отсутствие заметной примеси на электронных снимках), можно предположить, что содержание кварцево-глинистой примеси в цеолитовой фракции не превышает 5—10%.

Для диагностики цеолитовых минералов гейландитовой группы по химическому составу решающее значение имеет соотношение основных компонентов SiO_2 и Al_2O_3.

В монтмориллоните отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ (3,5—5,5) ниже, чем в цеолитах, что частично компенсирует избыток SiO_2 за счет примеси кварца. Учитывая это обстоятельство, а также незначительное количество кварцево-монтмориллонитовой примеси можно считать, что соотношение основных компонентов в исследованных нами образцах не намного отличается от действительно существующих в цеолите соотношений.

Химические анализы исследованных нами двух цеолитовых образцов из палеогеновых отложений Украины и Грузии приведены в табл. 1.

Образцы имеют близкий химический состав; несущественные отличия вызваны, по-видимому, различным содержанием примеси посторонних компонентов.

Таблица 1

Химический состав цеолитов (по данным разных авторов)

Компоненты	Цеолит										
	палеогеновые отложения Чиатурского района Грузии (Бутузова), обр. 29	палеогеновые отложения Никопольского района Украины (Бутузова), обр. 2506	эоцен-олигоценовые отложения Патагонии (90—99 % чистого клиноптилолита) (Мэсон и Сэнд, 1960)		формация Джон-Дей, Орегон (Хей, 1963)		третичные осадки п-ова Чита, Япония (60% клиноптилолита) (Судо, 1963)	меловые отложения Восточного склона Урала (Ренгартен, 1950)	мезозойско-кайнозойские отложения Пензенской области (Васильев и др., 1956)	меловые отложения окрестностей Брянска (Бушинский, 1950)	верхнемеловые отложения Украины (Логвинен-ко и др., 1962)
SiO_2	60,75	66,14	69,07	69,41	62,92	64,74	66,08	59,58	69,25	64,62—67,33	61,70
TiO_2	0,38	0,15	0,04	0,04	0,15	0,13	0,04	0,60			
Al_2O_3	13,30	12,28	10,88	10,59	12,89	13,02	11,92	14,64	10,65	12,32—13,88	15,37
Fe_2O_3	1,28	0,70	0,08	0,08	1,60	0,28	0,40	3,32	1,40	0— 0,76	3,03
FeO	0,50	0,72	—	—	0,18	0,27	—	—	—	—	—
MnO	0,12	—	0,01	0,01	0,01	Сл.	0,02	—	—	—	—
CaO	2,69	2,61	0,39	0,41	1,89	2,79	2,03	2,61	1,22	3,02— 3,94	3,06
MgO	1,64	1,18	0,18	0,19	0,25	0,41	0,04	1,31	Сл.	0,36— 0,98	1,45
Na_2O	0,62	0,48	4,23	4,42	2,84	1,74	2,07	0,66	3,30	2,25— 3,86	0,44
K_2O	2,88	1,84	2,52	1,92	4,31	2,28	2,05	1,68	3,19	0,09— 0,50	2,81
H_2O^+	9,60	8,54	6,56	6,85	6,42	12,05	9,40	5,75	10,15		
H_2O^-	5,81	5,35	5,82	6,08	6,32	2,41	6,46	9,85	2,26	12,88—14,10	—
$SiO : Al_2O_3$	7,49	9,18	10,75	11,12	8,32	8,43	9,42	7,90	11,10	8,30	6,81

Минерал отличается высоким молекулярным отношением $SiO_2 : Al_2O_3$ и высоким процентным содержанием кремнезема, что характерно, как уже говорилось, для клиноптилолита.

Данные рентгеноструктурного анализа (табл. 2) свидетельствуют об абсолютной идентичности структур изученных образцов; наиболее характерными линиями с максимальной интенсивностью являются: 9,2; 4,99—5,1; 3,99; 2,98—2,99; 2,81—2,82 и 2,45. Структура нашего минерала близка структуре гейландита.

В итоге проведенных нами исследований химического состава, структуры, термических, оптических и других свойств цеолита из палеогеновых отложений Никопольского района Украины и Чиатурского района Грузии оказалось возможным диагностировать этот цеолит как клиноптилолит, т. е. минерал, принадлежащий кристаллохимической группе гейландита, имеющий близкую к нему структуру, но отличающийся от него термическими, химическими и частично оптическими свойствами. Основанием для диагностики этого минерала послужили следующие признаки.

1. Высокая термическая устойчивость, отражающаяся на характере термограмм, которые отличаются отсутствием термических эффектов до 1000° (имеющиеся пики вызваны посторонними примесями), за исключением четкого, ярко выраженного эффекта дегидратации при 100—200°, иногда с двумя максимумами.

2. Высокое процентное содержание кремнезема (60,75—66,14) и большие величины молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ (7,79—9,18).

3. Низкие показатели преломления ($N_{ср} = 1{,}470—1{,}477$).

3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ КЛИНОПТИЛОЛИТА

В отечественной и зарубежной литературе имеются многочисленные данные, свидетельствующие об очень широком распространении аутигенных цеолитов среди молодых мезозойско-кайнозойских осадков платформенных областей.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений на рентгенограммах цеолитов (по данным разных авторов)

Цеолит						Клиноптилолит									
хадумские отложения Чиатурского района Грузии, обр. 22		палеоген Никопольского района Украины, обр. 2506		четвертичные отложения Африки из коллекции (Н. В. Ренгартен)		эоцен-олигоцен Патагонии (Мэсон и Сэнд, 1960)		третичные осадки района Гектор, Калифорния (Мамптон, 1960)		третичные осадки п-ова Чита, Япония (Судо, 1962)		Синтетический гейландит (Койзуми и Рой, 1960)		Морденит (рентгенометрический определитель минералов Михеева)	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
4	13,1	—	—	5	13,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	9,2	9	9,2	8	9,2	vs*	8,96	10	9,00	44	9,016	80	9,03	10	8,25
3	8,1	4	8,0	3	8,1	m*	7,94	4	7,94	27	7,929	38	7,97	—	—
3	6,9	3	6,9	4	6,9	w*	6,80	3	6,77	16	6,789	29	6,84	7	6,47
5	4,99	5	5,1	5	5,13	m	5,13	1	5,11	24	5,129	45	5,13	6	5,72
5	4,72	4	4,7	3	4,74	w	4,65	2	4,69	14	4,652	40	4,65	8	4,48
5	4,29	4	4,31	3	4,31	w	4,35	2	4,34	8	4,357	20	4,37	—	—
10	3,99	10	3,99	10	4,01	vs	3,97	10	3,96	100	3,960	130	3,978	9	3,87
1	3,75	3	3,73	1	3,81	w	3,72	1	3,73	5	3,760	18	3,723	—	3,84
—	—	2	3,58	1	3,63	w	3,55	2	3,55	11	3,556	30	3,562	—	—
—	—	—	—	8	3,45	m	3,43	2	3,46	11	3,460	31	3,460	—	3,43
5	3,36	8	3,35	6	3,34	vw*	3,33	—	—	—	—	23	3,320	8	3,35
3	3,18	3	3,19	—	—	w	3,18	—	—	28	3,172	39	3,175	—	3,18
—	—	—	—	3	3,12	vw	3,10	3	3,12	13	3,125	31	3,121	—	—
5	2,98	7	2,99	8	3,00	s*	2,98	5	2,97	38	2,978	61	2,974	—	2,85
3	2,81	4	2,82	6	2,84	m	2,81	3	2,82	2(	2,803	30	2,801	—	—
2	2,74	2	2,74	2	2,76	w	2,74	1	2,73	10	2,775	20	2,739	—	—
3	2,58	3	2,57	5	2,58	w	2,54	—	—	—	—	—	—	—	2,67
3	2,454	4	2,452	5	2,452	w	2,44	1	2,44	—	—	—	—	—	2,55
—	—	—	—	2	2,383	vw	2,36	1	2,38	—	—	—	—	—	—
1	2,285	2	2,285	—	--	—	—	1	2,29	—	—	—	—	—	—

* vs — очень сильная, s — сильная, m — средняя, w — слабая, vw — очень слабая.

При внимательном рассмотрении фактических данных становится совершенно очевидным, что максимальное развитие среди них имеет один и тот же минерал, свойства которого совпадают со свойствами изученного нами клиноптилолита.

Тем не менее среди исследователей, изучавших этот минерал, отсутствует единая точка зрения на его минералогическую природу. Ни у кого не вызывает сомнений принадлежность его кристаллохимической группе гейландита, однако при более точной диагностике мнения не совпадают — одни определяют его как морденит, другие считают гейландитом, третьи — клиноптилолитом.

Отсутствие единообразия в идентификации данного минерала вызвано прежде всего тем, что в большинстве работ основанием для диагностики служили отдельные признаки минерала — кристаллографический габитус, оптические константы, иногда химический состав или рентгеноструктурные данные; кроме того, до недавнего времени отсутствовали работы, в которых были бы сформулированы четкие диагностические критерии, позволяющие отличать клиноптилолит от гейландита.

В литературе имеются примеры, когда минерал, определенный по оптическим свойствам как морденит, при последующих исследованиях оказывался клиноптилолитом. Так, цеолит, определенный Пирсоном как «морденит», был позднее переопределен и впервые назван Шеллером клиноптилолитом (Shaller, 1923).

Н. В. Ренгартен впервые обратила внимание на широкое развитие цеолитсодержащих пород среди верхнемеловых и палеогеновых отложений Восточного склона Урала. Ею на основании детальных оптических исследований с привлечением химических данных цеолит был определен как морденит. Размеры и кристаллографический габитус минерала абсолютно идентичны габитусу и размерам изученного нами клиноптилолита; показатели преломления несколько выше ($Ng=1{,}487$; $Nm=1{,}485$; $Np=1{,}483$), но ниже, чем у гейландита по данным Мамптона ($N_{ср}>1{,}488$).

Г. И. Бушинским описаны цеолиты из меловых отложений нижней и средней Волги и окрестностей Брянска. Им определен химический состав (табл. 1) и оптические свойства на основании которых цеолит диагностирован как морденит. Г. И. Бушинский отметил также широкое развитие этого цеолита в осадочных породах юры, мела и палеогена на территории Русской платформы. Цеолит, изученный Г. И. Бушинским, характеризуется высоким содержанием SiO_2 (64,62—67,33%) и большой величиной молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ (~8,3), т. е. он имеет химический состав, типичный для клиноптилолита, все остальные свойства (формы выделения, размеры, габитус) также аналогичны нашему клиноптилолиту (Бушинский, 1950).

Аутигенный цеолит из палеогеновых отложений полосы Северо-Восточный Донбасс — Нижний Дон — Нижнее Поволжье, описанный И. А. Шамраем, судя по размерам кристаллов (0,002—0,008 *мм*), оптическим свойствам ($N=1{,}47$—$1{,}48$, низкое двупреломление), формам выделения и характеру вмещающих пород ничем не отличается от изученного нами цеолита и вероятнее всего также является клиноптилолитом. Автор отмечает очень широкое распространение цеолитсодержащих пород и высокое содержание в них цеолита. Породы, в значительной степени состоящие из цеолитов, были названы им цеолититами.

Цеолит, широко распространенный в юрских, меловых и палеогеновых породах Поволжья, Западного Казахстана и Пензенской области,

был определен В. С. Васильевым как морденит на основании оптических свойств и химического состава. Что касается оптических свойств, то они полностью совпадают со свойствами нашего клиноптилолита (N=1,472—1,477, двупреломление очень низкое); химический состав же отличается даже несколько более высоким содержанием SiO_2 (69,25%) и отношением $SiO_2 : Al_2O_3$, равным 11,10 (табл. 1) (Васильев, 1954, 1956).

Все исследователи, которые относили аутигенный цеолит, аналогичный цеолиту из палеогеновых отложений Украины и Грузии, к морденту, основывали свои выводы на оптических данных и химических анализах.

Более полное и разностороннее исследование того же цеолита из верхнемеловых отложений Украины, проведенное С. И. Шуменко с применением рентгеноструктурного и термического анализов, позволило ему пересмотреть точку зрения предыдущих исследователей и отнести цеолит к разновидности аутигенного гейландита (Шуменко, 1962).

Основанием для диагностики минерала послужили главным образом рентгеноструктурные данные — сходство рентгенограмм изученных образцов с рентгенограммами гейландита и существенное отличие их от рентгенограмм морденита (табл. 2).

Химический состав этого цеолита характеризуется несколько заниженной величиной отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ (6,4), что вызвано, вероятно, присутствием примеси гидрослюд в количестве до 12%; у гидрослюд отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ значительно меньшее, чем у цеолитов (около 3).

Кривые нагревания нескольких образцов цеолита, изученного С. И. Шуменко, сходны между собой и очень близки термограммам исследованного нами клиноптилолита. На всех кривых имеется четко выраженный основной эндотермический эффект при 100—200°, как правило, с двумя максимумами. Экзотермическая реакция при 420—450° вызвана сгоранием органической примеси, иногда усиливается за счет окисления пирита. Небольшой, но четкий эндоэффект при 575° свидетельствует о небольшой примеси кварца.

Выше уже было указано, что поведение цеолитов при термической обработке является решающим диагностическим признаком, позволяющим отличать клиноптилолит от гейландита. Термограммы всех образцов цеолита из верхнемеловых отложений Украины, как следует из аналитических данных С. И. Шуменко, полностью соответствуют термограммам клиноптилолита и существенно отличаются от термограмм гейландита (фиг. 6). Это дает нам основание не согласиться с мнением С. И. Шуменко относительно принадлежности этого цеолита разновидности гейландита и считать его клиноптилолитом.

Проведенные нами исследования, а также анализ литературного материала, касающегося аутигенных цеолитов гейландитовой группы, позволяют считать очень широко развитый аутигенный цеолит, определяемый ранее как морденит, или как гейландит, клиноптилолитом. Доказательством служит общность оптических, термических, структурных и химических параметров, сходство размеров, форм и характера вмещающих пород.

Для большей убедительности нами были составлены сводные таблицы химического состава, межплоскостных расстояний и термических кривых цеолитов, изученных разными авторами.

В табл. 1 приведены химические анализы изученного нами цеолита, опубликованные в литературе анализы типичного клиноптилолита и

цеолитов, определяемых ранее как морденит или гейландит. Цифры наглядно свидетельствуют о близости химического состава всех образцов.

Отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ в них колеблется от 7,79 до 11,12, в большинстве образцов больше 8 — это величины типичные для клиноптилолита. Дифференциальные термические кривые (см. фиг. 6) отчетливо разделяются на два вида: первые 10 кривых характеризуются четко выраженным эффектом дегидратации при 100—200°, иногда с двумя максимумами и отсутствием других термических пиков, за исключением пиков, связанных с посторонними примесями (органическое вещество, пирит, кварц). Эти кривые, как уже говорилось, характерны для клиноптилолита.

Судо с соавторами, изучавший клиноптилолит из туфов Японии, отмечает, что термические кривые этого минерала не имеют термических пиков до 1000°, за исключением реакции дегидратации между 100 и 200° (Sudo et al., 1962).

Для сравнения приведены термические кривые типичных гейландитов, существенно отличающиеся от кривых клиноптилолитов (последние 4 кривые). На них фиксируется резкий, четко выраженный узкий эндотермический пик при 300—400° (обычно при 350°), вызванный структурными изменениями (переход в иную структурную модификацию «гейландит B»).

Анализируя таблицу межплоскостных растений (см. табл. 2), нетрудно убедиться, что рентгеноструктурные характеристики всех образцов клиноптилолита и гейландита идентичны и все они отличаются от рентгенограммы мордената.

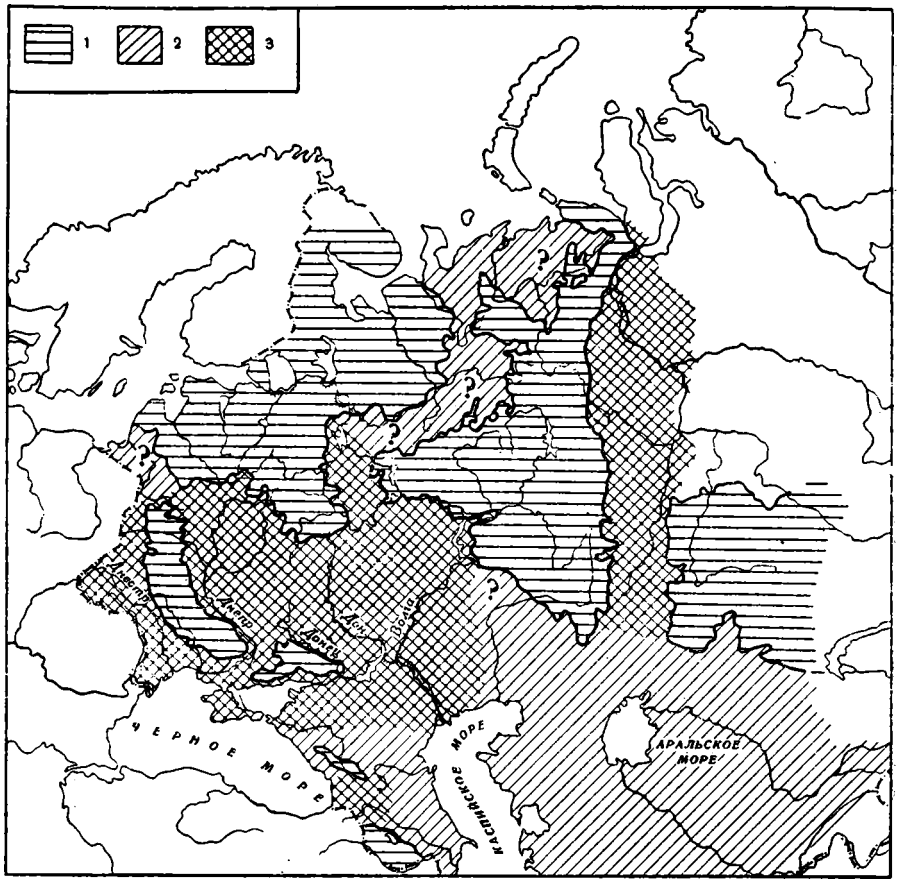
Некоторая неточность цифр при расчете рентгенограмм изученного нами цеолита, разница величин межплоскостных расстояний, превышающая допустимую погрешность, по-видимому, связаны с крупностью изучаемых фракций, дающих зернистые рентгенограммы, линии которых трудно поддаются точному измерению. Как видно из таблицы, основными наиболее интенсивными, характерными для этих минералов линиями являются:

$d = 9—9{,}2$ $(I = 8—10)$
$d = 5—5{,}13$ $(I = 5)$
$d = 3{,}96—3{,}99$ $(I = 10)$
$d = 2{,}97—2{,}99$ $(I = 5—8)$
$d = 2{,}80—2{,}82$ $(I = 3—6)$

Показатели преломления всех изученных цеолитов, как правило, меньше 1,480 и лишь в единичных случаях несколько выше 1,485, т. е. все без исключения образцы имеют показатели преломления, характерные для клиноптилолита.

Суммируя все имеющиеся данные по распространению этого минерала в осадках, можно сделать вывод, что клиноптилолит является одним из наиболее широко распространенных аутигенных минералов среди молодых мезозойско-кайнозойских осадков платформенных областей.

Различными авторами наличие минерала было отмечено в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Русской платформы, где он имеет почти повсеместное развитие на территории Брянской, Курской, Пензенской, Воронежской, Волгоградской, Саратовской, Московской областей, в окрестностях Львова, по рекам Днестр, Днепр и Донец, в Западном Казахстане (Бушинский, 1950; Шамрай, 1952; Васильев, 1954; Васильев и др., 1956); широко развит он в верхнемеловых и



Фиг. 7. Схематическая карта распространения цеолитов в мезозойско-кайнозойских отложениях Русской платформы и прилегающих к ней районов.

Площади распространения пород: *1* — палеозойских, *2* — мезозойско-кайнозойских; *3* — области цеолитсодержащих осадков

палеогеновых отложениях Украины (Костылева, 1957; Шуменко, 1962), в верхнемеловых и палеогеновых осадках восточного склона Урала (Ренгартен, 1945), в олигоцене и миоцене Грузии и Западного Азербайджана (Ермолова, 1955), в сарматских отложениях Западной Кубани (Малышек, 1959), в юрских осадках Вилюйской впадины, Подмосковья и Поволжья, среди верхнемиоценовых песчаников района Санта Краз (Калифорния) (Gilbert and McAndrews, 1948), в третичных осадках района Гектор (Калифорния) (Mumpton, 1960), в эоцен-олигоценовых глинах Патагонии (Mason and Sand, 1960) и в других районах.

На фиг. 7 выделены площади мезозойско-кайнозойских осадков на территории Русской платформы и прилегающих к ней районов, среди которых развит клиноптилолит. Если учесть, что области его распространения не ограничиваются указанной схемой и что в ряде районов он является породообразующим, то нетрудно представить себе масштабы распространения этого минерала. Именно поэтому его детальное всестороннее изучение, точная диагностика, выяснение условий образования представляют очень большой интерес.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена. Докл. АН СССР, т. 73, № 6, 1950.

Васильев В. С. Морденит в мезозойских и кайнозойских осадках бассейна Нижней Волги и Западного Казахстана. Докл. АН СССР, т. 95, № 1, 1954.

Васильев В. С., Колбин М. Ф., Краснова В. Н. Цеолиты в мезозойских и кайнозойских отложениях Пензенской области. Докл. АН СССР, т. 111, № 2, 1956.

Ермолова Е. П. Анальцим и морденит в олигоценовых и миоценовых отложениях Западного Закавказья. Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 7, 1955.

Жданов С. П. Исследование условий гидротермального синтеза и свойств натриевых цеолитов. В сб. «Синтетические цеолиты». Изд. АН СССР, 1962.

Костылева Н. В. Цеолит из рудной залежи Никопольского марганцевого месторождения. Изв. Днепропетровск. ин-та, т. 34, 1957.

Логвиненко Н. В., Кулеско Г. И., Шуменко С. И. Исследования некоторых гидротермальных и осадочных гейландитов. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 16, 1962.

Малышек В. Т. Цеолит в сарматских отложениях Западной Кубани. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 2, 1959.

Ренгартен Н. В. Цеолит из группы морденита в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Восточного склона Урала. Докл. АН СССР, т. 48, № 8, 1945.

Ренгартен Н. В. Минералого-петрографическое исследование меловых и палеоценовых отложений Восточного склона Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., вып. 117, 1950.

Шамрай И. А. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе Северо-Восточный Донбасс, Нижний Дон, Нижнее Поволжье. Уч. зап. Ростовск. ун-та, т. 18, 1952.

Шуменко С. И. Разности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых осадках Украины. Докл. АН СССР, т. 144, № 6, 1962.

Bramlette M. N. and Posnjak E. Zeolite alteration of piroklastics. Amer. Mineralogist, v. 18, 1933.

Gilbert C. M. and McAndrews M. G. Authigenia heulandite in sandstone Santa Cruz Country, California. J. Sediment. Petrol., v. 18, 1948.

Hey M. N. and Bannister F. A. Studies on the zeolites. Pt VIII. «Clinoptilolite», a silica-rich variety of heulandite. Min. Mag., v. 23, 1934.

Mason B. and Sand L. B. Clinoptilolite from Patagonia; the relationship between clinoptilolite and heulandite. Amer. Mineralogist, v. 45, No. 3—4, 1960.

Mumpton F. A. Clinoptilolite redefined. Amer. Mineralogist, v. 45, No. 3—4, 1960.

Pirsson L. V. On mordenite. Amer. J. Sci., v. 40, 1890.

Shaller W. T. The mordeniteptilolite group; clinoptilolite, a new species. Amer. Mineralogist, v. 17, 1923.

Hay R. L. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day formation of Oregon. Univ. California Publ. in geol. Sci., v. 42, No. 5, 1963.

Sudo I., Nisiyama T., Chin K. and Hayashi H. Mordenite and clinoptilolite in glassy Tuffs of Japan. J. Geol. Soc. Japan., v. LXIX, No. 808, 1963.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
11.II.1964

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

УДК 551.468.3

ХАРАКТЕР СЛОИСТОСТИ ПЛЯЖЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ф. А. ЩЕРБАКОВ, Ю. А. ПАВЛИДИС

В статье излагаются результаты исследования слоистости современных пляжевых отложений Азовского моря. Дается подробное описание слоистости пляжей и процесса накопления пляжевой толщи, на основе которого формулируются основные признаки пляжевой слоистости. Авторы признают описанный процесс формирования пляжа универсальным и поэтому считают эти признаки общими для пляжевых отложений.

Слоистость прибрежно-морских отложений и пляжей изучена значительно слабее слоистости отложений другого генезиса (особенно аллювиальных). Изучение слоистости до сих пор производилось попутно, при решении других геологических и геоморфологических вопросов, причем наблюдалась она лишь в естественных обнажениях.

Наиболее интересны в этом отношении работы Н. В. Логвиненко и И. Н. Ремизова (1963), а также В. С. Трофимова (1963). Эти статьи посвящены изучению пляжевых отложений Азовского моря. Однако они имеют небольшой объем и посвящены в целом другим вопросам (работа Логвиненко и Ремизова — составу пляжевых отложений, Трофимова — вопросам россыпеобразования).

Тот факт, что в работах, посвященных слоистости, уделялось мало внимания рассмотрению процессов, формирующих пляж и различные береговые аккумулятивные формы (косы, пересыпи и т. п.), привел, по нашему мнению, к неточным представлениям о механизме образования слоистых толщ пляжевых отложений.

Данная работа представляет собой результат изучения слоистости современных пляжей на косах и у абразионных берегов северной части Азовского моря. При изучении строения надводных аккумулятивных форм, в частности кос северного побережья Азовского моря, было обнаружено, что отложения пляжевого типа образуют не только полосу пляжа, но и слагают большую часть кос, пересыпей и других надводных береговых аккумулятивных форм. На северном побережье Азовского моря эти формы сложены тем же по составу материалом и сохраняют ту же слоистость, что и современный пляж. Отложения этих форм здесь, как правило, незначительно обработаны субаэральными процессами (например, ветром) и в основном являются типичными пляжевыми образованиями.

Может быть, нет оснований выделять отдельный генетический тип слоистости кос, пересыпей и других аккумулятивных форм (Ульст, 1957; Ботвинкина, 1962), так как это та же пляжевая слоистость, только иногда несколько измененная эоловыми процессами. Если же эти процессы резко изменили облик пляжевых отложений, слагающих аккумулятивные формы, то такие образования надо считать уже эоловыми.

Лишь более полное изучение слоистости современных пляжевых образований может расширить и уточнить представление о типе слоис-

тости прибрежно-морских отложений. Важность изучения слоистости морских пляжей определяется также необходимостью выделения среди ископаемых прибрежных отложений фаций пляжей, которые точно фиксируют положение береговой линии и этапы ее смещения во времени.

Пляжевые толщи являются образованиями чрезвычайно специфическими; это связано с тем, что условия формирования пляжей резко отличаются от условий формирования подводного склона и субаэральных форм рельефа.

Специфика этих условий состоит в том, что пляж формируется в основном прибойным потоком, который образуется после полного разрушения волны, что происходит на глубине, равной примерно высоте волны (Лонгинов, 1962; Зенкович, 1962). Прибойный поток характеризуется горизонтальными (параллельными поверхности пляжа) поступательными движениями воды, которая взбегает вверх по пляжу на расстояние, соответствующее силе волнения и зависящее от профиля пляжа, а затем скатывается вниз по склону. Скорость течения при этом может быть большой (Зенкович, 1962).

Прибойный поток во время штормов захватывает, как правило, всю полосу пляжа, растекаясь по его поверхности и теряя скорость. Обратно в море скатывается только часть воды, а часть ее, достигшая тыльной пологой пляжевой зоны, обычно впитывается наносами и фильтруется. В случае, если пляж неширок и имеет вид невысокого вала, прибойный поток может переливаться через его гребень и формировать короткую тыльную (или «заднюю») часть пляжа с уклоном в сторону суши.

В большинстве же случаев пляж прислонен к аккумулятивной террасе или абразионному уступу, и прибойный поток тогда может формировать поверхность, наклоненную только в сторону моря.

В результате действия прибойного потока происходит непрерывное переотложение материала и его сортировка по крупности и удельному весу в зависимости от силы волнения, что в конечном итоге приводит к формированию толщи пляжевых отложений. Этот процесс обычно представляет собой смену временных размывов (во время штормов) аккумуляцией наносов (в период затухания волнения и при спокойных условиях). При обильном поступлении обломочного материала на данный участок пляжа аккумуляция может преобладать, что обусловливает накопление наносов и выдвижение пляжа в сторону моря.

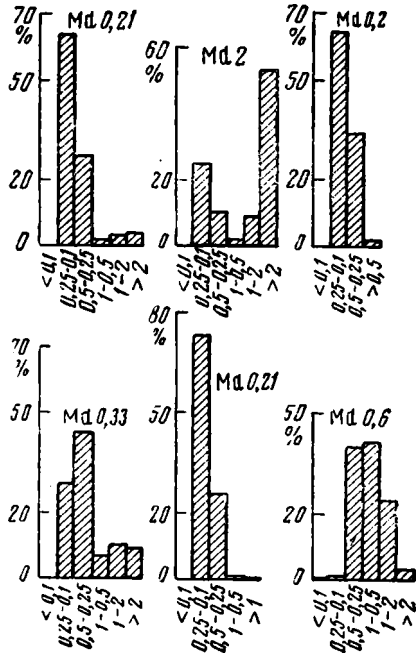
На северном побережье Азовского моря нами изучались различные морфологические типы пляжей. Здесь имеются широкие пляжи (до 30 *м*) с пологой (горизонтальной в средней и верхней частях) поверхностью, характерные для аккумулятивных участков берега. В таких местах за зоной максимального заплеска волны обычно располагается полоса небольших эоловых форм, окаймляющих пляж со стороны суши; имеются также и узкие пляжи (до 6—7 *м*) со сравнительно крутым откосом, прислоненным к абразионным уступам или приуроченным к участкам размыва аккумулятивных форм.

Исследованные нами пляжевые толщи Азовского моря сложены разнообразным по крупности материалом от мелкого песка до крупного гравия и гальки. В нем обычно присутствует большая примесь ракушечного материала (створки раковин и детрит).

На фиг. 1 приведены гистограммы, иллюстрирующие механический состав материала, слагающего слойки в толще средней части пляжа, изображенного на фиг. 2, *А*. Средняя крупность материала колеблется от 2 до 0,21 *мм*. В изученной толще пляжевых отложений нередко рядом встречаются слойки, сложенные мелким и крупным песком, а иног-

да и гравием. В мелкопесчаных слойках материал отсортирован значительно лучше (фракция 0,25—0,1 *мм* нередко составляет 65—70%).

Пляжевые отложения на различных участках берега обычно характеризуются крупностью материала. Так, например, средние размеры частиц песка, слагающего пляж, изображенный на фиг. 2, *А*, достигает 0,9 *мм*. В толще этого пляжа слоистость отчетливо прослеживается по чередованию слойков, состоящих из материала различной крупности. На другом участке средняя крупность пляжевых отложений всего 0,4 *мм*. Здесь слоистость подчеркнута темными прослоями естественного шлиха тяжелых минералов (фиг. 2, *Б*).

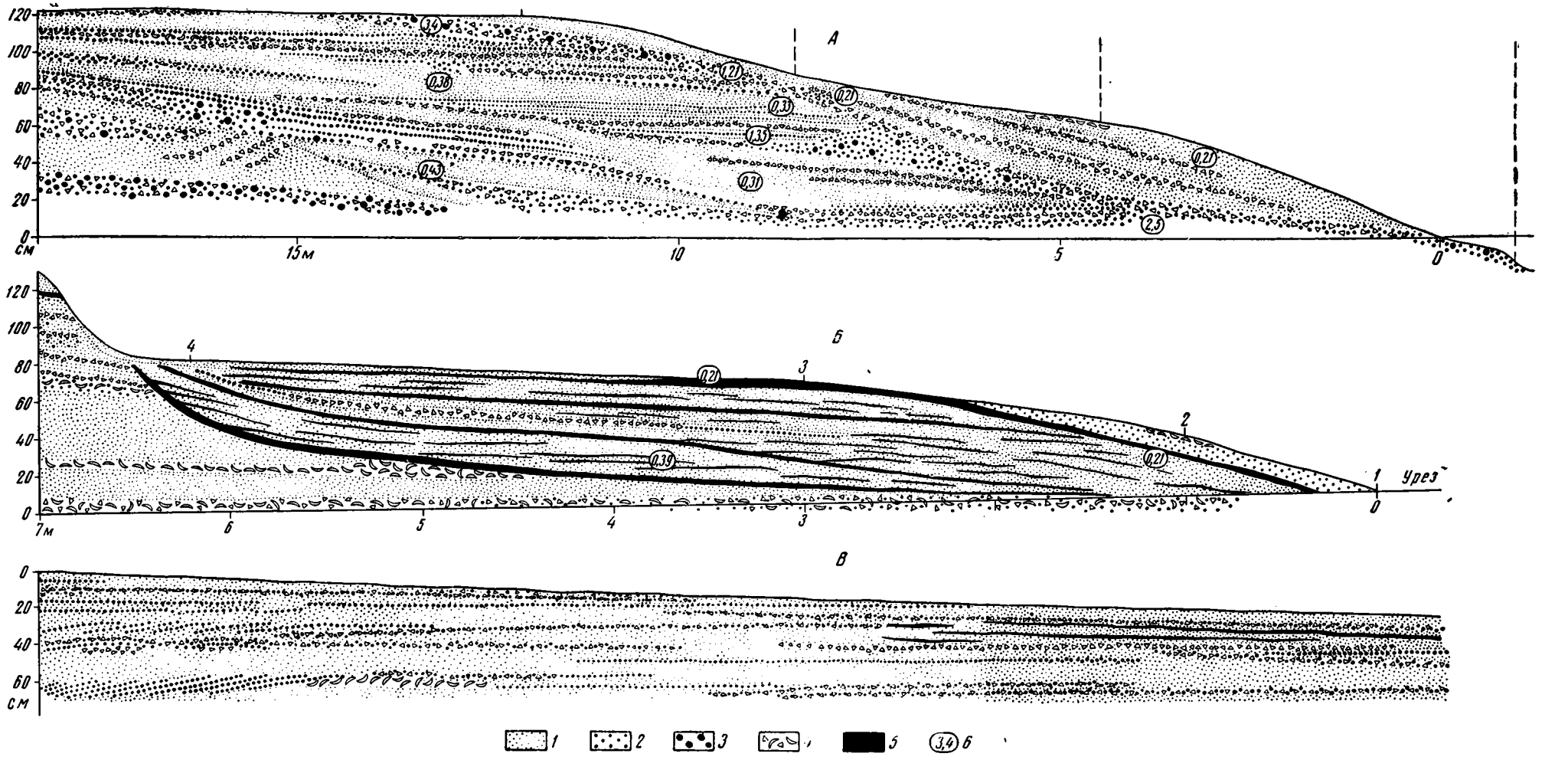


Фиг. 1. Гранулометрический состав пляжевых отложений

Вещественный состав пляжевых отложений северного побережья Азовского моря весьма неоднороден. Значительная их часть представлена ракушей и детритом. Биогенный материал слагает обычно отдельные слойки, а местами серии слойков в толще пляжей, которые в целом сложены терригенным обломочным материалом. Слойки ракуши выделяются обычно очень четко благодаря сравнительно большим размерам обломков (средняя крупность 2—3 *мм* и более). Иногда ракуша составляет до 80—90% материала пляжа.

Вещественный состав терригенного материала определяется характером пород, питающих береговую зону северного побережья Азовского моря обломочным материалом. Эти породы обнажаются в абразионных уступах, к которым непосредственно примыкают аккумулятивные формы.

Береговые обрывы сложены четвертичными континентальными отложениями, среди которых имеются горизонты разнозернистых песков и гравия. Эти отложения являются продуктами размыва Азово-Подольского массива, расположенного севернее Азовского моря. Состав грубообломочной части пляжевых наносов соответствует материнским породам. Здесь преобладают обломки кварцитов (более 50%), различных кремнистых пород (типа кремнистых сланцев), реже встречаются обломки песчаников и эффузивов. Вещественный состав мелкозернистого материала также определяется составом упомянутых выше источников. Здесь главную роль играет кварц. Заметную примесь составляют, как правило, тяжелые минералы (с удельным весом>2,9). Их содержание в алеврите (<0,1 *мм*) достигает в среднем 20%, а в мелкозернистом песке (0,25—0,1 *мм*) 2%. Среди тяжелых минералов преобладает обычно ильменит, составляющий местами до 90% тяжелой фракции. Благодаря высокому содержанию тяжелой фракции (особенно ильменита) слоистость в пляжной толще хорошо выражена даже в том случае, если она сложена сравнительно мелкозернистым хорошо отсортированным песком. Слойки темных минералов представляют собой обычно концентрат ильменита, а светлые сложены кварцевым песком.



Фиг. 2. Строение толщи пляжа на различных участках побережья Азовского моря.

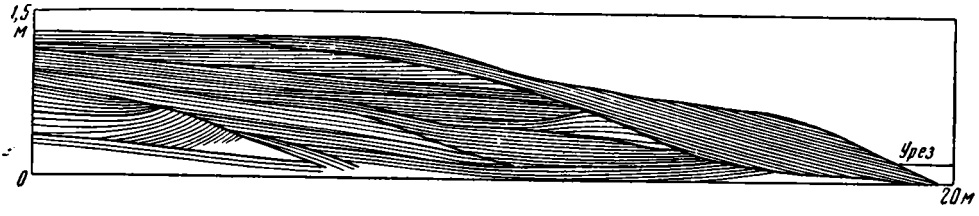
А — поперечный разрез пляжа, сложенного грубозернистым материалом; *Б* — поперечный разрез пляжа, сложенного сравнительно мелкозернистым, хорошо отсортированным песком; *В* — разрез пляжа (длиной 18 *м*) параллельный линии уреза.

1 — мелкий песок, *2* — крупный песок и гравий, *3* — галька, *4* — ракуша и ракушечный детрит, *5* — концентрат тяжелых минералов, *6* — средняя крупность материала (в *мм*)

Значительную часть тяжелой фракции (местами до 50%) составляют роговые обманки. Обычными минералами являются гранаты (иногда до 20%), а также циркон (до 15%).

При сравнении полученных разрезов оказалось, что характер слоистости отложений разных пляжевых участков принципиально одинаков (см. фиг. 2, *А*, *Б*).

Анализ полученного материала показывает, что все исследованные пляжи слагаются толщей тонкослоистых отложений; в ней выделяются слойки различного состава мощностью от 3—4 до 6—7 *см*. В толще



Фиг. 3. Характер косой слоистости пляжевых отложений в разрезе, перпендикулярном линии уреза

мелкозернистых, хорошо отсортированных песков слойки нередко имеют мощность 1 *см* и меньше (в этом случае они образованы скоплением темных минералов). В некоторых случаях слойки горизонтальны, но наиболее обычные углы наклона их 4—7°, реже наблюдаются 15—20° и в исключительных случаях до 30° и более.

Слойки группируются в серии, как правило, выраженные довольно четко. Одна серия отличается от другой различными углами наклона слойков, различной крупностью материала или (чаще) и тем и другим. Различия в углах наклона соседних серий чаще всего невелики (1—3°). Внутри серии слойки обычно параллельны и достаточно выдержаны. Как правило, верхняя и нижняя границы серий срезают под углом пачки слойков. Однако внутри серий встречаются и невыдержанные, быстро выклинивающиеся слойки, особенно в пляжах, сложенных разнозернистым материалом.

Серии объединяют обычно по 10—20 слойков, и мощность их колеблется от 10 до 50 *см*. Длина таких серий от 5 до 10 *м*.

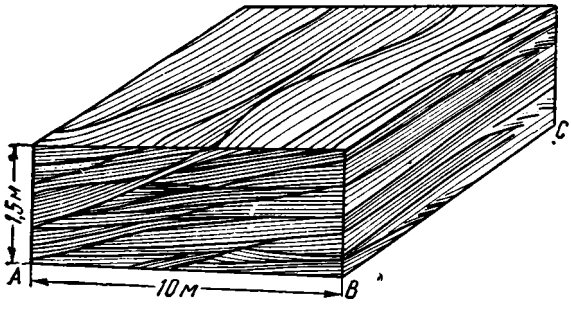
Таким образом, толща современных пляжевых отложений обладает четко выраженной косой слоистостью (фиг. 3). Она слагается линзовидными сериями наклонных слойков, которые срезают одна другую. Характерен общий наклон слойков и границ серий в одну сторону — к морю. При этом углы наклона слоев и серий меняются в зависимости от той части пляжа, в которой они расположены, а также от ширины самого пляжа.

Обычно углы наклона несколько больше в тех сериях, которые слагают более крутой, передний приурезовый откос пляжа. Слои, образующие среднюю, более пологую часть пляжа, и сами более пологи. Соответственно в толще широких, пологих пляжей и углы наклона слагающих их слоев и серий наименьшие. В средней части пляжа нередко встречаются серии с горизонтальными слойками. Слойки здесь более выдержаны, а серии имеют наибольшую длину (>10 *м*). Короткие и крутые пляжи (особенно прислоненные к коренному абразионному уступу) сложены толщей, в которой слойки падают гораздо круче и серии имеют вид коротких линз.

Следует отметить, что иногда в толще пляжей встречаются небольшие серии слоев, наклоненные в сторону суши. Они имеют вид корот-

ких (1—2 *м*) линз мощностью 30—40 *см*, круто падающих от моря. Углы падения этих слоев колеблются от 15 до 40°.

В большинстве случаев слоистость пляжей Азовского моря обусловлена чередованием прослоев грубого и тонкого материала. Как правило, материал разной крупности слагает не только слойки, но и группируется в определенных сериях (см. фиг. 2, *А*). Обычно в толще пляжа чередуются серии косых слойков, сложенных преимущественно крупнозернистым песком, гравием и ракушечным детритом, и серии, в которых слойки в основном состоят из мелко- и среднезернистого песка. Такова общая закономерность.



Фиг. 4. Пространственное расположение косых серий пляжевой толщи.

AB — в плоскости, перпендикулярной линии уреза, *BC* — в плоскости, параллельной линии уреза (по отношению к блок-диаграмме море слева)

Однако нередко в толще преимущественно песчаных серий появляются редкие слойки более грубого (чаще всего ракушечного) материала и наоборот. Иногда грубозернистый горизонт встречается в нижней части песчаной серии.

В случае, когда на пляже резко преобладает песчаный материал (фракции 0,25—0,1 и 0,5—0,25 *мм*), слоистость в толще обусловлена чередованием слоев светлого кварцевого песка и цветных прослоев тяжелых минералов (см. фиг. 2, *Б*). Внутри серий при этом наблюдается, как правило, чередование тонких (1 *см* и менее) слойков тяжелых минералов и более мощных слойков кварцевого песка. Границы же серий нередко маркируются наиболее мощными (до 3—4 *см*) и выдержанными по простиранию прослоями тяжелых минералов.

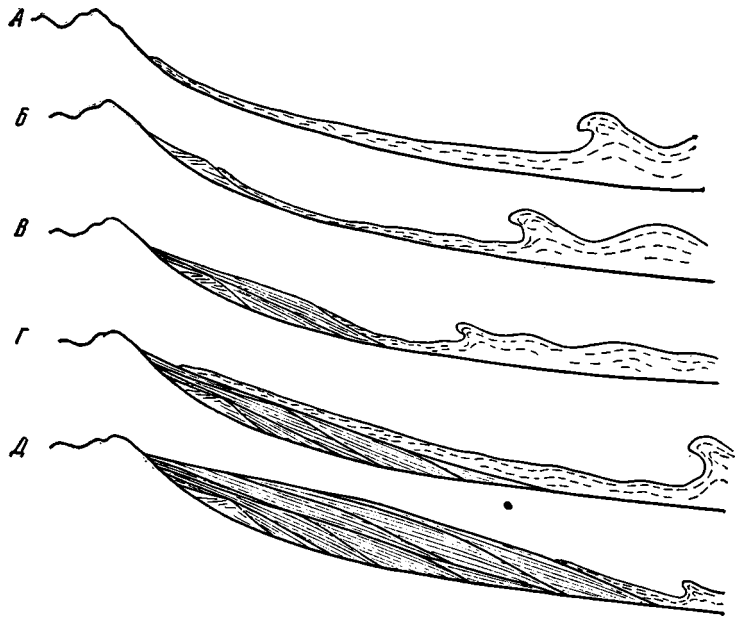
Слоистость в толще пляжа изучалась также и в разрезах, примерно параллельных береговой линии (фиг. 2, *В*). В таких разрезах при условии, что линия уреза прямолинейна и фронт волны подходит к данному участку берега по нормали, следует ожидать горизонтально-параллельную слоистость. Однако линия уреза в природе всегда более или менее извилиста и поверхность пляжа также не ровная. В результате этого горизонтальные и параллельные слои обычно выдержаны лишь на расстоянии 9—10 *м*, а затем выклиниваются. Местами встречаются и слабо наклоненные слои (те, которые образуются на склонах неровностей пляжа), иногда срезаемые другими слоями.

Особенно четко наклон слоев выражен в том случае, когда обнажение пересекает фланги выступов пляжа, имеющих значительную крутизну. В этом случае разрез может вскрыть косослоистые серии с углами наклона слойков до 20—30°.

Слоистость в разрезе, примерно параллельном линии уреза, можно характеризовать как горизонтально-параллельную с небольшими участками наклонных, быстро выклинивающихся слойков. По-видимому, на значительном протяжении берега трудно ожидать большой выдержанности горизонтально-параллельных слоев, так как морфология пляжа очень сложна и изменчива (фиг. 4).

Во многих случаях по строению пляжевой толщи можно довольно четко представить стадии формирования пляжа, а следовательно, и характерную для него слоистость. Пляж формируется прибойным пото-

ком. В зависимости от силы волнения обычно вырабатывается различный профиль пляжа (равновесный для данных параметров волн). Во время штормов формируется пологий вогнутый профиль. При особенно сильном волнении, когда мощный прибойный поток охватывает пляж по всей ширине, происходит значительное его выполаживание в результате смыва части пляжевого материала (фиг. 5, *А*). При затухании шторма, когда прибойный поток захватывает все меньшую и мень-



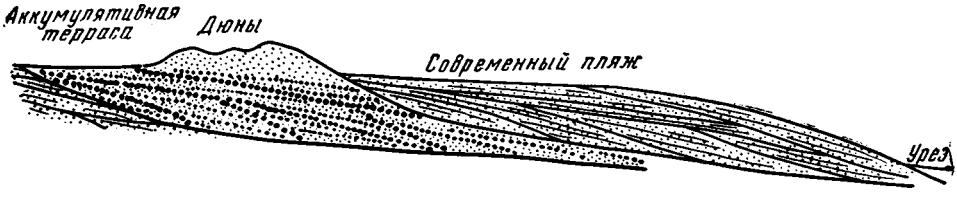
Фиг. 5. Формирование косослоистой толщи пляжа

шую часть пляжа, начинается аккумуляция материала и формирование нового профиля, соответствующего стадиям затухания волнения (фиг. 5, *А—Г*). Профиль из вогнутого превращается в выпуклый (фиг. 5, *Д*). Последовательное отложение пачек песчаного материала соответственно стадиям затухания волнения и обусловливает образование серий косых слойков в толще пляжа.

Затухание волнения после шторма происходит обычно неравномерно. Существуют периоды, в течение которых на пляже действует волнение определенной силы. В начале такого периода на поверхности пляжа, сформированного более крупными волнами, накапливается серия наклонных слойков, надстраивающих пляж до профиля, отвечающего данному волнению. Затем наступает, по-видимому, период некоторой стабилизации профиля при данном волнении. Границы раздела серий слойков, которые нередко выделяются в разрезе пляжевых отложений, очевидно, отвечают поверхностям пляжа, соответствующим периодам стабилизации профиля при разной силе волнения. Часто по этим поверхностям отмывается гравийный или ракушечный материал, наличие которого подчеркивает границы разделов. В толще пляжей, сложенных однородным, хорошо отсортированным мелкозернистым песком, между косыми сериями в результате длительного естественного шлихования могут образовываться сравнительно мощные прослои тяжелых минералов.

В процессе затухания волнения прибойный поток захватывает все более узкую приурезовую часть пляжа и накапливаемые им серии косых слойков постепенно выдвигаются в сторону моря, наращивая пляж. Передний откос пляжа, по которому взбегает прибойный поток, и накапливающиеся на нем слойки становятся при ослаблении волнения более крутыми.

Таким путем происходит нарастание пляжа и формирование его косослоистой толщи. При этом, естественно, каждая последующая косослоистая серия несколько срезает предыдущую, но общий наклон слойков выдерживается. Однако в ряде случаев на пляже могут возникать формы в виде валов с тыльным скатом, наклоненным в сторону суши.



Фиг. 6. Схема строения толщи (аккумулятивной террасы), сложенной пляжевыми отложениями

Образование таких форм происходит иногда при резком ослаблении волнения, когда прибойный поток надстраивает лишь приурезовую часть пляжа. В этом случае формируется как бы самостоятельный пляж полного профиля, соответствующий данной силе волнения, со сравнительно пологим морским склоном и довольно крутым и коротким тыльным скатом. Естественно, что слои, слагающие тыльную сторону такого вала, наклонены в сторону суши и имеют значительный угол падения. Так образуются описанные выше короткие серии слойков с наклоном, противоположным наклону слоистости.

Затем может пройти серия штормов и смыть часть накопившейся толщи. При затухании волнения пляжевые серии опять нарастают. Естественно, что группы косослоистых серий, слагающих толщу пляжа, формируются не за один послештормовой период. Такая толща, по-видимому, накапливается в течение длительного времени, отвечающего периодам понижения бурности моря.

Формирование пляжевой толщи является, таким образом, весьма сложным процессом, обусловленным сменой временных периодов размыва периодами аккумуляции материала. Образовавшаяся при этом слоистая толща отображает сумму этих явлений.

В зависимости от количества обломочного материала, поступающего на пляж, происходит либо общее выдвижение пляжа в сторону моря, либо его размыв. При избытке материала и умеренном волнении аккумуляция может преобладать над размывом. Это приводит к наращиванию пляжа, тыльная часть его постепенно выходит из зоны волнового воздействия и формируется так называемая аккумулятивная терраса.

Толща отложений, слагающих террасу, очевидно, имеет такой же характер слоистости, как и современный пляж, так как формировались они одними и теми же процессами. На фиг. 6 показан возможный разрез через современный пляж и морскую аккумулятивную террасу. Здесь серии отложений современного пляжа, сложенного мелкозерни-

стым хорошо отсортированным песком смыкаются с отложениями террасы, сложенной более крупным и разнозернистым материалом. Такое строение имеет Анапская пересыпь на Черном море. В ядре она сложена песком с большой примесью гальки, а с внешней стороны пляж построен мелкозернистым чистым песком. Приведенная схема (см. фиг. 6) подчеркивает, что крупнозернистые отложения террасы в какой-то степени законсервированы. В дальнейшем они могут быть вообще захоронены под дюнными песками, а со временем перейти в ископаемое состояние.

Выявленные на Азовском море особенности слоистости пляжевых отложений, по-видимому, характерны и для других пляжей. Это обусловлено тем, что механизм формирования пляжевых толщ подчинен общим законам на всех аккумулятивных морских берегах. В зависимости от силы волнения, характера материала, принимавшего участие в строении пляжевой толщи, морфологии прилежащей суши могут меняться углы наклона слойков косослоистых серий, мощности слойков и серий и т. п. Однако общий тип слоистости, по-видимому, не может существенно отличаться. Это подтверждается и наблюдениями структуры пляжей других морей. Пляжи Азовского моря отличаются от других пляжей лишь тем, что здесь слоистость выражена особенно четко.

Есть еще одно доказательство, подтверждающее, что характер слоистости пляжей Азовского моря является типичным: в этом районе были изучены пляжевые отложения с различной крупностью материала, а также разные в морфологическом отношении. Однако все они имеют одинаковый тип слоистости.

В заключение следует сформулировать ряд признаков, которые характеризуют, по нашему мнению, особый тип слоистости — слоистость пляжевых отложений: 1) слоистость пляжевых отложений всегда косая; 2) наклон слойков имеет падение, как правило, в одну сторону (к морю); 3) слойки имеют малые углы наклона (4—7°); 4) слойки объединены в серии, имеющие вид линз, наложенных друг на друга; границы серий обычно наклонены круче (до 5—10°), но срезают слойки под малыми углами (1—3°), а местами могут быть параллельны им; внутри серий слойки почти всегда хорошо выдержаны; 5) в разрезе пляжа, примерно параллельном береговой линии, прослои и линзы значительно вытянуты, хотя имеются участки косых прослоев, нарушающих общее горизонтально-параллельное положение слоев.

ЛИТЕРАТУРА

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, 1962.

Логвиненко Н. В. и Ремизов И. Н. Современное осадконакопление (осадки пляжа) на северном берегу Азовского моря. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР, 1963.

Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. Изд. АН СССР. 1962.

Трофимов В. С. Условия образования дельтовых и прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР, 1963.

Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд. АН ЛатвССР, 1957.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
10.XII.1963

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

УДК 550.42:551.735.1(571.16)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВИЗЕЙСКИХ ПОРОД СЕВЕРА КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

В. В. ХАХЛОВ

Визейские породы Колывань-Томской складчатой зоны разделены на две основные группы. К третьей группе отнесена кора выветривания.

На основании статистической обработки большого количества спектральных анализов приводится сопоставление различных групп пород по средним содержаниям в них малых элементов.

В последние годы при изучении осадочных пород все больше внимания уделяется выяснению их геохимических особенностей и установлению закономерностей распределения в них различных химических элементов.

Среди аналитических методов, дающих количественную характеристику элементов, большое значение имеет спектральный анализ. Он используется для выяснения особенностей распределения малых элементов в различных типах пород, что необходимо для познания геохимических процессов и стратиграфического сопоставления осадочных толщ, иногда очень сходных по своим литолого-минеральным свойствам. Большой интерес в этом отношении представляют работы Н. М. Страхова и др. (1955, 1959) и С. М. Катченкова (1959).

Геохимические особенности нижнекаменноугольных пород северной окраины Колывань-Томской складчатой зоны (район г. Томска) изучались на основании большого количества спектральных анализов, выполненных в лаборатории Томской экспедиции Новосибирского территориального ГУ. Эта работа позволила установить поведение некоторых элементов в коре выветривания, широко развитой на породах нижнего карбона.

Изученная площадь развития нижнекаменноугольных отложений расположена преимущественно в Томском районе Томской области и охватывает правобережье р. Томи с ее притоками реками Киргизкой, Ушайкой и Басандайкой.

На этой территории распространены породы визейского возраста, разделенные К. В. Ивановым (1956) на две свиты: нижняя сложена преимущественно темными, иногда пиритизированными алеврито-глинистыми сланцами, содержащими редкие прослои песчаников и алевролитов. В верхней свите преобладают песчаники и алевролиты, а более тонкообломочные породы имеют ограниченное развитие. По внешним признакам и минеральному составу одинаковые породы этих двух свит плохо различимы. Переход между ними постепенный.

Отложения нижнего карбона имеют мощность несколько километров и собраны в крутые складки северо — северо-восточного простирания. Обнажаются эти породы только по берегам рек, а вся остальная площадь перекрыта более молодыми рыхлыми отложениями и доступна для изучения только с помощью бурения.

Большое распространение в районе имеет верхнемеловая — палеогеновая кора выветривания гидрослюдистого и каолинито-гидрослюдистого состава (Иванов и др., 1958).

При геохимическом изучении в связи с тем, что одинаковые по гранулометрическому составу породы свит не имеют каких-либо достоверных отличительных признаков и часто трудно решить, к какой свите относятся породы, вскрытые той или другой скважиной, породы свит разделены на две основные группы. К первой относятся алеврито-глинистые сланцы, ко второй — алевролиты и песчаники (последние мелкозернисты и очень близки к алевролитам). Третьей основной группой является кора выветривания, хорошо развитая на алеврито-глинистых сланцах и связанная с изменением пород первой группы.

Для выяснения особенностей распределения элементов в трех группах пород было использовано 994 полуколичественных спектральных анализа. Результаты статистической обработки этих анализов можно представить в виде средних содержаний элементов для каждой группы пород (табл. 1). Методика этого расчета проста. Она приводится в

Таблица 1

Средние содержания элементов в группах пород (%)

Элементы	Группы пород			Чувствительность определений	Элементы	Группы пород			Чувствительность определений
	песчаники и алевролиты	алеврито-глинистые сланцы	кора выветривания			песчаники и алевролиты	алеврито-глинистые сланцы	кора выветривания	
	1	2	3			1	2	3	
Свинец	0,017	0,022	0,008	0,001	Хром	0,009	0,010	0,007	0,001
Цинк	0,014	0,029	0,017	0,003	Марганец	0,20	0,23	0,11	0,001
Медь	0,011	0,018	0,004	0,0003	Титан	0,69	0,71	0,67	0,001
Никель	0,007	0,011	0,011	0,001	Цирконий	0,019	0,028	0,019	0,001
Кобальт	0,0016	0,0022	0,0020	0,001	Барий	0,31	0,35	0,22	0,01
Ванадий	0,013	0,016	0,018	0,001	Стронций	0,08	0,07	0,05	0,03

Примечание: Число анализов: 1—364; 2—466; 3—164.

работах Н. М. Страхова (1955) и Л. В. Фирсова (1958). Расчет ведется методом взвешивания по числу проб класса. Для этого необходимо рассчитать среднее содержание элемента в каждом классе (например, для класса 0,01—0,03 среднее содержание 0,02%) и умножить его на число проб в этом же классе. Частное от деления суммы таких произведений на общее число проб, отобранных от данного типа пород, дает среднее содержание. Несомненно, эти абсолютные значения средних содержаний не могут считаться точными. Однако большое число используемых анализов, выполненных в одной и той же лаборатории и одним и тем же спектрографистом, позволяет достаточно обоснованно проводить сопоставление различных групп пород по имеющимся в них средним количествам малых элементов.

Анализ величин, приведенных в табл. 1, позволяет сделать следующие выводы: алеврито-глинистые сланцы содержат бо́льшие количества малых элементов, чем песчаники и алевролиты. Особенно резко это выражено для цинка, меди и никеля. Такая же закономерность в распределении малых элементов в ряду песчаники—алевролиты—аргиллиты была установлена для каменноугольных отложений Кузбасса Н. М. Страховым и др. (1959). Этот тип распределения, очень характерный для отложений гумидных зон, был назван авторами упорядоченным типом распределения элементов. Основной причиной его появ-

ления, по мнению авторов, является усиление процессов химического выветривания на водосборных площадях, в результате чего из разрушающихся, неустойчивых минералов высвобождались различные химические элементы, которые интенсивно сорбировались глинистыми частицами. Последние, накапливаясь преимущественно в области отложения глинистых и алеврито-глинистых осадков, вызывали сдвиг масс элементов в сторону более пелитоморфных осадочных пород.

Из табл. 1 видно, что абсолютная величина этого сдвига, равная разности между содержаниями того или другого элемента в песчанистых и алеврито-глинистых породах, подвергается значительным колебаниям. Для получения сопоставимых результатов ее можно выразить в процентах (табл. 2) по отношению к содержанию в песчаниках и алевролитах (оно принимается за 100%).

Таблица 2

Величины сдвига масс элементов в алеврито-глинистых породах и выноса (накопления) из коры выветривания

Элементы	Величина сдвига, %	Величина выноса, %	Величина накопления, %	Элементы	Величина сдвига, %	Величина выноса, %	Величина накопления, %
Свинец	29	63	—	Хром	11	30	—
Цинк	197	41	—	Цирконий	47	32	—
Медь	63	77	—	Стронций	0	28	—
Никель	57	0	0	Барий	13	37	—
Кобальт	37	9	—	Марганец	15	52	—
Ванадий	23	—	12	Титан	4	5	—

Средние содержания позволяют также выяснить особенности поведения элементов в коре выветривания: большинство элементов при формировании коры выносится. Для того чтобы оценить интенсивность выноса того или иного элемента, можно произвести расчет величины выноса на основании имеющихся средних содержаний. Если разность между содержанием элемента в алеврито-глинистых породах и количеством его в коре выветривания выразить в процентах к содержанию в исходных породах, то можно получить количественную характеристику выноса. В табл. 2 приведены величины выноса, которые позволяют грубо разделить элементы на три группы: группу подвижных (свинец, цинк, медь, марганец), группу малоподвижных (хром, цирконий, барий, стронций) и группу инертных и слабо накапливающихся (никель, кобальт, ванадий, титан).

Однако следует заметить, что количественная характеристика выноса получается несколько заниженной. Это обусловлено тем, что объемный вес исходных пород в коре выветривания снижается примерно на 25%. Поэтому спектральный анализ дает несколько завышенные содержания элементов, так как он характеризует больший объем, чем анализы по исходным породам. Если ввести некоторую поправку на объемный вес, то среди перечисленных выше элементов не будет таких, которые накапливались бы в коре выветривания. Все это свидетельствует о том, что форма нахождения элементов в исходных породах была неустойчивой при процессах выветривания, и они присутствовали в виде примесей в минералах, попадая в алеврито-глинистые осадки путем миграции вместе с глинистым материалом в сорбированном виде.

Весьма показательны в этом отношении титан и цирконий, которые обычно относят к элементам, накапливающимся при выветривании. Например, И. И. Малышев (1957) отмечает, что титан должен накап-

ливаться при выветривании, а поведение циркония, по мнению других авторов, связано с устойчивостью его минерала — циркона, который вместе с минералами титана может накапливаться в элювии (Перельман, 1961). Все это подтверждает, что основная масса титана и циркония в алеврито-глинистых породах не связана с устойчивыми минералами, а особенности формирования гидрослюдисто-каолинитовой коры выветривания не способствовали накоплению этих элементов.

Сделанные расчеты позволяют построить два ряда — сдвига и выноса. В первом все элементы по степени обогащения ими алеврито-глинистых сланцев (по сравнению с песчаниками) могут быть расположены в такой последовательности: Zn>Cu>Ni>Zr>Co>Pb>V>Mn>Ba>>Cr>Ti>Sr. Второй ряд можно построить по интенсивности выноса элементов при формировании коры выветривания на алеврито-глинистых сланцах. Здесь элементы располагаются несколько в другом порядке: Cu>Pb>Mn>Zn>Ba>Zr>Sr>Cr>Co>Ti>Ni>V.

Эти два ряда характеризуют поведение элементов в различных физико-химических термодинамических обстановках. Когда рассматривается сдвиг количеств элементов от песчаников в сторону алеврито-глинистых пород, то необходимо иметь в виду, что перенос и накопление слагающего их материала происходили при наличии свободного кислорода в обстановке подводной части дельты (Иванов, 1958; Хахлов, 1962) при относительно повышенных значениях окислительно-восстановительного потенциала. Восстановительные условия возникали только при процессах диагенеза. В этот период могло осуществляться перераспределение элементов в осадке, но это вряд ли могло существенно отразиться на их среднем содержании в породах.

При процессах выветривания были несколько другие условия. Следует заметить, что в профиле коры выветривания железо часто дает новообразования в виде сидерита. Можно считать, что в коре выветривания были несколько пониженные значения окислительно-восстановительного потенциала, что могло привести к изменению валентностей некоторых металлов.

Если сравнить ряды элементов в различных обстановках, то намечается очень слабое сходство в последовательности их расположения. Оно выражается в том, что если условно поделить ряды на две равные части, то состав элементов в этих частях в основном сохраняется, и только четыре элемента (марганец, барий, никель и кобальт) перемещаются в противоположные части ряда.

Причиной сходного поведения элементов в различных условиях и процессах могла быть близость их миграционных свойств, тесно связанная с особенностями самих химических элементов. Если это так, то порядку расположения элементов в рядах должно соответствовать закономерное изменение валентности, величины ионного радиуса, ионного потенциала и др.

Для ряда сдвига (учитывая при этом наиболее возможную ионную форму нахождения элемента во время транспортировки и отложения) распределение таких свойств, как ионный радиус и валентность, будет следующим [1]:

Zn	Cu	Ni	Zr	Co	Pb	V	Mn	Ba	Cr	Ti	Sr
0,83	0,80	0,74	0,82	0,78	1,26	0,40	0,52	1,38	0,64	0,64	1,20
2^+	2^+	2^+	4^+	2^+	2^+	5^+	4^+	2^+	3^+	4^+	2^+

[1] Все значения свойств элементов взяты из «Справочника химика», том 1. Госхимиздат, 1962.

Анализируя приведенную последовательность значений, можно отметить, что какой-либо отчетливой закономерности в их изменении не наблюдается. Выше было указано, что более значительное обогащение тонкообломочных пород малыми элементами по сравнению с песчаниками объяснялось сорбционными свойствами глинистых минералов. Последние, обогащая наиболее тонкозернистые отложения, обеспечивали наблюдаемый сдвиг элементов.

Известно, что интенсивность сорбции элемента имеет прямую связь с величиной его ионного радиуса и валентностью (Перельман и др., 1957; Чухров, 1955). На основании этого можно было бы ожидать, что в построенном ряду слева направо величины ионных радиусов и валентностей должны уменьшаться, однако такой закономерности не наблюдается. Это может поставить под сомнение либо причины сдвига масс малых элементов в сторону более тонкозернистых осадков, либо результаты спектральных анализов.

Однако набор элементов ряда сдвига носит совершенно случайный характер. Если обратить внимание на строение их электронных оболочек и на положение в периодах и группах периодической таблицы Д. И. Менделеева, то эта случайность проявляется довольно отчетливо. Несомненно, более обоснованные выводы можно получить, если из анализируемых элементов выделить для подобных построений такие, которые бы обладали более близкими геохимическими свойствами.

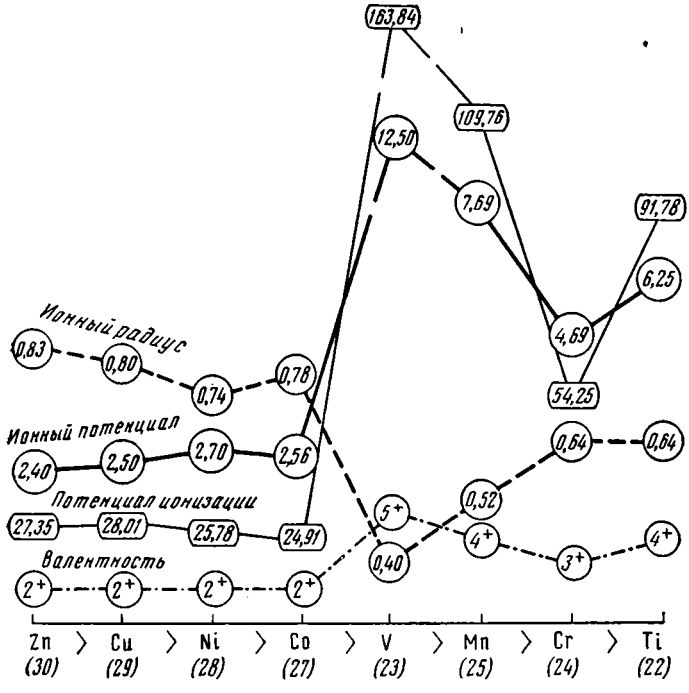
А. Е. Ферсман (1958), анализируя таблицу Д. И. Менделеева, отмечал, что по горизонтальному направлению «максимальное сходство свойств при постепенном увеличении заряда наблюдается в таких атомных структурах, в которых прибавление нового валентного электрона происходит не в самой наружной ячейке, а внутри уже существующих оболочек» (стр. 35). Исходя из этого признака, А. Е. Ферсман выделил семейство железа, к которому отнес титан, ванадий, хром, марганец, железо, кобальт, никель, медь, цинк. В отношении двух последних элементов он отмечал, что хотя они и стоят особняком, но в ионизированном состоянии должны напоминать железо и никель.

Порядок распределения свойств (валентности, ионного радиуса, потенциала ионизации и ионного потенциала) в ряду сдвига, в котором оставлены только элементы семейства железа, показан на фиг. 1. Рассмотрение ее свидетельствует о том, что свойства элементов ряда меняются с определенной закономерностью. Если анализировать ряд от цинка к титану, то в этом направлении отчетливо заметны повышения валентности, ионного потенциала, потенциала ионизации и снижение ионного радиуса.

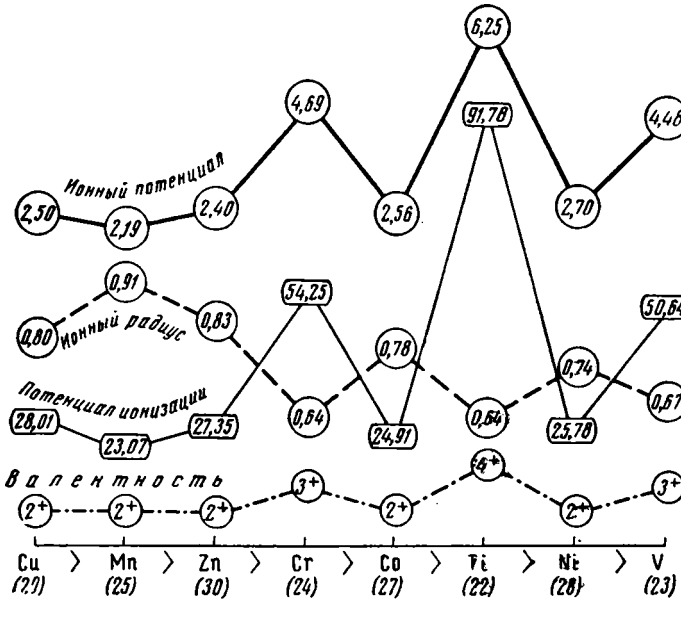
Наличие определенной зависимости между различными значениями интенсивности сдвига элементов и их свойствами дает полное право считать, что рассчитанные для каждого элемента величины сдвига носят не случайный характер и подчеркивают влияние внутренних факторов миграции.

Интересно отметить, что порядок расположения элементов семейства железа в ряду сдвига является обратным расположению этих же элементов в таблице Д. И. Менделеева. На фиг. 1 в скобках указаны порядковые номера элементов таблицы Д. И. Менделеева; они свидетельствуют о том, что только один ванадий нарушает эту удивительно выдержанную последовательность.

Правильность проведенных расчетов и выявленных закономерностей можно проверить химическими анализами на титан и железо. Для титана величина сдвига, вычисленная на основании 363 химических анализов (113 анализов — алеврито-глинистые сланцы и 250 анали-



Фиг. 1. Изменение свойств элементов в ряду сдвига



Фиг. 2. Изменение свойств элементов в ряду выноса

зов — песчаники), оказалась равной 3,6%, т. е. она одинакова с результатами подсчета по спектральным данным (для них сдвиг равен 3%).

Была также подсчитана величина сдвига для железа по 61 химическому анализу алеврито-глинистых сланцев и 154 анализам песчаников. Она оказалась равной 16,6%. По данным табл. 2, близкой величиной сдвига обладает марганец (15%). Имея в виду очень небольшое расхождение этих двух величин, железо можно расположить в ряду сдвига либо справа, либо слева от марганца. В последнем случае оно займет в ряду место, соответствующее месту железа в таблице Д. И. Менделеева.

По мнению многих авторов, интенсивность сорбции того или иного катиона усиливается с увеличением валентности и ионного радиуса. В построенном ряду сдвига для элементов семейства железа правая часть ряда, в который должны располагаться более слабо сорбируемые элементы, характеризуется повышением валентности. Но это, по нашему мнению, не противоречит тому, что сам сдвиг масс элементов в сторону более тонкообломочных пород связан с сорбционными явлениями. Здесь мы не учитываем энергии гидратации, которая возрастает с увеличением валентности и с уменьшением ионного радиуса, снижая одновременно сорбционные свойства элемента. Следовательно, можно предположить, что влияние гидратной оболочки ионов на их сорбционную способность в правой части ряда сказалось больше, чем в левой, и поэтому катионы с меньшими радиусами и большей валентностью оказались в числе менее обогащающих алеврито-глинистые породы.

Ф. В. Чухров (1955) отмечает, что адсорбция простых ионов усиливается с увеличением их поляризуемости, причем последняя возрастает с увеличением радиусов и снижается с повышением валентности. Таким образом, и это свойство может также оправдывать положение многовалентных ионов в правой части ряда сдвига.

Уже указывалось, что последовательность размещения элементов в ряду сдвига для семейства железа почти полностью соответствует расположению их в таблице Д. И. Менделеева. Напрашивается вывод о том, что здесь мы имеем дело с закономерностью изменения сорбционных свойств элементов по горизонтальному ряду таблицы. Можно предположить, что сходные по своим свойствам элементы и в других горизонтальных рядах будут вести себя подобным же образом. Несомненно, этот последний вывод нуждается в доказательствах. Следует обратить внимание на то, что не совсем понятное расположение в ряду ванадия может быть объяснено большим влиянием органического вещества на процессы его концентрации.

Расчеты величин сдвига и выявленные закономерности изменения сорбционных свойств элементов, основанные на изучении визейских отложений Томского района, детализируют некоторые особенности геохимии осадочных пород, подтверждают и дополняют выводы Н. М. Страхова о механизме перераспределения масс элементов среди различных групп осадков во время переноса слагающего их материала.

Остановимся кратко на особенностях количественного выноса элементов из коры выветривания, формировавшейся за счет алеврито-глинистых пород нижнего карбона.

Если взять за основу то же семейство железа и построить для входящих в него элементов ряд выноса, то изменение их свойств будет происходить по-другому (фиг. 2). В этом ряду валентность марганца

и ванадия изменяется в присутствии двухвалентного железа. Но и в этом случае нельзя делать вывода о какой-то зависимости между свойствами элементов и интенсивностью их выноса из коры выветривания. Нельзя также связывать порядок размещения элементов в ряду с их расположением в таблице Менделеева. Это, по-видимому, не случайно. Ведь вынос элемента из коры выветривания зависит от растворимости и подвижности его соединений. А это определяется, наряду с особенностями самого элемента, влиянием большого числа внешних факторов миграции, роль которых очень многообразна и менялась в ходе выветривания. Несомненно, что при выветривании влияние свойств элементов на их миграционную способность подавлялось этими внешними факторами миграции.

Совершенно другие условия существовали во время отложения осадков карбона. Основными их чертами были постоянство области питания, тектонического режима, условий седиментации и климатической обстановки, что нашло отражение в однообразном облике пород, слагающих весь разрез визейской толщи карбона.

Вот в этих условиях и могли наиболее отчетливо проявляться свойства малых элементов, их способность сорбироваться на глинистых частицах, что обеспечивало соответствующие сдвиги их масс от песчаников к алеврито-глинистым породам. Можно также отметить, что миграция элементов в сорбированном виде являлась довольно устойчивой формой их переноса, на которую слабо влияли возможные смены физико-химической обстановки.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов К. В., Казанский Ю. П. Материалы к изучению коры выветривания Томского района. Вест. Зап.-Сиб. и Новосибр. ГУ, № 3, 1958.

Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Тр. ВНИГРИ, вып. 143, 1959.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Географгиз, 1961.

Перельман А. И., Сауков А. А. Геохимические основы поисков рудных месторождений В сб. «Геохимич. поиски рудн. месторождений». Госгеолтехиздат, 1957.

Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 155, 1955.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 23, 1959.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Изд. АН СССР, т. 4, 1958.

Фирсов Л. В. К вопросу о методике обработки данных количественного спектрального анализа минералов и горных пород. Тр. Ин-та золота и редк. металлов, вып. 40, 1958.

Хахлов В. В. О слоистости и условиях седиментации пород басандайской свиты нижнего карбона района г. Томска. В сб. «Материалы по геол. Зап. Сибири», вып. 63, 1962.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.

Томский государственный университет

Дата поступления 3.V.1963

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

УДК 552.52:551.78(477)

К МИНЕРАЛОГИИ ТРЕТИЧНЫХ ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН УКРАИНЫ

Н. В. ЛОГВИНЕНКО, Г. В. КАРПОВА, Г. И. КУЛЕСКО

Изучены монотермитовые глины Часов-Ярского и ряда других месторождений Украины. Доказано, что монотермит представляет собой смесь каолинита и гидрослюды в различных соотношениях. Получены раздельные базальные рефлексы каолинита и гидрослюды. Рентгеновские анализы подтверждены всеми другими методами исследования. Отмечено присутствие галлуазита.

Высказываются соображения о генезисе глин подобного типа.

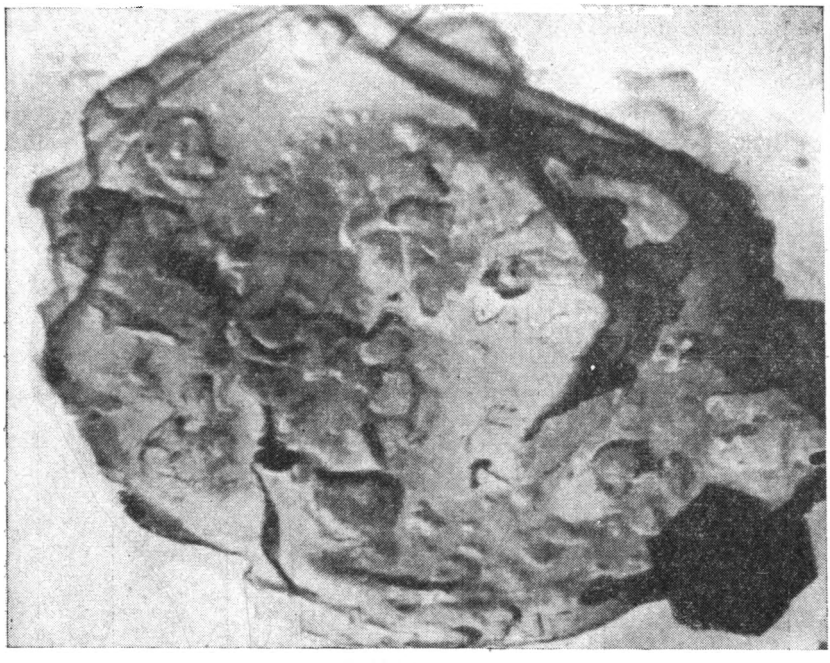
Некоторые глины Часов-Ярского месторождения относятся к так называемым монотермитовым глинам. Монотермит был установлен Д. С. Белянкиным в глине Часов-Ярского месторождения в 1932 г. на основании оптической, химической и термической характеристик, отличных от каолинита (Белянкин, 1932). Несмотря на большое количество работ, посвященных минералогии глин Украины вообще и монотермиту в частности, единого мнения о природе монотермита до сих пор нет.

В настоящее время существует три точки зрения на природу монотермита: 1) монотермит — механическая смесь каолинита и гидрослюды; 2) монотермит — минерал непостоянного состава, переходная разность между гидрослюдой и каолинитом; 3) монотермит — минерал-сросток каолинит-монтмориллонитового типа. В основу каждой точки зрения были положены результаты исследования различными методами. Непостоянная оптическая и химическая характеристики наблюдались в коре выветривания (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Наличие, по данным электронографического исследования, двух типов силикатных слоев с одинаковыми параметрами a и b, а также высокая адсорбционная способность послужили основанием для отнесения монотермита к минералам-сросткам, где одной из структурных компонент является слой монтмориллонитового типа (Викулова и др., 1957).

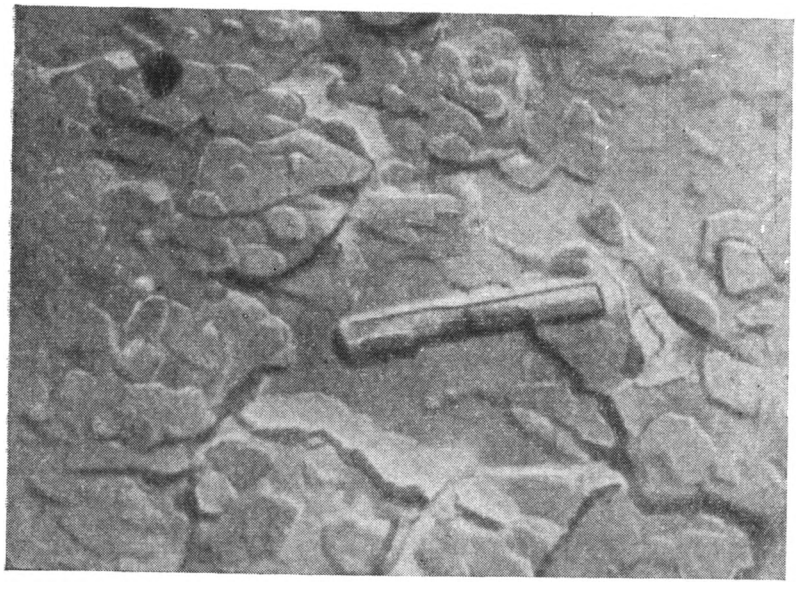
Взгляд на монотермит как на тонкую механическую смесь двух глинистых минералов впервые был высказан в 1949 г. (Лямина, Рожкова, 1949) и поддерживается сейчас практически всеми специалистами по рентгеноструктурному анализу минерального сырья, а с совершенствованием методов исследования получает все новые доказательства (Русько, 1962).

В настоящей работе излагаются результаты исследования так называемых монотермитовых глин из различных месторождений Украины третичного возраста (Часов-Ярское, Дружковское, Артемовское и др.).

Присутствие каолинита в монотермитовых глинах как самостоятельного компонента может считаться сейчас доказанным и не оспаривается никем из исследователей, однако характер каолинитового минерала в различных образцах неодинаков. Наряду с каолинитом в виде пра-



Фиг. 1. Самооттененная угольная реплика с отдельной частицы. Обр. 1, Часов-Ярское месторождение. Увел. 20 000



Фиг. 2. Угольная реплика с поверхности. Обр. 2. Увел. 28 000

вильных хорошо ограненных псевдогексагональных кристаллов и их сростков распространен каолинит с неправильной формой частиц. Кроме неправильных очертаний, частицам свойственна бугристая поверхность, чего не наблюдается у частиц каолинита или диккита гидротермального генезиса.

Неправильные частицы каолинита характеризуются очень малыми размерами (не более 0,5 μ).

В силу этих двух причин на рентгенограммах, как правило, не разрешается дуплет линий $(11\bar{1})$ и $(\bar{1}1\bar{1})$, а некоторые образцы характеризуются исчезновением и «триплетных» групп, что позволяет относить каолинит ряда образцов к типу файрклея (табл. 1).

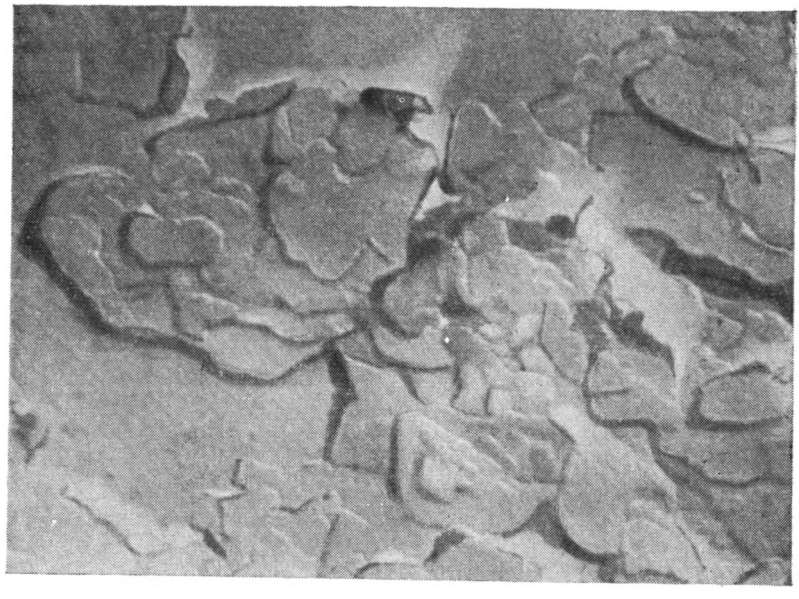
Таблица 1

Обр. 1, естественный обр., столбик		Обр. 1*, ориентированный препарат		Обр. 1, прогрет при 600°		Обр. 3*, естественный обр., столбик		Обр. 5, фр. 0,001 мм	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
6	10,02	10	9,98	10	10,00	—	—	8	10,00
—	—	—	—	—	—	8	7,54	—	—
8	7,11	10	7,14	—	—	8	7,14	4	7,05
3	4,94	6	4,978	2	4,98	—	—	2	4,99
7	4,44	—	—	8	4,44	10	4,39	10	4,34
1	4,12	—	—	—	—	—	—	1	4,14
—	—	10	3,549	—	—	2	3,64	2	3,57
6	3,56	—	—	—	—	3	3,549	—	—
4	3,34	10	3,298	7	3,30	1	3,297	7	3,29
1	3,22	—	—	—	—	—	—	1	3,16
1	2,98	—	—	—	—	1	2,978	1	2,98
3	2,83	1	2,78	1	2,80	—	—	1	2,80
10	2,57	2	2,500	4	2,548	10	2,545	10	2,54
2	2,36	1	2,364	1	2,33	2	2,364	4	2,43
—	—	—	—	1	2,23	6	2,333	3	2,33
2	2,176	—	—	1	2,15	2	2,156	1	2,18
3	1,996	2	2,008	1	1,983	3	1,971	3	1,98
2	1,807	2	1,786	2	1,805	—	—	1	1,81
5	1,652	4	1,641	—	—	3	1,643	2	1,64
3	1,540	1	1,531	1	1,532	2	1,534	1	1,53
10	1,491	—	—	3	1,497	10	1,485	10	1 49
—	—	—	—	—	—	—	—	6	1,48
1	1,445	—	—	1	1,450	—	—	1	1,45
4	1,372	—	—	2	1,370	1	1,371	3	1,37
6	1,290	—	—	1	1,291	4	1,282	2	1,29
6	1,242	—	—	1	1,243	4	1,234	1	1,25

* Промер с микрофотометром.

При рентгеновской съемке ряда текстурированных образцов (чаще естественных) наряду с набором базальных рефлексов каолинита (7,14, 3,549, 2,364, 1,786 *кХ*) были получены также базальные рефлексы метагаллуазита (7,54, 3,645 *кХ*), а в электронном микроскопе устанавливается примесь галлуазита (фиг. 2). Следовательно, среди минералов каолинитовой группы в глинах монотермитового типа обнаруживается каолинит различной степени совершенства кристаллов (до файрклея), метагаллуазит и галлуазит.

Второй породообразующий минерал этих глин — гидрослюда диоктаэдрического типа с набором базальных рефлексов 9,98, 4,978, 3,298, 2,500, 1,976 *кХ* и величиной (060) около 1,500 *кХ*. Размеры частиц обычно много менее 0,5 μ. Форма частиц пластинчатая, но неправильная, что хорошо видно на репликах, полученных с поверхности отдельных частиц и особенно с поверхности скола (фиг. 3). Так как в большинстве образцов отсутствуют правильные формы каолинита, а размер частиц очень невелик, не всегда имеется возможность достоверно различать в электронном микроскопе частицы каолинита и гидро-



Фиг. 3. Угольная реплика с поверхности. Обр. 5. Дружковка. Увел. 20 000

слюды, как сделано Ю. А. Русько на единичном образце из Часов-Яра (1962). Однако для некоторых именно Часов-Ярских образцов в силу меньшего размера частиц гидрослюды, чем каолинита, удается провести обогащение суспензии гидрослюдой, проводя слив через трое суток. Кривая нагревания в этом случае (фиг. 4) демонстрирует уменьшение содержания каолинита.

При двухкомпонентном составе описываемых глин можно воспользоваться термическим анализом для их количественной характеристики.

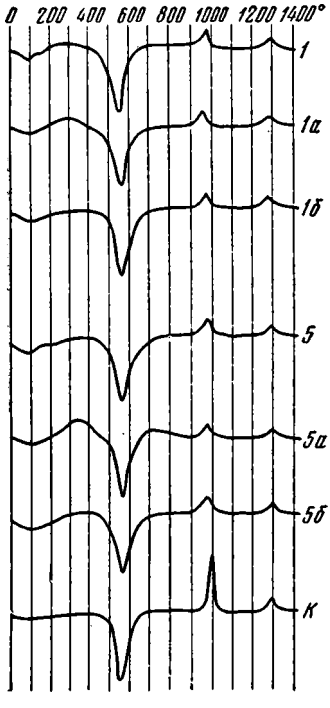
Дифференциальные кривые нагревания, даже при современной весьма чувствительной методике, фиксируют потерю ОН-ионов в образцах всеми минералами в одном интервале (500—600°). Кроме этого (фиг. 5) единого эндотермического эффекта, на кривых нагревания проявляется низкотемпературный эндотермический эффект (70—200°), часто осложненный дополнительной ступенькой. При обработке образцов растворами 2%-ной HCl или 1 н.KCl эта ступенька, связанная с потерей двухвалентных катионов, исчезает (фиг. 4, 5).

Таблица 2

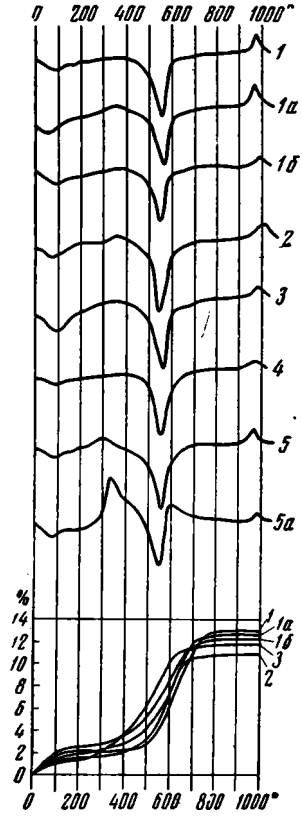
№ обр. и местонахождение	Потеря веса после нагревания до 350°, %	Содержание каолинита, %
Часов-Яр 1б	3,1	32
» 1	10,6	60
» 2	8,0	30
Артемовское 3	8,0	30
» 4	7,4	20
» 6	9,4	44
Дружковка 5	9,0	43

В высокотемпературной части у кривых нагревания фиксируются два экзотермических эффекта (при 1000 и 1300°), как и у чистого каолинита, однако с меньшими амплитудами. У некоторых образцов с большим количеством гидрослюды экзотермический эффект при 1000° заметно деформирован. Кроме визуальной оценки, для количественной характеристики может быть применен термовесовой анализ. Содержание гидроксильных ионов в каолинитах и гидрослюдах колеблется (по литературным данным и результатам исследования эталонных минера-

лов) от 5,5 до 6% для гидрослюд, от 13,9 до 14% для каолинита. Построив градуировочную кривую на основании этих данных, можно, зная потерю веса для образца в интервале 400—800° (потеря ОН-ионов), определить с точностью до 5% содержание каолинита, принимая в расчет только два основных глинистых компонента образца (фиг. 6).



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Кривые нагревания фракций менее 0,001 *мм*. Термопара Pt—PtRh, скорость 15 *об/мин*, эталон MgO.
Обр. *1* — Часов-Яр; *1а* — после обработки 2%-ной HCl; *1б* — после обработки 1н. KCl; *5* — Дружковка; *5а* — обработан HCl; *5б* — обработан KCl; обр. *К* — каолинит

Фиг. 5. Кривые нагревания и кривые потери веса фракций менее 0,001 *мм*. Pt—PtRh термопара. Скорость нагревания 20 *град/мин*. Эталон MgO.
Установка сопряженной записи. Обр. *1, 2* — Часов-Яр; *1а* — после обработки 2%-ной HCl; *1б* — после трехсуточного отстоя; *3, 4* — Артемовское месторождение; *5* — Дружковка; *5а* — после обработки HCl

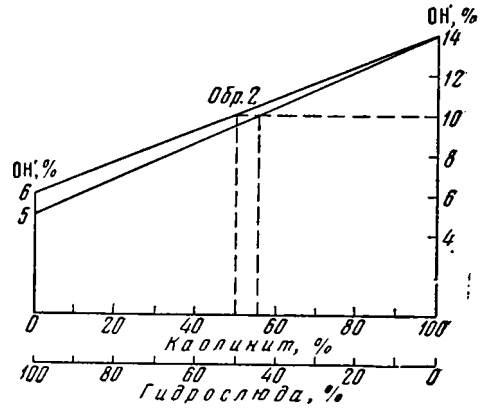
Согласно данным термовесового анализа, содержание каолинита в исследованных образцах колеблется от 20 до 60% во фракциях менее 0,001 *мм* и в валовых пробах (табл. 2).

Изменение количественных соотношений между двумя основными минералами отражается и на химическом составе (табл. 3), причем наиболее чувствительным компонентом является K_2O. Колебания в составе влияют и на оптические свойства агрегатов глинистых частиц, которые колеблются в пределах: Ng от 1,575 до 1,560, Np от 1,560 до 1,550.

Различные количественные соотношения между каолинитом и гидрослюдой влияют на интенсивности базальных рефлексов, что демонстри-

руют дифрактометрические кривые (фиг. 7). При съемке текстурированных образцов дифрактометрическим методом, кроме четких базальных рефлексов двух глинистых минералов, фиксируются раздельные рефлексы (060) для каолинита и гидрослюды (фиг. 7, табл. 4).

В ряде случаев при исследовании естественных образцов и фракций менее 0,001 *мм* на рентгенограммах отсутствует первый базальный рефлекс гидрослюды 10 *кХ*. Однако при съемке текстурированных образцов как дифрактометрическим, так и фотометодом рефлекс 10 *кХ* проявляется всегда. Резко увеличивается его интенсивность при съемке фракций менее 0,0005 *мм*. Часто в области, соответствующей положению первого базального рефлекса гидрослюды, располагается широкое диффузное кольцо, но все же точность рентгеновского метода оказывается достаточной, чтобы не только получить параметры *c* для каолинита и гидрослюды, но и уловить разницу в параметрах *b* этих двух минералов (в так называемых монотермитовых глинах), используя отражения (060). Точность электронно-графического метода недостаточна для фиксирования различия в параметрах *a* и *b* каолинита и гидрослюды ($a=5{,}16$ *кХ*; $b=8{,}90$ *кХ*).



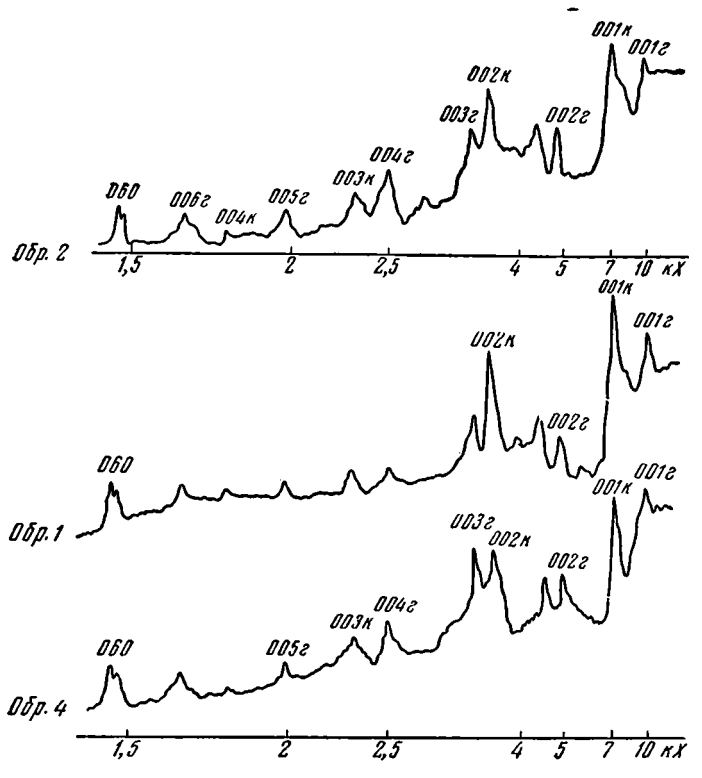
Фиг. 6. График для количественной минералогической характеристики двухкомпонентной смеси каолинит — гидрослюда по содержанию ОН-ионов

В зоне выветривания оба основных глинистых минерала отличаются устойчивостью. По данным И. И. Гинзбурга и Р. С. Яшиной (1962), глина монотермитового типа при электродиализе и обработке 1 н. раствором уксуснокислого аммония теряет Ca^{+2}, Na^{+1} в пределах емкости поглощения, а алюмосиликатный комплекс проявляет устойчивость, как у каолинита.

Таблица 3

Компоненты	Обр. 1, Часов-Яр	Обр. 2, Часов-Яр	Обр. 4, Артемовское	Обр. 5, Дружковка	Монотермит, Мариуполь (Гинзбург, Яшина, 1962)
SiO_2	51,64	52,27	52,06	49,25	43,22
Al_2O_3	32,24	30,93	32,46	32,86	38,10
Fe_2O_3	0,76	1,32	0,94	1,54	0,70
FeO					
MgO	0,03	0,12	0,08	0,31	Сл.
CaO	0,21	0,34	0,17	0,48	1,29
Na_2O	0,36	0,71	0,41	0,83	0,39
K_2O	2,68	2,93	2,38	3,21	6,24
H_2O^+	10,23	8,34	7,92	9,14	9,93
H_2O^-	2,16	3,08	3,10	2,61	
Сумма	100,31	100,04	100,52	100,23	99,87

Примечание. Химический анализ обр. 1, 2, 4, 5 выполнен для фракций менее 0,001 *мм* в лаборатории кафедры минералогии и петрографии Харьковского государственного университета. Аналитик И. И. Тимофеева.



Фиг. 7. Дифрактометрические кривые. УРС — 50 им. Cu-антикатод, без фильтра. Частично текстурированный образец. Обр. *1*, *2* — Часов-Яр, обр. *4* — Дружковка

Нами была предпринята попытка более длительного химического воздействия на образцы из Часов-Яра и Дружковки с целью проверки устойчивости минеральных компонентов. Фракции менее 0,001 *мм* после исследования комплексом методов подвергались в течение восьми месяцев параллельной обработке растворами 2%-ной HCl и 1 н. KCl с ежедневной сменой раствора при комнатной температуре, после чего проводилось повторное изучение всеми методами, применяемыми в настоящее время для исследования глин.

Оказалось, что проведенный эксперимент не оказал никакого воздействия на кристаллическую решетку как каолинита, так и гидро-

Таблица 4

Обр. 1		Обр. 2		Обр. 4		Обр. 1		Обр. 2		Обр. 4	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
8	9,80	10	9,99	10	9,81	5	2,555	10	2,550	8	2,557
10	7,146	10	7,13	10	7,22	6	2,334	6	2,330	5	2,348
8	4,93	8	4,92	8	4,92	5	1,989	5	1,990	5	1,990
8	4,43	6	4,44	8	4,454	2	1,747	2	1,750	1	1,748
10	3,556	8	3,556	6	3,584	5	1,626	4	1,630	6	1,623
6	3,32	6	3,333	6	3,337	8	1,494	8	1,494	8	1,494
							1,480		1,482		1,485

Примечание. Съемка на приборе УРС—50 им. Cu-антикатод, без фильтра. Частично текстурированный образец.

слюды. Структурные методы никаких изменений не зафиксировали. Существенно, что после обработки KCl несколько увеличились величины показателей преломления (измерение производилось с точностью до 0 001), что, очевидно, связано с изменением состава поглощенного комплекса (табл. 5).

Таблица 5

Показатели преломления	Часов-Яр	Дружковка	Каолинит глуховецкий
До обработки			
Ng	1,570	1,573	1,564
Np	1,558	1,560	1,558
После обработки HCl			
Ng	1,568	1,567	1,564
Np	1,558	1,557	1,558
После обработки KCl			
Ng	1,573	1,575	1,564
Np	1,565	1,560	1,558

Для сравнения был взят образец глуховецкого каолинита; показатели преломления минерала остаются неизменными при всех обработках. Это связано с тем, что емкость поглощения каолинита очень мала, и изменения в составе поглощенного комплекса не фиксируются оптическим методом.

Изменение состава поглощенных катионов сказывается также на характере первого эндотермического эффекта на кривых нагревания, как уже отмечалось выше. У обработанных образцов пропадает ступенька при 200° (фиг. 4, 5). Высокотемпературная часть кривых нагревания монотермитовых образцов аналогична по температурам эффектов кривой нагревания каолинита (см. фиг. 4, 5), но амплитуды эффектов меньше, так как каолинит присутствует в виде примеси.

Изменение оптического характера агрегатов глинистых минералов при изменении состава поглощенного комплекса описывалось для монтмориллонитов, но, по всей вероятности, аналогичные изменения возможны и для тонкодисперсных гидрослюд. В монотермитовых глинах именно гидрослюда, вероятно, является минералом, который более других чувствителен к изменениям среды, прежде всего — за счет дисперсности и большой емкости поглощения. Глины так называемого монотермитового типа украинских месторождений третичного возраста относятся к континентальным, а по составу являются смешанными каолинито-гидрослюдистыми глинами. Кроме основных глинистых минералов (гидрослюды диоктаэдрического типа и каолинита различной степени кристалличности), присутствуют метагаллуазит и галлуазит. Кроме глинистых минералов, устанавливаются кварц, пирит, органическое вещество, гидрооксилы железа, окислы титана, карбонаты. Изменение количественных соотношений всех минералов влияет на химический состав, оптические свойства, кривую нагревания и кривую потери веса, интенсивности рефлексов на рентгенограммах и керамические свойства.

Соотношения основных и второстепенных минералов непостоянны в пределах одного месторождения, одного горизонта, одной залежи, что является обычным свойством осадков мелких континентальных водоемов.

Видовой состав глинистых минералов в месторождениях глин платформенного типа обычно довольно ограничен и зависит от характера

коры выветривания, но отдельные фациальные типы континентальных отложений могут характеризоваться различными морфологическими типами и различными взаимоотношениями минералов этого ограниченного набора (Викулова, 1958; Карпова, Кулеско, 1963).

Каолинито-гидрослюдистые глинистые породы Часов-Ярского типа характерны для крупных пресноводных континентальных водоемов средней части полтавской серии, которые подстилаются и перекрываются песками с морской фауной (Ремизов, 1960). В верхней части полтавской серии гидрослюда уступает место монтмориллониту, а среди каолинитовых минералов преобладает тонкодисперсный и деградированный каолинит (Карпова, Кулеско, 1963), а в низах полтавской серии устанавливаются тройные смеси глинистых минералов — монтмориллонит, гидрослюда и каолинит, причем характер гидрослюды везде одинаков.

В силу всего сказанного выше термин «монотермит» вряд ли можно считать правомочным, как и нельзя говорить о какой-то особенной гидрослюде типа монотермита.

Детальный анализ огнеупорных и тугоплавких глин Украины и, в частности, глин полтавской серии с применением современных методов исследования позволит, возможно, различать глины по типоморфным особенностям минералов, связанным с фациальным характером континентальных водоемов и типом материнских пород, однако уже сейчас можно проследить эволюцию глинонакопления на территории юга Русской платформы в неогене, которая определяется аридизацией климата, стабилизацией континентального режима и развитием интенсивных почвообразовательных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С. Новое в минералогии часов-ярской и губинской глин. Бюл. Гос. н.-и. керам., № 1, 1932.

Викулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Гос. научн.-техн. издат., 1957.

Викулова М. Ф. Сборник материалов по геологии, минералогии и использованию глин. Изд. АН СССР, 1958.

Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.

Гинзбург И. И. и Яшина Р. С. Экспериментальные исследования в области выветривания. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., минералогии и геохимии АН СССР, 1962.

Карпова Г. В., Кулеско Г. И. Глинистые минералы в осадках континентального неогена Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1963.

Лямина А. И. и Рожкова Е. В. К минералогии часов-ярской глины. Тр. ВИМС, нов. сер., вып. 1, 1949.

Петров В. П. Проблема монотермита. В сб. «Исслед. и использ. глин». Изд. Львовск. ун-та, 1958.

Ремизов И. Н. Полтавская серия, ее строение и стратиграфическое положение. Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. Изд. АН СССР, 1960.

Русько Ю. А. О природе монотермита. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 15, 1962.

Харьковский государственный университет

Дата поступления 24.IX.1963

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

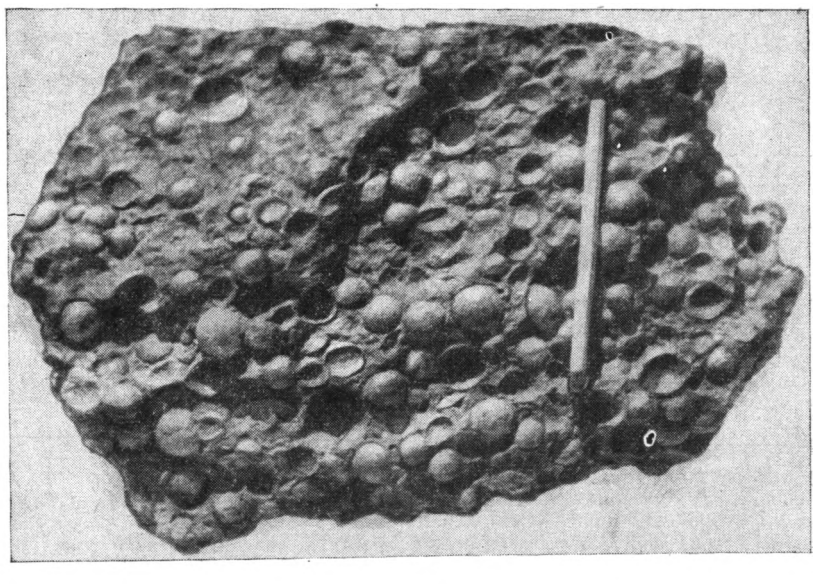
УДК 553.492.1:551.762.3(477.9)

О НАХОДКЕ БОКСИТА В ГОРНОМ КРЫМУ

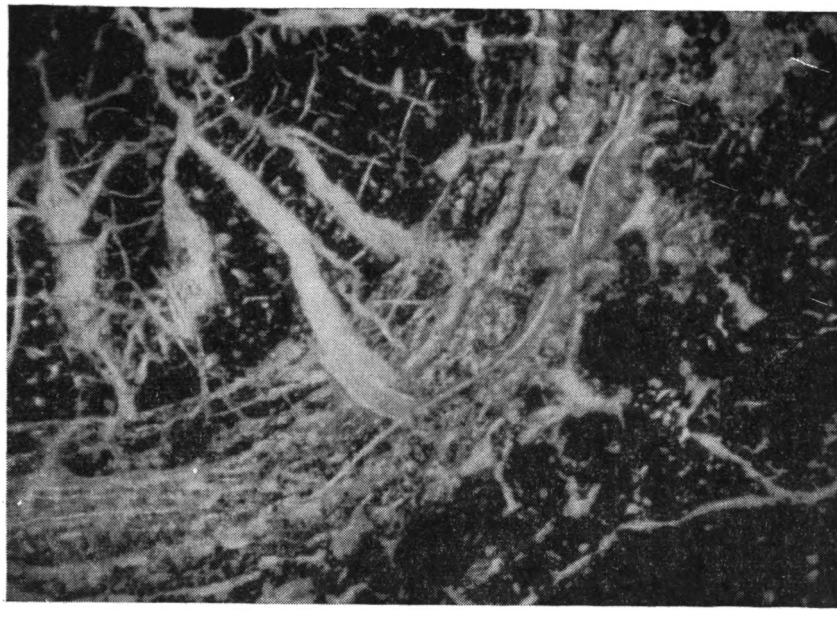
В. Ф. МАЛАХОВСКИЙ, Н. И. ЛЫСЕНКО

Летом 1962 г. при геолого-карстологических работах в юго-западной части Горного Крыма одним из авторов был обнаружен обломок бокситовой руды. Кроме того, ранее было замечено, что в лузитанских известняках Горного Крыма имеет довольно широкое распространение горизонт конгломератов мощностью 30—40 *м*, состоящий из крупных практически неокатанных обломков известняка, сцементированных известково-глинистым цементом. Непосредственно на конгломератах залегает толща плотных известняков красно-бурого цвета средней мощностью около 50 *м*. Местами эти известняки имеют оолитовое строение. Стратиграфическим аналогом этих известняков и является, очевидно, прослой (15—20 *см*) боксита, который удалось установить в коренном залегании непосредственно под лесным растительным покровом на западном склоне горы Басман. Эта находка боксита является первой для Крыма.

Крымский боксит оолитовый коричневато-бурый (фиг. 1). Количественно оолиты преобладают над цементом, часто между собою не соприкасаясь. Оолиты представлены двумя разностями — марганцовистой и железистой. Первая разность представляет собой омарганцованные шаровидные тела, в шлифе черные или черно-бурые, непрозрачные, сплошные и по сути дела не являющиеся оолитами, а скорее сгустками бокситового вещества, сильно импрегнированного гидроокислами железа и марганца. Размеры этих оолитов колеблются в пределах 0,1—5,0, чаще 3—4 *мм*. Контакт между ними и цементирующей массой резкий, иногда они оторочены тончайшей каймой, состоящей из тонкодисперсного вещества, возможно каолинитового состава ($n = 1{,}580$).



Фиг. 1. Оолитовый боксит, Крым



Фиг. 2. Часть бокситового оолита, разрез, увеличено

Другая разновидность — железистые оолиты количественно преобладают в боксите (около 40% к его общей массе). В шлифе они бурые, слабо просвечивают, рассечены радиальными трещинами, которые выполнены светло-бурым до бесцветного тонкодисперсным веществом, видимо, бемитового состава (*n* ср. 1,651). Большинство этих оолитов в периферийной части имеют 2—3 концентра, замыкающих обычно темное ядро, представляющее собой оолит первой разновидности (фиг. 2). Некоторые из этих оолитов полностью состоят из светло-бурого бокситового вещества и либо не имеют концентров, либо иногда можно наблюдать 1—2 концентра более ожелезненных, чем ядро. Размер оолитов равен 4—8, чаще 5—6 *мм*. Цемент оолитов представляет тонкодисперсную, однородную массу коричневато-бурого цвета. Под микроскопом эта масса бурая, слабо просвечивает. В целом боксит плотный, но довольно хрупкий немаркий. Химический состав крымского боксита следующий (аналитик Я. В. Романенко, в %):

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO
14,64	1,72	44,98	22,75	0,01	1,01	0,00	0,65
N_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	H_2O^-	Σ	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
0,41	0,22	0,04	0,00	12,48	1,93	100,91	3,07

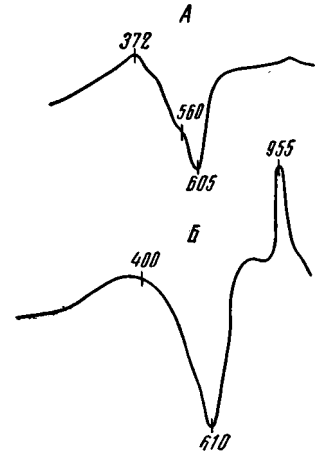
Кроме того, спектральным полуколичественным анализом были установлены Be, Ba, V, Zr, Cr, Ni, Pb, Y, Yb и следы Co, Nb, Ga (аналитик В. Я. Петров).

Термограмма оолитов (фиг. 3, *А*) отражает преимущественно бемито-диаспоровый состав фиг. 3, *Б* — каолинитовый. Сказанное более уверенно подтверждается данными рентгеноструктурного анализа (табл. 1 и 2, по И. Г. Сизовой), из которого следует, что солиты в основной своей массе состоят из бемита и диаспора с некоторой примесью каолинита, а цемент представлен каолинитом с примесью бемита. Из аутигенных тонкодисперсных минералов следует отметить значительное содержание гематита и, возможно, гидрогематита и незначительное количество псиломелана. Аллотигенные мине-

ралы, кроме очень мелких и весьма редких остроугольных зерен кварца, не установлены при просмотре нескольких шлифов. По данным химического анализа, не исключено нахождение минералов титана и магния.

Из сказанного следует, что крымский боксит является типичным представителем осадочного геосинклинального типа, согласно существующей генетической классификации (Бушинский, 1958$_{1,2}$; Страхов, 1960).

В заключение следует отметить, что первая находка боксита в верхнеюрских отложениях представляет не только практический (об этом можно будет судить позже, после более детального геологического изучения этих отложений), сколько научный интерес относительно некоторых штрихов палеогеографии лузитана в свете современной теории бокситообразования. Прежде всего эта находка свидетельствует о том, что в какой-то отрезок лузитанского времени суша, примыкающая к бассейну бокситО-



Фиг. 3. Термограммы боксита.
А — оолиты, *Б* — цемент

Таблица 1

Рентгенограмма оолитов крымского боксита

N	I	$\frac{d}{n}$ кХ	N	I	$\frac{d}{n}$ кХ	N	I	$\frac{d}{n}$ кХ
1	8	6,1	13	1	1,991	25	7	1,423
2	1	4,4	14	10	1,858	26	7	1,377
3	8	4,0	15	2	1,812	27	3	1,342
4	2	(3,4)	16	2	(1,773)	28	8	1,311
5	8	3,16	17	2	1,705	29	1	1,246
6	2	(2,96)	18	2	1,687	30	4	1,170
7	2	(2,83)	19	1	1,654	31	2	1,158
8	9	(2,587	20	8	1,635	32	4	1,131
9	9	2,522	21	3	(1,604)	33	2	1,085
10	10	2,345	22	5	1,527	34	1	(1,064)
11	8	2,141	23	8	1,480	35	1	1,026
12	8	2,084	24	7	1,451	36	1	1,016

Таблица 2

Рентгенограмма цемента крымского боксита

N	I	$\frac{d}{n}$ кХ	N	I	$\frac{d}{n}$ кХ	N	I	$\frac{d}{n}$ кХ
1	1	7,2	12	8	2,337	23	6	1,440
2	2	6,1	13	3	2,202	24	1	1,382
3	1	4,92	14	1	2,050	25	1	1,049
4	2	4,49	15	1	1,985	26	8	1,309
5	4	3,54	16	10	1,853	27	1	1,173
6	5	3,17	17	1	1,768	28	3	1,156
7	2	2,96	18	5	1,700	29	3	1,129
8	1	2,79	19	2	1,663	30	2	1,112
9	5	2,69	20	2	1,604	31	2	1,099
10	2	2,597	21	1	1,521	32	1	1,053
11	8	2,522	22	6	1,489	—	—	—

накопления, обладала слаборасчлененным рельефом; вероятно, имело место значительное распространение основных пород с развитой на них корой выветривания, которая и явилась источником бокситового материала, отлагавшегося в прибрежных условиях бассейна.

Необходимо дальнейшее более детальное изучение всей толщи лузитанских известняков, содержащей примесь бокситового материала.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.

Бушинский Г. И. Аллитовые породы. В сб. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 2, Гостоптехиздат, 1958.

Страхов М. Н. Основы теории литогенеза. Т. 2. Изд. АН СССР, 1960.

Институт минеральных ресурсов
г. Симферополь

Дата поступления
6.X.1963

УДК 551.762.3(471.6)

О ПЕСТРОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ МИОПЛИОЦЕНА ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

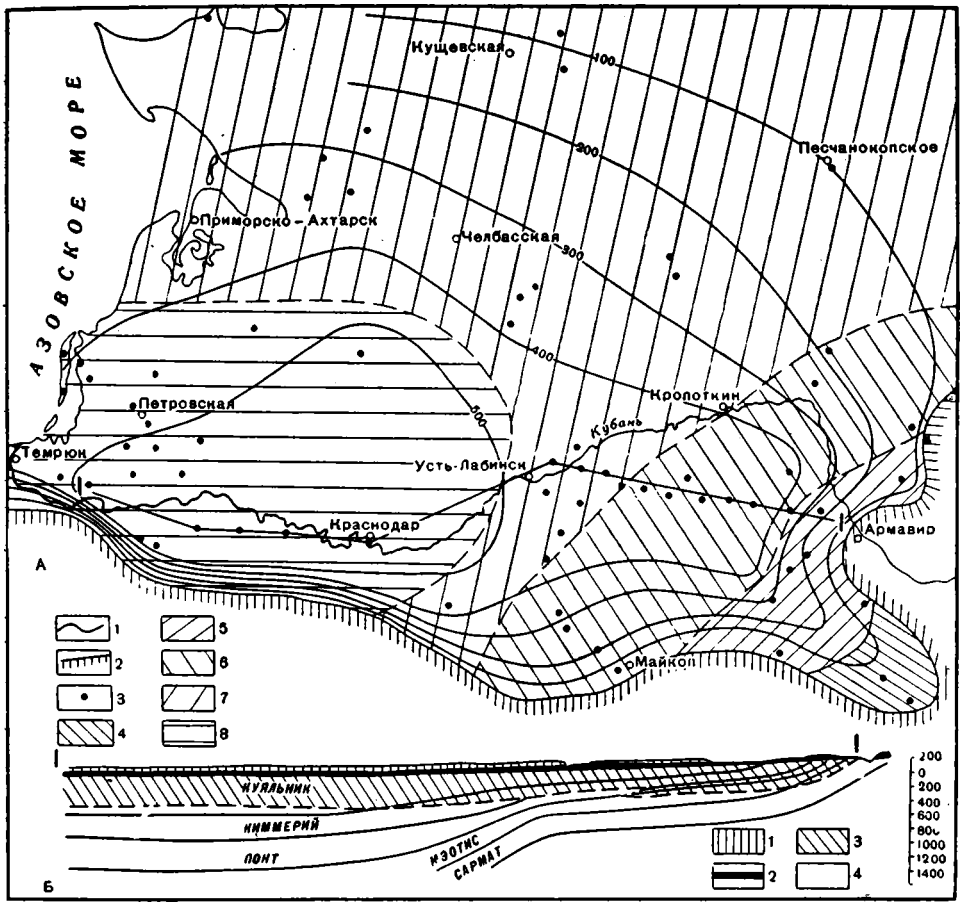
Н. Е. МИТИН

Пестроцветные отложения Западного Предкавказья, несмотря на небольшую глубину залегания от земной поверхности и широкое распространение, изучены недостаточно. До настоящего времени не были обобщены данные, которые могут составить более или менее цельное понятие о возрасте, мощности, минералогическом составе и условиях накопления пестроцветных образований. Приводимые в статье факты и выводы, вытекающие из их рассмотрения, преследуют целью в какой-то мере восполнить этот пробел.

Резкое отличие пестроцветов от подстилающих типично морских глинистых отложений и от перекрывающего комплекса четвертичных пород (суглинки, аллювий), определенный тектонический, а главное климатический режим, явившиеся основными причинами образования и накопления пестроцветных отложений до 600 *м* мощностью, дают основание выделить их в отдельную формацию. Пестроцветную формацию миоплиоцена Западного Предкавказья следует рассматривать лишь как часть более крупного аридного осадочного комплекса, охватывающего Степной Крым, Северное Приазовье, Нижний Дон, Ергени, Восточное Предкавказье и другие более отдаленные районы.

Пестроцветная формация представлена чередованием глин и песков, общие мощности которых примерно равны. Отдельные прослои песков и глин, как правило, плохо выдержаны, из-за чего разрезы скважин трудно сопоставимы между собой. Глины и пески пестроокрашенные. В глинах преобладают желтые, бурые и красноватые оттенки, а в песках серые. Глины неслоистые, распадающиеся на различной формы отдельности, с оглянцованными поверхностями, напоминающими зеркала скольжения в тектонически нарушенных породах. Глины обычно карбонатные (5—15%), а сильно ожелезненные разности не карбонатные. Среди песков и глин характерно присутствие карбонатов в виде желваков, стяжений и линз. Фаунистические остатки крайне малочисленные, сульфаты присутствуют редко в виде мелких кристалликов. Минералогическими исследованиями в пестроцветной формации обнаружены следующие минералы. Терригенные: тяжелые от 3—10 до 20—30% — ильменит, магнетит, гранат, циркон, рутил, турмалин, амфиболы, эпидот, дистен, ставролит; в значительно меньшем количестве (от 0,1 до 1—3%) отмечаются лейкоксен, анатаз, брукит, пироксены, силлиманит, андалузит, биотит, титанит; легкие: кварц (50—70%), полевые шпаты (30—40%), обломки пород (5—10, реже 30—50%), мусковит и хлорит (от 0,1 до 3%). Аутигенные: сингенетические — пирит (0,1—80%), барит (от 1—3 до 10—20% и более).

Сравнивая минералогическую характеристику пестроцветов Северной и Кубанской терригенно-минералогических провинций, можно отметить следующее. В Кубанской провинции из северной группы минералов в очень незначительном количестве присутствует дистен (0,6%), ставролит (0,7%), силлиманит (1%), в Северной терригенно-минералогической провинции количество этих минералов соответственно увеличивается до 10, 20 и 23%. В отношении южных (кавказских) минералов подобной зависимости не установлено. Как в Кубанской, так и в Северной провинции отмечается значительное количество минералов группы эпидота (20—50%), роговой обманки (до 30%), единичные зерна брукита, анатаза и андалузита. Фибролит и пироксены также встречаются редко и в небольших количествах. В Кубанской провинции количество барита равно 10—20%, а в Северной оно уменьшается до 1—2%.



Фигура. *А* — карта распространения пестроцветной формации миоплиоцена Западного Предкавказья

1 — изопахиты пестроцветной формации; *2* — область отсутствия пестроцветной формации, охватывающая горную часть Кавказа и Ставропольское поднятие; *3* — основные скважины, в которых пестроцветная формация освещена керном; *4* — площадь, где морские отложения замещаются вверх по разрезу пестроцветными, начиная со среднего сармата; *5* — то же верхнего сармата; *6* — то же мэотиса; *7* — то же понта и киммерия; *8* — то же куяльника.

Б — схематический продольный геологический разрез через Азово-Кубанский передовой прогиб по линии I—I

1 — чехол четвертичных образований; *2* — апшеронская серия (аллювий и пролювий), соответствующая в центре прогиба пресноводным отложениям Краснодарского горизонта с Unio sturi; *3* —пестроцветная формация; *4* — морские отложения миоплиоцена

Минералогический состав пестроцветной формации указывает на два источника сноса во время ее образования: северный — Русская платформа и южный — Кавказ. Слабая окатанность тяжелых минералов Кубанской провинции и большое содержание среди них малоустойчивых свидетельствуют о том, что они не претерпели длительной транспортировки и не являются многократно переотложенными. Окатанность тяжелых минералов и кварца Северной провинции говорит об обратном. Присутствие значительного количества гидроокислов железа указывает на окислительную среду осадкообразования.

Отмеченные особенности формации, а именно пестроцветность пород, их специфический литолого-минералогический состав и обилие карбонатов, согласно Н. М. Страхову (1962), являются характернейшими признаками отложений аридных зон.

Распространение формации и ее мощности показаны на карте, составленной по данным около 100 буровых скважин и естественных обнажений (см. фигуру). Наибольшие мощности пестроцветов (500—600 *м*) отмечаются далеко к северу от центральной части Азово-Кубанского передового прогиба, что указывает на миграцию его оси в сторону платформы во время накопления пестроцветов.

Как видно на карте, пестроцветные отложения, являющиеся генетически однотипными, подстилаются различными по возрасту морскими отложениями. Это на первый взгляд может привести к неверному выводу о трансгрессивном их налегании на морские отложения; в действительности это не так. При сравнительном обилии кернового материала из скважин во всех случаях был отмечен постепенный, согласный переход морских отложений в континентальные. Анализ миоцен-плиоценовой истории формирования Азово-Кубанского прогиба также говорит о том, что пестроцветы являются не трансгрессивной, а, наоборот, регрессивной серией, которая указывает на сокращение морского бассейна, начиная со второй половины среднесарматского времени.

Ранее на основании анализа мощностей, редких находок фауны и выяснения соотношения морских и континентальных отложений неоген-четвертичного возраста нами была доказана разновозрастность пестроцветов, несмотря на их большое литологическое сходство в любой части разреза (Митин, 1962). Дальнейшее изучение этого вопроса позволило наметить площади, где морские отложения сармата, мэотиса, понта, киммерия и куяльника замещаются континентальными пестроцветными образованиями (см. фиг.). В средне- и верхнесарматское время накопление пестроцветов происходит только в самой восточной части Западного Предкавказья, между воздымающимися Кавказским хребтом на юге и Ставропольским поднятием на севере. В мэотическое время полоса накопления пестроцветов расширяется, огибая, очевидно, все Ставропольское поднятие, Восточно-Кубанскую впадину и Адыгейский структурный выступ. В понтическое время вслед за обширной, но кратковременной трансгрессией образование возобновляется с новой силой, распространяясь и на южную часть Скифской плиты. В киммерии пестроцветы накапливаются на тех же участках, что и в понте. В сарматское, мэотическое, понтическое и киммерийское время в центральной наиболее глубоководной части прогиба продолжают отлагаться породы явно морского облика. Лишь в куяльницкое и апшеронское время, по мере приближения береговой линии моря к современной, накопление пестроцветов происходит в центре прогиба. В послеапшеронское время в связи с резким изменением климата образование пестроцветов прекратилось и началось формирование лёссовидных пород и аллювия. В связи с этим, на наш взгляд, заслуживает внимания мнение Г. И. Горецкого (1962) и В. И. Подгородниченко (1959) о том, что смена пестроцветной формации лёссовой представляет крупнейший естественный рубеж между неогеновой и антропогеновой системами.

В Западном Предкавказье пестроцветные формации, кроме миоплиоцена, можно выделить в отложениях титонского и пермского возраста. Большой перерыв между ними не позволяет объединить их в одну формацию, хотя по своей окраске, литологии и генезису они являются однотипными.

ЛИТЕРАТУРА

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.

Митин Н. Е. О соотношении континентальных и морских отложений неогеново-четвертичного возраста на Кубани. Сов. геология, № 6, 1962.

Горецкий Г. И. К решению вопроса о нижней границе антропогена. Тр. комис. по изуч. четвертичного периода, т. 20, 1962.

Подгородниченко В. И. Стратиграфическое положение границы между третичным и четвертичным периодами и возраст скифских глин. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Н. Дона и Н. Волги». Изд. Ростовск. ун-та, 1959.

Объединение «Краснодарнефтегаз»
г. Краснодар

Дата поступления
28.XI.1963

УДК 553.323:551.733.3(575.1)

КАРБОНАТНЫЕ МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАХТА-КАРАЧА (ЗЕРАВШАНСКИЙ ХРЕБЕТ)

Е. А. СОКОЛОВА

Марганцевое месторождение Тахта-Карача приурочено к карбонатным отложениям лудловского возраста и, очевидно, может быть отнесено к рудопроявлениям эффузивно-осадочного происхождения (Соколова, 1963).

До последнего времени среди руд месторождения Тахта-Карача по их составу и условиям образования выделялись два следующих основных типа (Чекунов, 1957): 1) первично-окисные руды браунит-гаусманитового состава; 2) окисленные руды, главными породообразующими минералами которых являются псиломелан, пиролюзит и вернадит.

В процессе наших работ было установлено, что на месторождении Тахта-Карача, помимо первичноокисных марганцевых руд, несомненно, присутствует и их карбонатная фация. В настоящее время из-за недостаточной разведанности месторождения трудно судить, насколько широко распространены образования последнего типа. Тем не менее самый факт присутствия карбонатных марганцевых руд на изучаемом объекте значительно расширяет его перспективы.

Сравнительно свежие карбонатные руды и породы с повышенным содержанием углекислого марганца впервые были нами обнаружены при просмотре керна по скв. № 30, которая прошла их в интервалах 101,0—106,0 и 132,0—136,0 *м*. По внешнему

№ обр.	7	9	10	19	20	21	22	23
Состав пород	Глубина, с которой взят керн (*м*)							
	95,0	101,0	102,0	132,0	133,0	135,0	135,50	136,0
М.Н.О	61,93	72,33	28,08	12,68	27,94	40,42	36,04	37,58
Al_2O_3	0,14	0,14	0,14	1,13	0,14	0,41	0,41	0,69
Fe_2O_3	0,44	Нет	Нет	4,96	Нет	0,07	0,08	Нет
FeO	0,86	2,86	2,73	0,83	3,02	4,18	2,43	4,64
MnO	4,32	5,07	14,24	25,85	18,00	18,04	9,03	16,54
CaO	15,38	6,38	19,88	16,98	16,66	9,39	20,38	10,08
MgO	0,43	0,65	1,96	1,40	3,05	2,61	3,28	3,95
CO_2	15,10	9,86	28,55	34,18	28,50	22,75	26,32	24,00
$C_{орг}$	1,09	1,10	1,41	0,27	0,28	0,38	0,87	0,66
P	0,032	0,12	0,024	0,02	0,032	0,024	0,08	0,03
Сумма	99,72	98,51	97,01	98,03	97,63	98,27	98,92	98,17
$CaCO_3$	27,48	11,40	35,55	30,32	29,77	16,78	36,42	18,01
$MnCO_3$	6,99	8,21	23,07	41,87	29,16	29,22	14,63	26,79
$FeCO_3$	0,87	4,47	4,40	7,99	4,86	6,73	3,91	7,47
$MgCO_3$	—	—	4,10	2,92	5,00	4,18	6,13	6,92
Избытки	FeO—0,32	FeO—0,09	CO_2—0,27	CO_2—0,27	MgO—0,44	MgO—0,06	MgO—0,35	MgO—0,02
	MgO—0,43	MgO—0,65						

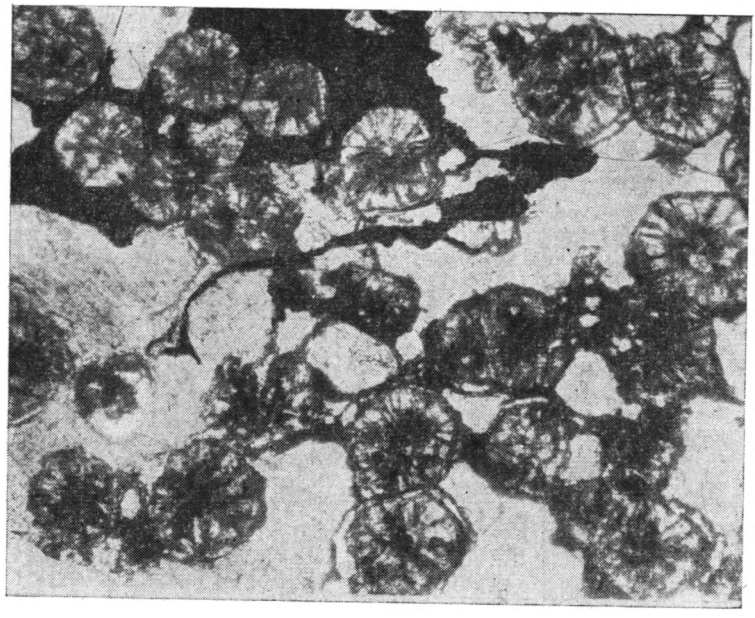
зиду эти образования очень напоминают обычные темно-серые кремнистые известняки. Это мелко- и тонкозернистые породы, часто графитизированные на плоскостях расланцевания. Текстура обычно комковатая, обусловленная неравномерным распределением в породе кремнистого и карбонатного вещества, реже линзовидно-слоистая. В карбонатных прослоях иногда наблюдаются небольшие скопления и буроватые пленки гидроокислов марганца. Очень характерно присутствие тонкораспыленного пирита.

Химические анализы описываемых пород приведены в таблице. Их микроскопическое изучение показало следующее. Главными породообразующими минералами являются тонко- и мелкокристаллический кварц, кальцит и родохрозит. В некоторых разностях присутствуют марганцевые гранаты. Примесь кластического материала в первичной кремнисто-карбонатной массе не обнаружена.

Количественное соотношение кремнистого и карбонатного вещества в породе не постоянно, но чаще всего оно выражается цифрой 2 : 3, и только в отдельных случаях кремнистое вещество преобладает над карбонатным. Кварц и карбонатные минералы, как правило, проявляют тенденцию к обособлению: они либо локализуются послойно, либо кварцевые зерна образуют неправильной формы скопления в карбонатной массе. Значительно реже наблюдаются прослои, в которых кварцевые и карбонатные зерна образуют относительно однородный агрегат. Кальцит и родохрозит обычно находятся в тонком срастании друг с другом, реже родохрозит обособляется в сферолитах. Родохрозит определяется по показателю преломления, методом прокрашивания прозрачных полированных шлифов и путем термического анализа.

Многочисленные определения наиболее высокого показателя преломления выявили колебания в пределах Ng = 1810—1817.

Прокрашивание шлифов проводилось смесью ализарина-рот с соляной кислотой по методу, разработанному Митчеллом (Mitchell, 1956) и несколько дополненному Л. Е. Штеренбергом (Штеренберг, 1962). При обработке открытого шлифа указанными выше реактивами кальцит окрашивается в интенсивный красновато-лиловый цвет, манганокальцит в розовый, а родохрозит совсем не изменяется. В шлифах по скв. № 30 после их прокраски кальцит и родохрозит разделились очень отчетливо. Что касается манганокальцита, то он был обнаружен только в нескольких шлифах и то в очень незначительных количествах.



Гранатизированные сферолиты родохрозита. Прозрачный шлиф. Николи ||, увел. 80

При термическом анализе родохрозита вполне однотипных кривых нагревания получить не удалось. Это связано, вероятно, с частичной окисленностью родохрозита, а также с невозможностью выделения его чистой фракции из общего тонкого кремнисто-карбонатного агрегата породы. Наиболее характерными оказались кривые нагревания для образцов 20 и 21 (см. таблицу), с эндотермическим пиком выделения CO_2 около 600° и экзотермическим пиком окисления марганца при температуре 750—800°.

Горизонт карбонатных марганцевых руд, подсеченный скв. № 30, удалось проследить разведочными канавами по простиранию на несколько десятков метров. Этими выработками была вскрыта только зона окисления рудоносной толщи месторождения. Здесь, помимо руд, полностью представленных гидроокислами марганца, имеются и их полуокисленные разности. В последних среди гидроокислов марганца, представленных преимущественно вернадитом, наблюдаются различного размера участки сравнительно хорошо сохранившейся карбонатной руды, а также реликты сферолитов родохрозита. Характерно, что по своему минералогическому составу, а также структурным и текстурным свойствам эта «остаточная» руда совершенно аналогична той, что была встречена по скв. № 30, только значительно интенсивней пигментирована гидроокислами марганца.

В заключение кратко остановимся на описании явления гранатизации сферолитовых марганцевых руд. Реликты сферолитов родохрозита присутствуют как в скважинах, так и в окисленных разностях карбонатных руд, причем в обоих случаях они выглядят совершенно одинаково и в равной степени подвергались окислению. Сферолиты представляют собой тельца диаметром в несколько десятых долей миллиметра, шестигранной или округлой формы, имеющие хорошо выраженное радиальнолучистое строение (см. фигуру). Обычно родохрозит сохраняется только в центральной части сферолитов, тогда как по их периферии он замещается спессартином. Иногда все карбонатное вещество сферолита оказывается замещенным марганцовистым гранатом. Характерно, однако, что и в последнем случае в кристаллах наблюдаются реликты унаследований от сферолитов радикальнолучистой структуры.

В шлифах гранаты имеют бесцветную или слабо-буроватую окраску. Показатель преломления 1,80—1,82, удельный вес 4,00—4,18. Две последние константы позволяют определить гранат как спессартин. Гранат и карбонатное вещество внутри сферолита не разграничиваются четко по какому-либо определенному концентру. Чаще всего родохрозит образует в центре сферолита как бы звезду, лучи которой вдаются в его периферическую, замещенную спессартином часть. В связи с тем, что родохрозит обычно бывает в той или иной степени пигментирован гидроокислами марганца, эта карбонатная звезда всегда выглядит более темной, чем окружающая ее силикатная масса (см. фиг.).

В рудах, не подвергшихся окислению, гранатизированные сферолиты обычно бывают погружены в тонкозернистую родохрозитовую массу, в их окисленных разностях промежутки между сферолитами бывают выполнены гидроокислами марганца или вторичным кальцитом (см. фиг.). Характерно, что даже в последнем случае внутри сферолита за гранатовой оболочкой сохраняется неокисленный родохрозит, т. е. гранат, развиваясь в стадию начального метаморфизма породы, как бы консервирует первичный карбонатный минерал, предохраняя его от дальнейшего окисления.

Ассоциация метаморфических минералов как в марганцевых рудах месторождения Тахта-Карача, так и во вмещающих их породах позволяет говорить о совершенно определенном этапе метаморфизма изучаемых образований. Как уже упоминалось ранее (Соколова, 1963), в составе продуктивной пачки месторождения, помимо кремнистых и карбонатных пород, присутствуют образования типа глинистых фтанитов, а также сильно измененные эффузивы и их туфы (порфироиды). Глинистые частицы, содержащиеся во фтанитах, всегда бывают превращены в мусковит. Кроме того, в этих породах, как правило, присутствуют новообразования альбита.

В порфироидах первичные минералы отсутствуют. Реликты вкрапленников в них обычно замещаются эпидотом, мусковитом и альбитом. В основной массе, кроме перечисленных минералов, в значительном количестве присутствует хлорит. Очень характерны порфировидные новообразования стильпномелана. Таким образом, для пород продуктивной пачки характерна следующая ассоциация вторичных минералов: мусковит, эпидот, хлорит, альбит, стильпномелан, марганцовистые гранаты. Подобный парагенез минералов, согласно схеме, выработанной А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1961), отвечает поздней стадии метагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных и вулканогенных породах. Докл. АН СССР, т. 139, № 3, 1961.

Соколова Е. А. Формационная характеристика и генезис марганцевого месторождения Тахта-Карача (Зеравшанский хребет). Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.

Чекунов В. С. Первичноокисные руды марганца на месторождении Тахта-Карача. Изв. АН ТаджССР. Отд. естеств. наук, № 2, 1957.

Штеренберг Л. Е., Берхин С. Н., Муравейская В. Г. К методу изучения карбонатных марганцевых руд. Геология рудн. месторожд., № 2, 1962.

Mitchell I. A. A note on a method of staining to distingusich between calcite and dolomite. Colon. Geol. and Mineral Resources, v. 6, No. 2, 1956.

Геологический институт АН СССР
Москва

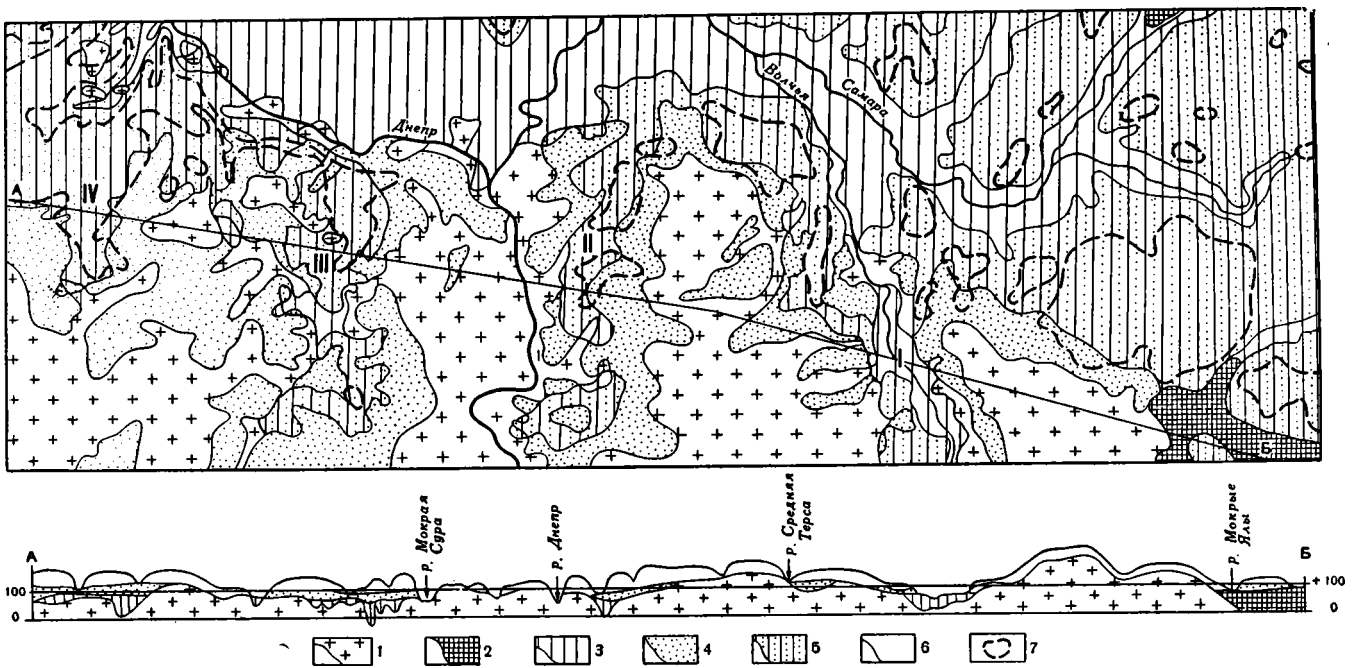
Дата поступления
25.XI.1963

УДК 551.782.1(477.6)

К ИСТОРИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В МИОЦЕНОВУЮ ЭПОХУ НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

М. Д. ЭЛЬЯНОВ, Ю. Н. ДАНИЛЕНКО

В пределах приднепровской части Украинского кристаллического щита широко распространены осадочные отложения палеогенового и неогенового возраста, с которыми связаны крупные месторождения бурых углей (бучакская свита), марганцевых руд (харьковская свита), титаноносных россыпей (полтавская свита) и других полезных ископаемых. Тектоническое развитие региона и смена климатических режимов определили различные условия осадконакопления в каждую из эпох третичного времени, однако направленность развития структур оставалась в общих чертах постоянной на протяжении почти всего кайнозоя, и хотя морские трансгрессии и регрессии сменяли друг друга неоднократно, области сноса и накопления осадков принципиально не менялись.



Карта распространения песков полтавской свиты.

Депрессии: I — Волчанская, II — Приднепровская, III — Сурская, IV—Верховцевская. *1* —кристаллические породы, *2* —отложения палеозоя, *3* — отложения палеогена, *4* — отложения полтавской свиты, залегающие на кристаллическом основании; *5* — отложения полтавской свиты, залегающие на палеогене; *6* — четвертичные отложения (на разрезе); *7* — изопахита 30 *м* полтавских песков

Мы изучали отложения миоценового (полтавского) возраста, которые являются наиболее распространенными осадками третичной толщи и к которым приурочены все промышленные россыпи Среднего Приднепровья. Закономерности накопления и распространения песков полтавской свиты на данной территории во многом обусловлены тектоническим строением северо-восточного склона Украинского кристаллического щита, важнейшей чертой которого является расчленение на приподнятые блоки и глубоко врезанные депрессии. Последние являются унаследованными, допалеогеновыми (возможно домезозойскими) и приурочены к ослабленным тектоническим зонам (Бондарчук, 1959). По данным геологосъемочных работ И. И. Галака, В. Н. Гладкого, Е. М. Матвиенко и других, в Среднем Приднепровье закартированы следующие депрессии кристаллического фундамента: Волчанская, Приднепровская, Сурская, Верховцевская; их разделяют Волчанский, Синельниковский, Приднепровский и Базавлукский приподнятые блоки (см. фигуру). Указанные структуры имеют субмеридиональное простирание, при этом площади блоков суживаются в северном направлении, а депрессии сливаются на склоне кристаллического щита.

Отметки подошвы палеогеновых отложений в депрессиях колеблются от —30 до +70 *м*, а высота поверхности кристаллических пород выступов равна +70—+150 *м* и достигает максимума — 180 *м* в бассейне р. Волчьей. Таким образом, наибольшая амплитуда отметок кристаллических пород равна 200—210 *м*.

Общая закономерность распространения осадочных толщ представляется следующей. В депрессиях кристаллического фундамента имеется полный разрез кайнозойских отложений, суммарная мощность которых достигает 170—200 *м*. На водораздельных участках выступов кристаллических пород развиты лишь четвертичные отложения; здесь отсутствуют пески полтавской свиты и все нижележащие толщи палеогена. Периферические части приподнятых выступов частично перекрыты полтавскими, реже харьковскими песками, которые залегают непосредственно на кристаллических породах. В современных долинах крупных рек полтавские пески размыты.

Отмеченным закономерностям подчиняются и изменения мощности миоценовых песков, которая колеблется от 1—2 до 60—63 *м* и в среднем близка 30 *м*. Пески небольшой (1—10 *м*) мощности характерны для периферических участков выступов фундамента; в депрессиях толща песков обычно превышает 30 *м*. Однако в Приднепровской и Сурской депрессиях распределение мощностей песчаной толщи весьма неравномерное, тогда как большая часть Верховцевской и Волчанской площадей сложены песками мощностью более 30 *м*; здесь хорошо выделяются участки протяженностью 10—20 *км* с песками 50—60 *м* мощности. Хотя нет прямой связи между полнотой разреза кайнозойских отложений и мощностью полтавских песков, все же можно отметить, что чем полнее стратиграфический разрез, тем мощнее толща песков.

Данные о возрасте, объеме, стратиграфическом разрезе и генезисе миоценовых песков весьма разноречивы, и до сих пор высказываются противоположные точки зрения. Одни авторы (Ремизов, 1960) выделяют «полтавскую серию», по объему, отвечающую всему миоцену; другие (Клюшников, 1960), относят преобладающую часть толщи песков к олигоцену, выделяя «верхнехарьковский подъярус», что ведет фактически к отрицанию стратиграфической самостоятельности «полтавской свиты». Некоторые исследователи считают, что эти пески образовались в континентальных условиях. О. В. Крашенинникова (1954) вслед за Н. В. Пименовой, подчеркивает разновозрастность полтавских отложений. На морское происхождение полтавских песков указывали еще А. В. Буров, Н. А. Соколов, А. Д. Архангельский и др. Однако Д. Н. Соболев, Б. Г. Лигнов, Н. А. Ремизов и др. считали полтавские пески континентальными образованиями. Они считают, что основная масса полтавских песков Украинского кристаллического щита и Днепровско-Донецкой впадины образовались в континентальных условиях, но среди них имеются и морские пески с фауной среднесарматского возраста.

Сопоставление многочисленных разрезов палеоген-неогеновых отложений Среднего Приднепровья дает основание считать, что продуктивной в отношении концентрации тяжелых минералов является вся толща светлых песков, залегающих между двумя четко выраженными стратиграфическими горизонтами — подстилающими харьковскими (олигоценовыми) кварцево-глауконитовыми песками зеленого цвета и перекрывающей толщей так называемых «пестрых глин», датируемых средним — верхним сарматом. Преобладающую часть песчаной толщи повсеместно составляют кварцевые пески, белые, светло-серые, желтоватые, мелко- и тонкозернистые, хорошо отсортированные и окатанные. На отдельных участках пески включают пласты и пропластки глин, известняков, мергелей, песчаников, бурых углей и вторичных каолинов, но все эти породы имеют резко подчиненное значение и не слагают (за исключением известняков в бассейне р. Мокрая Сура) выдержанного стратиграфического горизонта. Поэтому нам представляется наиболее целесообразным рассматривать всю толщу песков как единую, именовать ее «полтавской свитой» и датировать миоценом — от нижнего миоцена до среднего сармата включительно.

Вещественный состав полтавской свиты, характер напластования и слоистости (что особенно хорошо выражено в россыпях), наличие остатков морской фауны указывают на то, что подавляющая масса песков накопилась в морском мелководном

бассейне. В низах толщи и местами в ее верхней части развиты континентальные отложения (аллювиальные пески, угли, вторичные каолины), но они имеют небольшую мощность и развиты только на отдельных участках.

Широко распространенные в Среднем Приднепровье кварцевые пески полтавской свиты образовались в мелководном бассейне за счет перемыва и переотложения нижележащих палеогеновых отложений, а также за счет значительного размыва мощной коры выветривания приподнятых выступов кристаллических пород докембрийского фундамента. Глубокое химическое разложение кристаллических пород, относительное постоянство и близость области сноса способствовали накоплению мощных толщ хорошо отмытых и отсортированных песков на склонах кристаллического щита.

Многократный перемыв, сортировка и естественное шлихование приносимого материала в широкой прибрежно-морской зоне, тяготеющей к полосе сочленения Украинского кристаллического щита и Днепровско-Донецкой впадины, на протяжении длительного геологического времени привели к образованию крупных россыпей титано-циркониевых минералов. В плиоцен-четвертичное время содержащие россыпи пески были погребены под толщей глин и суглинков, что сохранило их от размыва.

ЛИТЕРАТУРА

Бондарчук В. Г. (ред.). Тектоніка території Українськоі РСР та Молдавськоі РСР. Вид. АН УРСР, 1959.

Клюшников М. Н. Фаунистические комплексы палеогена Украины и их стратиграфические взаимоотношения. В Сб. «Палеогеновые отложения Юга европейской части СССР». М., 1960.

Крашенинникова О. В. Неоген Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и Украинского кристаллического щита. В кн. «Геол. строение и газонефтеносн. Днепровско-Донецкой впадины и сев.-зап. окраин Донецкого бассейна». Изд. АН УССР, 1954.

Ремизов И. Н. Полтавская серия, ее строение и стратиграфическое положение В. сб. «Палеогеновые отложения Юга европейской части СССР» М., 1960.

Днепропетровская экспедиция
Укр. НИТРИ

Дата поступления
21.VII.1963

УДК 552.525:551.735.21.(471.41)

КАОЛИНИТ В ОСНОВАНИИ ЗАВОЛЖСКИХ СЛОЕВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ТАТАРИИ

С. С. ЭЛЛЕРН, Б. Ф. ГОРБАЧЕВ

При изучении керна из скважин Нижнекамского нефтеносного района (Мензелино-Актанышская площадь, д. Саитово) было обращено внимание на наличие в нижней части заволжских слоев в скв. № 3 (1493—1500 *м*) своеобразной светлой каолинитсодержащей породы, резко контактирующей с подстилающими темно-серыми афанитовыми известняками (фиг. 1). Этот известняк составляет кровлю верхнего девона, а залегающая на его неровной поверхности каолинитсодержащая порода является базальным образованием нижнего карбона. О наличии каолинита на границе девонских и каменноугольных отложений востока Русской платформы до сего времени в геологической литературе не сообщалось.

При микроскопическом исследовании каолинитсодержащей породы было установлено, что она представляет собой агрегат округленно-ромбоэдрических зерен кальцита до 1 *мм* в поперечнике. Наблюдения над различными сечениями зерен кальцита показывают, что округленная форма зерен объясняется их первично-сферолитовой природой. Это отчетливо фиксируется радиальным расположением буроватых примесей органического вещества (фиг. 2). Сферолиты перекристаллизованы и превращены в монокристаллы кальцита ромбоэдрического облика. Иногда в крупных сферолитах наблюдаются четыре секториально расположенных кристалла, погасающие в скрещенных николях попарно. Между перекристаллизованными сферолитами присутствует микрочешуйчатая каолинитовая масса, в которой развивается более поздний тонкозернистый кальцит. В скрещенных николях отчетливо видны многочисленные чешуйки каолинита, захваченные сферолитами при росте (фиг. 3).

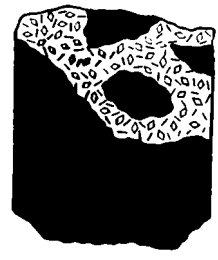
Достоверность каолинитового состава глинистого материала была установлена рентгеноструктурными исследованиями, проведенными в Казанском филиале АН СССР В. В. Власовым. Для этого глинистый материал был отделен от кальцита обработкой в 5%-ной HCl. Ориентированный прессованием препарат обнаружил резкие рефлексы, типичные для каолинита (7,1 и 3,56 *кХ*). В породе наряду с тонкодисперсным каолинитом на некоторых участках наблюдается перекристаллизованный каолинит, пред-

ставленный заметно более крупночешуйчатыми агрегатами и ориентированными сростками.

Принимая во внимание условия залегания, можно предположить, что каолинит является аллотигенным образованием. Его присутствие указывает на возможность континентального выветривания на смежных территориях и последующий перенос и переотложение минерала в мелководных условиях морского бассейна. О существовании мелководных условий свидетельствуют известняковые брекчии, известные в нижней части заволжских слоев не только в районе д. Саитово, но и в других пунктах Прикамья (Шевцов, Мартыненко, 1962).

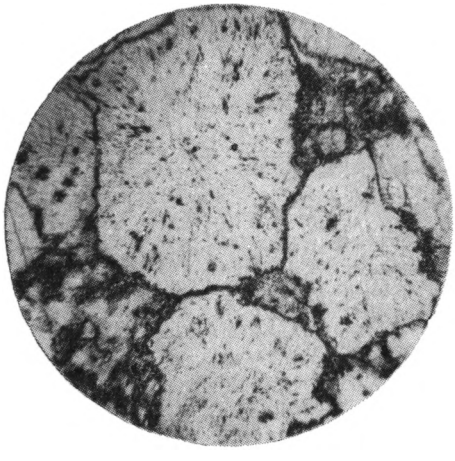
Образование сферолитов кальцита происходило на стадии диагенеза из насыщенных поровых растворов и сопровождалось заметным растворением каолинита. Позже происходили указанные выше процессы перекристаллизации кальцита и частично каолинита.

Можно предположить, что источником сноса каолинита были площади, расположенные близ границы Камско-Кинельской впадины. Каолинит накапливался в прибрежной части водоема, а к югу от него, по-видимому, располагалась суша. Наличие последней доказывается тем, что к основанию озерско-хованских слоев Заволжья и Прикамья (в основном отвечающих заволжским слоям современной стратиграфической схемы) «приурочен крупный перерыв и размыв» (Тихий и др., 1955). Суша слагалась в основном карбонатными породами, но местами, возможно, были развиты и сильно глинистые их разности и даже известковые аргиллиты, выветривание которых дало начало образованию каолинита.



Фиг. 1. Контакт известняка (черный) с кальцитизированной каолинитовой породой. Фрагмент керна (натуральная величина)

К сожалению, вопрос о наличии кор выветривания на карбонатных и глинисто-карбонатных породах верхней части фаменского яруса и низов карбона к настоящему времени совершенно не изучен. Однако в своем предположении мы исходим из определения, данного Н. М. Страховым (1958), который полагает, что «когда в морских породах достоверно констатированы каолинит или галлуазит, их следует считать терригенными и допускать, что на водораздельных площадях были значительно распространены осадочные каолиновые глины или каолинитовая кора выветривания».



Фиг. 2. Перекристаллизованные сферолиты кальцита, в промежутках между ними каолинит.
Николи ||, увеличение 80

Фиг. 3. Перекристаллизованные сферолиты кальцита. В сферолитах видны многочисленные каолинитовые включения.
Николи +, увеличение 80

Наличие в основании заволжских слоев Камско-Кинельской впадины каолинового материала является убедительным доказательством перерыва в осадконакоплении, и несомненно, что зона распространения каолинита не ограничивается районом скв. № 3. Следует лишь уточнить время этого перерыва. В заволжских слоях описываемого разреза И. А. Антроповым отмечены следующие фораминиферы, характерные обычно для верхней части отложений указанного возраста: Quasiendothyra communis (Raus.), Q. kobeitusana (Raus.), Q. mirabilis N. Tschern. и другие, в то время как комплекс фора-

минифер, характерный для нижней части этих отложений, здесь не встречен, точно так же, как не встречен он и в «центральных» частях Камско-Кинельской впадины (Мирчинк и др., 1962; Шевцов и др., 1962). Можно поэтому предположить, что перерыв предшествовал накоплению верхней части заволжских слоев. Территориально этот перерыв захватывал центральные части впадины, ее «внутренний» борт и, по-видимому, какую-то часть южного купола Татарского свода. Что касается «внешнего» борта Камско-Кинельской впадины и сопряженной с ним зоны Камско-Глазовского свода, то там, видимо, этот перерыв не проявился. Об этом свидетельствует значительная мощность заволжских слоев и преобладание в фораминиферовом комплексе форм, характерных для нижней части данных отложений («проект унифицированной схемы...», 1962; Сафонова, 1962).

Приведенные данные позволяют констатировать, что в истории развития некоторых участков Камско-Кинельской впадины имелись периоды оживления тектонической деятельности и обычно предшествующие им периоды относительной тектонической стабильности. Присутствие каолинита в основании верхней части заволжских слоев краевой зоны «внутреннего» борта Камско-Кинельской впадины является указанием на возобновление тектонических движений и начало нового цикла седиментации, тогда как образование самой коры выветривания осуществлялось в период тектонического покоя. В данном случае мы, возможно, имеем картину, близкую к той, которая характерна для соотношения параллических угленосных толщ и бокситов или близких к ним продуктов, связанных с формированием глиноземистой коры выветривания (Страхов, 1961).

ЛИТЕРАТУРА

Методы изучения осадочных пород, т. 2 (под ред. Н. М. Страхова). Госгеолтехиздат, 1958.

Мирчинк М. Ф., Мкртчян О. М., Хачатрян Р. О. Вопросы тектоники нефтеносных областей. Изд. АН СССР, 1962.

Сафонова Т. П. Стратиграфические схемы палеозоя. Карбон. Гостоптехиздат, 1962.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд. АН СССР, 1961.

Тихий В. Н. и др. Девонские отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 106, 1955.

Шевцов С. И., Мартыненко Г. И. Данные о стратиграфии карбонатной части девона Камско-Кинельской впадины. Докл. АН СССР, т. 144, № 5, 1962.

Казанский государственный университет
им. В. И. Ленина

Дата поступления
24.IV.1963

УДК 553.631(471.53)

О КАМЕННЫХ СОЛЯХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЮРЕЗАНО-СЫЛВИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

В. З. ХУРСИК

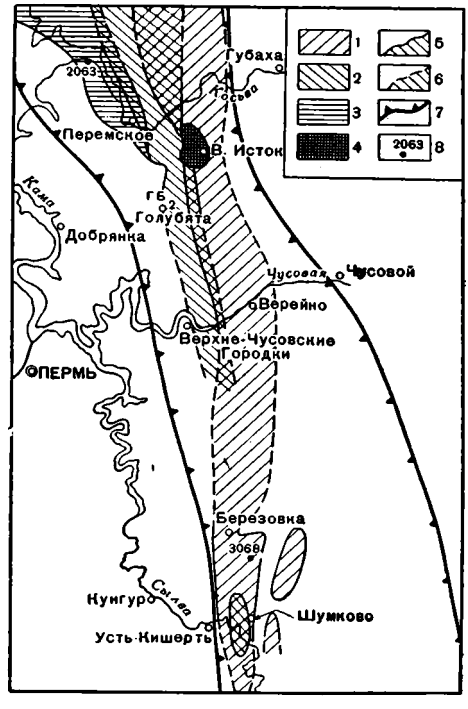
Описываемая территория примыкает с юга к Соликамской депрессии, отделяясь от нее Косьвинско-Чусовской седловиной (Софроницкий, 1960). Первые сведения о солях Юрезано-Сылвинской депрессии получены в период 1929—1938 гг., когда каменная соль была обнаружена в районах Голубят, Верхне-Чусовских Городков и ст. Шумково (Иванов, 1938). Геологические исследования последних лет показали, что контур солей Соликамской депрессии не ограничивается широтой р. Косьвы, а в виде узкой непрерывной полосы, параллельной Уральскому хребту, прослеживается более чем на 160 *км* к югу, уже в пределах Юрезано-Сылвинской депрессии (фиг. 1). Ширина этой полосы 10—20 *км*, а местами, возможно, и больше, так как на ряде площадей восточная граница распространения солей еще не установлена. Соли приурочены к приосевой и западной частям Юрезано-Сылвинской депрессии.

Стратиграфически соли связаны с отложениями иренского горизонта кунгурского яруса. По западному борту депрессии иренский горизонт слагается толщей ангидритов с подчиненными прослоями карбонатов. К востоку, в сторону Урала, в разрезе все большую роль начинают играть обломочные породы. В области развития карбонатно-сульфатного типа разреза иренский горизонт подразделяется на семь пачек (снизу вверх): 1 — ледяно-пещерскую, 2 — неволинскую, 3 — шалашнинскую, 4 — елкинскую, 5 — демидковскую, 6 — тюйскую, 7 — лунежскую. Нечетные пачки слагаются ангидритами, четные преимущественно карбонатами. Мощность сульфатных пачек в 10—20 раз больше, чем карбонатных.

В приосевой части депрессии, где в разрезе преобладают терригенные породы, аналогом иренского горизонта является кошелевская свита. Разрез ее подразделяется на три толщи: первую, соответствующую нижней, ледяно-пещерской, пачке; вторую,

условно сопоставляемую с 2—6 пачками иренского горизонта и названную шалашнинско-демидковской; и третью, которой соответствует лунежская пачка (фиг. 2).

Соли распространены по всему разрезу иренского горизонта и в соответствии с выделенными толщами подразделяются на ледяно-пещерские, шалашнинско-демидковские и лунежские. Представлены они галитом, калийные соединения отсутствуют. Соль имеет преимущественно светло-серый цвет, кристаллически-зернистую структуру; часто наблюдается слоистая текстура. Отдельные участки слагаются бесцветным прозрачным крупнокристаллическим галитом. В той или иной мере в солях присутствуют различные примеси, в первую очередь глинистый материал и ангидрит, реже имеются пропластки доломитов и песчаников. Встречены также породы типа соль — доломит, соль — ангидрит. Последние особенно часто распространены внутри соляных толщ и на их контактах с вмещающими породами. Сильное засолонение приконтактных пород прослеживается на 5—50 *см* от соляного пласта и постепенно исчезает. На отдельных площадях выше пласта соли присутствуют засоленные песчаники. Распределение примесей в соляных пластах как по площади, так и по вертикали имеет очень прихотливый характер, количество их резко изменяется на относительно небольших расстояниях. Более плавно меняется мощность соляных пластов. У каждого пласта выделяется зона максимальных мощностей, в стороны от которой происходит их уменьшение. Несколько нарушают плавные изменения мощности соли локальные поднятия, над сводами которых соль часто выклинивается. Наибольшие мощности соли до 100—130 *м* встречены в районах Голубят, восточнее Перемского и ст. Шумково.



Фиг. 1. Карта распространения солей в Юрезано-Сылвинской депрессии.

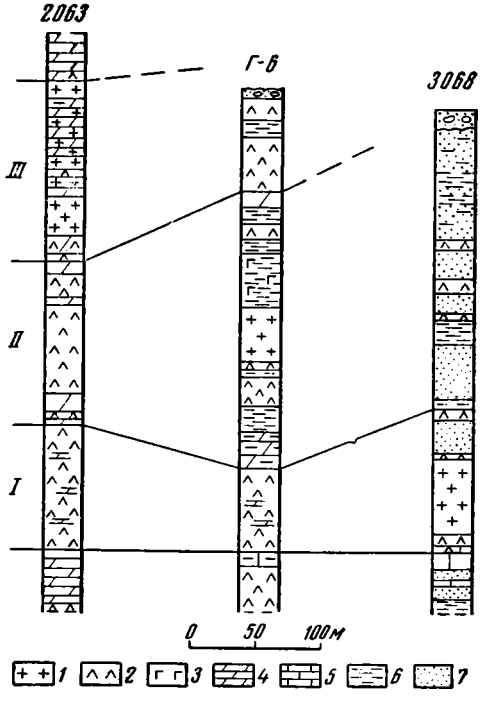
1 — соли ледяно-пещерского возраста, *2* — соли шалашнинско-демидковского возраста, *3* — соли лунежского возраста, *4* — соли отсутствуют, *5* — достоверно установленная граница распространения солей, *6* — предполагаемая граница распространения солей, *7* — границы Предуральского прогиба, *8* — скважины

При рассмотрении особенностей распространения солей разного возраста установлено, что с востока на запад соли занимают стратиграфически все более высокое положение в разрезе иренского горизонта. Возраст их меняется от ледяно-пещерского на востоке до лунежского на западе. На изученной территории в пределах ранее установленной полосы солей можно выделить зоны развития солей ледяно-пещерского, шалашнинско-демидковского и лунежского возраста. На широте с. Усть-Кишерть распространены соли ледяно-пещерского возраста, выше которых по разрезу встречаются незначительные линзы солей шалашнинско-демидковского возраста. Севернее, в районе Верхне-Чусовских Городков, шалашнинско-демидковские соли образуют самостоятельную полосу, значительно смещенную к западу относительно полосы развития солей ледяно-пещерского возраста. Еще далее к северу, на широте р. Косьвы, появляются соли лунежского возраста, распространенные западнее полосы шалашнинско-демидковских солей (см. фиг. 1).

Изучение особенностей распространения разновозрастных солей позволяет выяснить некоторые детали развития Юрезано-Сылвинской депрессии в кунгурский век. Исследованиями В. Д. Наливкина (1950) и местных геологов установлено, что Предуральский прогиб в пределах Юрезано-Сылвинской депрессии формировался по-разному. В направлении с юга на север в сакмаро-артинское время прогиб смещался к западу на все большую величину, разной была скорость погружения различных частей прогиба. К концу артинского века (саранинский горизонт, по В. Д. Наливкину, 1940) перемещение западной границы прогиба прекратилось, но зона максимальных прогибаний продолжала смещаться к западу. Величина смещения и скорость прогибания возрастали в северной части депрессии. В кунгурский век западная граница депрессии почти не переместилась. Продолжалось смещение в западном направлении зоны максимального прогибания и величина этого смещения по-прежнему была большей в северной части депрессии, что подтверждается характером распространения разновозрастных солей. В том же районе была большей и скорость прогибания, обус-

ловившая образование все более молодых солей, тогда как на юге депрессии накопление солей подавлялось обильным привносом терригенного материала.

Таким образом, характер распространения солей в северной части Юрезано-Сылвинской депрессии позволяет сказать, во-первых, об унаследованности особенностей тектонического развития этой территории с верхнеартинского времени, во-вторых, о появлении солей все более молодого возраста при движении с юга на север, что ра-



Фиг. 2. Сопоставление разрезов иренского горизонта в Предуральском прогибе.

1 — соль, *2* — ангидрит, *3* — гипс, *4* — доломит, *5* — известняк, *6* — аргиллит, *7* — алевролит и песчаник. *I* — толща, соответствующая 1 пачке иренского горизонта, *II* — толща, соответствующая 2—6 пачкам иренского горизонта, *III* — толща, соответствующая 7 пачке иреньского горизонта

нее было отмечено Н. М. Страховым (1962) при региональном рассмотрении эволюции нижнепермского бассейна Русской платформы и прилегающих территорий. Кроме того, обособленность разновозрастных солей в разрезе кунгурских отложений указывает на прерывистый характер тектонических движений рассматриваемой части Предуральского прогиба в кунгурский век.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов А. А. Шумковское месторождение каменной соли на Урале. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 67, № 2, 1938.

Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвинской депрессии. Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. ин-та, нов. сер., вып. 46, 1949.

Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвинской депрессии. Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. ин-та, нов. сер., вып. 47, 1950.

Софроницкий П. А. К поискам нефти в Уфимско-Соликамской впадине. Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. нефт. ин-та, вып. 31, 1960.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.

Пермский государственный университет

Дата поступления 13.X.1963

УДК 553.632:551.736.3(471.4)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КАЛИЕНОСНОСТИ КУНГУРА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ПРИВОЛЖСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

С. М. КОРЕНЕВСКИЙ, А. В. УРУСОВ, В. В. КОЛЬЦОВА

На территории этих регионов кунгурские галогенные отложения к западу от гравитационной ступени слагают почти горизонтально залегающую весьма слабо дислоцированную толщу, а к востоку принимают участие в формировании ядер соляных антиклиналей и куполов. Вдоль гравитационной ступени мощность соляной толщи достигает 800—1000 *м*, уменьшаясь в западном направлении и замещаясь сульфатными отложениями, к востоку заметно возрастает (см. фигуру).

Несколько западнее Волгоградского уступа, отделяющего Приволжскую моноклиналь от синеклизы, кровля кунгурских отложений залегает на глубинах порядка 1500 *м*. Далее к западу она приподнимается и близ линии выклинивания собственно соляных пластов лежит уже на глубине от 800 до 1100 *м*. Восточнее уступа кровля сводовых частей соляных ядер, как правило, залегает на глубинах более 1000 *м*, и только в отдельных структурах находится на меньших глубинах (Эльтон, Баскунчак, Максимкинский и др.).

Первые прогнозы о наличии в недрах региона залежей калийных солей делались на основании гидрохимических данных. В первую очередь для этого использовались повышенные содержания калия в рапе озер группы Арал-Сор и в источниках, впадающих в оз. Эльтон, а также чрезвычайно высокое содержание в эльтонской рапе магния (Кореневский, 1957). Особенно благоприятной для поисков калийных солей здесь считалась Эльтонская соляная структура, на крыле которой соли были встречены единственной пройденной здесь скважиной на глубине 356 *м*. По запросу Волго-Донского геологического управления в 1959 г. С. М. Кореневским и Н. И. Банерой было дано обоснование для проведения на этой структуре поискового бурения на калийные соли. Специального бурения на калийные соли на территории указанного региона до сих пор, однако, не проводилось. Тем не менее залежи калийно-магниевых солей здесь были встречены при разведке на нефть и газ в период 1959—1963 гг. в Николаевской опорной скв. № 2 и на Ушаковской и Паромной соляных структурах. Незначительная вкрапленность калийных солей отмечалась также на ряде других площадей (Урусов, 1961, 1962).

Николаевская опорная скв. № 2, расположенная на левом берегу р. Волги напротив г. Камышина, прошла кунгурскую галогенную толщу на глубине от 1212 до 2077,4 *м*. В ее разрезе А. В. Урусовым и В. В. Кольцовой различаются (снизу): филипповский горизонт (интервал 2026—2078 *м*), представленный ангидритами, в нижней половине разреза с доломитами, а выше — иреньская соляная толща. В разрезе последней выделяются следующие характерные литологические зоны (снизу).

1. Нижняя галитовая зона (1780—2026 *м*), сложенная преимущественно каменной солью (58—93% галита) белой, матовой, местами кремово-оранжевой с прослоями ангидрита. Местами каменная соль перистая или шпатовая (глубина 1951,5—1955 *м*) с очень четким структурным рисунком галитовых прослоев. Максимальное содержание в породе ангидрита (до 35%) отмечено на контакте с филипповским горизонтом. В виде примеси в каменной соли отмечаются полигалит (5—13%) и доломит.

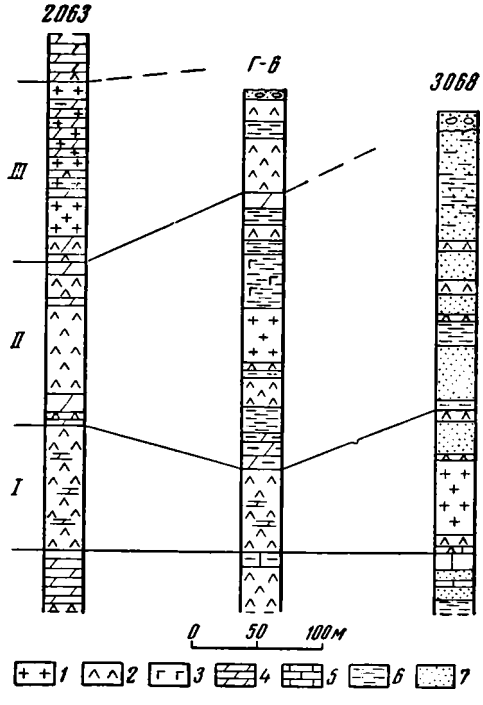
2. Полигалито-галитовая зона (1670—1780 *м*) представлена каменной солью белой, матовой, с прослоями розовой, красновато-бурой и кремовой, пророслей агрегатами полигалита. Иммерсионным изучением образцов керна (В. В. Кольцова) устанавливается местами высокое содержание полигалита в каменной соли.

3. Галитовая зона (1490—1670 *м*) сложена каменной солью с частыми прослоями ангидрита, мощностью до 2 *см*, реже до 10—15 *см*. В нижней части разреза зоны наблюдается тонкое переслаивание ангидрита и доломита.

4. Карналлито-галитовая зона (1420—1490 *м*) сложена, по данным иммерсионных исследований, преимущественно каменной солью с включениями карналлита. Химический анализ штуфных проб с глубины ниже 1424 *м* показал содержание галита от 72 до 97,3%. В самой верхней части разреза зоны (глубина 1420—1424 *м*) развита карналлитовая порода, для которой характерно чередование оранжево-красных и ярко-вишневых прослоев карналлито-галитовой породы с водяно-прозрачными карналлитовыми прослоями с лиловатым оттенком. Мощность почти мономинеральных карналлитовых прослоев, более частых в верхней части указанного интервала, достигает иногда 5 *см*. В нижней части интервала преобладает галит с включениями карналлита и ангидрита. Химический анализ штуфных проб карналлитовой породы показал содержание карналлита 58,25 и 58,6%, а в одной из проб — бишофита 16,9%, галита 16,4% и эпсомита 8,9%.

ловившая образование все более молодых солей, тогда как на юге депрессии накопление солей подавлялось обильным привносом терригенного материала.

Таким образом, характер распространения солей в северной части Юрезано-Сылвинской депрессии позволяет сказать, во-первых, об унаследованности особенностей тектонического развития этой территории с верхнеартинского времени, во-вторых, о появлении солей все более молодого возраста при движении с юга на север, что ра-



Фиг. 2. Сопоставление разрезов иренского горизонта в Предуральском прогибе.

1 — соль, *2* — ангидрит, *3* — гипс, *4* — доломит, *5* — известняк, *6* — аргиллит, *7* — алевролит и песчаник. *I* — толща, соответствующая 1 пачке иренского горизонта, *II* — толща, соответствующая 2—6 пачкам иренского горизонта, *III* — толща, соответствующая 7 пачке иреньского горизонта

нее было отмечено Н. М. Страховым (1962) при региональном рассмотрении эволюции нижнепермского бассейна Русской платформы и прилегающих территорий. Кроме того, обособленность разновозрастных солей в разрезе кунгурских отложений указывает на прерывистый характер тектонических движений рассматриваемой части Предуральского прогиба в кунгурский век.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов А. А. Шумковское месторождение каменной соли на Урале. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 67, № 2, 1938.

Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвинской депрессии. Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. ин-та, нов. сер., вып. 46, 1949.

Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвинской депрессии. Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. ин-та, нов. сер., вып. 47, 1950.

Софроницкий П. А. К поискам нефти в Уфимско-Соликамской впадине. Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. нефт. ин-та, вып. 31, 1960.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.

Пермский государственный университет

Дата поступления 13.X.1963

УДК 553.632:551.736.3(471.4)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КАЛИЕНОСНОСТИ КУНГУРА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ПРИВОЛЖСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

С. М. КОРЕНЕВСКИЙ, А. В. УРУСОВ, В. В. КОЛЬЦОВА

На территории этих регионов кунгурские галогенные отложения к западу от гравитационной ступени слагают почти горизонтально залегающую весьма слабо дислоцированную толщу, а к востоку принимают участие в формировании ядер соляных антиклиналей и куполов. Вдоль гравитационной ступени мощность соляной толщи достигает 800—1000 *м*, уменьшаясь в западном направлении и замещаясь сульфатными отложениями, к востоку заметно возрастает (см. фигуру).

Несколько западнее Волгоградского уступа, отделяющего Приволжскую моноклиналь от синеклизы, кровля кунгурских отложений залегает на глубинах порядка 1500 *м*. Далее к западу она приподнимается и близ линии выклинивания собственно соляных пластов лежит уже на глубине от 800 до 1100 *м*. Восточнее уступа кровля сводовых частей соляных ядер, как правило, залегает на глубинах более 1000 *м*, и только в отдельных структурах находится на меньших глубинах (Эльтон, Баскунчак, Максимкинский и др.).

Первые прогнозы о наличии в недрах региона залежей калийных солей делались на основании гидрохимических данных. В первую очередь для этого использовались повышенные содержания калия в рапе озер группы Арал-Сор и в источниках, впадающих в оз. Эльтон, а также чрезвычайно высокое содержание в эльтонской рапе магния (Кореневский, 1957). Особенно благоприятной для поисков калийных солей здесь считалась Эльтонская соляная структура, на крыле которой соли были встречены единственной пройденной здесь скважиной на глубине 356 *м*. По запросу Волго-Донского геологического управления в 1959 г. С. М. Кореневским и Н. И. Банерой было дано обоснование для проведения на этой структуре поискового бурения на калийные соли. Специального бурения на калийные соли на территории указанного региона до сих пор, однако, не проводилось. Тем не менее залежи калийно-магниевых солей здесь были встречены при разведке на нефть и газ в период 1959—1963 гг. в Николаевской опорной скв. № 2 и на Ушаковской и Паромной соляных структурах. Незначительная вкрапленность калийных солей отмечалась также на ряде других площадей (Урусов, 1961, 1962).

Николаевская опорная скв. № 2, расположенная на левом берегу р. Волги напротив г. Камышина, прошла кунгурскую галогенную толщу на глубине от 1212 до 2077,4 *м*. В ее разрезе А. В. Урусовым и В. В. Кольцовой различаются (снизу): филипповский горизонт (интервал 2026—2078 *м*), представленный ангидритами, в нижней половине разреза с доломитами, а выше — иреньская соляная толща. В разрезе последней выделяются следующие характерные литологические зоны (снизу).

1. Нижняя галитовая зона (1780—2026 *м*), сложенная преимущественно каменной солью (58—93% галита) белой, матовой, местами кремово-оранжевой с прослоями ангидрита. Местами каменная соль перистая или шпатовая (глубина 1951,5—1955 *м*) с очень четким структурным рисунком галитовых прослоев. Максимальное содержание в породе ангидрита (до 35%) отмечено на контакте с филипповским горизонтом. В виде примеси в каменной соли отмечаются полигалит (5—13%) и доломит.

2. Полигалито-галитовая зона (1670—1780 *м*) представлена каменной солью белой, матовой, с прослоями розовой, красновато-бурой и кремовой, пророслей агрегатами полигалита. Иммерсионным изучением образцов керна (В. В. Кольцова) устанавливается местами высокое содержание полигалита в каменной соли.

3. Галитовая зона (1490—1670 *м*) сложена каменной солью с частыми прослоями ангидрита, мощностью до 2 *см*, реже до 10—15 *см*. В нижней части разреза зоны наблюдается тонкое переслаивание ангидрита и доломита.

4. Карналлито-галитовая зона (1420—1490 *м*) сложена, по данным иммерсионных исследований, преимущественно каменной солью с включениями карналлита. Химический анализ штуфных проб с глубины ниже 1424 *м* показал содержание галита от 72 до 97,3%. В самой верхней части разреза зоны (глубина 1420—1424 *м*) развита карналлитовая порода, для которой характерно чередование оранжево-красных и ярко-вишневых прослоев карналлито-галитовой породы с водяно-прозрачными карналлитовыми прослоями с лиловатым оттенком. Мощность почти мономинеральных карналлитовых прослоев, более частых в верхней части указанного интервала, достигает иногда 5 *см*. В нижней части интервала преобладает галит с включениями карналлита и ангидрита. Химический анализ штуфных проб карналлитовой породы показал содержание карналлита 58,25 и 58,6%, а в одной из проб — бишофита 16,9%, галита 16,4% и эпсомита 8,9%.

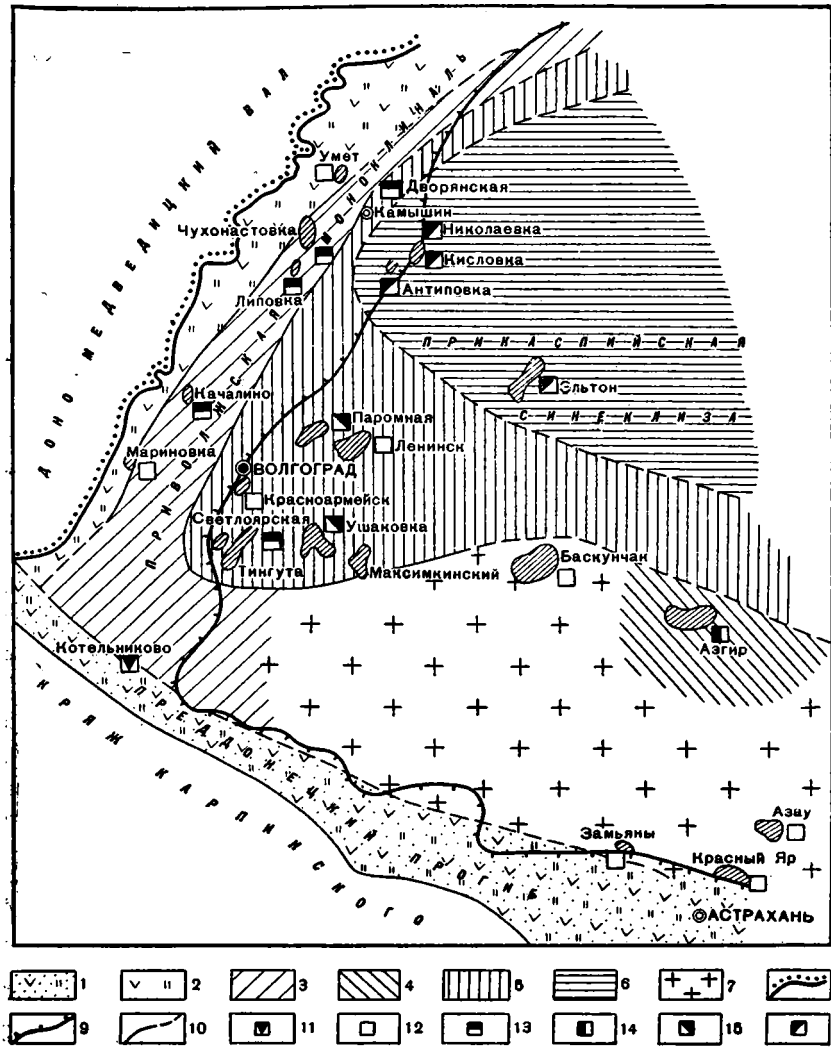


Схема распространения фациальных комплексов кунгура западной части Прикаспийской синеклизы и Приволжской моноклинали.

Фациальные комплексы: краевые: *1* — терригенно-карбонатно-сульфатный, *2* — карбонатно-сульфатный; внутренние: *3* — полигалито-галитовый; *4* — тенардито-галитовый; *5* — сильвино-галитовый; *6* — сильвино-карналлито-галитовый; *7* — нерасчлененный соляной; *8* — граница современного распространения кунгурских отложений; *9* — граница Прикаспийской синеклизы (гравитационная ступень); *10* — границы фациальных комплексов (достоверные и предполагаемые). Установлены в керне (по преобладанию); *11* — ангидрит, *12* — галит, *13* — полигалит и галит, *14* — тенардит и галит, *15* — сильвин и галит, *16* — сильвин, карналлит и галит

5. Бишофитовая зона (1395—1420 *м*), по данным иммерсионных и химических анализов четырех штуфных проб, представлена местами почти чистым белым бишофитом с буровато-красными пятнами. В двух образцах содержание бишофита достигает 93 и 96%, а в двух других — 36,1 и 78,9%. В бишофитовой породе содержатся галит и эпсомит, имеются прослои глинистого ангидрита.

6. Галитовая зона с примесью карналлита, эпсомита, полигалита и ангидрита (1320—1395 *м*). В нижней части разреза (глубже 1359 *м*) преобладает галит, переслаивающийся с ангидритом. Вверху отмечается чередование карналлито-галитовых, галито-ангидрито-эпсомито-полигалитовых и ангидрито-полигалито-эпсомитовых прослоев. Встречаются также гнезда карналлита. В каменной соли содержится карнал-

лита от 1 до 16%, полигалита от 2 до 11,3%, эпсомита от 8 до 24%. Иногда в ней наблюдались кизерит и бишофит.

7. Верхняя галитовая зона (1225—1320 *м*) сложена белой и прозрачной каменной солью с частыми прослоями тонкослоистого ангидрита, содержащего глинистый материал и доломит.

В кровле галогенного кунгура в Николаевской опорной скв. 2 лежат покровные голубовато-серые ангидриты незначительной мощности (13 *м*), перекрываемые уфимскими красноцветными отложениями.

На Ушаковской солянокупольной структуре, расположенной в 60 *км* к юго-востоку от г. Волгограда, на левом берегу р. Волги, скв. 4 вошла в кунгурскую соляную толщу на глубине 1250 *м* и шла по ней до глубины 4760 *м*. Несмотря на низкий выход керна по этой скважине (несколько процентов) среди белой каменной соли с прослоями ангидрита иммерсионными исследованиями (В. В. Кольцова) сильвиниты были обнаружены на интервалах 2378—2393 и 3000—3006 *м*. Вкрапленность и прослои сильвина отмечены на интервалах 2356—2378, 2628—2639 и 3006—3023 *м*. Химический анализ штуфных проб с глубин 2353, 2388 и 2400 *м*, проведенный в ИОНХ АН СССР, показал содержание в них (в %) сильвина 30,45—38,10, галита 52,37—60,61, ангидрита 5,33—7,69, нерастворимого остатка 1,22—3,96.

Наиболее богат калием сильвинит с интервала 2388—2393 *м* (керна 2,75 *м*), где он представлен частым переслаиванием галита и сильвина с преобладанием последнего. Сильвин бесцветный и прозрачный, а также оранжевый и красновато-бурый, пятнистый. Мощность его прослоев местами достигает 10 *см*. Наличие в керне этой скважины залежей калийных солей подтверждается и данными гамма-каротажа. Наиболее интенсивные аномалии до 24—26 *мкр/час* были отбиты в интервалах 2382—2434 *м* (52 *м*) и 2954—3074 *м* (120 *м*). Еще две аномалии подобной же интенсивности были отмечены по этой скважине на меньших интервалах (2750—2758 и 2782—2794 *м*).

Следует отметить, что в соседней скв. 434 на Светлоярской поисковой площади в белой и водяно-прозрачной каменной соли с глубины 1490—1506 *м* обнаружены гнезда тонкозернистого кизерита.

На Паромной соляной структуре, расположенной в 15 *км* к северу от г. Волгограда, кровля кунгурских галогенных отложений различными скважинами была встречена на глубинах от 1030 до 1400 *м*. Скв. 5, обнаружившая в соляной толще калийные соли, пройдя 8 *м* по покровным голубовато-серым ангидритам, вошла в кунгурскую соляную толщу на глубине 1250 *м*. Сильвинсодержащую зону скважина пересекла на интервале 1785—1805 *м*, в том числе, по данным иммерсии, наиболее богатую сильвинитовую залежь прошла на интервале 1790—1800 *м* (керна 2 *м*). В последнем интервале чередуются прослои белого среднезернистого галита и крупнозернистого сильвина. Мощность прослоев от нескольких миллиметров до 1,5 *см*. В виде примеси в сильвините присутствует ангидрит. Наличие сильвинитовой залежи подтверждается данными гамма-каротажа, установившими аномалии (до 32 *мкр/час*) в интервале 1790—1810 *м*.

Западнее Волгоградского уступа менее заметные калиепроявления отмечены или предполагаются еще на некоторых площадях. На Антиповской площади, находящейся несколько южнее Николаевской опорной скв. 2, в кунгурской соляной толще по скв. 26 гамма-каротажем в интервале 1438—1459 *м* установлена аномалия 20 *мкр/час*. На Качалинской структуре, расположенной северо-западнее г. Волгограда, в соляной толще, как и в Николаевке, по скв. 22 внизу отмечается присутствие полигалита, а вверху — вкрапленность карналлита. В штуфных пробах керна этой скважины, проанализированных в ИОНАХ АН СССР, обнаружено наличие 17,6% карналлита в интервале 1303—1308 *м*, а также 38 и 20% полигалита соответственно в интервалах 1670—1692 и 1752—1780 *м*. Гамма-каротажем этой скважины повышенная радиоактивность до 18—20 *мкр/час* отмечена на интервалах 1415—1427, 1572—1630, 1724—1754 и 1769—1778 *м*.

На правобережье р. Волги в кунгурской соляной толще по ряду площадей, таких как Дворянская, Чухонастовская и Липовская, в отдельных образцах отмечается присутствие небольших количеств калия — до 1,6%. Это, видимо, обусловлено присутствием в каменной соли на этих площадях вкрапленности полигалита, что подтверждается в какой-то мере наличием в породе небольших количеств магния.

Ранее, при составлении схемы распространения фациальных комплексов кунгура для Прикаспийской впадины (Кореневский С. М., 1957, 1961) в западной ее части и на Приволжской моноклинали выделялись краевые фации в составе доломито-ангидритового и гипсо-ангидритового комплексов, из внутренних фаций — нерасчлененный соляной комплекс, а в районе Эльтона — сильвино-карналлитово-галитовый.

Новые данные о калиеносности кунгура позволили уточнить прежние представления о распределении краевых и внутренних фаций описываемой территории. На схеме выделены краевые и внутренние фации кунгурских отложений западной части Прикаспийской впадины и Приволжской моноклинали.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы и рекомендации.

1. Существенно пополнены данные о калиеносности кунгурских отложений и увеличены ранее намеченные площади их распространения в пределах западной части впадины.

2. Необходимо дальнейшее более детальное изучение стратиграфии и литологии кунгурских отложений региона, тщательное ревизионное опробование керна по всем скважинам, вскрывающим эти осадки, и изучение условий залегания калиеносных горизонтов.

3. Рекомендуется проведение в этом регионе поисков калийных месторождений на неглубоко залегающих соляных структурах типа Эльтона, Максимкинского купола и др.

4. Учитывая наличие глубокозалегающих калийных залежей (Ушаковка, Паромная, Николаевка), следует продолжить разработку методов эксплуатации их способом выщелачивания.

ЛИТЕРАТУРА

Кореневский С. М. О фациях калиеносности и бороносности галогенного кунгура Прикаспийской низменности, Актюбинского, Чкаловского и Башкирского Приуралья. Докл. АН СССР, т. 116, № 3, 1957.

Кореневский С. М. Перспективы калиеносности галогенных отложений кунгура Северного Прикаспия и Южного Предуралья. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 57, 1961.

Урусов А. В. Перспективы нефтегазоносности пермских и триасовых отложений Волгоградского правобережья. Волгоградская пром-сть, № 12, 1961.

Урусов А. В. О возрасте и литологических комплексах сульфатно-карбонатной толщи нижней перми Волгоградского Поволжья. Докл. АН СССР, т. 145, № 2, 1962.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, Ленинград
ВНИИНГ, Волгоград

Дата поступления
11.II.1964

УДК 631.856:551.761.1(471.501)

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО ТРИАСА В ПЕЧОРСКОМ ПРИУРАЛЬЕ

В. И. ЧАЛЫШЕВ

Триасовые отложения Северного Приуралья по комплексу литологических и палеонтологических данных подразделяются нами на две свиты — переборскую и залазнинскую. Первая свита по возрасту отвечает нижнему и предположительно среднему триасу, а вторая представляет собой верхний триас от нижнего кейпера до низов рэта включительно. Нижнетриасовая часть переборской свиты по фауне и по спорово-пыльцевым комплексам почти повсеместно подразделяется на индский и оленекский ярусы. Последний синхроничен баскунчакской серии юга Русской платформы.

В 1959 г. при изучении оленекских отложений р. Большой Сыни было найдено несколько горизонтов с морской ихтиофауной и слой с морскими пелециподами — гервиллиями (Чалышев, 1961, 1962[1]). В 1960 г. в бассейне р. Адзьвы в основании индского яруса нижнего триаса нами был обнаружен двухметровый слой крупногалечного конгломерата. В нижней его части содержится большое количество эллиптических и плоских прекрасно окатанных галек, идентичных современной морской гальке, образующейся в зоне волноприбоя (Чалышев, 1962). Эти факты указывали на то, что осадконакопление в нижнетриасовую эпоху происходило в каком-то крупном бассейне, который по крайней мере периодически соединялся с морем.

В индских спорово-пыльцевых комплексах Северного Приуралья содержится большое количество спор морских водорослей, которые также указывают на морской характер раннетриасового бассейна Северного Приуралья. Новым подтверждением того, что он был морским, явилось открытие нами в нижнем триасе фосфоритов.

Нижнетриасовые фосфориты в виде конкреций обнаружены в бассейне рек Большой Сыни и Малого Аранца (см. фигуру). Вместе с фосфоритами встречены фосфотизированные остатки рыб и стегоцефалов (Чалышев, 1961).

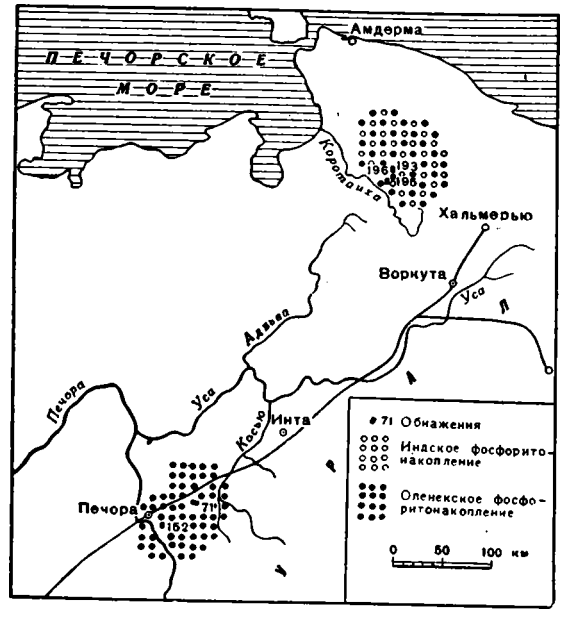
Конкреции фосфоритов в указанном районе приурочены к оленекскому ярусу. Этот ярус представлен 300-метровой толщей пестроцветно-сероцветных, песчано-глинистых отложений с включениями пиритовых, сидеритовых и фосфоритовых конкреций. Фосфоритовые конкреции приурочены к алевролитам и аргиллитам, располагаясь внутри пластов обычно в виде отдельных включений. Только в одном слое на р. Большой Сыне конкреции группируются в более или менее выраженный конкреционный горизонт. Размеры фосфоритовых конкреций варьируют от нескольких сантиметров в диаметре до 60 *см* в длину при ширине в 12 *см*. Окраска их серая и светло-серая, структура пелитоморфная, иногда в них продолжается слоистость вмещающей породы. Конкреции в одних случаях четко обособлены от вмещающей породы, в других имеют вид нерезко очерченных пятен, более светлых, чем вмещающая порода. В шлифах фосфориты представляют глинисто-карбонатно-фосфатную массу пелитоморфной структуры,

иногда образующую комочки различного размера. В некоторых конкрециях по трещинам отмечается пирит.

Содержание в фосфоритах P_2O_5, судя по восьми анализам, колеблется от 7,54 до 30,52%. В сидеритовых конкрециях, присутствующих в этой же толще, количество P_2O_5 колеблется в пределах 1,54—3,22% (по трем анализам). Количество карбоната кальция в фосфоритах колеблется от 9,95 до 17,36%.

Содержание P_2O_5 во вмещающих породах различно. Так, например, темно-зеленовато-серый аргиллит, в котором обнаружены наиболее крупные фосфоритовые конкреции и с максимальным количеством фосфора, содержит P_2O_5 0,14%, а малиново-красная глина из оленекского яруса с р. Малого Аранца — 1,4%.

Другим районом, в котором нами обнаружены нижнетриасовые фосфориты, является юго-западный склон Пай-Хоя на крайнем северо-востоке Северного Приуралья (см. фиг.). Нижнетриасовые отложения переборской свиты по рекам Хей-яге, Надоте и Нямде залегают на мощной бызовской свите верхнетатарского подъяруса. Нижний триас представлен здесь ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с многочисленными сидеритовыми и фосфоритовыми конкрециями. В нижней части переборской свиты преобладают красноцветные алевролитово-аргиллитовые породы, среди которых песчаники занимают подчиненное положение. Для верхней части свиты, наоборот, более характерны сероцветные отложения, а песчаники становятся зачастую преобладающей породой в разрезе.



Районы нижнетриасового фосфоритонакопления в Печорском Приуралье

Фосфоритовые конкреции почти всегда приурочены к красноцветным аргиллитам или алевролитам и только изредка встречаются в зеленоватых разностях этих пород. Сидеритовые же конкреции присутствуют только в сероцветных и зеленоцветных породах.

Располагаются фосфоритовые конкреции обычно в виде отдельных включений и реже образуют более или менее выдержанные конкреционные горизонты. Форма конкреций чаще всего неправильная, величина их от 1—2 до 10—15 *см*, цвет конкреций красновато-фиолетовый, буроватый, серый или темно-серый; серые разности конкреций, как правило, наиболее крупные. Текстура конкреций либо массивная землистая, либо они обнаруживают слоистость такую же, как и у вмещающих пород. В некоторых случаях текстура конкреций комковатая или брекчиевидная.

В шлифах фосфориты представляют собой пелитоморфную глинисто-карбонатно-фосфатную массу, нередко словно перемятую или неправильно комковатую, часто с терригенными частичками кварца и слюд. Во многих красноватых и фиолетовых фосфоритах отмечаются красные сгустки окислов железа, иногда мелкие сгустки карбонатов. В зависимости от количества терригенного материала и карбонатов содержание P_2O_5 в фосфоритах различное: от 6,05—7,02 до 22,38%, чаще от 10—11 до 20%. Фосфориты, содержащие большое количество карбонатов или терригенного материала, как правило, обеднены фосфором. Все фосфориты содержат карбонат кальция в количестве от 4,22 до 20,87%, чаще 10—14%.

Красноцветные и зеленоцветные (окисленные) алевролиты и аргиллиты, вмещающие фосфориты на р. Хей-яге, содержат от 0,05 до 0,69%. В сероцветных алевролитах и аргиллитах, с которыми парагенетически связаны пелитоморфные сидеритовые конкреции, содержание P_2O_5 колеблется от 0,12 до 0,25%, т. е. в более узких пределах. Сами пелитоморфные сидеритовые конкреции содержат P_2O_5 от 2,60 до 4,80% (по шести анализам). По характеру примесей и по содержанию в них фосфора нижнетриасовые фосфориты Северного Приуралья, согласно Г. И. Бушинскому (Методы изучения..., 1957), относятся к кварцево-алевролитовому, алевролитово-глинистому и глинистому классам.

Н. М. Страхов (1960—1962) устанавливает два основных типа фосфатонакопления — гумидный и аридный. Они отличаются друг от друга типом вмещающих пород («гумидных» и «аридных»), ясно выраженным тяготением к определенным геоструктурным элементам земной коры (в первом случае к платформам, во втором — к геосинклиналям), качеством фосфоритов (низкокачественные гумидного типа и высококачественные аридного) и т. д.

К такому же типу относится нижнетриасовое фосфатонакопление Печорского Приуралья? Для решения этого вопроса, очевидно, необходимо в первую очередь выяснить, какой был тогда климат.

Как показывают наши наблюдения, в Печорском Приуралье аридный климат конца поздней перми в начале раннетриасовой эпохи изменился и стал гумидным субтропическим. На это указывает резкое изменение состава глинистых пород; как показывают многочисленные термические анализы, основной составной частью их является каолинит, дающий ярко выраженный каолинитовый эффект. Термокривые глинистых пород верхов перми не показывают каолинита.

Существенно каолинитовый состав триасовых глинистых пород предполагает интенсивные процессы выветривания, что, по Н. М. Страхову (1960—1962), является характерным как раз для гумидного климата. С этим вполне согласуется и факт полного отсутствия карбонатов в красноцветах индского яруса южного и юго-западного районов Северного Приуралья. В пространственном отношении климат начала раннего триаса (индского века), вероятно, не был везде одинаковым. В крайних северо-восточных районах Северного Приуралья по сравнению с южными районами климат в индском веке был более прохладным, ибо на севере появляются прослои сероцветов и железо-карбонатные конкреции, что при прочих равных условиях свидетельствует о более умеренном климате. Таким образом в Печорском Приуралье в индском веке намечаются две несколько отличных друг от друга климатические зоны: более теплая гумидная на юге и более прохладная умеренная на севере. Граница между ними, в первом приближении, может быть проведена примерно в районе 67° с. ш.

Индское фосфатонакопление приурочено к наиболее северным районам — к юго-западному склону Пай-Хоя, а в более южных районах его, очевидно, не было. Таким образом, индское фосфатонакопление явственно тяготеет к пограничным районам между субтропической и умеренной климатическими зонами в целом гумидного климата. В оленекский век зона более прохладного климата расширилась, о чем свидетельствует повсеместное появление сероцветов, наличие в них сидеритовых конкреций и менее резко выраженные каолиновые эффекты на термограммах глинистых пород оленекского яруса. Теплый субтропический климат в оленекском веке сохранился, по-видимому, только в наиболее южных районах Северного Приуралья, где еще продолжалось накопление красноцветов. Граница между этими климатическими зонами в оленекский век несколько сдвинулась к югу.

Одновременно с расширением зоны умеренного климата и очевидно в связи с этим увеличивается и область фосфатонакопления, которое в оленекский век захватывает и более южные районы Северного Приуралья вплоть до района рек Большой Сыни и Малого Аранца. Таким образом, и в оленекский век намечается явственное тяготение фосфатонакопления к периферическим районам зоны умеренного климата.

Как видно из изложенного, на протяжении всей раннетриасовой эпохи фосфатонакопление приурочивалось к более или менее гумидным обстановкам седиментации, хотя, может быть, и не таким типично гумидным, как, скажем, в позднеюрскую эпоху на Русской платформе. Приуроченность нижнетриасового фосфатонакопления Печорского Приуралья к периферийным районам умеренной климатической зоны определило и некоторые особенности фосфатонакопления в этой области, такие как парагенезис с красноцветами и приуроченность фосфоритов к отложениям предгорного прогиба. Исходя из этого, нижнетриасовые отложения Печорского Приуралья, по-видимому, более перспективны на фосфориты, чем обычные, гумидные фосфоритоносные формации.

ЛИТЕРАТУРА

Методы изучения осадочных пород. Под ред. Н. М. Страхова. Т. 1—2. Госгеолтехиздат, 1957.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. тт. I—III. Изд. АН СССР, 1960—1962.

Чалышев В. И. Находка нижнепермских тараканов на Средней Печоре. Изв. Коми фил. Всес. геогр. о-ва, вып. 5, 1959.

Чалышев В. И. Находка триасовых рыб и стегоцефалов в Северном Приуралье. Докл. АН СССР, т. 136, № 4, 1961.

Чалышев В. И. Морской нижний триас в Северном Приуралье. Докл. АН СССР, т. 144, № 6, 1962_1.

Чалышев В. И. О границе пермских и триасовых отложений в бассейне р. Адзьвы. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 8, 1962_2.

Институт геологии Коми филиала АН СССР
Сыктывкар

Дата поступления
11.XI.1963

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

ХРОНИКА

УДК 553.492.1

СИМПОЗИУМ ПО БОКСИТАМ В ЮГОСЛАВИИ

Г. И. БУШИНСКИЙ

Югославская Академия наук и искусств в Загребе организовала первый международный симпозиум по бокситам, окислам и гидроокислам алюминия, посвященный памяти профессора Ф. Тучана и М. Кишпатича. Заседания симпозиума происходили в Загребе с 1 по 3 октября. На симпозиуме присутствовали геологи, химики и технологи Югославии, Франции, Швейцарии, Австрии, Венгрии и Греции. От СССР в работе симпозиума принимали участие и выступали с докладами геологи Д. Г. Сапожников, К. К. Зеленов и автор настоящей заметки. Кроме того, заочно были зачитаны доклады геологов А. К. Гладковского, И. Н. Ушатинского и В. Н. Лавренчука.

Официальными языками на симпозиуме были сербский, хорватский, русский, французский и немецкий. Руководил симпозиумом акад. М. Каршулин; к началу симпозиума были опубликованы тезисы докладов, список участников и их адреса, а также маршрут экскурсий.

По геологии и минералогии заслушано и обсуждено 25 докладов. Остановимся кратко на некоторых из них.

О стратиграфическом размещении бокситов в Динаридах Югославии доложил Александер Грубич (Белград). Он выделяет 8 стратиграфических горизонтов бокситов, или контактных линий, как их называют в Югославии. Положение их следующее.

1. На границе ладинских известняков среднего триаса и рабельясских слоев или главного доломита верхнего триаса. Месторождения Велебит и Лика в Хорватии, окрестности Никшича в Черногории, ряд месторождений в Словении, Восточной Боснии и Средней Далмации.

2. На границе верхнего триаса и нижней, средней или верхней юры. Месторождения Черногории и Герцеговины. Ряд бокситовых слоев находится среди известняков, возраст которых охватывает почти весь юрский период.

3. На границе титонских и валанжинских известняков широко распространены бокситовые месторождения в Черногории. Среди них встречаются залежи белых бокситов, которые разрабатываются.

4. Между известняками валанжина и апта в районе Никшича залегают нижнемеловые бокситы, в Старой Черногории — между различными горизонтами юры и известняками турона.

5. Среди верхнемеловых известняков в Черногории и Боснии — бокситы верхнего мела.

6. Между верхним мелом и палеогеном (Истрия, Далмация, острова, Герцеговина и Черногория).

7. Между альвеолиновыми известняками и конгломератами свиты промина (средний эоцен, лютецкий ярус) бокситы Далмации и Герцеговины.

8. В миоцене переотложенные бокситы Герцеговины.

Возраст многих выходов боксита еще не ясен.

Бокситы всюду залегают на закарствованной поверхности известняков и связаны с континентальными перерывами в накоплении осадков. Только в двух месторождениях — Горнье Полье в районе Никшича и в верховьях р. Сани в Юлийских Альпах почвой бокситов являются эффузивные породы.

Стратиграфию бокситов Черногории рассматривал А. Павич. В отличие от Грубича он выделяет в юре не один, а три бокситовых горизонта.

О колебаниях состава бокситов Черногории и об условиях их образования доложили С. Павлович, М. Протич и С. Лукович (Белград). Черногорские бокситы характеризуются повышенным содержанием V, Cr, Ni, Ga и Zr. Преобладают бемитовые разновидности с примесью каолинита, изредка встречаются гиббситовые.

В красных бокситах присутствует гематит и лимонит. Красные бокситы образовались в континентальных условиях и подверглись переотложению и диагенезу. Белые бокситы отлагались в основном в мелких лагунах. Источником глинозема для бокситов послужили подстилающие их известняки.

И. Юркович и К. Сакач в своих докладах также подчеркнули приуроченность бокситов Югославии к перерывам в осадконакоплении. Бемитовые бокситы преобладают в мезозое и нижнем палеогене, гиббситовые — в эоцене Далмации и частично Герцеговины, диаспоровые — в триасе Лика и частично в верхнем мелу Восточной Боснии.

Развитию идеи Ф. Тучана и М. Кишпатича о происхождении бокситов Югославии как терра-росса посвятил свой доклад Л. Марич (Загреб).

Обзор изученности геологии бокситов всего мира с 1950 по 1962 гг. сделал д-р Д. Бардоши (Венгрия). За этот период опубликовано около 700 статей и книг по бокситам, что указывает на весьма интенсивные исследования бокситовых руд.

Об открытии нового глиноземного минерала доложил акад. М. Каршулин (Загреб). Этот минерал найден в белых бокситах Черногории и затем получен искусственно Ольгой Шарк-Лаходни. Под электронным микроскопом он имеет вид ромбовидных пластинок. Его химическая формула $Al_2O_3 \cdot 3{,}5H_2O$, параметры решетки (в Å): $a=9{,}203$; $b=11{,}225$; $c=10{,}422$; $\beta=70°16'$. Ему дано название тучанит в честь одного из первых исследователей бокситов Югославии проф. Тучана.

Химический состав бокситов Герцеговины изучал Ф. Трубелья (Сараево). Колебания в составе этих бокситов из 25 месторождений оказались следующими (в %): SiO_2 — 0,67—9,40; Al_2O_3 — 42,14—57,79; Fe_2O_3 — 18,33—29,88; MgO — 0,00—1,28; CaO — 0,00—3,90; Na_2O — 0,21—0,43; K_2O — 0,07—0,20; TiO_2 — 2,30—4,19; P_2O_5 — 0,00—0,11; S — 0,00—0,16; Cr_2O_3 — 0,06—0,22; V_2O_5 — 0,06—0,14; MnO — 0,08—0,41; Pb — 0,03—0,013; Zn — 0,01—0,03; CO_2 — 0,00—1,73; $H_2O^{+110°}$—12,25—22,33.

Е. Дудич и Г. Кароль (Венгрия) сообщили о составлении подземных геологических карт для поисков боксита в Венгрии. Хорошо оконтурены два бокситовых горизонта — барремский и верхнетуронско-нижнесенонский. Соответственно составлены следующие карты: 1) карта поверхности барремских и более древних пород; 2) карта мощностей послебарремских толщ; 3) карта поверхности сенонских и более древних пород; 4) карта мощностей послесенонских толщ и 5) карта поверхности эоценовых и более древних пород. Масштаб этих карт 1 : 50 000. На их основе составлена карта прогноза бокситоносности масштаба 1 : 75 000.

О новом точном количественном методе (флюоресцентная спектрометрия) определении основных химических компонентов боксита сообщили Р. Тертьян, М. С. Фают и М. Джеми (Франция). Для анализа одного образца достаточно 2 минут.

После симпозиума была организована экскурсия на месторождения бокситов Дрниш и Обровац в Далмации. В обоих месторождениях разрабатываются эоценовые бокситы. Они залегают на закарстованной поверхности сенонских или нижнеэоценовых известняков и покрываются толщей известняковых конгломератов верхнеэоценовой свиты промина мощностью до 600 *м*. Нижняя часть этой свиты пресноводная, на горе Промина — с промышленной угленосностью. Бокситы красные и бурые с редко рассеянными бобовинами и их обломками. Качество бокситов высокое (в %): SiO_2 — 0,5—2 и до 4; Al_2O_3 —51—54; Fe_2O_3— 25; TiO_2—2,5—3,0; V_2O_5— 0,14; Cr_2O_3— 0,15; H_2O^+—16,8%. В минеральном составе бокситов преобладают бемит, гематит и гетит, присутствуют каолинит, галлуазит, гиббсит и минералы титана. Бокситы залегают в виде линзы мощностью 2—5 *м*, выполняющих древние карстовые полости. Форма этих полостей в районе Дрниша корытообразная, что установлено на основании многолетней рудничной документации.

Обсуждение докладов, обмен мнениями и дискуссии происходили не только на заседаниях симпозиума, но и в перерывах между ними и во время экскурсии. При этом достаточно определенно выявилось, что все бокситы Центральной и Южной Европы от Пиринеев до Греции и Израиля приурочены к континентальным перерывам в осадконакоплении. Многие геологи считают их континентальными образованиями на том основании, что они нередко перекрываются пресноводными или лагунно-пресноводными мергелями, глинами или конгломератами, сменяющимися кверху морскими осадками.

Переотложенные бокситы у с. Петровичи в Черногории содержат прослои известняка с морскими водорослями. Богатые бокситы обычно залегают на чистых известняках или мраморах, более бедные — на мергелистых породах или на доломитах. С рифогенными или другими мелководными известняками связаны бокситы в случаях малого континентального перерыва. Там, где континентальный перерыв был длительным, как, например, в Венгрии, бокситы залегают на пелитоморфных доломитах или на известняках, лишь иногда рифогенных.

Споры по вопросу об источниках глинозема для бокситов сводились к обсуждению двух основных гипотез — латеритно-осадочной и терра-росса. Более определенное решение этого вопроса, а также способов переноса и диагенеза бокситового материала

упиралось в слабую литологическую изученность бокситоносных отложений. Перед собравшимися бокситчиками Европы К. К. Зеленовым был поставлен вопрос о возможном вулканогенном источнике глинозема. Однако каких-либо фактов в пользу этого предположения никто не привел.

Проф. Э. Рок (Сорбонна, Париж) разъяснил, что вулканогенные породы Франции, гидротермы которых считались источником глинозема для меловых бокситов, оказались эоценовыми или более молодыми. Поэтому гидротермально-осадочная гипотеза происхождения французских бокситов давно оставлена.

Направляясь во время экскурсии к Далматинскому побережью Адриатического моря, мы ожидали увидеть густую субтропическую растительность Средиземноморья. Но перед нами предстала голая местность, на необозримых пространствах которой нет почвы. На поверхность выступают голые известняки, и только в речных долинах и в понижениях рельефа, так называемых польях, возможно земледелие. Термин «полье» вошел в нашу литературу для обозначения понижений карстового рельефа. На хорватском языке «полье» — это поверхность, где имеется рыхлая почва, которую можно обрабатывать, в отличие от каменистой поверхности водоразделов и склонов, так называемых крш, где нет почвы, т. е. нет поля в сельскохозяйственном смысле этого слова. Следовательно, в первоначальном понимании термин «полье» обозначает любое поле, независимо от состава подстилающих пород, так же как и термин «до́лина» применяется к речным долинам на любых породах.

Полья и до́лины покрыты красной и красно-бурой почвой или глиной, так называемой терра-росса. Ее состав и происхождение разнообразны. В большинстве случаев она состоит из гидрослюд и гематита или гетита и редко из каолинита с примесью спорогелита (аморфный бемит и диаспор) или гиббсита. Гидрослюдистая терра-росса представляет собой часто нерастворимый остаток карбонатных пород, частично материал, принесенный ветром или водой с поверхностей, где выветриваются другие породы. К бокситам она не имеет отношения. Каолинитовая терра-росса связана с бокситовыми горизонтами, она может быть первичной или образоваться в результате ресиликации бокситов.

На заключительном заседании Симпозиума 8 октября в г. Опатия решено организовать постоянный Международный комитет по бокситам, окислам и гидроокислам алюминия при Югославской Академии наук в Загребе. Задачей Комитета является содействие научным исследованиям в своей области путем организации международных собраний, консультативных совещаний и других видов сотрудничества. В Комитет избраны следующие представители (национальные секретари) от различных стран: Д. Бардоши (Венгрия), Г. И. Бушинский (СССР), Ж. Г. де Вайссе (Швейцария), М. Карсулин — председатель Комитета (Югославия), Ф. Махачки (Австрия), Ж. Папастаматьо (Греция) и Э. Рок (Франция).

ЛИТОЛОГИЯ
и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1964 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 552.0

ОБ «АТЛАСЕ ТЕКСТУР И СТРУКТУР ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД». ЧАСТЬ I. «ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ» [1]

Л. Н. БОТВИНКИНА

I. ОСНОВНЫЕ ТРЕБОВАНИЯ, ПРЕДЪЯВЛЯЕМЫЕ К АТЛАСАМ

Атласы представляют собой особый вид научной продукции, имеющий совершенно определенные цели и задачи, в связи с чем к ним предъявляется ряд общих требований, обязательных независимо от того, что именно изображается в Атласе.

Основная цель каждого атласа — это систематизация уже накопленных сведений и представление их в таком наглядном виде, чтобы каждый исследователь мог с максимальной легкостью, быстротой и точностью определить то или иное явление, наблюдаемое на природном объекте. Поэтому любой атлас должен удовлетворять следующим требованиям.

1. Материал должен быть расположен методически правильно и наиболее удобно для практической работы. Количество повторений (так же как и количество ссылок) должно быть минимальным. Это относится как к общей композиции всей работы, так и к ее отдельным разделам.

2. Материал атласа должен быть систематизирован в соответствии с той или иной классификационной схемой, а не «лежать навалом» (при этом, естественно, должны быть соблюдены общие правила классификации: частное должно подчиняться общему, не должно быть повторений или отнесения одного явления одновременно в различные рубрикации и т. п.). Авторы могут принять любую классификацию или схему изложения, которую они считают правильной, но четкость в любом случае обязательна.

3. Необходимо соблюдать правильное соотношение предлагаемого материала: явления более сложные или более существенные должны быть охарактеризованы подробнее и бо́льшим количеством иллюстраций. Явлениям же простым или мало дающим для выводов должно быть уделено меньше внимания (а, следовательно, меньше таблиц). Если есть явления внешне сходные, но отличные по существу, то надо показать и те и другие, указав на черты сходства и различия. Не должно быть ни случайности, ни тем более тенденциозности в подборе материала; если работа имеет общее значение, то материал должен подбираться объективно, независимо от личных вкусов и направления работ авторов и редакторов.

4. Атлас должен быть построен так, чтобы была обеспечена максимальная легкость и быстрота ориентировки при пользовании им. Таблицы должны быть систематизированы в соответствии с текстом и иметь заголовки, которые должны быть помещены в оглавлении, чтобы можно было найти изображение того или иного явления, не пересматривая все таблицы подряд.

5. Материал, собранный в атласе, должен соответствовать современному уровню знаний в данной области.

II. РАЗЛИЧНЫЕ АТЛАСЫ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕ ТЕКСТУРЫ ПОРОД

Переходя от общих положений к конкретному материалу, остановимся на составлении атласов текстур осадочных горных пород, опубликованных за последние годы.

Значение текстур для определения пород несомненно. В настоящее время, когда текстурный признак изучен настолько, что совершенно уверенно может быть использован для определения генезиса пород (а также для решения и других задач), совершенно необходимо иметь в распоряжении геологов атлас текстур осадочных пород. А между тем такого атласа до сих пор фактически не было.

[1] Составлен Е. В. Дмитриевой, Г. И. Ершовой, Е. И. Орешниковой под руководством М. Ф. Викуловой и А. В. Хабакова. Научный редактор А. В. Хабаков. Госгеолтехиздат, 1962.

Вышедшая в 1948 г. работа коллектива авторов (Ю. В. Половинкина и др., 1948, т. II) в основном посвящена структурам; сведения о текстурах там далеко не полные. В атласе в основом приводятся лишь микроструктуры, определяемые в шлифах. Текстуры, наблюдаемые непосредственно в породе, лишь перечисляются и притом далеко не все; это вполне понятно, так как в те годы более полной характеристики текстур не было и авторы работы не ставили перед собой задачу дать ее.

В следующие годы был опубликован ряд атласов, монографий и статей, в которых, в большей или меньшей степени были показаны структуры и текстуры различных осадочных пород. В «Атласе литогенетических типов...» (Ботвинкина и др., 1956), наряду с другими признаками пород, приводится характеристика текстур, встреченных в угленосных отложениях среднего карбона Донбасса. В «Атласе карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы» (Хворова, 1958) приводятся и текстуры этих пород, но преимущественно наблюдавшиеся под микроскопом. В некоторых атласах показан только структурный признак. Так, например, «Атлас микроструктур углей Донецкого бассейна» (Яблоков и др., 1955), как видно из его названия, посвящен только структурам, а специфические текстуры углей не были в нем охарактеризованы (так же как и в ряде атласов типов углей по другим районам, опубликованных позже).

Необходимость в правильном определении текстур различных руд проявилась в том, что за последние 10 лет вышло из печати несколько атласов структур и текстур руд (Талдыкин и др., 1954; Калганов, 1955; Шахов, 1961), монография А. Г. Бетехтина и др. (1958), определитель М. П. Исаенко (1962) и опубликован ряд статей на эту тему. В «Атласе структур и текстур руд» С. И. Талдыкина и др. текстовая часть и расположение иллюстративного материала таковы, что им легко можно пользоваться как определителем. Но он характеризует текстуры только руд, причем показаны не все их текстуры, в частности не даны различные типы слоистой текстуры осадочных руд.

В атласе М. И. Калганова «Атлас текстур и структур железистых кварцитов...» текстуры охарактеризованы хорошо, но, как видно из его названия, в нем представлены только текстуры железистых кварцитов, причем преимущественно КМА.

Работа Ф. Н. Шахова «Текстуры руд» специально посвящена только текстурам руд. В текстовой части этой работы, так же как и в работе С. И. Талдыкина и др., показаны классификации, предложенные разными авторами. Описание морфологических типов и их иллюстрация дается в определенной последовательности. Подбор материала и соотношение иллюстраций разного типа руд сделаны очень удачно, а расположение и оформление материала позволяют легко ориентироваться в нем и быстро найти описание и изображение той или иной текстуры. Поэтому, хотя автор скромно пишет о том, что в основе этой работы лежит преимущественно каменный материал, хранящийся в музее Томского политехнического института, книга Ф. Н. Шахова имеет большое значение для широкого использования ее геологами, работающими над изучением различных рудных объектов. Можно только пожалеть о том, что в этой работе также слишком мало освещены слоистые текстуры осадочных руд. Однако автор этой работы и не ставил перед собой задачу показать все существующие текстуры руд.

Большая монографическая работа А. Г. Бетехтина и др. (1958) имела целью разобрать условия возникновения текстурных и структурных особенностей различных руд и поэтому ограничивается лишь некоторыми иллюстрациями тех или иных текстур руд, приведенных в тексте. Вышедшая в 1962 г. работа автора данной статьи (Ботвинкина, 1962) была посвящена исследованию слоистости в осадочных породах, а остальные текстуры в ней затрагивались лишь попутно.

Таким образом, все спубликованные атласы посвящались текстурам и структурам лишь определенных частных объектов (причем в ряде случаев предпочтение отдавалось структурному признаку), а в монографиях, кроме того, естественно, невозможно было дать иллюстративный материал в таком обилии и с такой полнотой, как это делается в атласах. В опубликованных статьях тем более давались лишь те или иные частные классификации текстур, сопровождаемые небольшим количеством иллюстраций.

Даже из этого предельно краткого обзора видно, что до последнего времени в распоряжении геологов не было настоящего полного атласа, охватывающего все текстуры разнообразных пород, несмотря на насущную в нем потребность.

Учитывая все сказанное выше, легко понять тот интерес, который вызвало появление на книжных полках в начале 1963 г. первого тома «Атласа текстур и структур осадочных горных пород», составленного коллективом авторов (Е. В. Дмитриевой, Г. И. Ершовой, Е. И. Орешниковой) под руководством М. Ф. Викуловой и А. В. Хабакова. К сожалению, по многим позициям эта работа вызывает чувство неудовлетворения.

III. ОБ «АТЛАСЕ ТЕКСТУР И СТРУКТУР ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД»

Прежде всего, вызывает недоумение принцип общего построения этой работы, рассчитанной на ряд выпусков. Работа называется «Атлас текстур и структур», но разбивается она на части по породам.

В предисловии к «Атласу» сказано следующее (стр. 3): «В I части описаны структуры и текстуры обломочных и глинистых пород, во второй — будут охарактеризованы структуры и текстуры карбонатных пород, в последующих — структуры и текстуры групп осадочных горных пород». В связи с этим возникает много недоуменных вопросов. Непонятно, что же будет дальше: сколько всего намечается частей и какие именно, где будут помещены текстуры осадочных руд, как быть с полезными ископаемыми, связанными с различными породами и с породами сложного состава (например, в какую часть войдут сидериты — в карбонатные или железистые породы)? и т. п. Надо было в предисловии к I части дать план всей работы в целом (очевидно, таковой существует?), чтобы читатели могли себе представить, что ждет их в последующих выпусках и что представляет собой задуманная работа в целом.

Я считаю, что если составляется атлас не пород, а текстур, то и разделять материал надо по каким-либо признакам самих текстур и объединять их независимо от того, к каким породам они принадлежат (как это и было сделано, например, в атласе Ю. В. Половинкиной и др.).

Лучше всего, конечно, это сделать по морфологическим признакам, как наиболее объективно определяемым. Но может быть принят и иной принцип систематизации, например, текстуры, образуемые механическим перемещением осадка, хемогенные, биогенные и невыясненной породы. Или текстуры первично-седиментационные, диагенетические и более поздние (эпигенеза, метаморфизма, гипергенеза). Можно было бы разделить материал еще по каким-либо особенностям текстур, но во всяком случае не по вещественному составу пород.

Принцип деления, принятый авторами, неверен и по существу самого признака, так как в большинстве случаев текстура породы не имеет прямой зависимости от ее вещественного состава. Так, например, при механическом перемещении осадка в нем возникают совершенно одинаковые слоистые текстуры и в песчаниках, и в известняках, и в гипсах, независимо от того, передвигаются ли зерна кварца, кальцита или гипса. Текстуры, возникающие хемогенным путем, также сходны в породах разного состава. Знаки ряби возникают в осадке определенной структуры в условиях слабых движений среды отложения, но также независимо от вещественного состава осадков.

Такой принцип построения всей работы затрудняет также и пользование материалом, особенно в поле, когда геолог в ряде случаев не может сразу точно определить породу и, видя в ней ту или иную текстуру, будет в недоумении, в каком из многочисленных томов он должен ее искать? Наконец, весьма часто породы бывают смешанного состава (кремнисто-карбонатные, глинисто-карбонатные и др.) или образуют сложное чередование. Как же определять текстуры таких пород?

Совершенно ясно, что либо авторы должны будут повторять одни и те же текстуры в разных частях, что вызовет неоправданное увеличение объема работы, либо же делать бесконечные ссылки на предыдущие части, что, несомненно, создаст затруднения при пользовании последующими томами.

Обратимся теперь непосредственно к содержанию опубликованной I части «Атласа» с точки зрения предъявляемых к нему требований, указанных выше.

1. Расположение материала

Принятую в I части «Атласа» систематизацию материала (сначала текстуры на поверхности напластования, потом текстуры в разрезе) также следует признать методически неправильной и практически неудобной. Эти два вида текстур связаны друг с другом самым непосредственным образом и по существу выражают одну и ту же текстуру, но лишь видную в разных плоскостях. Поэтому они должны изучаться совместно и одновременно, только тогда можно понять их генетическую сущность (на это еще в 1950 г. указывал Н. Б. Вассоевич).

Геолог, изучающий породу, всегда стремится смотреть ее в трех измерениях. Если же это иногда практически невозможно, и он видит текстуру лишь в одной плоскости, то как раз материал «Атласа» должен ему подсказать, как можно представить себе эту текстуру в третьем измерении, то есть объемно. Только тогда может идти речь о правильных генетических выводах.

Особенно резко это заметно на таблицах, иллюстрирующих ходы червей и следы других животных. Из приведенных таблиц не ясно, какие знаки в разрезе соответствуют каким знакам на поверхности наслоения. А ведь далеко не все животные либо только ползают, не углубляясь в ил, либо только зарываются, «не сделав ни шага» на поверхности осадка. Кроме того, определенный стиль передвижения бесскелетных животных, очевидно, свойствен и определенным видам последних, так что эти знаки иногда даже могут выполнять роль стратиграфического признака. То же можно сказать и о трещинах растрескивания — их также надо рассматривать и в разрезе, и в плане одновременно. Осталось неясным, как же отличить трещины усыхания от других трещин? Параллельное рассмотрение их на площади и в разрезе показало бы, что сходные по виду на поверхности осадка трещины различаются все же в зависимости от их происхождения.

Второй методический недостаток работы расположения материала в I части — это разделение макро- и микротекстур и помещение последних в один раздел со структурами.

В данном вопросе опять нет достаточной четкости в распределении материала. Если учесть, что для всей работы в целом материал распределяется по породам, то, казалось бы, и I часть должна быть построена по этому же принципу и иметь разделы: конгломераты; песчаники; алевролиты; глины. Однако составляя уже I часть, авторы, очевидно, сами почувствовали недостаток своей системы и сразу же сами нарушили ее. В результате в I части «Атласа» табличный материал распределен примерно следующим образом: 1) макротекстуры, 2) структуры макро- и микро-, причем в этот же раздел включены и некоторые микротекстуры (преимущественно глинистых пород).

По-видимому, правильнее было бы делить материал по принципу определения признаков: 1) видимые невооруженным глазом структуры и макротекстуры; 2) определяемые под микроскопом структуры и микротекстуры. При этом отчетливо было бы видно и соотношение этих двух важных признаков между собой. Практически это также удобно, так как примерно соответствует полевым и камеральным наблюдениям. Но можно было дать и деление по признакам пород: структуры (макро + микро) и текстуры (макро + микро). При этом и таблицы надо было расположить именно в такой же последовательности, а не наоборот, как это сделали авторы, так как любой геолог практически сначала определяет структуру породы (например, песчаник), а потом уже смотрит ее текстуру.

2. Классификация текстур

Авторы в предисловии (стр. 3) указывают, что ими упорядочена и частично разработана классификация и номенклатура. Но что касается текстур — этого нет. В тексте «Атласа» приводятся лишь краткие сведения о подходе различных авторов к принципу классификации, но недостаточно ясно, каких же классификационных схем придерживаются авторы «Атласа» и что они считают более правильным? В «Атласе» даны таблицы классификаций обломочных пород по вещественному и гранулометрическому составам, предложенных разными исследователями. Такие таблицы весьма полезны и помогают геологам ориентироваться в этих вопросах. Остается только пожалеть, что не дано таких сводных таблиц по текстурам и их морфологическим признакам, хотя соответствующий материал можно было найти в опубликованной литературе.

В отношении систематизации материала есть и ряд других недочетов, а с принятым подразделением типов текстур не всегда можно согласиться.

Текстуры поверхностей напластования подразделяются авторами на: 1) абиогенные; 2) биогенные; 3) загадочные сетки типа палеодиктион; 4) гиероглифы — группа характерных знаков невыясненного происхождения. Вряд ли в классификационной схеме можно ставить в один ранг многочисленные абиогенные текстуры разнообразного генезиса и такой частный случай знаков неизвестного происхождения, как редко встречающиеся сетки палеодиктион. Совершенно несомненно, что здесь следовало бы дать трехчленную группировку: знаки абиогенные, биогенные и неизвестного происхождения (в том числе и палеодиктион, и гиероглифы, и др.).

Не совсем удачна по смыслу и рубрикация в разделе «Внутрипластовые текстуры». В частности, деление горизонтальной слоистости на 1) ритмическую или повторную (в том числе ленточную); 2) простую линейную; 3) прерывистую (штриховатую) — неправильно, так как эти три типа выделяются по разным признакам и поэтому перекрывают друг друга: прерывистая слоистость — это та же линейная, а линейная может быть и ритмической; и вообще сама суть любой слоистости пород (слойчатости) заключается в ритмичном повторении сходных слойков. Кроме того, авторы выделяют еще ориентированную слоистость, но ведь все указанные выше типы слоистости тоже ориентированные. Такое деление не отвечает основным требованиям, предъявляемым к классификациям и рубрикациям в них.

Конкреционная текстура помещена в маленький раздел «Некоторые другие текстуры»; в нем еще описана только глобулярная текстура песчаников, которая, очевидно, является лишь разновидностью конкреционной. Конкреционная текстура охарактеризована следующим образом (стр. 47): «...среди глин триаса встречаются конкреционные сростковые неправильнопочковидные текстуры, возникшие, по-видимому, при диагенезе...», при этом отмечается, что цемент этих тел тоже глинистый. Эта характеристика только одного частного случая далеко не достаточна. Конкреционные текстуры вообще одни из наиболее распространенных в группе вторичных, в частности диагенетических, текстур; они могут быть встречены в очень многих породах любого возраста; цемент конкреций также может быть весьма различным. Поэтому ссылка на частный случай глин триаса здесь совершенно не при чем. Очевидно, надо было выделить хотя бы небольшой раздел «Вторичные текстуры» (в том числе конкреционные), показав их и на поверхности наслоения, и в разрезе (конкреции как параллельные общему напластованию, так и секущие его).

Надо было показать, что вторичные текстуры, приводимые авторами, относятся к разным этапам становления породы (конкреционная диагенетическая; ориентирован-

ная, возникающая под действием давления; сланцеватая, появляющаяся в результате перекристаллизации, и т. п.), а также показать их отличие от первичной седиментационной текстуры.

3. Соотношение приводимых материалов

Соотношение примеров и иллюстраций различных текстур, охарактеризованных в данном «Атласе», также нельзя признать удачным. Прежде всего, это относится к количеству таблиц и фигур, характеризующих различные макротекстуры. Они распределены следующим образом: из 132 таблиц, посвященных текстурам, знаки ряби на поверхности напластования показаны на 27 таблицах, следы червей и илоедов — на 22, трещины усыхания — на 13, различные знаки и отпечатки — на 38. В то же время такой характерный признак осадочных пород, как слоистость, представлена всего на 18 таблицах (все ее типы). Остальные 14 таблиц показывают знаки неясного происхождения, оползания и др.

Совершенно очевидно, что такой подбор материала не соответствует его значению. Если до недавнего времени вопрос о том, можно ли использовать слоистые текстуры как признак той или иной фации, еще дискутировался, то в последние годы ответ на него уже не вызывает сомнений, и получаемый новый конкретный материал все более подтверждает его значение с этой точки зрения (так что может уточняться лишь значение того или иного конкретного признака слоистой текстуры). Между тем, фотографий слоистости не только мало, но и подобраны они не всегда целеустремленно. Материал по слоистости в целом характеризует это сложное явление не в полной мере. При этом большинство фотографий (41 из 53) относится к ископаемым отложениям, в то время как правильнее было бы дать побольше фотографий морфологических типов слоистости в современных и четвертичных отложениях заведомо известного генезиса.

Что же касается рябей, то генетическое значение их разновидностей пока не установлено. Простое же определение в породе лишь факта наличия знаков ряби весьма мало дает для определения генезиса пород, так как ряби встречаются в отложениях любых континентальных фаций и на любых глубинах морей и океанов. Следовательно, либо надо было показать их специфику и некоторые особенности в зависимости от обстановок седиментации (что, вероятно, можно было сделать), либо дать их в значительно меньшем объеме, а не отводить им такое большое количество таблиц, на которых фотографии часто совершенно ничем не отличаются друг от друга, кроме подписей.

В тексте указано, что следует различать генетически разные ряби: рябь интерференционную и рябь наложения. Однако не сказано, по каким признакам их можно отличить друг от друга в породах. Трещины усыхания показаны на 13 таблицах и только в плане, но ни на одной таблице они не даны в разрезе. При этом обильно иллюстрированы многоугольные трещины, однако ведь есть и другие, весьма своеобразные, но не пересекающиеся трещины. Они не показаны, и о них ничего не сказано. Совсем не отражены брекчиевидные текстуры и связь их с трещинами растрескивания. (Брекчии помещены в разделе структур, без выделения широко известной брекчиевидной текстуры).

Большое внимание уделено галькам и определению их ориентировки, так что даже введен ряд таблиц, на которых представлены приборы для их замеров, розы-диаграммы, карты течений и т. д., т. е. материал, не имеющий непосредственного отношения к «Атласу». Если авторы решили вводить элементы методики, то спрашивается, почему не даны другие методы (например, коннексии, замеров косой слоистости и т. п.), а отдано предпочтение только одному именно этому методу? Очевидно, лишь потому, что им занимался редактор «Атласа» А. В. Хабаков? Также сказывается и влияние М. Ф. Викуловой при описании микротекстур: основное внимание здесь уделено глинам. При подборе материала авторам «Атласа», очевидно, надо было проявить больше объективности. А если уж давать так подробно материал по галькам, то надо было отметить сложные соотношения ориентировки галек с направлением течений и направлениям падения косых слойков в зависимости от структуры осадка и условий осаждения.

4. О затруднениях при пользовании «Атласом»

Что касается легкости пользования и быстроты ориентировки в предложенном материале, то им прежде всего очень мешает отсутствие заголовков у таблиц и перечня групп последних в оглавлении: нет даже разделения на фото текстур и фото структур.

В какой-то мере ссылки на таблицы даны в словаре, но далеко не везде и не всегда согласованные. Так, например, в термине «знаки волновой ряби» ссылок на таблицы нет; «знаки ряби течений» — ссылка только на таблицы 2 и 3, в то время как они показаны еще и на других таблицах и т. д.

В предметном указателе даны ссылки на страницы; иногда ссылки на таблицы даны курсивом. Таким образом, иллюстрацию к данному термину надо искать то по номеру страницы, то по номеру таблицы, причем шрифт их очень мало отличается. Кроме того, это сделано не везде и не полностью. Так, например (из взятых наудачу терминов): «знаки ряби» (стр. 529) — все ссылки даны на номера страниц, причем ссылки на стр. 160 и 188 случайны, так как в действительности ряби занимают в таблицах все страницы от 146 до 189; «слоистость ленточная» — дана ссылка на стр. 352, на которой она вообще не упоминается и т. п.

Заголовки таблиц имеются лишь у 26 из 268, причем преимущественно по структурам песчано-галечных пород. Для таблиц, иллюстрирующих текстуры, заголовки даны почему-то только для четырех таблиц (122—125) с трубчатыми текстурами; на остальных таблицах заголовки отсутствуют. Таким образом, если читатель хочет посмотреть какую-либо конкретную текстуру, он вынужден перелистывать подряд все таблицы и при этом читать подписи к каждой фигуре. Но ведь очень неудобно, когда для того чтобы найти какую-то текстуру, надо просмотреть весь «Атлас» — и предметный указатель, и словарь и вдобавок, не надеясь на них полностью, перелистать все таблицы. Что касается предметного указателя, то в нем надо было дать ссылки на номера страниц только для текста и затем, резко отличным шрифтом,— на номера таблиц.

Затрудняет пользование таблицами также отсутствие линейных масштабов. Указания в тексте подписей к фигурам на различные дробные уменьшения (3/8 натуральной величины, 1/5, 2/3, 5/7 и т. п.) делают зрительно трудно сопоставимым фотографии, даже помещенные на одной странице.

5. Соответствие материала «Атласа» современному уровню знаний

Как удачу авторов следует отметить то, что в «Атласе» помещены текстуры осадков на больших глубинах, на дне океанов, сфотографированные экспедицией корабля «Витязь». Несмотря на то, что материал этот несколько выпадает из общего плана работы, присутствие его весьма полезно.

Но плохо то, что наряду с такими последними данными в «Атласе» приводится материал и значительно устаревший. Так, определение генетических типов слоистости дано по работе Ю. А. Жемчужникова 1923 г., тогда, когда этот вопрос им только был впервые поставлен, и естественно, что за последующие 40 лет разрешение его продвинулось очень далеко вперед. По знакам, оставляемым на поверхности дна разными животными, не использованы работы последних лет: И. В. Хворовой (1955), статьи, опубликованные в немецком журнале «Senkenbergiana», по гиероглифам В. А. Гроссгейма (1955) и другие. По слоистости не учтена работа по генетической классификации косой слоистости Ботвинкиной (1960). Нет примеров текстур современных прибрежно-морских отложений (работы Ван-Страатена, Мак-Ки и др.). Совершенно не показаны текстуры, образуемые мутьевыми течениями, описанные в многочисленных работах голландского геолога Кюнена и в работах других исследователей.

Однако в списке литературы много работ, посвященных частным вопросам, почти не имеющим отношения к содержанию «Атласа», а также ряд работ, в настоящее время уже сильно устаревших (в том числе работы начала XX и даже конца XIX в.). Поэтому читателю, особенно мало знакомому с этой литературой (если он захочет побольше почитать по какому-либо вопросу, связанному с изучением текстур или структур), очень трудно будет выбрать основные работы, потонувшие в общем списке.

6. Частные замечания по тексту, словарю и таблицам

Кроме всего перечисленного можно отметить еще ряд частных, и более крупных, и более мелких недостатков разного рода.

Так, в тексте много путаницы в вопросе о рябях; в результате этого, хотя ряби представлены почти на 30 таблицах, ясности в их понимании нет. То же относится и к трещинам: почему-то авторы сосредоточили свое внимание в основном на трещинах усыхания, почти не рассмотрев другие и не показав черты их сходства и различия в зависимости от происхождения. Неверно также и то, что косая слоистость может быть только в обломочных породах: она может в такой степени быть и в биогенных породах, если органические остатки перераспределяются движением среды отложения.

В главе III, посвященной структурам («Структуры и микроструктуры обломочных и глинистых пород»), выделен раздел 4, где описываются текстуры («Микро- и некоторые макротекстуры песчаных и алевритовых пород»). При этом указанная микрококослоистая текстура, да еще разнонаправленная, вряд ли вообще существует в природе. На приведенном фото, ее иллюстрирующем (табл. 243, фиг. 2), под микроскопом видна лишь часть двух серий обычной волнистой перекрестной слоистости, безусловно видной и невооруженным глазом (судя по фото, мощность слойков от долей миллиметра до 4 *мм*).

При характеристике текстур глин, классификация их на стр. 83 не приведена в соответствие с перечнем и характеристикой, данными на стр. 88—90, а совпадают они лишь частично, поэтому их трудно сопоставлять между собой и привязывать к ним иллюстрации. Есть еще ряд мелких недочетов и недоделок.

По словарю есть много замечаний относительно определений. В частности, неверно, что косая слоистость наиболее четко выражена в аллювии; просто к моменту работы над «Атласом» у авторов было больше такого материала, чем другого. Само определение косой слоистости как синонима слоистости типа потоков является устаревшим. Нельзя плойчатость в гипсах, возникающую в результате перекристаллизации, называть ложными знаками ряби. Это все равно, что, например, метаморфизм называть ложным диагенезом.

Нет единства терминологии как внутри словаря, так и при сопоставлении его с таблицами. Например, для термина «слойчатость» отмечен синоним «слоистость», но последнего в словаре нет: для «трубчатой текстуры» указан синоним «червеобразная текстура», но такой в словаре нет, зато «сколитовая текстура» указана как синоним «трубчатой». Термин «микрослоистая волнистая текстура» (стр. 106) имеет ссылку на табл. 244, фиг. 2, но там она названа линзовидной микрослоистой. Между тем, термина «линзовидная слоистость» вообще нет в словаре и т. д. К некоторым весьма важным терминам не даны иллюстрации (например, пластинчатая текстура, плойчатая текстура, подводные трещины и др.).

Определение «сетчатая текстура» относится к генетически разным понятиям. Вряд ли стоит употреблять один и тот же термин для определения таких различных текстур, как вторичная текстура гипсов, нарушения слоистости корнями растений и текстура глин, возникающая в результате неоднородной ориентировки глинистых минералов.

Перечень подобных замечаний по словарю можно было бы значительно увеличить.

По таблицам основные замечания уже были сделаны выше. Можно добавить еще лишь ряд мелких редакционных замечаний (например, на табл. 107, фиг. 1 дана фотография из работы Ботвинкиной Л. Н.— волнистая перекрестная слоистость в крупнозернистом алевролите, но в подписи почему-то сказано, что это пологоволнистая слоистость в аргиллите; на табл. 2, фиг. 1 и табл. 13, фиг. 1 показаны профили неправильной асимметричной ряби, а в подписи сказано, что она симметричная, и т. п.), но на них останавливаться не стоит.

По поводу таблиц следует еще только сказать, что фотографии, помещаемые на одной странице, не всегда подбирались по какому-либо определенному признаку. Если бы авторы делали заглавия к каждой таблице, они неизбежно бы это почувствовали и распределили фотографии по таблицам более систематизированно.

Оформление «Атласа» сделано на высоком уровне: фотографии технически выполнены хорошо, на них отчетливо видны все детали. Приведенные иллюстрации дают полное представление об изображаемых на них природных объектах. Неудачных фотографий почти нет (пожалуй, неудачно лишь одно фото — табл. 110, фиг. 2, сделанное с неясного снимка из работы Ульста).

Из всего сказанного вытекает, что, к сожалению, «Атлас текстур и структур осадочных горных пород» не отвечает полностью тем основным общим требованиям, которые обязательно предъявляются к работам подобного типа. Материал, как во всей работе в целом, так и внутри первого тома расположен неудачно в методическом отношении и неудобно с точки зрения его практического использования. Систематизация его недостаточно продумана, соотношение отдельных частей не соответствует их значению. Имеется ряд недочетов и ошибок разного рода. Принятое построение работы, очевидно, неизбежно повлечет еще и многочисленные повторения в последующих томах.

Вместе с тем авторами «Атласа» собран очень большой разнообразный и нужный материал; работа их — плод большого и кропотливого труда, поэтому тем более обидны недостатки работы, большинства которых можно было бы избежать. Очень жаль, что такая всем нужная и полезная книга вышла из печати недостаточно продуманной, доработанной и отредактированной. Очевидно, это вина не только авторов, но и редакторов, в том числе редактора Госгеолтехиздата Н. Г. Державиной.

Остается пожелать, чтобы последующие тома этой безусловно необходимой работы избежали бы недостатков, присущих первому тому.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Составлен Е. В. Дмитриевой, Г. И. Ершовой, Е. И. Орешниковой под руководством М. Ф. Викуловой и А. В. Хабакова. Госгеолтехиздат, 1962.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. ГОНТИ, 1958.

Ботвинкина Л. Н. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1959.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость, как генетический признак осадочных пород. В кн. «Междунар. геол. конгр., XXI сес., Доклады сов. геологов по седиментологии». Госгеолтехиздат, 1960.
Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 59, 1962.
Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1956.
Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.
Гроссгейм В. А. Опыт создания терминологии для морфологического описания гиероглифов. Сб. ВНИГРИ, 3(6), 1955.
Исаенко М. П. Определитель главнейших текстур и структур руд. Госгеолтехиздат, 1962.
Исаенко М. П., Кузьминский Н. Н. О кн. Шахова «Текстуры руд», Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 7, 1963.
Калганов М. И. Атлас текстур и структур железистых кварцитов и богатых железных руд Курской магнитной аномалии и некоторых других месторождений. Изд. АН СССР, 1955.
Методы изучения осадочных пород, т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
Половинкина Ю. И., Викулова М. Ф. и др. Структуры горных пород, т. II. Осадочные породы. Госгеолтехиздат, 1948.
Талдыкин С. И., Гончарик Н. Ф., Еникеева Г. Н., Розина Б. Б. Атлас структур и текстур руд. Госгеолтехиздат, 1954.
Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., вып. 155, № 6, 1955.
Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд. АН СССР, 1958.
Шахов Ф. Н. Текстуры руд. Изд. АН СССР, 1961.
Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Калиненко В. В., Иносова К. И., Ищенко А. М. Атлас микроструктур углей Донецкого бассейна. Под ред. В. С. Яблокова и Ю. А. Жемчужникова. Изд. АН СССР, 1955.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления:
12.III.1964

УДК 552.0

О КНИГЕ В. И. ПОПОВА, С. Д. МАКАРОВА, Ю. В. СТАНКЕВИЧА И А. А. ФИЛИППОВА «РУКОВОДСТВО ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ОСАДОЧНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ И МЕТОДИКА ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ»[1]

А. П. ФЕОФИЛОВА

Рецензируемая работа подразделена на две неравные части. Первая — бóльшая часть (главы I—XIII, стр. 1—570) называется «Определитель фациальных комплексов». Вторая, сравнительно небольшая часть (главы XIV—XX, стр. 570—681) посвящена методике составления палеогеографических карт разных масштабов. Работа в целом интересна как по приводимому в ней обширному новому материалу по фациальному анализу внутриконтинентальных мезозойских и кайнозойских отложений Средней Азии, так и по своим теоретическим установкам, определившим своеобразную организацию фактического материала и структуру глав.

При чтении первая часть работы представляется неоднородной. Первые восемь глав (стр. 1—266) являются по существу монументальным введением, в котором последовательно выявляются общие концепции авторов и довольно сложная система расчленения фаций и отвечающих им породных ассоциаций. Эта система становится полностью ясной лишь в конце главы VIII.

Характеристики отдельных таксономических единиц сделаны здесь широкими мазками, с привлечением большого литературного материала, в том числе относящегося к резко отличным в тектоническом и климатическом отношениях районах. Чувствуется не вполне оправданное желание авторов показать универсальность излагаемых пред-

[1] Труды Проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд. Таш. ГУ, вып. 2. Гостоптехиздат, 1963.

ставлений и схем, применимость их к разнообразным условиям, существовавшим на поверхности Земли на протяжении всего геологически доступного времени.

Последующие четыре главы первой части представляют собой систематическое описание фациальных единиц, обособляющихся на пути движения осадков от источника сноса до бассейна накопления. Эти главы в наибольшей степени отвечают названию «определителя» фаций. Они содержат подробные и совершенно конкретные характеристики среднеазиатских осадочных отложений различного генезиса, основанные на многолетних личных наблюдениях авторов и руководимых ими коллективов геологов. Литературный материал привлекается здесь лишь для сравнений и противопоставлений, оттеняя специфику теплоклиматических, преимущественно аридных, тектонически активных условий Средней Азии, преобладавших в мезо-кайнозойское время.

Под фацией авторы понимают динамически обособленную единицу геологической среды, под термином формация — сообщество пород, отвечающих этой единице. Геологическая среда... «закономерно и многостепенно распадается на ряд единиц разного типа и порядка» (стр. 12). Низшей фациальной единицей являются микрофации. В качестве единиц высших порядков авторы выделяют: фациальные зоны, фациальные пояса, семейства фациальных поясов и фациальные комплексы. Соответственно расчленяются и сообщества пород, отвечающие различным фациальным единицам. Так, фациальным зонам отвечают фациальные пачки, фациальным поясам — фациальные свиты; осадки фациальных комплексов именуются либо формационными комплексами, либо просто формациями.

При этом, однако, авторы предупреждают, что ....«говоря о той или иной фации, т. е. разновидности среды образования породы или комплекса пород... мы подразумеваем при этом также те осадки, которые возникают в этой среде со всеми их типичными для последней петрографическими и палеонтологическими особенностями» (стр. 12). При такой оговорке специальные термины для обозначения осадков, отвечающих тем или иным фациям, (а в ископаемом состоянии и выражающих те или иные фации), становятся излишними. Вероятно поэтому в работе они часто опускаются, а применительно к микрофациям — вообще не употребляются. Заметим, что введенные термины: фациальная пачка и в особенности фациальная свита нельзя считать удачными, так как они заимствованы из стратиграфической терминологии и ассоциируются с синхроничными во времени горизонтами, тогда как отложения фациальных поясов и зон по самой природе своей асинхроничны.

Термин «фация» используется авторами как термин свободного пользования в том смысле, что он применяется к единицам геологической среды любого порядка. Это затрудняет до некоторой степени понимание классификационных схем авторов. Еще больше неясностей вносит такое же свободное использование термина «формация». В тексте работы этот термин часто применяется к отложениям фациальных единиц разных порядков до микрофаций включительно. В результате понимание авторами формации как сообщества пород, отвечающих фациальному комплексу, т. е. сложной многоступенчатой ассоциации фаций разных порядков — затемняется, что приводит к дополнительным разногласиям при обсуждении формаций представителями разных организаций и направлений [2].

В качестве главного признака фациальной классификации выступает динамика среды, характер которой определяет условия переноса и отложения осадков, а также... «их состав и образующиеся при этом ландшафты» (стр. 42). «Так, возникновение аллювиальных фаций определяется движениями речных потоков и переносимых ими осадков,...эоловых — движениями воздушных токов вместе с переносимой ими пылью и пеплом и т. д. (стр. 48). Однако, конкретное содержание и объем понятия «динамика среды» видоизменяется в зависимости от порядка выделяемых фаций. Применительно к микрофациям речь идет об отдельных фазах движения осадочного потока, обособляющихся внутри фациальных зон; так, в случае речного потока, внутри русловой зоны возникают микрофации: остаточно-береговая, стрежневая, косовая [3]; внутри пойменной зоны — промоинно-пойменная, прирусловая валовая, полойная струйчато-слойчатая и т. п. (табл. 3—X).

Фациальные зоны обособляются внутри более крупных единиц — фациальных поясов — как основные фазы развития осадочного потока ведущего типа. Так, в случае равнинно-долинного пояса, в котором ведущим типом движения осадков является речной поток, в направлении от главного русла к периферическим участкам речной долины последовательно выделяются фациальные зоны: 1) недифференцированных отложений; 2) русловых крупнообломочных отложений; 3) пойменных мелкоземистых отложений; 4) застойных озерно-болотных глинистых отложений.

Фациальные пояса обособляются по типам осадочных потоков, пространственно обнимая всю массу перенесенных и отложенных осадков и охватывая все время суще-

[2] Так например, на IV Всесоюзном литологическом совещании в г. Ташкенте в 1959 г. формации В. П. Попова были восприняты многими геологами как монофациальные ассоциации пород, ошибочность чего разъясняется в рецензируемой работе.

[3] Соответствует прирусловой отмели по Е. В. Шанцеру.

ствования данного потока. Таков, например, равнинно-долинный пояс; он граничит, с одной стороны, с подгорновеерным поясом, отложения которого обязаны в основном деятельности временных грязевых и водных потоков, с другой — с подводнодельтовым поясом, в котором ведущим типом движения являются... растекающиеся в водоеме струи речных вод, устремляющихся от берегов в глубь водоема и образующие сточные течения» (стр. 401).

Семейства поясов выступают в качестве промежуточной (в ряде случаев выпадающей) единицы эклектического характера: иногда она объединяет близкие по типу движений пояса, иногда же — совершенно однотипные пояса (по характеру движения), но образовавшиеся в разных климатических условиях.

Значительно сложнее обстоит дело с принципами выделения фациальных комплексов. Авторы правильно полагают, что в обособлении этих крупных полифациальных и полидинамических единиц участвуют тектонический и климатический факторы. Представляется однако натяжкой подведение их под ту же динамическую категорию, в результате чего наряду с динамическими типами осадочного потока выступают (стр. 54) динамические типы литосферы (орография), гидросферы (гидрография) и даже.... атмосферы (климат)! Это ведет не только к терминологическим несоответствиям, но и к недооценке многообразного влияния тектоники и климата. Учитываются только вертикальные тектонические движения, соответственно которым выделяются эпейрогенические комплексы поднятий и опусканий. На втором месте в классификационной таблице (табл. 2—VIII) стоит гидрографический фактор, с учетом которого выделяются гидрографические комплексы: I — наземных поднятий; II — наземно-равнинный; III — подводно-равнинный. Влияние климатического фактора объявляется третьестепенным и хотя климатическим фациальным комплексам посвящена целая глава (VI), в окончательной схеме выделяются лишь ледовые и теплоклиматические комплексы (без подразделения на аридные и гумидные).

Недостатки подобного подхода к расчленению фациальных комплексов сказываются, во-первых, в том, что в один и тот же фациальный комплекс (-формацию) попадают такие совершенно различные полезные ископаемые, как медь, цинк, свинец, гипс, соли (в аридном климате) и уголь, каолиновые глины, бокситы, сидериты и др. железные руды (в гумидном климате; табл. 4—VIII), чем в значительной мере обесценивается значение фациально-формационного анализа; во-вторых, в условиях паралических бассейнов геосинклинальных прогибов, типа, например, Донецкого карбона, наземные и подводные осадки сменяют друг друга в пределах каждого элементарного цикла осадконакопления мощностью 3—5 *м*, что сводит объем формаций до 1,5—2,5— метровых пачек (!). Это свидетельствует о переоценке роли гидрографического фактора и ставит под сомнение целесообразность подразделения формаций на наземные и подводные.

Плодотворность идеи многоступенчатой классификации фаций несомненна. Представляется, однако, что расчленение фаций разных порядков должно базироваться на различных факторах. Авторы убедительно провели расчленение фациальных поясов и зон на основе «стадийно-динамического» принципа, используя последовательную смену различных типов осадочного потока и транспортирующей среды на пути от области сноса к бассейну накопления. Эта часть является наиболее сильной в работе. Однако, применительно к микрофациям в ряде случаев, нам кажется, наиболее существенное значение приобретает вещественно-минеральный состав осадков, позволяющий расчленить, например, микрофации динамически спокойных участков лагун, заливов и морей. Для условий Донецкого карбона, например, это имеет первостепенное значение, так как с лагунной и морской обстановками связана промышленная угленосность (различного типа), заливная же обстановка практически непродуктивна.

При выделении фациальных комплексов (формаций) определяющими, несомненно, должны являться тектоно-климатические факторы. При этом необходимо учитывать не только направленность преобладающих вертикальных движений, но и основные типы тектонических структур с присущими им особенностями развития и режима движений.

В главе IV авторы приводят разделение орографических фациальных комплексов на «горообразовательные», или тектонически мобильные, и на «равнинообразовательные», или относительно стабильные, но в дальнейшем изложении это не находит развития. Трудности здесь, очевидно, заключаются в том, что мы имеем еще очень мало данных об особенностях осадков определенных фаций, в особенности ископаемых, в различных тектонических и климатических обстановках.

В рецензируемой работе содержится довольно много материала по этому вопросу, в том числе целый ряд новых наблюдений, однако, к сожалению, они не систематизированы и по существу на находят отражения в определительных таблицах фаций. В результате фациальные комплексы (формации) оказываются оторванными от фациальных единиц низших порядков; их характеристики даются с общегеологических позиций, а не вытекают из последовательного стадийного фациального анализа.

Тенденция авторов к некоторой схематизации многообразия природных явлений, к подчинению их определенным принципам, единообразно действующим на различных этапах осадочного процесса и участках земной коры, сказывается также: а) в трактов-

ке процесса дифференциации осадков, осуществляющейся (по авторам) в пределах каждой фациальной единицы, причем она каждый раз начинается как бы с начала, т. е. с разделения смешанных интегрированных материалов на все более дифференцированные, вплоть до однородных тонко-отмученных терригенных или «специализированных» (коллоидных, органических и т. п.) осадков (это убедительно для наземных поясов, особенно областей поднятий, но весьма проблематично для подводных); б) в так называемом «принципе полярности», следуя которому, авторы расчленяют гидрографические комплексы на наземные, подводные и подземные (наземные — подводные недостаточно полярно!), причем подземный комплекс по характеристике самих же авторов возникает в диагенезе, накладываясь, таким образом, на любые первичные комплексы; в) в перенесении весьма специфических условий Средней Азии на резко отличные в тектоно-климатическом отношении районы и в попытках объяснения некоторых структурно-текстурных особенностей изучавшихся авторами осадков схемами, разработанными для других условий. Например, схемы образования речных долин и косой слоистости русловых осадков по Е. В. Шанцеру, очевидно, не применимы к горно-долинным рекам с характерным для них множеством... «вееров выноса соединенных последовательно друг с другом и следующих по одной общей продольной оси, соответствующей руслу» (стр. 340).

Ценность работе придает как раз своеобразие характеризуемых в ней породных ассоциаций различных фаций, сравнительно, например, с условиями подавляющего большинства палеозойских угленосных бассейнов, фации которых широко освещены в литературе. Это относится не только к наземным осадкам, но и к подводным, среди которых весьма специфичны, например, доннотечениевые осадки разных типов, в том числе проливов, осадки мутьевых потоков и др.

Интересно построена классификация ритмов (циклов) разного порядка, целиком основывающаяся на схеме многоступенчатого расчленения фаций. Перспективна попытка расчленения «почвенно-диагенетических фаз» наземных осадков в различных климатических условиях.

К сожалению, чтение работы очень затрудняется стилистическими небрежностями, например, такими тавтологическими выражениями, как «фациальные условия среды» (стр. 26) или «фациальные единицы фаций» (стр. 27) и пр., особенно частыми в первых главах; использованием малоупотребительных терминов, вроде «паттум», «нагельфлю»; очень произвольными определениями форм слоистости (например, двусторонняя перьевидная косая) и знаков ряби (характеризуются расстоянием между гребнями вместо общепринятого отношения этого расстояния к высоте гребней); также плохой корректурой (неточности цитат, ссылок, нумераций фигур и т. п.).

Не удачно составлены определительные таблицы фаций. Так в основной таблице «Сводный определитель наземных микрофаций в пустынях» (табл. 13—X) под общим заголовком «ключ к определению пустынно-континентальных фаций» даются единичные не систематизированные и иногда не согласованные между собой признаки общего характера. Вряд ли они достаточны для уверенного выделения большого количества дробно расчлененных фаций, приводимых в данной таблице; к тому же некоторые из этих признаков вообще мало пригодны для определения ископаемых фаций (например, первичный наклон слоев, ориентировка глыб). Трудно понять, к какому фациальному поясу (и зоне) относится данная микрофация, и еще труднее — к какому фациальному комплексу она принадлежит.

Название работы не вполне соответствует ее содержанию: по существу в ней даются определения и характеристики наземных и подводных фациальных поясов, а не фациальных комплексов (формаций).

Геологический институт АН СССР
г. Москва

Дата поступления
27.II.1964

УДК 550.42 : 551.735.2(571.56)

О ГЕОХИМИИ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ (ПО ПОВОДУ СТАТЬИ А. А. КОРДИКОВА)

А. В. ПАВЛОВ, Н. Д. ВАСИЛЕВСКАЯ, Е. С. КОРЖЕНЕВСКАЯ, Т. М. ПЧЕЛИНА, В. П. ЛИ, Г. П. АРСЕНЬЕВА

В статье А. А. Кордикова, посвященной геохимии угленосных отложений Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна, приведен обширный материал по распределению железа, марганца, фосфора, органического углерода и некоторых малых элементов в породах угленосной толщи, описаны процессы диагенетического минералообразования и на основе этих данных предложена схема накопления угленосной толщи этого района.

Автором статьи в подборе фактического материала и в выводах об условиях образования угленосных отложений допущено значительное количество ошибок и неточностей. Ошибки обусловлены тем, что А. А. Кордиков очень слабо знаком с геологическими материалами, полученными в Алдано-Чульменском районе в последние годы и в частности с материалами, собранными в 1960—1962 гг. коллективом специалистов НИИГА, в работах которого принимал участие и А. А. Кордиков.

При описании вещественного состава угленосных отложений автор указывает, что в разрезе дурайской свиты песчаники преобладают над алевролитами и аргиллитами. Однако по подсчетам В. П. Ли распределение различных типов пород в разрезе угленосных отложений Алдано-Чульманского района характеризуется следующими цифрами:

Свита	Песчаники, %	Алевролиты и аргиллиты, %
Юхтинская	76	24
Дурайская	43—48	52—57
Горкитская		
нижняя часть	85—88	12—15
верхняя часть	40—50	50—60
Холодниканская		
нижняя часть	92—96	4—8

Автор статьи в своих построениях не учитывает того, что в настоящее время горкитская свита подразделяется на две примерно равные по мощности части: нижнюю, существенно песчаную, и верхнюю, приближающуюся по своему составу к дурайской свите. Распределение железа, марганца, фосфора, органического углерода и малых элементов в породах приведены в работе А. А. Кордикова без учета этого деления.

В статье указывается, что мощность, границы и угленосность холодниканской свиты не достаточно выявлены. В Алдано-Чульманском районе эта свита известна на детально разведанном Нерюнгринском месторождении, поэтому указывать на ее недостаточную изученность не приходится, так как отложения свиты пересечены многими скважинами и вскрыты горными выработками.

Автор, по данным микроскопических исследований, подразделяет холодниканскую свиту на три пачки, не учитывая того, что А. В. Павловым была описана лишь самая нижняя часть этой свиты и всего по двум скважинам — 67 и 84; видимая мощность отложений по скважинам — соответственно 143,4 и 126 *м*, а наибольшая сохранившаяся от эрозии мощность холодниканской свиты по другим, нами не исследованным выработкам составляет 340 *м*.

Автор приводит очень устаревшие данные об угленосности Алдано-Чульманского района. Особенно это касается отложений горкитской свиты. В настоящее время в этой свите известно до 55 пластов угля (а не 4, как указано в статье А. А. Кордикова), из которых около 26 на значительных участках имеют устойчивую рабочую мощность. Разрез свиты заканчивается пластом угля Мощный, мощность которого 30—50 *м*. Таким образом, суммарная мощность пластов угля горкитской свиты не 2,4 *м*, как считает автор статьи, а несколько десятков метров.

В статье утверждается, что растительность наиболее пышно расцветала в эпоху образования дурайской свиты и, следовательно, для среднеюрского времени характерен климатический оптимум. Основанием для такого вывода послужили данные по распространению видов растений в разрезе угленосной толщи, заимствованные у З. П. Просвиряковой (юхтинская свита — 14 видов растений, дурайская — 74, горкитская — 45, холодниканская — 7).

По данным Н. Д. Василевской, в коллекции, собранной в 1960—1961 гг. сотрудниками НИИГА, в юхтинской свите установлено 17 видов растений, дурайской свите 28, горкитской 119 и холодниканской 20. Следует указать, что в коллекции Р. З. Генкиной (1961) значительно богаче по сравнению с нашей представлена флора холодниканской свиты. Такие расхождения связаны в основном с тем, что З. П. Просвиряковой наиболее полные сборы флоры сделаны в отложениях дурайской свиты, Н. Д. Василевской — в отложениях горкитской свиты; Р. З. Генкина определяла флору из пород холодниканской свиты.

К этому следует добавить, что петрографическими исследованиями установлена полная идентичность исходного растительного материала углей, свидетельствующая об однообразии растительности во время формирования пластов угля дурайской и горкитской свит.

Поэтому автору, помимо материалов З. П. Просвиряковой, необходимо было обязательно ознакомиться и с имеющимися к моменту написания статьи палеоботаническими материалами других исследователей и с углепетрографическими данными. Тогда он не сделал бы неверного вывода о климатическом оптимуме в среднеюрское время.

В Алдано-Чульманском районе отпечатки растений, как правило, приурочены к тонкозернистым породам — аргиллитам и алевролитам и довольно редки в песчаниках, так как последние крайне неблагоприятны для консервации растительного материала. Поэтому значительно обедненный видовой состав флоры юхтинской свиты скорее всего

обусловлен существенно песчаным характером отложений этой свиты, почти полным отсутствием аргиллитов и слабым развитием алевролитов.

Что касается климата, господствовавшего в Алдано-Чульманском районе в юрско-меловое время, до полной обработки флористических материалов можно сказать только, что в комплексе флоры всех четырех свит юрско-меловых отложений района существенные различия отсутствуют. В угленосной толще наиболее часто встречаются остатки листьев папоротников, гинкговых, хвойных, реже — остатки цикадофитов, хвощей и плауновых. Этот комплекс свидетельствует о том, что в районе во время формирования угленосных отложений господствовал умеренный, а не субтропический или тропический климат, как считает А. А. Кордиков.

Автор статьи при анализе распределения железа, марганца, фосфора и некоторых малых элементов в ряду песчаник — алевролит — аргиллит указывает, что отложения юхтинской свиты характеризуются пестрым, дурайской свиты — упорядоченным, горкитской свиты — промежуточным и холодниканской свиты — резко выраженным пестрым распределением этих элементов.

Ссылаясь на работы Н. М. Страхова, автор объясняет подобное распределение элементов воздействием трех главных факторов: формы миграции элементов, интенсивности химического выветривания пород на водосборных площадях и сортировки терригенного материала при переносе их в конечные водоемы стока. При этом он совершенно не учитывает роли органического вещества, присутствующего в исследованных образцах, а, как нам кажется, значение органического материала в распределении элементов довольно велико. Так, в угольных пластах и углистых включениях угленосных отложений района концентрация малых элементов во много раз выше, чем во вмещающих породах, что свидетельствует о высокой сорбционной способности растительного вещества. Поэтому концентрация многих элементов и закономерность их распределения в значительной мере будут определяться количеством органического вещества, присутствующего в породе. Так, в отложениях дурайской свиты упорядоченный тип распределения малых элементов сопровождается и упорядоченным распределением органического вещества, в отложениях горкитской свиты промежуточный тип распределения малых элементов характеризуется и промежуточным распределением органического вещества и лишь в отложениях юхтинской свиты упорядоченному распределению органического углерода соответствует неупорядоченное, пестрое распределение малых элементов.

В табл. 6 автором допущены грубые ошибки в наименовании пород. Так, глинистые известняки с содержанием кальцита 51,1—80,0, сидерита 1,7—2,8 и родохрозита 0,6—0,9% названы им известковистыми аргиллитами; сидериты алевритовые, содержащие 1,4—1,7 кальцита, 64,4—65,4 сидерита, 4,3—4,9 доломита и 1,5% родохрозита,— сидеритовыми алевролитами и, наконец, глинистые сидериты, состоящие из кальцита (4,2—19,7%), сидерита (58,9—84,0%), доломита (5,0—11,6%) и родохрозита (1,2—2,3%),— сидеритовыми аргиллитами.

Нам представляются неоправданными рассуждения автора об образовании широко распространенных в угленосной толще района конкреционных прослоев известковистых песчаников и о редком присутствии в ней остатков фауны.

По мнению автора, линзы известковистых песчаников представляют собой не что иное, как бывшие пелециподовые банки: карбонатный материал раковин после погружения угленосной толщи подвергся растворению и переотложению и стал играть роль базального цемента песчаников и алевролитов. С этим обстоятельством якобы и связана редкая встречаемость фауны в угленосной толще района.

Геологам-угольщикам давно известно, что континентальные угленосные отложения вообще бедны фаунистическими остатками и это связано не с последующими процессами преобразования пород в стадии диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма, а обусловлено первичными условиями накопления осадков, т. е. фациальными причинами. В самом деле, в угленосных толщах паралического типа, которые проходят те же самые стадии преобразования, что и континентальные угленосные отложения, фауна все же обильна и не исчезает в процессе растворения и перекристаллизации.

Кроме того, надо учитывать и то обстоятельство, что исследовался в основном керн буровых скважин, который нельзя, конечно, признать благоприятным для сбора фауны. При разработке континентальных угленосных отложений оказывается, что они не так бедны фауной, как это представляется по данным разведочных материалов. Можно предположить, по аналогии с другими угольными месторождениями СССР, что в процессе эксплуатационных работ в угленосной толще Алдано-Чульманского района будут обнаружены богатые скопления фауны.

Автора статьи беспокоит то обстоятельство, что в угленосной толще Алдано-Чульманского района, имеющей явно континентальный генезис, широко распространен кальцит, который обычно характерен для морских отложений. Но нужно иметь в виду, что Алдано-Чульманский район с севера и частично с северо-востока оконтурен выходами мощной толщи карбонатных пород кембрийского возраста; эта толща, вероятно, во время эрозии в юрское время поставляла в обширный пресноводный бассейн карбонатный материал, создавая тем самым в определенные промежутки времени избыток

кальция и садку его в виде кальцита. Линзы карбонатных песчаников и алевролитов представляют собой не что иное, как обычные конкреционные образования, а не растворившиеся и перекристаллизованные пелециподовые банки.

Естественно, что и в заключительном разделе статьи, где рассматриваются условия образования угленосных отложений Алдано-Чульманского района, отмеченные выше ошибки нашли свое отражение. Это прежде всего касается выводов о климатических изменениях в юрско-меловое время и о процессах торфообразования и угленакопления. По представлениям автора, в юрско-меловое время в пределах обширной предгорной равнины, на которой вследствие опускания происходило формирование угленосной толщи, существовала очень «пестрая» палеогеографическая обстановка: система озер, стариц, коротких проток между озерами, болот. Подобная точка зрения не имеет ничего общего с фактическим материалом, так как в Алдано-Чульманском районе в ископаемом состоянии генетические границы (береговые линии) этих многочисленных древних озер, стариц и т. п. пока никем не были обнаружены.

Фактический материал свидетельствует и о том, что угленакопление происходило в едином обширном пресноводном бассейне, а угли района, вероятнее всего, имеют аллохтонное происхождение.

Научно-исследовательский
институт геологии Арктики
Ленинград

Дата поступления
11.II.1964

УДК 550.42:551.735.2(571.56)

ОТВЕТ НА КРИТИКУ СТАТЬИ «ГЕОХИМИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ»

А. А. КОРДИКОВ

Группа сотрудников НИИГА высказала по поводу моей статьи «Геохимия угленосных отложений Южной Якутии», напечатанной в журнале «Литология и полезные ископаемые», № 3, 1963 г., ряд критических замечаний.

Не разбирая всех, мы остановились только на некоторых, имеющих принципиальный характер.

По мнению «группы авторов», опубликованные в моей статье данные о распределении химических элементов в породах угленосной толщи не учитывают «нового подразделения» угленосной толщи. В частности, горкитская свита угленосной толщи Южной Якутии в литологическом отношении подразделяется якобы на две примерно равные по мощности части: нижнюю, существенно песчаную, и верхнюю, приближающуюся по своему составу к дурайской свите. Однако подобное подразделение в их собственном окончательном отчете за 1962 г. по угленосной толще Южной Якутии отсутствует. В табл. 1, составленной нами по сводному стратиграфическому разрезу Алдано-Чульманского района Южной Якутии, построенному Б. Н. Налуцишиным, расчленение угленосной толщи Южной Якутии выглядит так (см. таблицу):

Свиты	Возраст	Мощность, *м*	Песчаники, %	Переслаивание песчаников с тонкозернистыми породами, %	Алевролиты, аргиллиты, %
Холодниканская	Cr_1	340	100	—	—
Горкитская [1]	J_3				
верхняя часть	»	1250	48,0	37,0	15,0
нижняя часть	»	1350	80,3	4,3	15,4
Дурайская	J_2	450	29	24,4	46,6
Юхтинская	J_1	450	52	39,6	8,4

[1] Расчленение горкитской свиты на верхнюю и нижнюю части сделано уже нами.

Судя по приведенным цифрам, обе части горкитской свиты характеризуются содержанием в них 15% алевролитов и аргиллитов, в то время как в дурайской свите указанных пород в три раза больше, поэтому указывать на почти одинаковый состав обеих свит «группе авторов» нет никаких оснований. Добавим к этому, что более свежими материалами «группа авторов» не располагает, так как после 1961 г. новых исследований в Южной Якутии они не производили.

По мнению моих критиков, данные об угленосности Алдано-Чульманского района, приведенные мной, устарели; особенно это касается горкитской свиты, в которой, по их мнению, она максимальна. Формально это так, ибо в горкитской свите известно около 26 пластов угля рабочей мощности, тогда как в дурайской свите их 22. Однако критики не учитывают, что 26 пластов горкитской свиты распределены в толще мощностью 2500—2700 *м*, тогда как 22 пласта дурайской свиты приходятся всего на 450 *м* мощности. Приводя «устаревшие» данные, нам хотелось подчеркнуть максимальную интенсивность угленакопления и климатический оптимум в средней юре. Как видно из сказанного, новые цифровые данные «группы авторов» ничего не изменили. Если даже количество пластов в горкитской свите в процессе разведки увеличивается вдвое, то и тогда интенсивность угленакопления в дурайской свите будет максимальной.

В подобное же заблуждение впадают критики, приводя видовой состав флоры, известный сейчас для угленосной толщи Южной Якутии. По их данным, количество видов в горкитской свите якобы резко возросло по сравнению с другими свитами. Возможно, это и так, но и в этом случае не учитывается бóльшая мощность горкитской свиты, значительная часть которой будет безусловно отнесена либо к дурайской, либо к другой, промежуточной между ними свите.

Добавим, что достоверность данных Н. Д. Василевской о распределении видов растений по свитам весьма сомнительна, так как она, судя по устному сообщению одного из участников «группы авторов», определяемые ею растения «привязывала» к существующим и не всеми принятыми стратиграфическим подразделениям, хотя следовало ожидать, как это принято, расчленения угленосных отложений Южной Якутии на более дробные единицы. К сожалению, этого у нее не получилось. Дальше выделения давно известных трех отделов юры она не пошла.

Не могу не отметить, что критики не поняли и основной идеи моей статьи. Климатическая и геохимическая обстановка в период накопления угленосной толщи Южной Якутии характеризовалась нами по распределению химических элементов в породах и по некоторым чисто литологическим признакам. Данные по угленосности и развитию флоры, приведенные нами по литературным источникам, служили подсобным материалом, кстати сказать подтверждающим выводы, сделанные по основным геохимическим данным.

«Группа авторов» в противовес мне считает, что угленакопление в Южной Якутии происходило в едином обширном пресноводном бассейне. С этим утверждением трудно согласовать наличие в угленосной толще многочисленных и разнообразных фаций, в том числе фаций русел, пойм и болот. Озерная фация, разумеется, имеет место, но не является единственной. Утверждение «группы авторов» о существовании обширного пресноводного бассейна на протяжении всего юрского периода и нижнего мела мне представляется необоснованным; во всяком случае оно требует серьезной аргументации, чего в статье «группы авторов» нет.

Не могу не выразить удивления, что авторы в моей статье не нашли ни одной положительной черты, а лишь отрицательные. Едва ли это свидетельствует об объективности моих критиков.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
28.III.1964

Цена 1 р. 25 к.

Индекс
70493

ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

НА 1965 ГОД

ЖУРНАЛЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ НАУКАМ

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
Геология рудных месторождений	6	7 р. 50 к.
Геотектоника	6	7 р. 20 к.
Записки Всесоюзного минералогического общества	6	7 р. 20 к.
Известия Академии наук СССР Серия географическая	6	9 руб.
Известия Академии наук СССР Серия геологическая	12	18 руб.
Известия Всесоюзного географического общества	6	5 р. 40 к.
Литология и полезные ископаемые	6	7 р. 20 к.
Океанология	6	9 руб.

ВРЕМЯ ОТКРЫТИЯ ПОДПИСКИ БУДЕТ ОБЪЯВЛЕНО
В ГАЗЕТАХ И ПО РАДИО

«АКАДЕМКНИГА»